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

Université de Nancy I
Faculté des Sciences

UFR STMP
GFD Sciences de la Terre

Laboratoire de Pétrologie

UNIVERSITE NANCY BIBLIOTHEQUE-SCIENCES

Thèse présentée par

Dominique GASQUET

(Maître de Conférences à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie)

pour obtenir le grade de

Docteur ès-Sciences Naturelles

Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien.

Le Massif du Tichka, Haut Atlas occidental (Maroc)

Soutenue le 21 Juin 1991

devant le jury composé de :

G. ROCCI	Président	Université de Nancy I
P. BARBEY	Rapporteur	Université de Nancy I
A. FERNANDEZ	Rapporteur	Université de Limoges
N. ARNDT	Examinateur	Université de Rennes
J. LETERRIER	Examinateur	CRPG, CNRS, Nancy
J. MACAUDIERE	Examinateur	ENSG, INPL, Nancy
P.VIDAL	Examinateur	CNRS, Clermont-Ferrand

- AVANT-PROPOS -

Ce mémoire est l'aboutissement d'une étude commencée en 1981-1982 à l'initiative de G. Rocci et J.L. Tane. Il traduit une collaboration initiée en 1982 entre la Faculté des Sciences de Nancy I (G. Rocci), le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (J. Leterrier), le Laboratoire de Géochimie Isotopique de Clermont Ferrand (P. Vidal) puis la Faculté des Sciences de Limoges (A. Fernandez). Les représentants de ces organismes sont membres du jury de cette thèse; qu'ils en soient remerciés, car sans eux je n'aurai pas pu mener à son terme ce travail. J'exprime également ma gratitude à N. Arndt, P. Barbey et J. Macaudière qui me font l'honneur de juger ce mémoire.

Cette étude devait compléter celles commencées par B. Roddaz (géologie structurale et étude des métamorphismes) et par L. El Omari (métallogénie), sur le Massif du Tichka. Ces trois volets complémentaires devaient permettre de comprendre la genèse de ce massif complexe. Les missions de terrain ont donc, pour la plupart, été réalisées en commun, et ceci pour des raisons scientifiques, financières et de sécurité dans ce pays de haute montagne. Je regrette aujourd'hui que cette collaboration, commencée dans l'entente parfaite, ne se soit pas poursuivie dans la même ambiance au delà de 1985 ; la qualité de ce mémoire en souffre certainement. Je garderai, toutefois, des souvenirs merveilleux de ces missions et des images fascinantes de ce pays berbère, malgré les nombreuses difficultés rencontrées.

Il serait illusoire de penser pouvoir énumérer, sans en oublier, les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué, parfois sans le savoir, à la réalisation de ce mémoire. Je remercie donc les autorités, les chercheurs, le personnel technique et administratif, les étudiants :

- de la Faculté des Sciences et du Département de Géologie de Marrakech, où j'ai été coopérant pendant 7 ans, ainsi que les chercheurs en mission au Maroc et de passage dans cette faculté,

- de la Faculté des Sciences de Nancy I et du Laboratoire de Pétrologie qui a été mon laboratoire de rattachement,

- de l'Institut National Polytechnique de Lorraine et de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie dans laquelle j'ai été intégré à mon retour de coopération,

- *du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy,*

- *du Laboratoire de Géologie et Minéralogie de Clermont-Ferrand,*

- *du Centre Armoricain d'Etudes Structurales des Socles de Rennes,*

- *de la cimenterie ASMAR de M'zoudia.*

Je n'oublierai jamais les guides et les muletiers du Tichka même si certains d'entre eux ont été une source de problèmes.

'Field studies of granites deal with end products of processes long since completed, and the most detailed mapping and study of these products may fail to give convincing evidence concerning the exact nature of the processes responsible for the relations. Laboratory studies,...., are natural avenues of attack on the granite problem"

(Tuttle et Bowen, 1955).

Je dédie ce mémoire à Agnès et Florent que j'ai beaucoup délaissés ces dernières années, qu'ils me pardonnent...

SOMMAIRE

CHAPITRE I : INTRODUCTION

1. - SITUATION GEOGRAPHIQUE 3
2. - LE MAROC GEOLOGIQUE 6
3. - L'OROGENESE HERCYNIENNE AU MAROC 7
4. - LES GRANITOIDES HERCYNIENS MAROCAINS 7
5. - LE MASSIF DU TICHKA 11
6. - PROBLEMES POSES ET BUTS DE L'ETUDE 20
7. - PLAN DU MEMOIRE 21

CHAPITRE II : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

1. - INTRODUCTION 31
2. - GABBROS 38
3. - DIORITES 75
4. - GRANODIORITES - TONALITES 100
5. - GRANITES 114
6. - FILONS 130
7. - COMPARAISONS ENTRE LES DIFFERENTS FACIES 140
8. - ROCHES METAMORPHIQUES 150
9. - CONCLUSIONS 156

CHAPITRE III : ESTIMATIONS DES CONDITIONS DE CRISTALLISATION DES MINERAUX

1. - INTRODUCTION 161
2. - THERMOMETRES OPX / CPX 161
3. - BAROMETRES AMPHIBOLES 164
4. - THERMOBAROMETRIE DES OXYDES FERRO-TITANES 171
5. - THERMOMETRE BIOTITE ET FUGACITES DE L'OXYGENE 172
6. - THERMOMETRE MUSCOVITE - BIOTITE 176
7. - ESTIMATION DU POURCENTAGE D'EAU 178
8. - CONCLUSIONS : LIEUX DE CRISTALLISATION DES DIFFERENTS MAGMAS 186

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

1. - INTRODUCTION 191
2. - CARACTERISATION GEOCHIMIQUES DES DIFFERENTS GROUPES 192
3. - TYPE D'ASSOCIATION MAGMATIQUE - CADRE GEODYNAMIQUE 205
4. - ESSAI DE CARACTERISATION DES PROCESSUS 220
5. - CONCLUSIONS A L'ETUDE GEOCHIMIQUE ET COMPARAISONS AVEC LES AUTRES MASSIFS DE GRANITOIDES HERCYNIENS AU MAROC 225

CHAPITRE V : PETROGENESE DU COMPLEXE PLUTONIQUE HERCYNIEN DU TICHKA (HAUT ATLAS OCCIDENTAL, MAROC) : CONTRAINTES ISOTOPIQUES RB - SR ET SM - ND.

1. - RESUME 231
2. - INTRODUCTION 234
3. - SITUATION GEOLOGIQUE ET PETROGRAPHIE 236
4. - METHODES ANALYTIQUES 237
5. - RESULTATS 239
6. - DISCUSSION 247
7. - CONCLUSION 255
8. - REFERENCES 256

CHAPITRE VI : EVOLUTION DE LA RHEOLOGIE DES MAGMAS AU COURS DE LEUR CRISTALLISATION. CONSEQUENCES SUR LA MISE EN PLACE DES DIFFERENTES UNITES

1. - INTRODUCTION 263
2. - LES PROPRIETES PHYSIQUES DES MAGMAS 265
3. - CALCUL DE L'EVOLUTION DES VISCOSITES DES MAGMAS INTERMEDIAIRES DU MASSIF DU TICHKA AU COURS DU REFROIDISSEMENT 271
4. - CONCLUSIONS 285

CHAPITRE VII : LE MODELE DE MISE EN PLACE

1. - INTRODUCTION 297
2. - LE MASSIF DU TICHKA 303
3. - CONCLUSIONS 315

CHAPITRE VIII : CONCLUSIONS GENERALES 321

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 336

ANNEXE I : DESCRIPTION SOMMAIRE DES ECHANTILLONS 359
ANNEXE II : TABLEAUX D'ANALYSES DES ROCHES 365
ANNEXE III : TABLEAUX D'ANALYSES DES MINERAUX 375
ANNEXE IV : CARTE GEOLOGIQUE AU 1/50 000° (hors texte)

LISTES DES FIGURES

CHAPITRE I : INTRODUCTION

Figure I.1 - Localisation du Massif du Tichka et des autres granitoïdes hercyniens du Maroc. 4
Figure I.2 - Carte orohydrographique et des principaux villages du Massif du Tichka. 5
Figure I.3 - Coupe schématique dans le paléozoïque du Haut Atlas (d'après Schaer). 10
Figure I.4 - Trajectoires de schistosité dans le massif du Tichka (Lagarde et Roddaz). 15
Figure I.5 - Carte schématique de l'ensemble des gîtes métallifères du Massif du Tichka. 15
Figure I.6 - Cartes des anomalies isostatiques du Haut Atlas et de la vallée du Souss. 18
Figure I.7 - Extrait de la carte aéromagnétique du Maroc. 19
Figure I.8 - Carte de l'échantillonnage géochimique. 23

CHAPITRE II : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

Figure II.1 - Carte géologique schématique du Massif du Tichka et coupe synthétique 32
Figure II.2 - Quelques aspects à l'affleurement des principales roches composant le Massif 34
Figure II.3 - Diagramme Q A P de quelques faciès typiques du Massif. 36
Figure II.4 - Habitus des olivines des gabbros. 46
Figure II.5 - Diagrammes (MnO, FeO, XFe) des olivines - XFe et %SiO2 des gabbros 48
Figure II.6 - Relations entre le XFe des olivines et le XFe des pyroxènes, des amphiboles, des phlogopites et le %An des plagioclases des gabbros. 49
Figure II.7 - Diagramme $XFe/XMg_{olivine}$ - XFe/XMg_{opx} des gabbros. 49
Figure II.8 - Relations entre les olivines et les autres silicates du gabbro GOU 43. 52
Figure II.9 - Variations de quelques élements le long des profils étudiés à la microsonde dans les couronnes des olivines du gabbro GOU 43. 52
Figure II.10 - Clinopyroxène pœcilitique dans le gabbro à texture ophitique GOU 6. 55
Figure II.11 - Relations hornblende brune - cpx - phlogopite dans le gabbro GOU 31. 55
Figure II.12 - Diagramme de classification des pyroxènes des gabbros. 57
Figure II.13 - Diagramme de classification des pyroxènes des diorites et du cumulat GOU 45. 57
Figure II.14 - Diagrammes Mn - Fe^{2+}, Ca - Fe^{2+} + Mg, Mg - Fe^{2+}, Ti - Fe^{2+} pour les clinopyroxènes des gabbros et de quelques diorites. 59
Figure II.15 - Relations entre le XFe des pyroxènes (moyennes) et le XFe des amphiboles et des micas et du %An des plagioclases des gabbros. 60
Figure II.16 - Habitus de l'orthopyroxène dans le leucogabbro-norite GOU 34. 61
Figure II.17 - Diagramme Mg - Fe^{2+} des orthopyroxènes des gabbros. 61
Figure II.18 - Dessin du passage d'une amphibole brune subautomorphe à clivage 110 à une amphibole en couronne autour d'un cpx d'un gabbro. 61
Figure II.19 - Position des amphiboles des gabbros dans la classification de Leake. 64
Figure II.20 - Relations entre le XFe des amphiboles et le XFe des micas et le %An des plagioclases des gabbros. 66
Figure II.21 - Habitus du phlogopite des gabbros. 67
Figure II.22 - Diagramme Si - XFe de classification des micas des gabbros. 67
Figure II.23 - Relations entre le XFe des micas et le XFe des roches hôtes et le %An des plagioclases des gabbros. 69
Figure II.24 - Habitus des plagioclases zonés des gabbros. 71
Figure II.25 - Aspects des diorites à l'affleurement. 76
Figure II.26 - Habitus des amphiboles des diorites et minéraux associés à l'amphibole dans la diorite TAG 124. 85
Figure II.27 - Position des amphiboles des diorites dans la classification de Leake. 86

Figure II.28 - Diagrammes $Fe2^+$ / Mg ; Ca / Mg ; Ca / Fe ; $(Na+K)_A$ / Si; Ti / Si des amphiboles des diorites. 87
Figure II.29 - Relations entre quelques indices (moyennes) des amphiboles et les autres silicates des diorites. 89
Figure II.30 - Diagramme Si - XFe de classification des micas des diorites. 91
Figure II.31 - Diagrammes XMg / Ti et Ti / AlVI des biotites des diorites. 91
Figure II.32 - Variations du XFe (moyennes) des biotites en fonction du % d'An des plagioclases et du XFe des diorites. 93
Figure II.33 - Habitus des plagioclases des diorites. 94
Figure II.34 - Variations du pourcentage en anorthite du plagioclase en fonction du XFe de la diorite hôte. 96
Figure II.35 - Différents aspects du sphène dans les diorites. 98
Figure II.36 - Position des amphiboles des granodiorites-tonalites dans la classification de Leake. 107
Figure II.37 - Diagrammes de variations Ti / Si, $(Na+K)_A$ / Si, Ca / $Fe2^+$, $Fe2^+$ / Mg, Ca / Mg dans les amphiboles des granodiorites-tonalites. 108
Figure II.38 - Position des biotites des GDT dans le diagramme Fe / Fe+Mg - Si. 109
Figure II.39 - Diagrammes XMg / Ti et Ti / AlVI des biotites des granodiorites - tonalites 109
Figure II.40 - Habitus des plagioclases des granodiorites - tonalites. 111
Figure II.41 - Association plagioclase - FK dans les granodiorites-tonalites. 111
Figure II.42 - Relations entre quelques indices (moyennes) dans les silicates des GDT. 113
Figure II.43 - Position des amphiboles calciques des granites dans la classification de Leake. 122
Figure II.44 - Diagrammes de variations Ti / Si ; $(Na+K)_A$ / Si ; $Fe3^+$ / $Fe2^+$; Ca / $Fe2^+$; $Fe2^+$ / Mg ; Ca / Mg ; dans les amphiboles des granites. 123
Figure II.45 - Position des biotites des granites dans le diagramme Fe / Fe+Mg -- Si. 125
Figure II.46 - Variations des teneurs en AlVI et du rapport XFe en fonction de Ti dans les biotites des granites. 125
Figure II.47 - Relations entre quelques indices (moyennes) dans les silicates des granites. 127
Figure II.48 - Orientations des filons du Massif du Tichka. Schmidt, Hém. inf. 131
Figure II.49 - Diagramme QAP des faciès-types du Massif du Tichka. 141
Figure II.50 - Diagrammes Ti / XFe, Nat / (Na+K), XFe / SiO_2 roche des amphiboles et diagrammes Ti / XFe et XFe / SiO_2 roche des biotites (moyennes). 143
Figure II.51 - Diagramme Al tot / Mg des biotites des granitoïdes (Nachit et al.). 144
Figure II.52 - Diagramme MgO / Al_2O_3 / FeOt de typologie des granites à partir des biotites . 144
Figure II.53 - Diagramme $K_D^{Bio/Amph}$ (AlIV/(AlIV+Si)) = f ($X_{AlIV}Am$). 147
Figure II.54 - Variations de AlIV en fonction de XFe dans les biotites et les amphiboles . 147
Figure II.55 - Diagramme de variation du % d' anorthite dans les plagioclases en fonction du % de SiO2 dans la roche correspondante. biotites biotites. 149
Figure II.56 - Position des feldspaths dans le diagramme An / Ab / Or. 149

CHAPITRE III : ETUDE THERMOBAROMETRIQUE

Figure III.1 - Diagramme Wo-En-Fs des couples cpx - opx des gabbros. 163
Figure III.2 - Diagramme Al total des amphiboles - Al_2O_3 de la roche (exprimé en %). 166
Figure III.3 - Diagramme Al total des amphiboles vs le paramètre A de la roche. 166
Figure III.4 - Histogramme des pressions totales de cristallisation des amphiboles. 169
Figure III.5 - Diagramme oxybiotite-annite-phlogopite pour les biotites du Tichka. 174
Figure III.6 - Projection des biotites du Tichka dans le diagramme XFe - log fO_2 - T. 174
Figure III.7 - Micas du leucogranite ASF 39 dans le diagramme Al, M2 (= Fe + Mg), Si. 177
Figure III.8 - a. Sections T - X pour l'andésite de Mount Hood et l'andésite de Paracutin (Eggler). b. Courbes de fusion des silicates dans un liquide basaltique. 177
Figure III.9 - Les différentes roches dans les diagrammes normatifs Q-Ab-Or et An-Ab-Or. 180
Figure III.10 - Diagramme Q-Ab-Or de Von Platen pour les systèmes obsidienne - H_2O et obsidienne - H_2O - HCl et une PH_2O de 2kb. 180
Figure III.11 - a. Sections T - X pour l'andésite de Mount Hood et l'andésite de Paracutin (Eggler, 1972). b. Courbes schématiques de fusion des silicates dans un liquide basaltique d'après Yoder et Tilley et Eggler. 182
Figure III.12 - a. Champs de stabilité des silicates déterminés expérimentalement pour le granite MG1 à 2kb d'après Maaloe et Wyllie. b. Séquence de cristallisation du même granite déduite d'après la texture. 183

CHAPITRE IV : ETUDE GEOCHIMIQUE

Figure IV.1 - Les granitoïdes du dans le diagramme corindon - hypersthène - diopside normatifs. 193
Figure IV.2 - Diagrammes oxydes - silice (%) des cinq groupes de roches. 196
Figure IV.3 - Diagrammes oxydes - silice (suite) et éléments traces - silice des cinq groupes de roches. 197
Figure IV.4 - Diagramme FeOtotal / MgO. 199
Figure IV.5 - Diagrammes Rb / Sr et Nd / SiO_2 de l'ensemble des roches du massif. 201
Figure IV.6 - Diagrammes de concentrations en T.R. normalisées aux chondrites. 202
Figure IV.7 - Diagramme Q / P. 206
Figure IV.8 - Diagramme A / B. 207
Figure IV.9 - Diagramme R1 / R2. 210
Figure IV.10 - Diagramme Ti / 100 - Zr - Y.3 pour les gabbros et les méladiorites. 211
Figure IV.11 - Diagrammes de variations de Al_2O_3, FeOt, TiO_2, CaO en fonction de FeO / MgO. pour les gabbros et les méladiorites. 213
Figure IV.12 - Spectres élargis pour les gabbros et les diorites du Massif du Tichka. 215
Figure IV.13 - Diagramme Rb / Zr = f (SiO2). 217
Figure IV.14 - Diagramme multi-éléments pour les granodiorites du Massif du Tichka. 219
Figure IV.15 - Spectres élargis pour les leucogranites du Massif du Tichka. 219
Figure IV.16 - Les gabbros et les méladiorites dans le diagramme La / Yb = f (La). 221

CHAPITRE V : ETUDE ISOTOPIQUE

Figure V.1 - Geological sketch map of the Tichka massif. 235
Figure V.2 - K_2O, MgO, $Na_2O + K_2O$, Nd vs SiO_2 variations diagrams for the Tichka rock suites. 238
Figure V.3 - Rb vs Sr diagram. 241
Figure V.4 - R1/R2 chemico - mineralogical diagram of De La Roche and Leterrier for the Tichka rock suites. 241
Figure V.5 - Tectonic setting discrimination diagram from Pearce and Cann. 242
Figure V.6 - Chondrite - normalized REE patterns of the rock - types. 243
Figure V.7 - $^{87}Sr / ^{86}Sr$ isochron plot for the five main rock types. 245
Figure V.8 - $^{147}Sm / ^{143}Nd$ isochron plot for the five main rocks types. 245
Figure V.9 - ε_{Nd} vs ε_{Sr} plot for the five main rocks types. 248
Figure V.10 - Initial $^{143}Nd / ^{144}Nd$, vs Nd and $^{87}Sr / ^{86}Sr$ vs Sr plots for the dioritic suite. 254

CHAPITRE VI : ETUDE RHEOLOGIQUE

Figure VI.1 - Diagramme de comportement rhéologique des matériaux magmatiques. 264
Figure VI.2 - Viscosité de quelques magmas. 264
Figure VI.3 - Evolution de la quantité des minéraux cristallisant dans différents magmas de composition dioritique (TAG 20) ou granodioritique (TAM 29 et TAG 27). 276
Figure VI.4 - Domaines P-T de stabilité des phases cristallines des séries plutoniquesde la Sierra Nevada pour des liquides saturés en eau (Piwinskii). 279
Figure VI.5 - Projections T - H_2O d'une granodiorite synthétique à 2 kb. 279
Figure VI. 6 - Diagramme d'évolution des viscosités des magmas dioritique et granodioritique en fonction de la température. 283

CHAPITRE VII : LE MODELE DE MISE EN PLACE

Figure VII.1 - Simulation numérique des fabriques développées par cisaillement simple. 299
Figure VII.2 - Simulation numérique de l'obliquité entre l'allongement d'une enclave magmatique déformée et l'O.P. dans la matrice. 299
Figure VII.3 - Carte des foliations magmatiques dans le pluton et des schistosités dans l'encaissant.. 305

Figure VII.4 - (a) : Carte des différentes intrusions et des linéations magmatiques.
(b) : Coupe schématique des quatre intrusions emboitées. 305
Figure VII.5 - Diagramme R1 / R2 résumant les caractéristiques chimiques des intrusions emboitées composant le Massif du Tichka. 307
Figure VII.6 - Modèles expérimentaux de Ramberg. 309
Figure VII.7 - Modèles numériques des instabilités de Rayleigh - Taylor superposées à la convection. 313
Figure VII.8 - Modèles de mélange des fluides de Ottino. 316

CHAPITRE VIII : CONCLUSIONS GENERALES

Figure VIII.1 - Modèle de genèse et de mise en place du Massif du Tichka. 328
Figure VIII.2 - Schéma du bloc continental du futur Haut Atlas occidental à 270-290 Ma. 331
Figure VIII.3 - Evolution de la chaîne hercynienne du Maroc entre 370 Ma et 270 Ma. 332

LISTES DES PHOTOGRAPHIES

PLANCHE I - Le Massif du Tichka et les différents groupes de roches à l'affleurement.(1). 24

PLANCHE II - Le Massif du Tichka et les différents groupes de roches à l'affleurement (2). 26

PLANCHE III - Les gabbros. 40

PLANCHE IV - Les diorites. 78

PLANCHE V - Les granodiorites. 102

PLANCHE VI - Les granites. 116

PLANCHE VII - Les roches filoniennes. 132

PLANCHE VIII - Les roches métamorphiques. 152

PLANCHE IX- Les structures dans les granodiorites- tonalites et les monzogranites ; les relations de ces faciès avec les diorites. 286

PLANCHE X - Les structures observées aux interfaces entre les granodiorites- tonalites et lesdiorites 288

PLANCHE XI - Les structures observées aux interfaces entre les granodiorites- tonalites et les diorites (suite). 290

PLANCHE XII - Les structures dans les granodiorites- tonalites et leurs relations avec d'autres faciès. 292

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE I : INTRODUCTION

CHAPITRE II : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

Tableau II.1 - Analyses modales des échantillons-types du Massif du Tichka. 35
Tableau II.2 - Analyses de quelques gabbros-types. 42
Tableau II.3 - Chronologie relative des minéraux des principaux faciès de gabbros. 43
Tableau II.4 - Analyses des minéraux constituant les couronnes autourdes olivines. 53
Tableau II.5 - Analyses des minéraux des amas "feutrés" du cumulat GOU 45. 73
Tableau II.6 - Analyses de quelques diorites-types. 77
Tableau II.7 - Chronologie relative des minéraux des principaux faciès de diorites. 80
Tableau II.8 - Analyse et fomule structurale d'un sphène de la diorite TAG 131. 99
Tableau II.9 - Chronologie relative des minéraux des principaux faciès de GDT. 105
Tableau II.10 - Analyses de quelques granodiorites-tonalites-types. 104
Tableau II.11 - Analyse d'un oxyde de la tonalite TAG 18. 112
Tableau II.12 - Chronologie relative des minéraux des principaux faciès de granites. 118
Tableau II.13 - Analyses de quelques monzogranites-types. 119
Tableau II.14 - Analyses de quelques leucogranites - types. 120
Tableau II.15 - Analyse d'un sphène du monzogranite TAG 126. 128
Tableau II.16 - Analyse d'allanites du leucogranite à biotite et amphibole TAM 27. 128
Tableau II.17 - Analyses des principaux minéraux du filon doléritique KMA 83. 134
Tableau II.18 - Analyses des principaux minéraux du filon d'affinité "lamprophyrique" NFI 51. 136
Tableau II.19 - Nomenclature des roches métamorphiques rencontrées. 150

CHAPITRE III : ETUDE THERMOBAROMETRIQUE

Tableau III.1 - Estimations des températures d'équilibre orthopyroxène - clinopyroxène. 162
Tableau III.2 - Pressions de cristallisation des amphiboles des différents groupes de roches. 168
Tableau III.3 - Analyses par voie humide de FeO et Fe_2O_3 des biotites. 172
Tableau III.4 - Conditions de cristallisation (P, T, fO_2, PH_2O) des minéraux. 187

CHAPITRE IV : ETUDE GEOCHIMIQUE

Tableau IV.1 - Calculs (éléments majeurs) de cristallisation fractionnée entre les monzogranites les plus basiques et les leucogranites à biotite ± amphibole. 223
Tableau IV.2 - Calculs (éléments majeurs) de cristallisation fractionnée entre les tonalites les plus basiques et les granodiorites les plus acides. 223
Tableau IV.3 - Calculs (éléments majeurs) de cristallisation fractionnée entre legabbro TAG 77 la méladiorite TAG 153. 224

CHAPITRE V : ETUDE ISOTOPIQUE

Tableau V.1 - Whole rock major elements and trace element abundances of the isotopically analyzed samples from the Tichka complex. 240
Tableau V.2 - Sr and Nd isotopic data of the main rock suites of the Tichka massif. 246
Tableau V.3 - AFC model applied to the dioritic suite of the Tichka massif. 254

CHAPITRE VI : ETUDE RHEOLOGIQUE

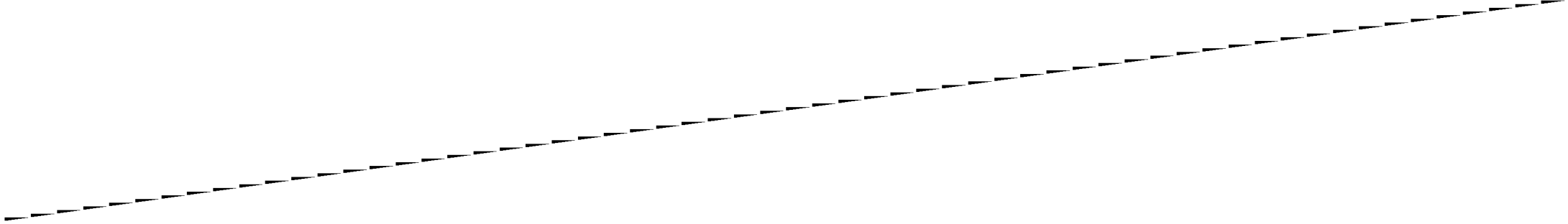
Tableau VI.1 - Densités des principaux types de roches du Massif du Tichka. 268
Tableau VI.2 - Vicosités des liquides silicatés à 900°C. 271
Tableau VI.3 - Composition des liquides initiaux pris en compte dans les calculs des viscosités. 273
Tableau VI.4 - Taille moyenne des cristaux des trois échantillons choisis. 274
Tableau VI.5 - Analyses des minéraux pris en compte dans les calculs. 275
Tableau VI.6 - Analyses des minéraux pris en compte, dans les calculs des compositions des magmas résiduels. 277
Tableau VI.7 - Comparaison entre l'analyse chimique du filonnet tardif TAM 31 et les valeurs calculées des compositons des magmas résiduels. 277
Tableau VI.8 - Viscosités calculées pour différentes compositions. 280
Tableau VI.9 - Viscosités calculées pour un taux de cristallisation de 10%. 280

CHAPITRE VII : LE MODELE DE MISE EN PLACE

CHAPITRE VIII : CONCLUSIONS GENERALES

CHAPITRE I

INTRODUCTION



CHAPITRE I

INTRODUCTION

1. - SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le Massif du Tichka se situe dans l'Atlas Marocain, à 120 km au Sud-Ouest de Marrakech et à 50 kilomètres au Nord-Est de Taroudant (Fig. I.1). Plus précisément, il appartient au Haut-Atlas occidental, pays de haute montagne qui culmine au Nord à 3382m (Amendach) et qui descend graduellement vers le Sud jusqu'à une altitude de 1000 m (village de Kma).

Les bassins versants des cours d'eau (assifs en langue berbère), Aït-n-Tament à l'Ouest, Talekjount à l'Est, N'fis (ou Aghbar) au Nord, partagent le massif en trois zones séparées par des crêtes, dont les deux plus imposantes sont celles du Nord. Elles enserrent le plateau du Tichka qui a donné son nom au massif. Ces deux crêtes, dont l'altitude est voisine de 3000 m pour celle située la plus au Sud et de 3200 m pour celle la plus au Nord, convergent vers les sources de l'Assif n'Fis qui est, dans toute sa traversée de l'Atlas en direction du Haouz de Marrakech, fort important pour l'irrigation et l'hydroélectricité (barrage de Lalla Takerkoust).

Les trois assifs cités ci-dessus sont les trois principales et difficiles voies d'accès de cette région. La seule piste, carrossable (par temps sec) pour les véhicules tout terrain, est accessible par le Sud à partir du village de Oulad Berrehil sur la route nationale Marrakech-Taroudant. Cette piste relie l'Assif Talekjount et le Souq Tnine Tigouga, haut lieu de rassemblement et d'échanges, à l'assif n'Aït Tament par le Tizi Igourramene (Fig. I.2).

Une autre piste, à partir du Tizi n'Test, permet d'accéder, en véhicule, au village de Imlil sur l'Assif n'Fis. Une marche de plus de 10 kilomètres doit être ensuite entreprise pour arriver à la bordure nord-est du granite. Cet accès sera probablement amélioré dans les années à venir si les travaux miniers entrepris dans cette partie du massif prennent de l'extension. L'accès par le Nord de l'Atlas, par une piste carrossable depuis Imin-n-Tanout jusqu'à Aguersafène au Nord-Ouest (Fig. I.2), est très long, puis la marche pour accéder au massif à partir de ce village est pénible.

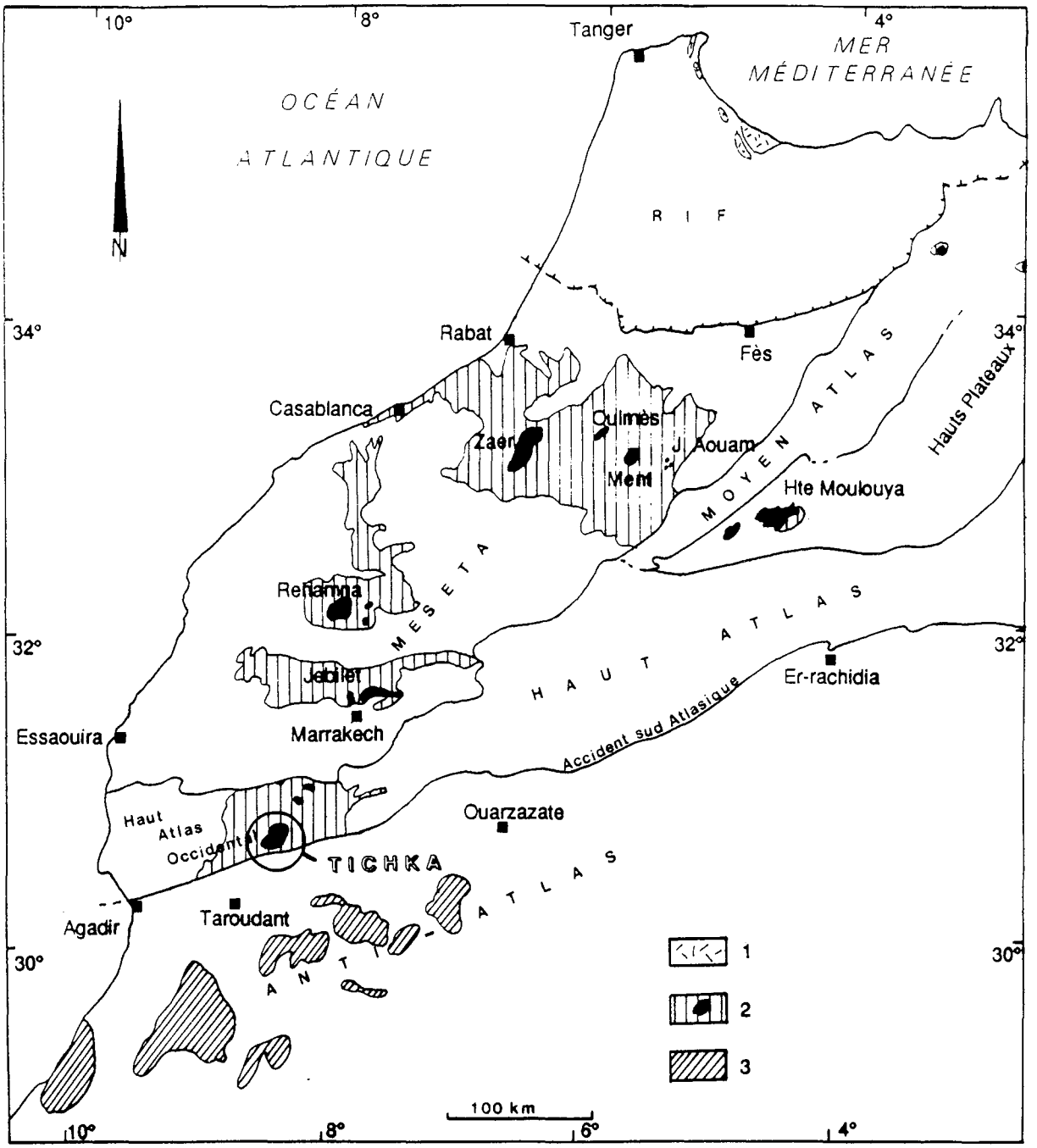


Figure I.1 - Localisation du Massif du Tichka et des autres granitoïdes hercyniens dans les ensembles structuraux du Maroc. 1 : Beni Bousera. 2 : Granitoïdes hercyniens dans leur couverture paléozoïque. 3 : Boutonnières précambriennes de l'Anti-Atlas.

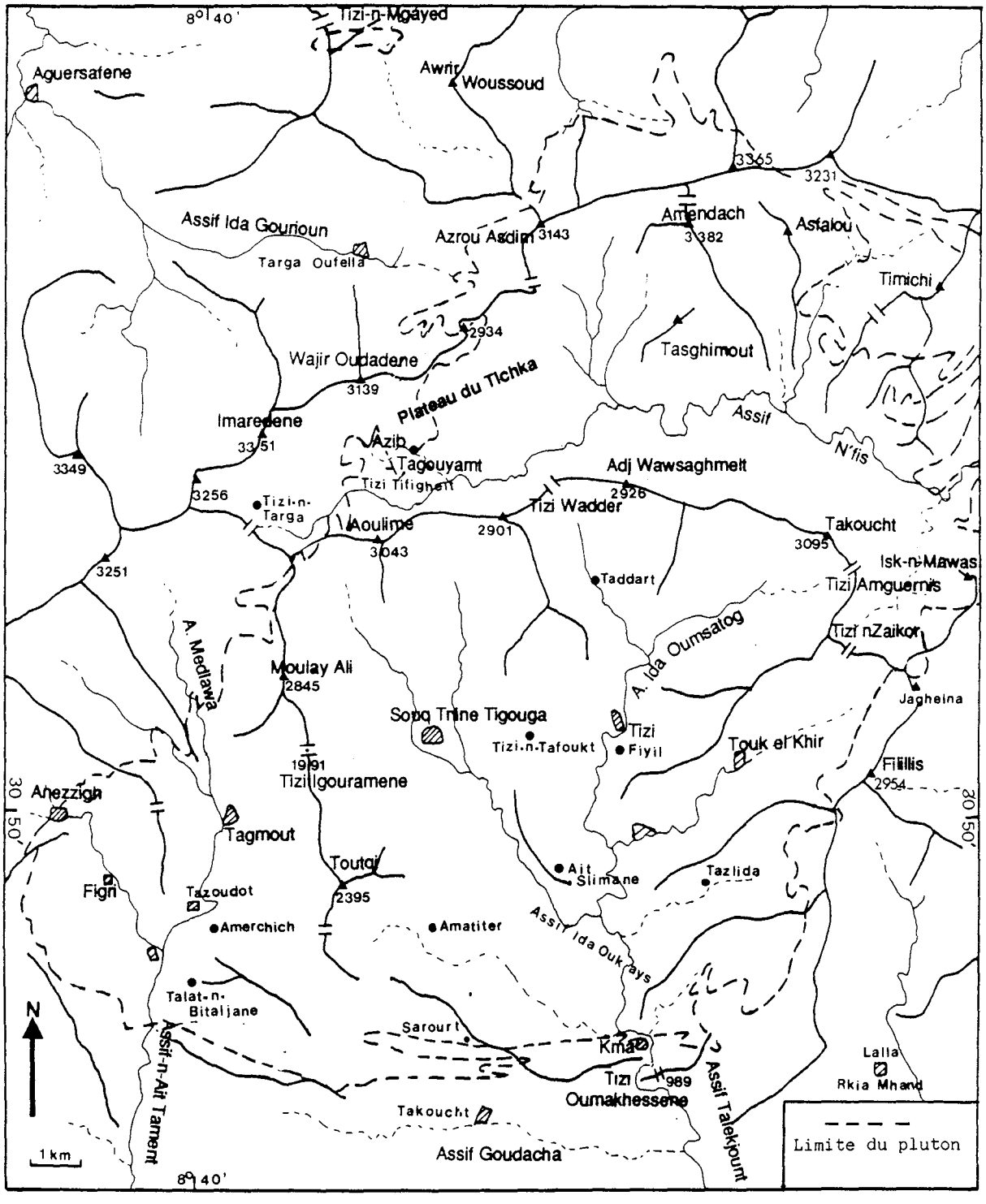


Figure I.2 - Carte orohydrographique et des principaux villages du Massif du Tichka.

C'est donc la plus grande partie du temps à pied et avec l'aide de mulets que nous avons parcouru ce pays après des marches d'approche parfois épuisantes.

Les villages berbères sont concentrés dans la partie sud, le long des oueds. La partie nord n'est habitée que l'été par les bergers et leurs troupeaux qui sont rassemblés dans les azibs (bergeries). Cet alpage (**tichka** en berbère) se trouve à une altitude de 2600 mètres en moyenne et est partagé entre les différents villages situés plus bas autour de lui. Ce plateau du Tichka, très inhospitalier dès que les pluies, puis la neige et le froid arrivent, est un endroit idyllique l'été.

La crête centrale qui s'étire depuis l'Awlim à l'Ouest jusqu'au Takoucht à l'Est (cf. photos Pl.I) est une ligne de partage des eaux : au Nord, les oueds convergent vers la plaine du Haouz, au Sud, vers la plaine du Souss. Elle constitue également le point de vue privilégié pour observer l'ensemble du massif. Le sommet du Takoucht (3095 mètres) est le lieu idéal d'observation.

2. - LE MAROC GEOLOGIQUE

Les domaines structuraux du Maroc, commandés par l'orogenèse alpine (Michard, 1976), se subdivisent en quatre parties : (Fig. I.1)

- Le domaine du Rif au Nord, ou Maroc méditerranéen, fait partie de l'orogène alpine au sens strict. Les terrains qui le constituent ont un âge mésozoïque à cénozoïque.
- Le domaine de la chaîne atlasique est partagé en deux branches (Moyen Atlas et Haut Atlas), encadrant les Hauts Plateaux et la Haute Moulouya. Il est marqué par une forte surrection tertiaire et une couverture jurassique et crétacée, plissée sur un socle précambrien ou hercynien.
- Le domaine mésétien, entre Atlas et Rif, porte l'empreinte importante de l'orogenèse hercynienne et a été découpé en blocs par des mouvements d'âge alpin.
- Le domaine de l'Anti-Atlas au Sud, au Nord du craton Ouest Africain, à peu près stable pendant l'orogenèse alpine, est découpé en plateaux subtabulaires ou plissé de façon synschisteuse pendant le cycle calédono-hercynien. Les terrains que l'on y trouve sont pour l'essentiel d'âge précambrien à paléozoïque inférieur.

Ces quatre domaines structuraux sont séparés par des grands accidents crustaux comme l'accident sud atlasique ou l'accident sud rifain et / ou par des zones d'effondrement, ou sillons, remplies de sédiments mio-pliocènes et quaternaires.

Les subdivisions géographiques et climatiques se calquent à peu près sur les quatre domaines géologiques ci-dessus définis.

3. - L'OROGENESE HERCYNIENNE AU MAROC

L'intensité de l'orogenèse hercynienne est diverse dans les quatre zones structurales définies par Michard (1976). Piqué (1981a) a indiqué que dans l'Anti Atlas, la tectonique hercynienne est peu intense ou tardive (d'âge Namurien ou Westphalien). Par contre, elle est importante dans la Meseta orientale et l'Atlas central et oriental, et son âge est Dévonien supérieur à Viséen ; elle est synmétamorphique et tardive dans la Meseta et le bloc ancien du Haut Atlas occidental. Enfin, elle est inexistante ou reprenant une tectonique plus ancienne dans le Rif au Nord.

Les hercynides marocaines prolongent la chaîne européenne (Piqué, 1981b), au-delà du détroit de Gibraltar et de la chaîne tertiaire bético-rifaine. La différence importante par rapport à l'Europe occidentale est que la zone moldanubienne centrale n'est pas représentée au Maroc.

D'après Boulin et al. (1988) et Piqué et Michard (1989), la chaîne paléozoïque du Moyen-Maroc résulte de la succession des événements suivants :

- Au Paléozoïque ancien se développent un magmatisme et une sédimentation de marge stable en bordure d'un bloc continental Nord-Américain.
- Pendant le Dévonien-Viséen inférieur, s'édifie l'arc tectonique et magmatique des zones internes, tandis que dans les zones externes se creusent les bassins mésétiens de type arrière-arc avec une résorption par subduction d'un plancher océanique paléozoïque ancien.
- Au cours du Carbonifère-Permien, cet arc tectonique est caractérisé par des venues calcoalcalines successives et une déformation compressive.

4. - LES GRANITOIDES HERCYNIENS MAROCAINS

A partir de l'étude du Massif du Tichka, Vogel et al. (1976) élargissent leurs conclusions aux autres massifs plutoniques marocains dont la formation serait liée à un pré-rifting et à une pré-séparation de l'Amérique du Nord de l'Afrique. Les roches granitiques seraient le résultat d'une fusion fractionnée de la base de la croûte provoquée par la remontée de matériel de composition gabbroïque dérivant du manteau et associée à un début d'amincissement crustal de la lithosphère. Cette activité aurait commencé vers 320 Ma, d'aprés Termier et al.(1972), et aurait suivi immédiatement des évènements orogéniques compressifs antérieurs. Dans certains massifs, il y a mélange entre le magma

basique et le magma acide généré (Tichka, Midelt) ; dans d'autres (Jebilet, Rehamna...), le mélange ne se fait pas et les granites ainsi mis en place sont associés à une anomalie de gravité négative qui atteste que les magmas gabbroïques sont restés en profondeur.

Depuis quelques années, l'ensemble des massifs a fait l'objet d'études synthétiques nombreuses et variées, comprenant géochronologie et géochimie isotopique (Tisserant, 1977 ; Mrini, 1985), structurale (Lagarde, 1987 ; Diot, 1989), pétrographie (Rosé, 1987). A ces études synthétiques, il faut ajouter des études plus ponctuelles et spécialisées et dont la liste complète se trouve dans Rosé (1987). A cette liste, il faut ajouter des thèses soutenues depuis sur le massif d'Oulmès : Boutaleb (1988) ; Bennani (1988) ; Maroc oriental : Rafi (1988) ou en préparation sur le massif d'Oulmès : Blamart, et sur le massif du Tichka : Bastoul et Zouita.

Nous rappelerons seulement les principales conclusions de ces travaux .

4.1 - Typologie

F. Rosé (1987), a défini trois ensembles magmatiques dans les granitoïdes hercyniens marocains :

- Des granitoïdes de la série calcoalcaline dont l'âge varie de 330 Ma au S.SW pour les massifs de la série granodioritique (Aouli, Tichka, Jebilet) à 290 Ma au N.NE (Zaer, Ment, Oulmès) pour des massifs à tendance monzonitique (Maroc oriental). Ces granitoïdes se sont mis en place dans un contexte de subduction continentale et sont les résultats d'un mélange de magma issu du manteau supérieur hydraté et de magma issu de la fusion crustale. Ce sont donc des granitoïdes de type M (mixte) ou I (igneous).
- Des leucogranites postérieurs aux précédents et dont l'âge varie de 295 Ma au Sud jusqu'à 265 Ma à Oulmès plus au Nord. Ils sont liés à une collision continentale et une fusion crustale peu profonde (type S).
- Des granitoïdes de la série monzonitique : postérieurs aux précédents, signant la fin de l'orogenèse hercynienne et se mettant en place d'abord à l'Est (Aouli Bou Mia) puis à l'Ouest (Rehamna, Azegour). Ils sont liés à une mise en place le long des cisaillements qui limitent la Meseta et sont de type M (mixte).

Certains des plutons (Fig.I.1) contiennent deux ou trois types définis, d'autres n'en contiennent exclusivement qu'un.

4.2 - Age et origine

L'importante étude géochronologique et isotopique de Mrini (1985) sur les massifs de granitoïdes du Maroc, a montré que la grande majorité des âges fiables, bien définis sur isochrone Rb/Sr et à partir de plus de cinq échantillons, est comprise dans une fourchette de 265 à 295 Ma. Ce sont surtout des granites à biotite et amphibole et des leucogranites. Seules les granodiorites du Zaër à 303 ± 13 Ma, des Jebilet à 332 ± 5Ma, et Aouli 336 ± 17Ma et 309 ± 5Ma (Tisserant, 1977) ont donné des âges plus anciens sur isochrone. Tous les autres âges ont été obtenus, soit sur des roches hydrothermalisées ou altérées, soit ponctuellement sur des minéraux. L'étude récente de Rafi (1988) sur les granitoïdes du Maroc oriental confirme les deux groupes d'âges définis.

Les rapports isotopiques initiaux $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ varient de 0.70265 à 0.72040 et trois groupes de granitoïdes s'individualisent d'après ces rapports et donc d'après leur(s) origine(s) qui peuvent être :

- mantellique (Tichka)
- crustale (Bou Mia, Oulmès, ...)
- mixte (Azegour, Bou mia, Jerada, ...).

L'utilisation des rapports isotopiques initiaux du Nd $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ combinés avec ceux du Sr $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ a contribué à identifier les sources des granitoïdes : le pôle mantellique est de type manteau appauvri en éléments incompatibles et de type arc insulaire ou rift intracontinental. Le pôle crustal est de type sédimentaire, et les analyses isotopiques du Pb ont permis à Z. Mrini de penser que ce pôle n'était pas très ancien et du moins n'appartenait pas au Nord du craton Ouest Africain (Anti-Atlas) où les âges obtenus (Charlot, 1976, 1978) sont voisins de 2000 Ma.

4.3 - Place des plutons granitiques dans la déformation hercynienne

Les travaux de Lagarde (1987) et Diot (1989) permettent de proposer le schéma suivant pour la formation et la mise en place des plutons au cours de l'orogenèse hercynienne :

- Un amincissement crustal du bassin mésétien au Carbonifère inférieur s'accompagne de déplacements synsédimentaires d'Est en Ouest et de la mise en place des premiers plutons sur la bordure est. Le raccourcissement crustal NW-SE gagne progressivement les zones extérieures et il atteint le bassin mésétien entre 320 et 290 Ma. Il y a subduction intracontinentale et collision, ce qui permet la fusion du

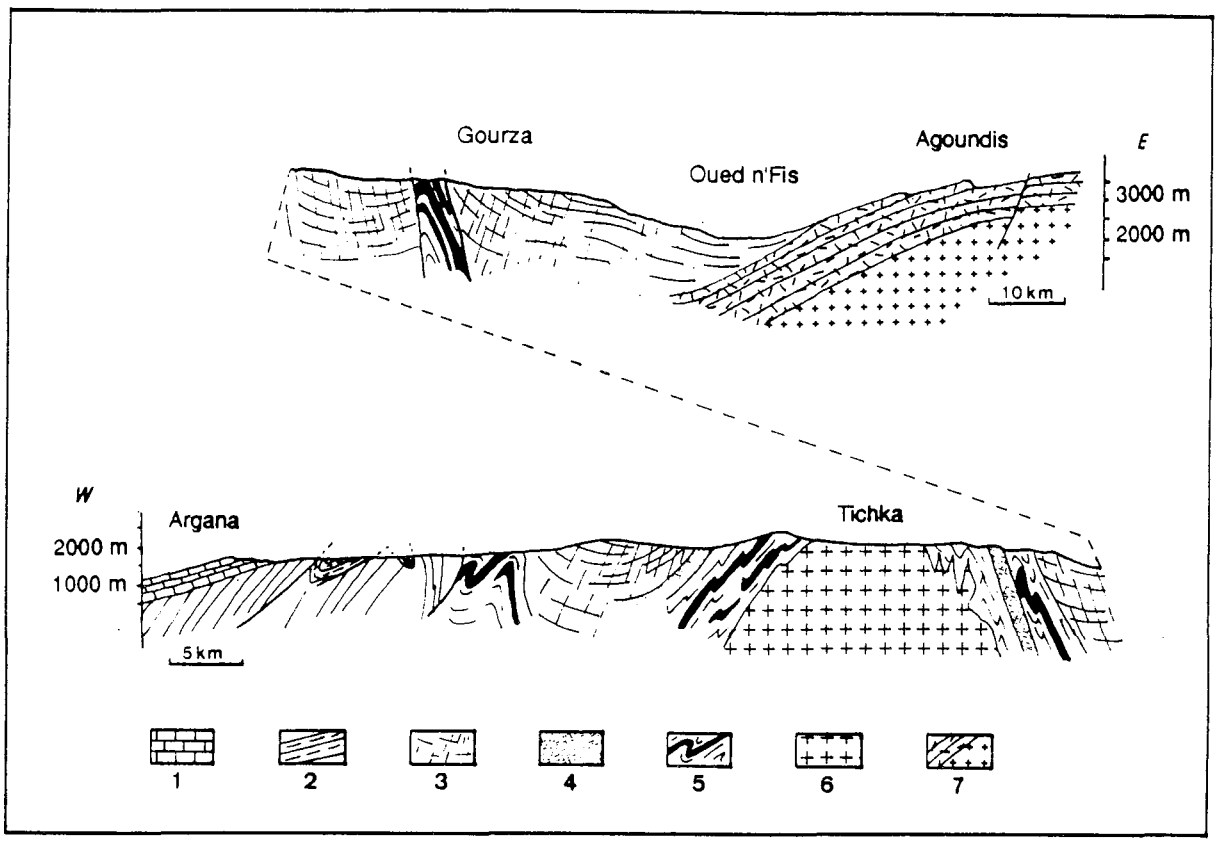


Figure I.3 - Coupe schématique dans le paléozoïque du Haut Atlas entre le couloir d'Argana à l'Ouest et l'Agoundis à l'Est (d'après Schaer, 1967).

1 : Permo-Trias, 2 : Siluro-Dévonien, 3 : Cambro-Ordovicien ± schistosé, 4 : Cambrien volcanique, 5 : Cambrien inférieur à niveaux calcaires, 6 : "granite" du Tichka, 7 : laves, tufs et granites du Précambrien III.

N.B. : L'échelle de la partie la plus à l'Est de la coupe est réduite de moitié.

manteau supérieur pour donner des magmas basiques, qui eux-mêmes engendrent au cours de leur montée la fusion en base de croûte.

- Le surépaississement crustal, par l'intermédiaire de chevauchements intra-lithosphériques, permet la fusion des niveaux supérieurs de la croûte et la formation des massifs de leucogranites anatectiques (Oulmès par exemple).
- Ces plutons contribuent à localiser et enregistrer la déformation crustale qui est à forte composante transcurrente Est-Nord-Est dextre au Sud-Ouest, et subméridienne senestre au Nord de la Meseta dans le cadre d'une collision entre les deux blocs Afrique et Laurussia. D'une manière générale les plutons de la Meseta seraient, d'aprés Lagarde (op. cit.), syn- à tardi-tectoniques, et leur mode de mise en place serait du type diapirisme syn-orogénique. Toutefois, l'étude structurale de Diot (op. cit.) conduit à nuancer cette hypothèse. Les intrusions du Zaër et d'Oulmès seraient, pour cet auteur, liées à des accidents profonds NNE-SSW senestres du socle qui engendreraient, également, une déformation ductile et un plissement de la couverture paléozoïque. De plus, la mise en place du batholithe de Sebt de Brikiine (Rehamna) se ferait dans une zone d'ouverture fragile de la croûte en "pull-apart".

Enfin, postérieurement au Westphalien, les granites rouges monzonitiques alcalins (Azegour, Rehamna ...) se mettent en place le long des grandes fractures réactivées. Ces intrusions sont post-tectoniques.

La déformation crustale post-viséenne est localisée dans la Meseta ; elle s'accompagne de structures plissées à plans axiaux très redressés et axes peu plongeants. Les cisaillements ductiles qui suivent les alignements des plutons s'accompagnent de schistosités et sont en majorité décrochants. Le déversement des structures s'accentue à l'approche des bordures de la Meseta qui est limitée au Nord et au Sud par des décrochements (faille Rabat-Tiflet et décrochevauchement du Tizi n'Test).

5. - LE MASSIF DU TICHKA

5.1 - Encaissant du pluton

5.1.1 - Lithostratigraphie

Le pluton du Tichka s'est mis en place dans des formations cambriennes (Photos Pl.I et II), voire même infracambriennes. De la base vers le sommet de la série paléozoïque, les auteurs (Schaer, 1964a, 1966, 1988 ; Termier H. et G., 1966, 1971, 1982) décrivent successivement les ensembles suivants (Fig. I.3) :

- **Cambrien inférieur** (Géorgien) : volcanique (andésites à rhyolites) à volcanodétritique (tufs rhyolitiques et agglomérats andésitiques) se terminant par des calcaires ayant livré des Archeocyates et des stromatolites (Termier H. et G., 1963) et alternant avec des conglomérats à galets volcaniques andésitiques. Notons que c'est dans cette assise du Cambrien inférieur qu'ont été reconnues, au cours des missions sur le terrain, des formations métamorphiques que l'on peut assimiler à d'anciens pillows, en particulier, à l'approche du granite dans la vallée des Aït Tament au Sud-Ouest et au Sud de Kma où la proximité de l'accident du Tizi n'Test et le métamorphisme ont en partie effacé la structure originelle de la roche.
- **Cambrien moyen :** reposant au Nord sur le Géorgien supérieur. Il est formé d'une épaisse série de schistes à Paradoxides : gréso-pélites chloriteuses à éléments pyroclastiques (greywackes).
- **Ordovicien** : séparé des séries détritiques précédentes par une discordance de ravinement faible. Il est formé d'argilo-pélites.
- **Silurien** : argileux à ampéliteux.
- **Dévonien** : conglomératique, il n'est connu que dans l'Ouest et est discordant. Il peut reposer sur le Cambrien inférieur.
- **Carbonifère** : connu qu'au NW du massif et également discordant sur les séries précédentes. Son extension est limitée.

Il semblerait que dès le Dévonien terminal, le Haut Atlas occidental était une zone émergée ou tout au moins surélevée (Piqué et Michard, 1989). Les épaisseurs sont difficiles à estimer en raison des charriages et des plis affectant la couverture. Néanmoins, J.P. Schaer (com. pers.) estime que l'on peut proposer les puissances suivantes :

- Cambrien : 4 à 6 km
- Ordovicien : 1 km environ
- Silurien : 500 m environ
- Dévonien : peut dépasser 500 m
- Carbonifère inférieur et moyen : de 0 à quelques centaines de mètres.

La puissance cumulée de la couverture paléozoïque du massif du Tichka peut donc être raisonnablement estimée à une valeur comprise entre 6,5 et 8,5 km. J.P. Schaer estime que **cette puissance est au plus égale à 10 km.**

La tectonique du Haut-Atlas occidental est surtout due à l'orogenèse hercynienne sans que ne soient écartées complètement deux phases tectoniques plus anciennes. La première serait contemporaine des importantes manifestations volcaniques du Cambrien

(andésites), la seconde serait antérieure aux dépôts des conglomérats du Dévonien inférieur.

L'Autunien conglomératique à la base et grésoschisteux vers le sommet indique une sédimentation post-orogénique. Il ne contient jamais de galets de granite du Tichka d'après Petit (1976).

Le **Permo-Trias** détritique (grès rouge) et continental vient recouvrir par une discordance les terrains antérieurs dans le couloir d'Argana, à l'Ouest et au Sud du massif. Des galets de granite ont été reconnus dans cette formation, au Sud du massif et pas au Nord (Proust, 1962; Petit, 1976). Si ce sont bien des galets du granite du Tichka, cela veut donc dire que les 6,5 à 10 km de couverture ont été érodés entre le moment de la mise en place du pluton et le Permo-Trias.

5.1.2 - Métamorphismes

La haute vallée du N'fis, entre Imlil à l'Est et les sources, offre la meilleure coupe pour l'étude des métamorphismes. Un métamorphisme régional a été reconnu depuis longtemps dans les assises cambriennes (Termier H. et G., 1966). Il se traduit notamment par la formation de séricitoschistes, chloritoschistes et de schistes à actinote qui affleurent bien dans le NW du massif. C'est donc un métamorphisme de faciès schiste vert.

Sur ce métamorphisme régional, se surimpose un métamorphisme lié à l'intrusion et à son dôme thermique, que l'on peut qualifier de métamorphisme de contact. Il provoque l'apparition de biotite, andalousite, sillimanite, cordiérite, staurotide, grenat dans les séries pélitiques, pyroxène, amphibole, grenat et épidote dans les niveaux carbonatés, et amphibole, biotite, chlorite (voire pyroxène) dans les niveaux volcaniques. Du disthène a été signalé par Termier et al. (1977) dans des pélites charbonneuses, minéral que nous n'avons jamais trouvé.

En plusieurs lieux, H. et G. Termier (1971) décrivent des migmatites. Si ce terme est bien adapté pour décrire certains panneaux en enclaves dans les granitoïdes ("septa métasédimentaires") qui présentent une fusion partielle nette, il est mal adapté, par contre, pour décrire l'injection de granites en filonnets plus ou moins concordants dans les micaschistes qui sont à proximité immédiate du pluton, mais qui ne présentent pas de début de fusion.

Les niveaux carbonatés, en enclaves ou non, ont été localement skarnifiés (Termier H. et G., 1980). Ces exoskarns, concordants ou discordants avec les calcaires métamor-

phiques et avec l'encaissant plus généralement, contiennent pyroxènes, grenats, préhnite, idocrase, wollastonite, épidote, sphène, amphibole, scapolite.

5.2 - Le massif plutonique

De composition globalement granodioritique, le pluton du Tichka frappe par la diversité des faciès (tous les termes entre gabbros et leucogranites existent) et la complexité des relations entre ces faciès (Photos Pl. I et II et suivantes). Ces deux caractères sont accentués par rapport aux autres massifs du même type, au Maroc ou ailleurs en Europe, par la qualité des affleurements liée au climat sec et par des observations qui peuvent se faire en continu sur 2,3 km dans le sens vertical.

Ce pluton a depuis longtemps attiré et fasciné les géologues et surtout Henri Termier qui, dès 1933, a entrepris seul, puis avec G. Termier, l'étude et la cartographie du massif. La carte au 1/50 000 ne paraîtra qu'en 1971, malgré tout le travail fourni, ce qui prouve bien la difficulté à élaborer un schéma synthétique. Ces auteurs ont décrit le caractère particulier de la structure du massif qu'ils appellent "zébrée" parce qu'alternent des bandes claires de roches acides et des bandes sombres de roches basiques (cf. carte en annexe et photos Pl I).

Cette alternance rappelle une stratification sédimentaire, ce qui leur a laissé supposer en pleine mode de l'endomorphisme, que l'origine des roches magmatiques dioritiques du massif étaient due à un métasomatisme des calcaires cambriens par un magma granitique. Plus récemment, Termier H. et G. (1982) ont nuancé cette hypothèse et ont défini quatre ensembles : (1) les granites, (2) les granodiorites et tonalites, (3) les diorites et les gabbros et (4) les diorites quartziques. Ces dernières seraient dues à des interactions entre les magmas acides anatectiques et basiques qui auraient en partie une origine mantellique. Néanmoins, ils ont maintenu l'affirmation selon laquelle il existerait des diorites métasomatiques (Termier H. et G, 1982).

Les travaux menés par Vogel et al. (1975, 1976) et Scott et Vogel (1980) montrent que les magmas acide et basique sont contemporains, mais ont une origine différente. Le magma basique (gabbro à diorite) résulterait de la fusion partielle d'un manteau à composition de péridotite à grenat. Ce magma, en montant, aurait provoqué la fusion partielle d'une croûte formée de roches basiques à fort contenu d'amphibole abondante et et faible d'apatite. Ces deux magmas peuvent évoluer séparément et se mélanger en partie pour donner des roches intermédiaires ("foliated diorites"). Ces travaux s'appuient sur des observations de terrain incomplètes surtout faites dans le Sud du Massif et sur des analyses de terres rares partielles (spectres établis à partir de six éléments !).

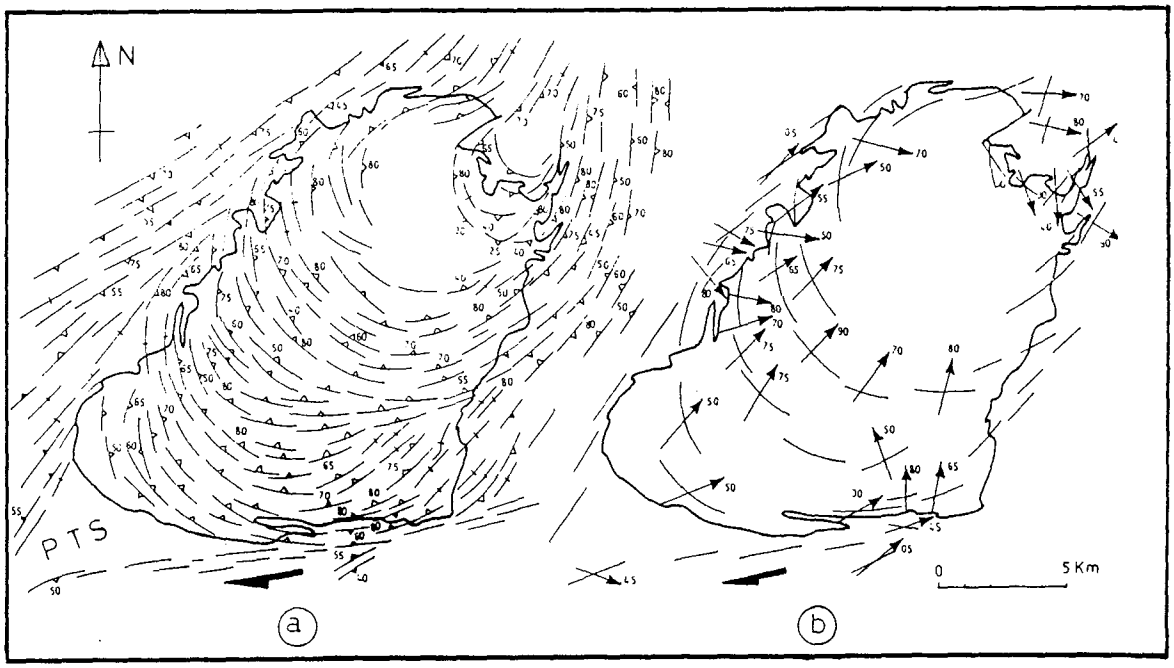


Figure I.4 - a) Trajectoires de schistosité dans le massif du Tichka. PTS = point triple de schistosité b) Linéations d'étirement dans les granitoïdes et à leur périphérie. (Lagarde et Roddaz, 1983).

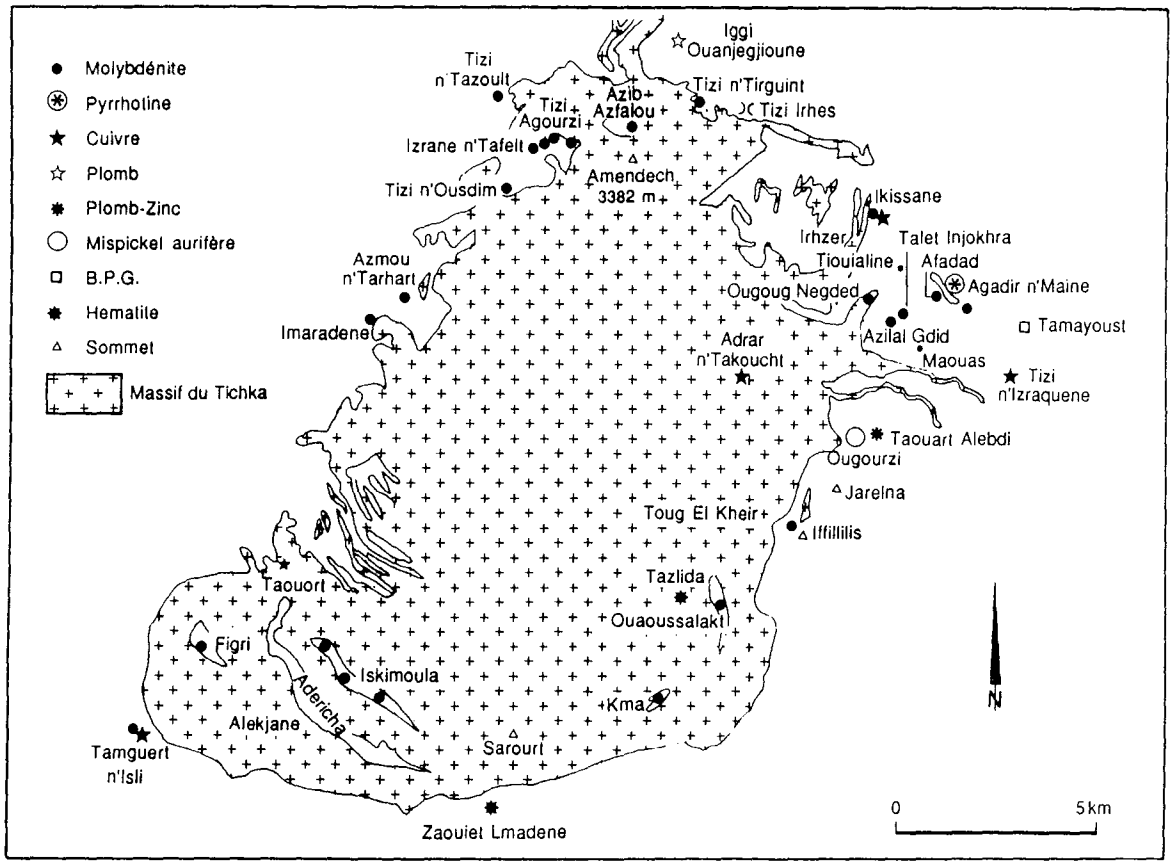


Figure I.5 - Carte schématique de l'ensemble des gîtes métallifères du Massif du Tichka. (Termier et al., 1977).

Rosé (1987) confirme que les différents faciès forment une série magmatique calcoalcaline complète traversée postérieurement par des leucogranites et des filons associés.

L'âge de mise en place du pluton a été estimé par Termier et al. (1972) à 323 et 331 Ma sur isochrone interne Rb-Sr, roche totale - FK - biotite, mais avec une grande incertitude dans les résultats. Les travaux de Tisserant (1977) et Mrini (1985) n'ont pas permis de préciser cet âge

5.3 - Structure et mise en place

Globalement, on peut dire (Figs. I.1 et I.3) que les granitoïdes du Tichka se sont mis en place au Nord du décrochement dextre du Tizi n'Test dans un anticlinal cambrien qui fait partie d'une succession de plis décakilométriques NE-SW bien visibles le long de la vallée du N'fis. La structure d'ensemble, la géométrie et la mise en place du pluton ont été étudiées par Lagarde et Roddaz (1983). Ces travaux ont été repris et complétés par Lagarde (1989). Leurs principales conclusions sont (Fig. I.4) :

* Les granitoïdes ont effectué une ascension diapirique après s'être différenciés par cristallisation fractionnée dans une chambre magmatique sous-jacente.
* Cette mise en place a un caractère syntectonique comme l'indique l'étude de la schistogenèse dans l'encaissant et le pluton, et elle se ferait pendant le fonctionnement dextre du décrochement intralithosphérique du Tizi n'Test au Sud, ce qui provoque la forme en ellipse du pluton. La schistosité autour du pluton est intense en raison de la proximité de l'accident du Tizi n'Test et correspond à la schistosité S3 décrite dans la région d'Azegour par Prost et al. (1989). Les deux autres schistosités S1 et S2, mises en évidence par ces auteurs, ne sont pas présentes dans la zone du Massif du Tichka. Cependant, nulle part n'est abordé le problème de l'alternance répétée de bandes subverticales de diorites et de granitoïdes (Photos 2 à 4, Pl.I) ni de leur lieu et de leur mode de formation.

L'absence de végétation, sauf dans les vallées et le relief, permettent l'observation de nombreuses failles étudiées par Proust (1962) et Termier H. et G. (1964). Certains miroirs de faille forment des falaises abruptes. Le plus important est celui près de Targa n'Oufella au NW qui mesure plusieurs centaines de mètres de haut. Ces failles se traduisent souvent par des brèches, des cataclasites ou des mylonites qui forment de véritables orthogneiss dans les granites ou des schistes mylonitiques à chlorite. A l'échelle mésoscopique, les joints sont remplis d'épidote et de chlorite, en particulier dans

tout le secteur Kma - Souq Tnine Tigouga; ceci est probablement dû à des circulations hydrothermales tardives.

En résumé, ces auteurs définissent plusieurs familles de failles verticales N.NW - S.SE, NW-SE, N-S, et N.NE-S.SW et des failles chevauchantes E-W. Les nombreuses stries observées sur les plans de failles leur font penser à des failles anciennes ayant rejoué pendant la surrection de la chaîne lors de l'orogenèse atlasique. Il n'est pas exclu que certains de ces accidents jouent encore : rappelons que la ville d'Agadir se trouve sur l'accident sud-atlasique dont l'une des branches est l'accident du Tizi n'Test qui limite le massif au Sud et que cette ville a été détruite par un tremblement de terre en 1960.

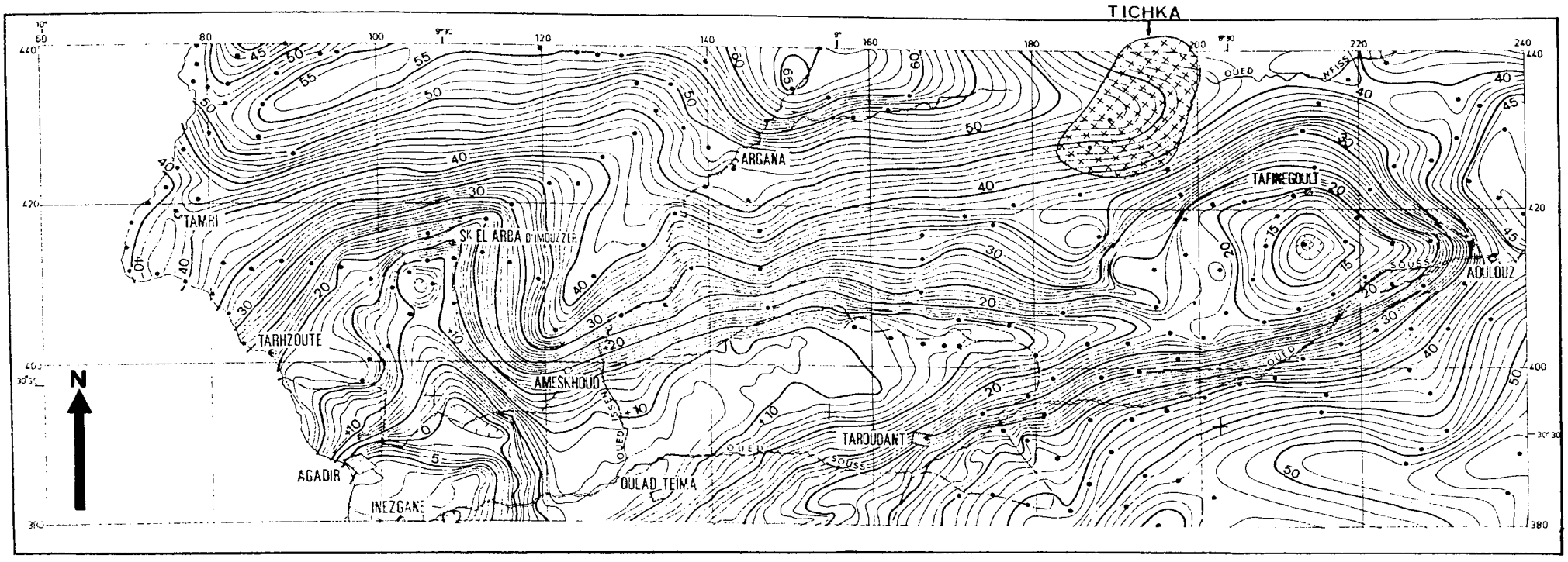
5.4 - Les minéralisations

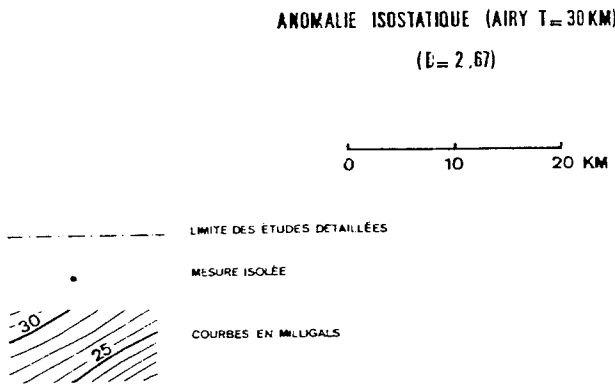
De très nombreux indices sont disséminés dans le massif et son encaissant immédiat. Ce sont eux qui ont attiré les nombreux géologues au cours des années. Alkine (1931), Bizard et Ziegler (1955), Agard (1973), ont entrepris l'inventaire métallogénique du massif, puis Termier et al. (1977) ont publié une synthèse sur l'ensemble des gîtes métallifères du Tichka (Fig. I.5). Il s'avère que les principales concentrations sont sur la périphérie du massif, notamment dans le NE (Jouhari, 1989), où les "injections péribatholitiques" acides sont nombreuses.

La synthèse de toutes ces études métallogéniques a été faite par Gasquet et al. (1983). Deux types de minéralisations sont décrites :

* Celles qui sont liées à l'encaissant métamorphique (skarns surtout) et en relation avec le réseau filonien acide. C'est le cas dans le SW du massif où les indices de Mo et Cu ont été répertoriés. Dans le NE, à côté des mêmes éléments, se trouvent du mispickel aurifère et des titanates d'uranium.
* Celles qui sont liées à un encaissant non (ou peu) métamorphique (donc plus éloignées du massif) : Pb, Zn, Cu, Ba dans les assises volcano-sédimentaires du Cambrien (Igdet par exemple).

A part quelques mines de barytine dont les plus importantes, au NW, ont été étudiées par Chaieb et Rimi (1979), aucune exploitation minière importante n'a été entreprise. Seules des galeries de reconnaissance ont été percées, en particulier à Figri (8 galeries), Iskimoula (26 galeries), Isli, Ikissane, Agadir n'Maine, Tizi n'Izraquene, Agourzi, Oukilal. Le relief accidenté n'a pas facilité les exploitations potentielles et dans l'avenir les matières premières minérales devront avoir un cours supérieur à celui d'aujourd'hui pour compenser cet inconvénient.





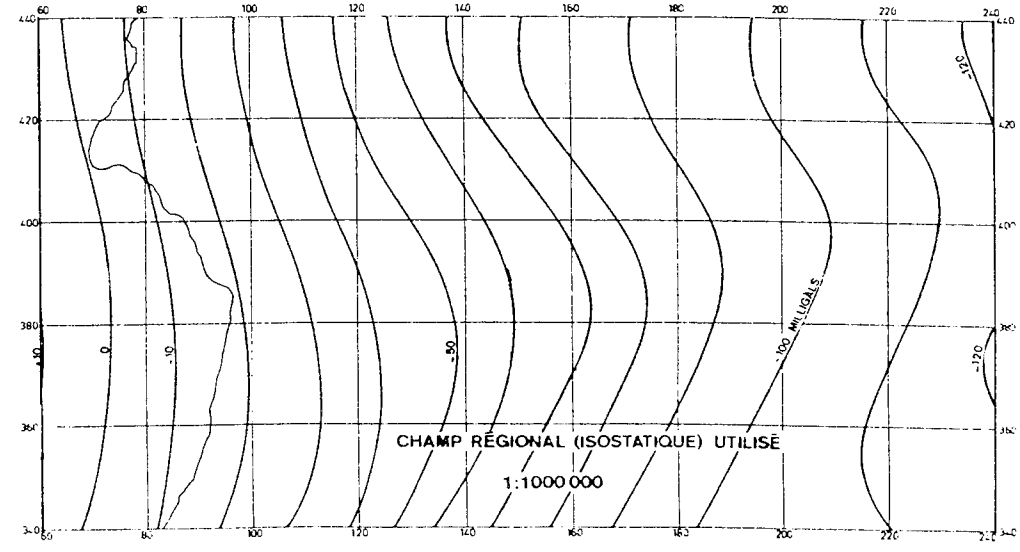


Figure I.6 - Cartes des anomalies isostatiques du Haut Atlas occidental et de la vallée du Souss (Van Den Bosch, 1981).

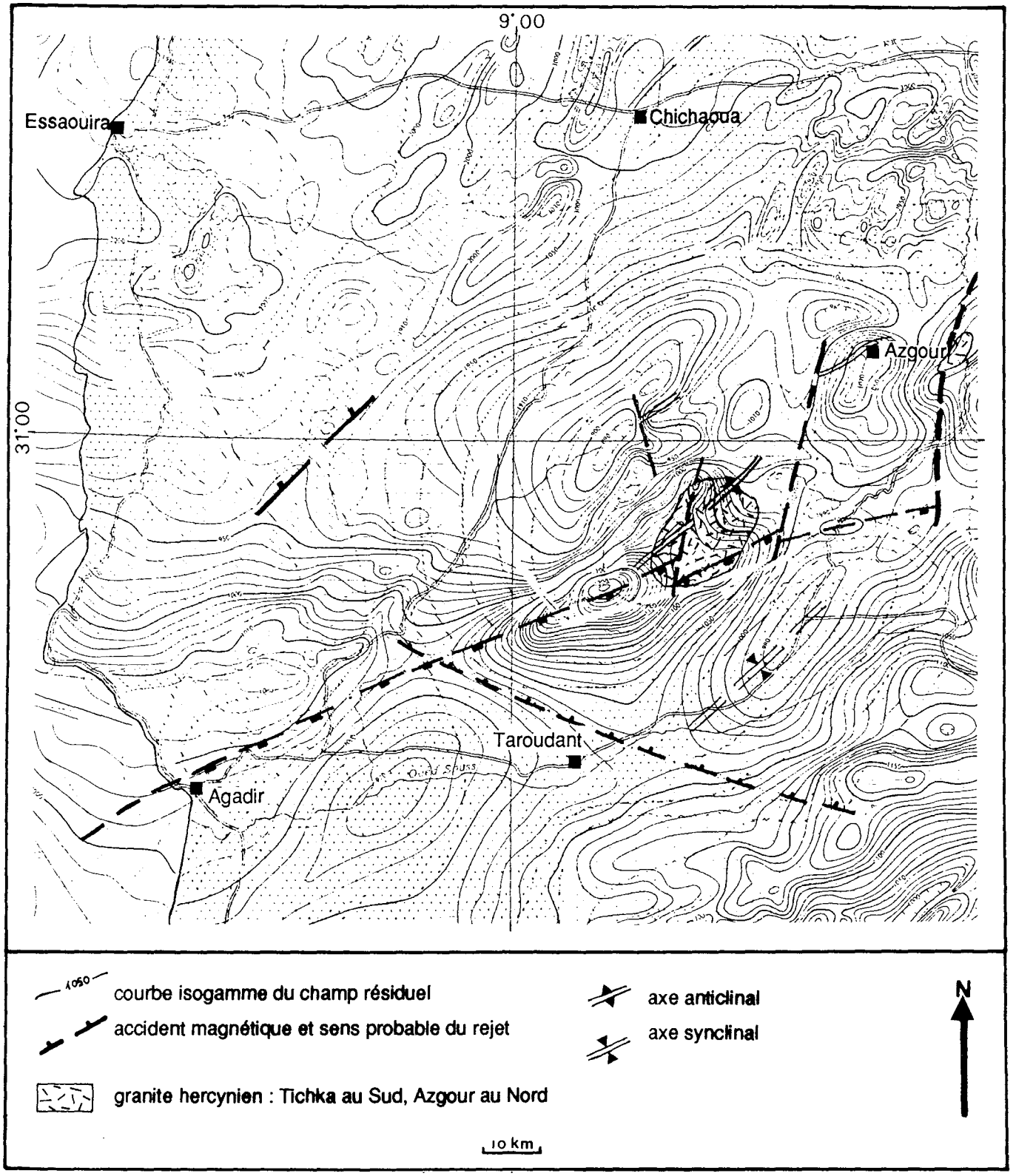


Figure I.7 - Extrait de la carte aéromagnétique du Maroc 1979.

5.5 - Les données géophysiques

L'étude gravimétrique du Haut Atlas occidental (Fig. I.6) de Van Den Bosch (1981) s'insère dans la carte gravimétrique du Maroc. Assez curieusement, le Massif du Tichka ne provoque qu'une anomalie de gravité faible (8 mgal) et mal contrôlée (peu de points et effet de relief important) mais pouvant indiquer, en profondeur, une masse assez lourde qui pourrait correspondre à une extension limitée des roches basiques (Vigneresse, comm. pers.). Les approximations que l'on peut faire à partir de la carte de la figure I.6 et des équations générales du champ gravimétrique présentées par Van den Bosch (p.51), et en prenant une différence de poids volumique entre le pluton et son encaissant de 0.3 $kg.dm^{-3}$, montrent que cette anomalie peut être due à une sphère d'un diamètre compris entre 1 et 7 km et dont le centre se situerait à 8 km sous la surface. Ces résultats sont trop imprécis pour que l'on puisse en tirer une conclusion nette.

L'extrait de la carte aéromagnétique du Maroc, malgré les mêmes réserves que ci-dessus, révèle deux axes magnétiques dans la zone du pluton (Fig. I.7). Le premier N10 positif peut être lié à une extension en profondeur et vers le Nord, de roches intermédiaires, et dont l'affleurement de granodiorite (au NW du massif) représenterait une apophyse. Le second axe magnétique a une orientation N70-80 et ne se superpose pas exactement à l'accident du Tizi n'Test situé plus au Sud. Il pourrait être, par contre, lié au rubanement général acide-basique de la partie sud du massif.

En résumé, on peut dire que les données gravimétriques et magnétiques n'indiquent pas de roches basiques en grande quantité en profondeur sur l'ensemble du pluton. Tout au plus suggèrent-elles une extension, à géométrie imprécise, de roches intermédiaires (granodiorites ou diorites) vers le NW et la présence de roches basiques (diorites ou gabbros) sous la partie sud. Enfin, contrairement à d'autres massifs hercyniens marocains, il n'y a pas de masse plutonique importante cachée sous l'encaissant.

6. - PROBLEMES POSES ET BUTS DE L'ETUDE

Il apparaît, à la lecture de ce qui précède, que beaucoup de lacunes ou de problèmes subsistent à la suite des études menées précédemment sur le Massif du Tichka. Rappelons-les brièvement :

- Absence de caractérisation pétrographique et géochimique (éléments majeurs, mais surtout éléments traces et terres rares) complètes de l'ensemble des faciès,
- Absence d'âge indiscutable de mise en place du pluton,

- Quelles sont les sources des différents magmas ?
- Quel est le rôle joué par la cristallisation fractionnée et la contamination crustale au cours de la genèse du massif depuis la source jusqu'au gisement ?
- Existe-t-il des mélanges magmatiques et comment évoluent les magmas au cours de leur cristallisation ?
- Comment une ascension diapirique permet-elle de conserver une structure en lames verticales alternées acide-basique ?
- Pourquoi le Tichka est - il différent des autres massifs de granitoïdes de même âge et comment s'intègre-t-il dans les schémas d'évolution de la chaîne hercynienne du Maroc ?
- Pourquoi ce massif ne provoque-t-il pas d'anomalie gravimétrique ni d'anomalie magnétique importante ?
- Le massif du Tichka peut-il, par-delà l'étude régionale et grâce notamment aux conditions d'affleurements exceptionnelles, servir de modèle pour la genèse des massifs calcoalcalins complexes qui associent des roches basiques et acides ?

Les outils utilisés pour développer ces thèmes sont :

* **Les études de terrain** faites avec B. Roddaz (études structurales) et L. El Omari (études métallogéniques), notamment la cartographie dans les endroits les plus complexes et des coupes pour échantillonner les différents faciès (Fig.I.8).

* **La pétrographie et la minéralogie** (plus de 400 lames minces).

* La **géochimie des minéraux** silicatés et des oxydes à la microsonde électronique (environ 600 analyses).

* **La géochimie** sur roches totales des éléments majeurs et traces (environ 200 analyses) et des terres rares (38 spectres).

* **La géochronologie** et la géochimie isotopique Rb/Sr et Nd/Sm (plusieurs dizaines d'analyses) en collaboration avec J. Leterrier, Z. Mrini et P. Vidal.

* Les calculs théoriques pour **l'étude rhéologique** en collaboration avec A. Fernandez.

7. - PLAN DU MEMOIRE

Après le **premier chapitre** d'introduction, ce mémoire se subdivise en cinq autres chapitres.

Le **deuxième chapitre**, le plus important en volume, est consacré à l'étude des relations de terrain, à la caractérisation pétrographique et l'étude minéralogique des ensembles définis.

Dans le **troisième chapitre** sont étudiées les conditions thermodynamiques de la cristallisation des minéraux, ce qui permet d'en déduire les niveaux de cristallisation des magmas dans la croûte, et donc la profondeur de mise en place du pluton.

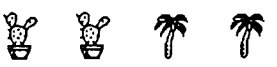
Le **quatrième chapitre** apporte des arguments d'ordre géochimique (majeurs, traces, terres rares) à l'étude pétrogénétique du massif.

Dans le **cinquième chapitre** sont traités, par la géochimie isotopique Nd/Sr, l'âge des granites et la pétrogenèse des magmas à travers l'étude des mécanismes et des sources.

Dans le **sixième chapitre**, une modélisation de l'évolution rhéologique des magmas est faite à partir des données géochimiques et minéralogiques pour tenter d'expliquer les figures observées aux interfaces "acide-basique".

Dans le **septième chapitre** sont réinterprétées les données structurales existantes à la lumière des nouvelles données, pour préciser la géométrie du pluton. Le mode de mise en place et le stade d'acquisition de la structure "zébrée" sont étudiés.

Enfin, dans **le huitième chapitre** sont synthétisés tous les résultats obtenus pour tenter d'élaborer un modèle d'évolution de ce pluton composite, applicable à d'autres plutons.



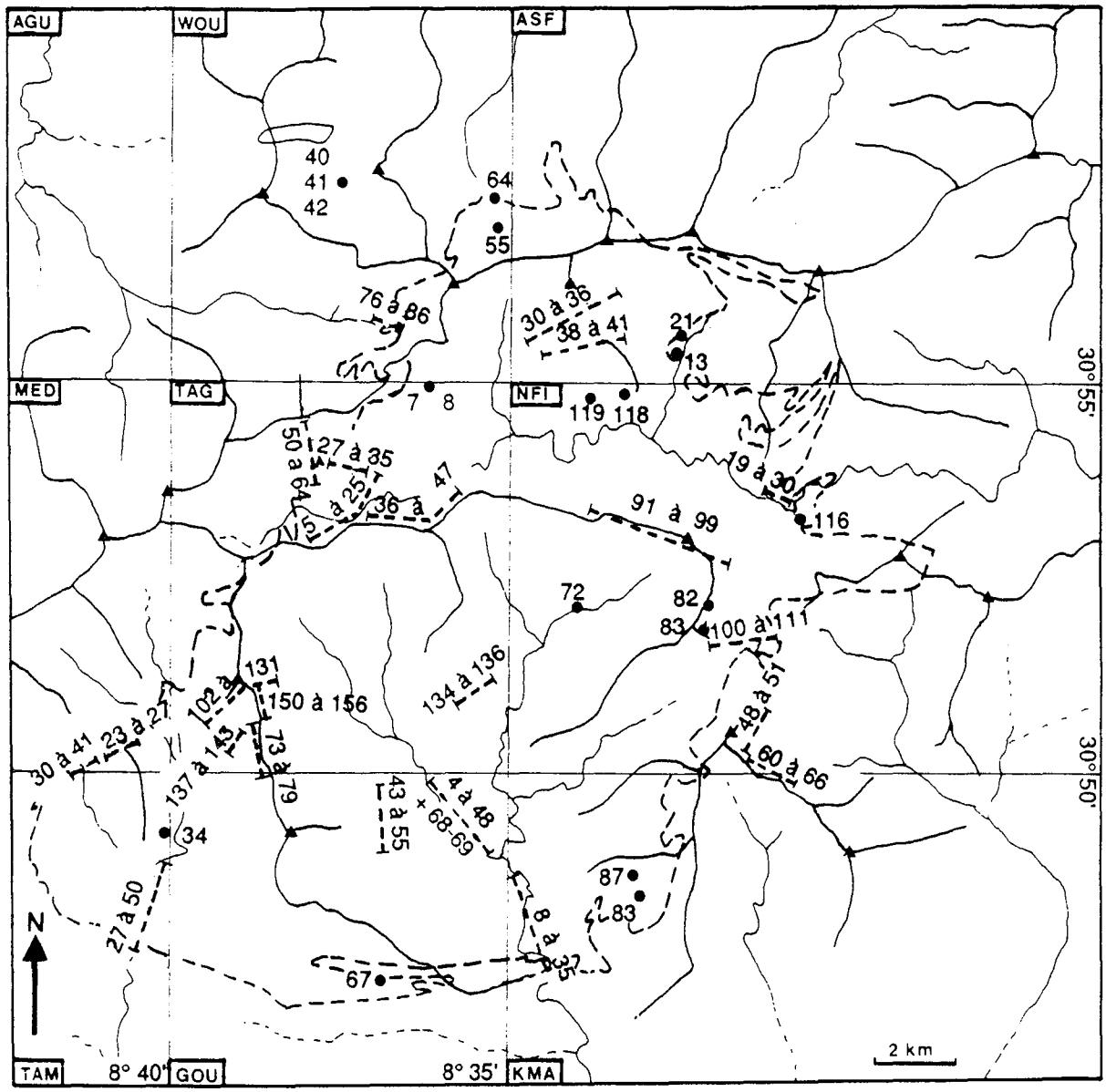


Figure I.8 - Carte de l'échantillonnage géochimique.

9 secteurs ont été délimités grâce au carroyage Lambert de la carte1/50 000°. Les trois premières lettres d'un lieu-dit ou d'une rivière (assif) de chaque secteur servent de préfixe à l'échantillon (AGU, WOU, ASF ...), puis après ce préfixe, les échantillons sont numérotés de 1 à n au fur et à mesure de leur prélèvement.

PLANCHE I

- Le massif du Tichka et les différents groupes de roches à l'affleurement -

I.1 - Vue générale du Massif du Tichka montrant les trois niveaux d'érosion : (1) : à environ 1000 m d'altitude au premier plan (vallée), (2) à 1800-2000m au deuxième plan, (3) à 2500m et plus sur la crête Aoulime Takoucht en arrière plan.

I.2 - Structure zébrée du Moulay Ali où alternent des bandes irrégulières de diorite et de granodiorite. La largeur moyenne de ces bandes est plurihectométrique. L'encaissant calcaire apparaît en arrière plan.

I.3 - Alternances irrégulières de bandes de diorites et de granodiorites dans la structure zébrée. Moulay Ali.

I.4 - Les alternances plurihectométriques du Moulay Ali vues de près.

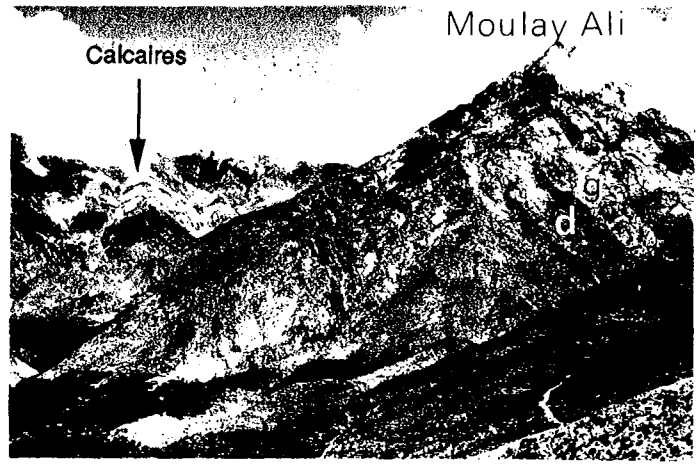
I.5 - Dôme de leucogranite à muscovite du Tasghimout et sommet du Timichi (en arrière plan sous la flèche) montrant un feuillet péribatholitique de leucogranite à pendage faible vers le Nord.

I.6 - Contact subvertical entre le pluton (leucogranitique ici = **Lg**), à droite et l'encaissant métapélitique à gauche. Tagmout, Ouest du massif.

I.7 - Contact faiblement penté vers le Nord entre le pluton formé ici de leucogranites (= **Lg**) et l'encaissant. Tizi Azdim : bordure nord du massif



1



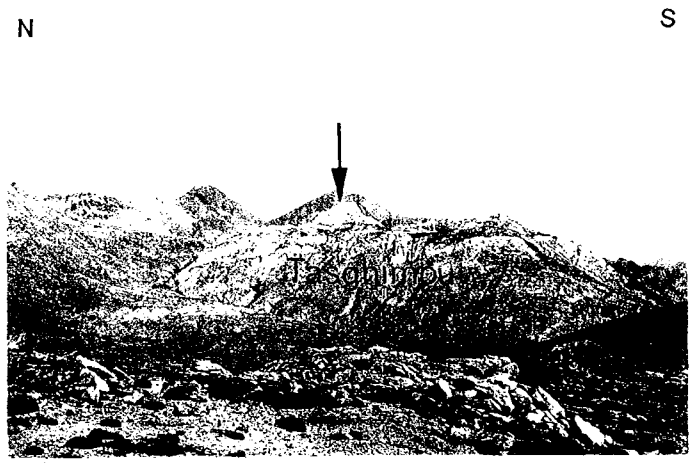
2



3



4



5



6



7

PLANCHE II

- Le Massif du Tichka et les différents groupes de roches à l'affleurement (suite) -

II.1 - Deux générations de filons basiques recoupent un monzogranite à schlieren (flèche) qui est étiré dans la PFM du monzogranite. Sud-Ouest du Tizi Amguernis.

II.2 - Deux types de filons emboités dont le premier (1) a une affinité lamprophyrique, le second (2) est microgranitique. Tizi n'Izraquene.

II.3 - Association diorite - granodiorite (TAG 18) montrant des contacts nets mais lobés indiquant une coexistence à l'état magmatique des deux faciès. Crête Tifighelt - Aoulime.

II.4 - Injection lit par lit de matériel leucogranitique dans l'encaissant grésopélitique. Imaredene, Nord du Massif.

II.5 - Filon aplopegmatitique recoupant un pli dans une métapélite en panneau dans le pluton. Des filonnets (flèche) de même nature mais de taille centimétrique, sont injectés dans le plan axial du pli. Moulay Ali.

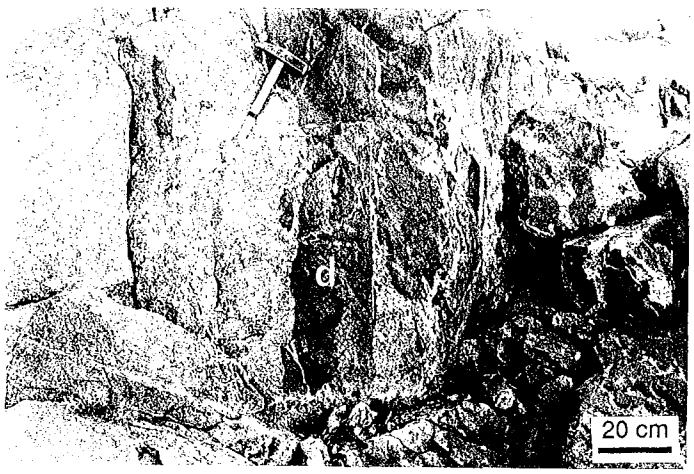
II.6 - Pli dans l'encaissant calcaire.à proximité du pluton. Annezigh. Ouest du Massif.



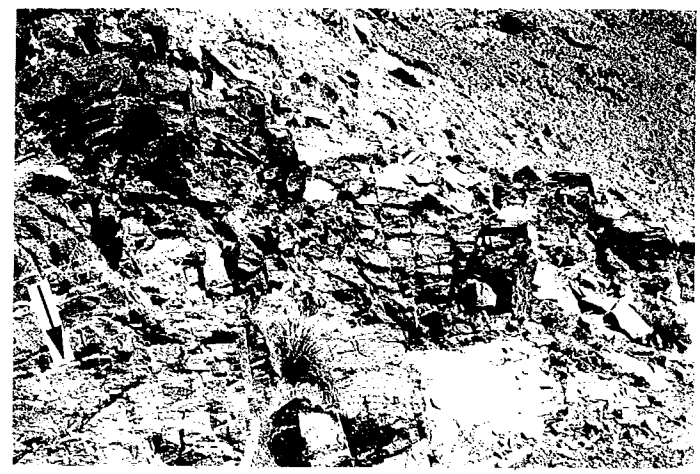
1



2



3



4



5



6

CHAPITRE II

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

CHAPITRE II

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

Dans un premier temps sont définis, à partir des travaux de terrain, les différents groupes de roches composant le massif. Puis, les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques de chacun de ces groupes sont examinées. Les compositions chimiques des minéraux des différents groupes sont ensuite comparées avant d'aborder plus rapidement l'étude des roches métamorphiques du massif.

1. - INTRODUCTION

1.1 - Définition et répartition des groupes de roches

La carte géologique au 1/50 000° de Termier H. et G. (1971) est un travail remarquable en raison, d'une part, de la difficulté d'accès liée au relief et de l'absence au moment de sa réalisation de carte topographique précise comme de photos aériennes convenables, et d'autre part, de la complexité du massif. Bien entendu, comme dans tout document cartographique, les hypothèses proposées par ces auteurs pour la genèse des différents faciès apparaissent en filigrane. Rappelons qu'ils proposent une hypothèse de formation endomorphique et métasomatique pour la plupart des roches. Ainsi est défini un complexe à biotite (**CB**) qui regroupe surtout des métapélites et grésopélites à divers stades de transformation, mais aussi des granites. Le minéral dominant de ce groupe est bien évidemment la biotite. De la même façon, un complexe à biotite amphibole (**CBA**) regroupe des gneiss à biotite et amphibole, des migmatites et surtout des granodiorites. Le minéral dominant y est l'amphibole. De plus, à une époque où la pétrologie structurale était pas ou peu développée, les plans de foliation magmatique observés dans les granodiorites les faisaient ranger dans des gneiss amphiboliques.

Il nous est apparu intéressant de proposer une carte au 1/50 000° (Annexe) établie à partir de la carte de Termier H. et G. au 1/50 000°, des cartes locales de ces mêmes auteurs au 1/20 000° et 1/5 000°, mais avec des modifications apportées grâce à l'interprétation (D. Gasquet) des photos aériennes (mission Souss/70) et grâce aux levers cartographiques ponctuels dans des zones complexes de D. Gasquet, L. El Omari et B. Roddaz au cours des missions sur le terrain de 1982 à 1987. L'essentiel du CBA est formé par des granodiorites, en particulier sur le plateau du Tichka. Ce qui était appelé

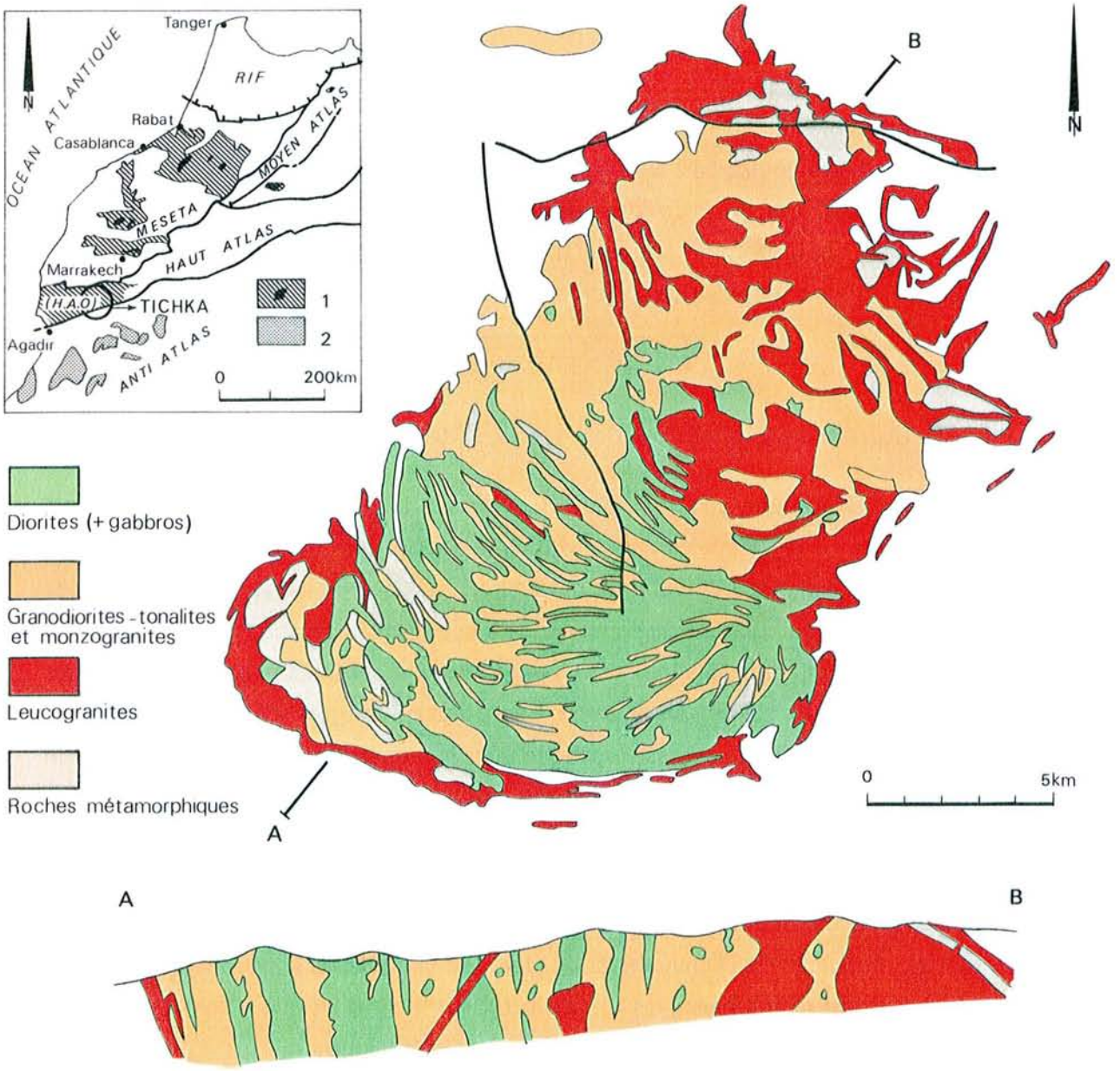


Figure II.1 - Carte géologique schématique du Massif du Tichka et coupe synthétique montrant les relations entre les différents faciès. (cf.carte 1/50 000° en annexe pour une plus grande précision)

granite est composé de granodiorites (par exemple au Moulay Ali), mais aussi de leucogranites comme dans le Nord-Ouest du massif.

Il ressort de l'examen de cette carte ainsi que de la carte simplifiée et de la coupe synthétique de la figure II.1 que trois zones apparaissent :

* *Une zone Nord-Est* où prédominent des **leucogranites** et des "**granodiorites-tonalites**".
* *Une zone centrale* où alternent des "bandes" de **diorites** et de **granodiorites - tonalites.**
* *Une zone Sud-Ouest* complexe, où l'on retrouve les trois faciès énumérés ci-dessus, mais avec en plus beaucoup de **panneaux d'encaissant** (calcaires ± skarnifiés et métapélites ± migmatitiques).

Au total, sur l'ensemble du massif, les trois faciès : leucogranites, granodiorites - tonalites, diorites sont à peu près équivalents en volume (environ 1/3 chacun).

On peut rajouter un quatrième groupe hétérogène, formé par les **filons** qui sont de nature variée : basique à acide et qui se trouvent à la fois dans le pluton et dans l'encaissant notamment au Nord-Est (filons acides) où ils forment ce que H. et G. Termier ont appelé les "feuillets péribatholithiques", terme qui décrit bien, en effet, ces filons mis en place parallèlement à l'enveloppe du pluton et liés aux leucogranites.

L'analyse de terrain permet de définir en plus :

* Les **gabbros**, mineurs en volume, et qui ne sont présents dans les diorites que dans les parties centrale et sud-ouest du massif.
* Les **granites à biotite et amphibole** (ou monzogranites) associés aux granodiorites, mais dont la cartographie n'a pas été faite dans ce travail. Sur la carte sont uniquement reportés les lieux où certains de ces monzogranites ont été prélevés, mais leur extension est beaucoup plus importante que ce qu'il y paraît. Seul un long travail cartographique de détail, permettrait de préciser la répartition exacte de ces faciès difficiles à distinguer des granodiorites sur le terrain.

1.2 - Relations chronologiques des six groupes

Les dessins d'affleurement (Fig.II.2) permettent de synthétiser les relations chronologiques de mise en place des différents faciès. Les contacts qui existent, d'une part entre granodiorites et diorites (b), d'autre part entre granodiorites et monzogranites (d) qui sont très indentés et "mous", montrent que la mise en place de ces trois faciès s'est faite en même temps. Seuls les leucogranites apparaissent, à toutes les échelles,

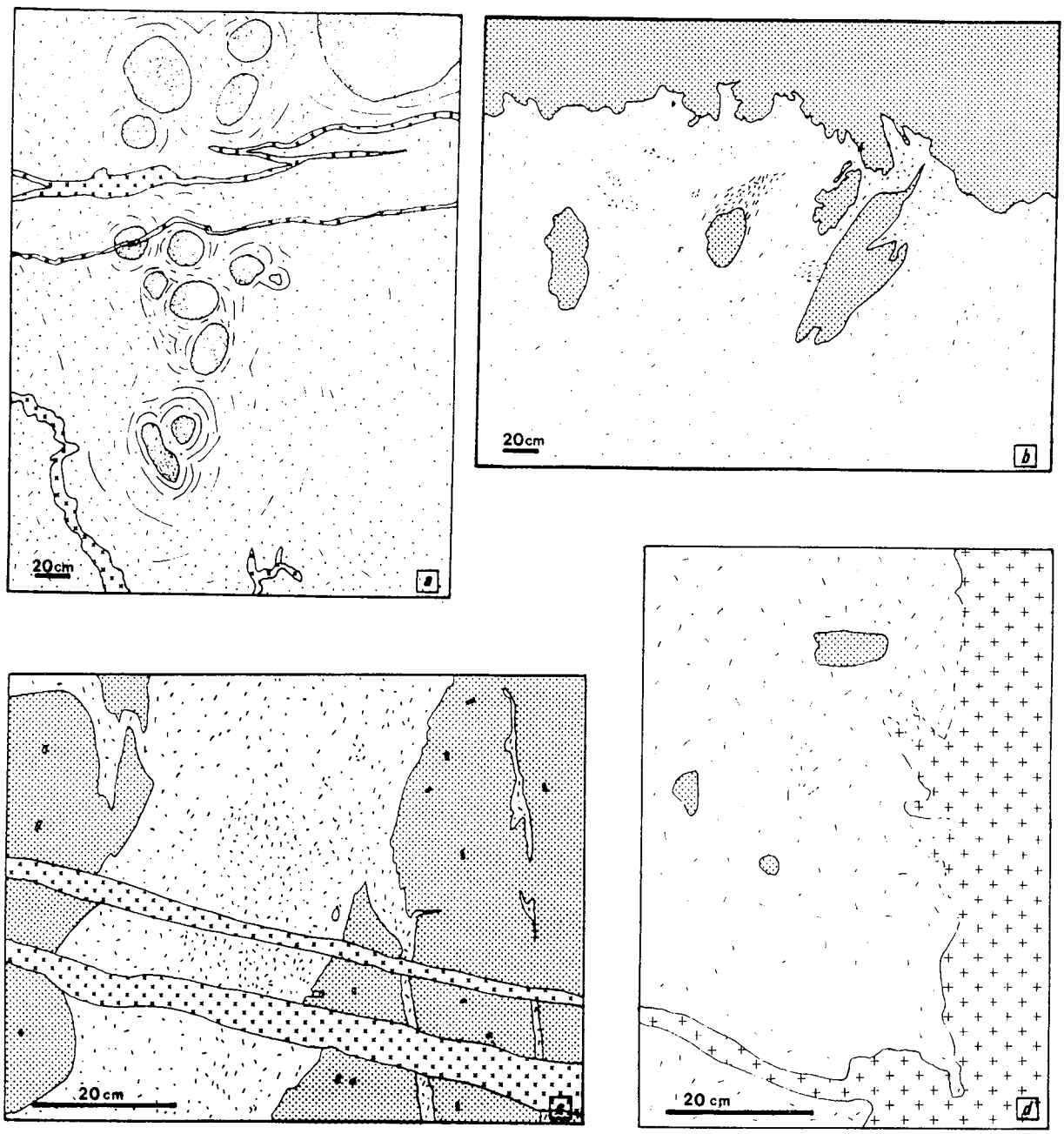


Figure II.2 - Quelques aspects à l'affleurement des principales roches composant le massif du Tichka. **a** - Assif Ida Oukais : boules de gabbro sain dans une matrice altérée en pelure d'oignon et dont la nature dioritique, ou gabbroique est souvent difficile à déterminer ; des filonnets leucocrates recoupent l'ensemble. **b** - Assif Ida Oukais : contact trés indenté entre diorite et granodiorite ; des bulles de diorite, séparées de la masse principale, forment des enclaves entourées d'une concentration de minéraux ferromagnésiens. **c** - Plateau du Tichka : filonnets de granite leucocrate (croix) recoupant une association granodiorite-diorite. **d** - Plateau du Tichka : contact entre un monzogranite (croix) et une granodiorite à enclaves de diorite.

N° Ech	Gabbros											Nom roche
	Oliv	Plagio	Opx	Cpx	Amph	Mica	Op	Apat	Divers	Min II	Sph	
GOU 8	25.6	44.6	0.1	6.2	9.9	8.2	1.8	0.4	2.1	1.1	0.0	Gabbro à olivine
GOU 6	3.2	47.8	0.1	22.8	14.3	4.5	4.0	0.6	0.1	2.6	0.0	Gabbro
GOU 34	8.3	64.9	10.5	7.6	4.3	1.5	1.5	0.2	1.2	0.0	0.0	Leuco gabbro-norite
TAG 77	0.4	58.9	0.0	5.2	21.6	8.6	3.2	2.0	0.0	0.0	0.1	Gabbro
								Spinel				
GOU 45	0.0	69.6	0.0	12.9	4.9	2.2	5.4	4.1	0.8	0.1	0.0	Leucogabbro
	Diorites											
	Qz	Plagio	FK	Cpx	Amph	Biot	Op	Apat	Divers	Min II	Sph	
TAG 154	0.0	40.0	0.0	0.0	39.7	17.7	1.2	0.4	0.0	0.0	1.0	Diorite
TAM 34	1.2	48.5	0.0	0.2	27.3	16.3	3.0	0.3	0.2	0.1	2.9	Diorite
TAG 45	2.1	58.3	0.0	0.0	20.9	16.5	1.0	0.3	0.1	0,0	0.8	Diorite
TAG 124	0.6	52.7	0.0	0.0	30.8	11.2	1.8	0.3	0.3	1.5	0.8	Diorite
TAG 20	0.0	52.9	0.0	0.0	25.9	17.5	0.5	1.4	0.0	0.0	1.8	Diorite
TAG 41	4.7	54.4	0.0	0.0	23.8	14.3	0.7	1.1	0.0	0.0	1.0	Diorite quartzifère
TAG 151	1.1	65.9	0.5	0.0	14.0	13.5	2.4	0.8	0.0	0.0	1.8	Diorite
TAG 77	0.4	58.9	0.0	5.2	21.6	8.6	3.2	.0	0.0	0.0	0.1	Diorite
RE 116	1.4	55.2	0.0	1.4	36.4	4.2	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	Diorite
	Granodiorites-Tonalites											
	Qz	Plagio	FK	Amph	Biot	Op	Sph	Apat	Min II	Allan	Zirc	
TAG 79	12.0	61.9	0,0	9.8	12.3	0.6	0.7	1.7	0.2	0.9	0.1	Diorite quartzifère
TAG 18A	15.5	57.7	1.0	11.0	11.8	1.8	1.0	0.2	0.0	0.0	0.0	Tonalite
TAG 25	16.3	61.5	0.0	0.0	21.2	0.2	0.0	0.3	0.1	0.0	0.4	Tonalite
TAM 29	17.0	44.2	16.7	7.6	13.3	0.4	0.1	0.1	0.0	0.5	0.1	Granodiorite
NFI 105	15.2	59.8	4.1	10.4	9.0	0.2	1.0	0.2	0.0	0.1	0.0	Tonalite
TAG 105	8.6	31.4	17.4	24.2	16.4	0.1	1.8	0.1	0.0	0.0	0.0	Monzonite quartzifère
	Monzogranites											
	Qz	Plagio	FK	Amph	Biot	Op	Sph	Apat	Min II	Allan	Zirc	
TAG 135	29.0	27.7	32.7	2.4	7.0	0.2	0.7	0.2	0.0	0.0	0.1	Monzogranite
TAG 114	28.3	28.4	28.4	3.0	10.5	0.2	0.6	0.1	0.5	0.0	0.0	Monzogranite
	Leucogranites											
	Qz	Plagio	FK	Amph	Biot	Op	Sph	Apat	Musc	Allan	Zirc	
TAG 40	28.7	29.8	34.7	0,0	4.1	0.2	0.3	0.1	0.8	0.2	0.1	Monzogranite
NFI 72	30.5	31.2	33.1	0.0	4.5	0.5	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	Granite à albite
MED 38	33.1	22.9	36.9	1.1	4.3	0.4	0.4	0.1	0.0	0.6	0.2	Monzogranite
ASF 39	32.8	30.4	27.4	0.0	3.8	0.0	0.0	0.1	5.5	0.0	0.0	Monzogranite
NFI 116	39.8	25.6	25.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.0	0.0	0.0	Granite à albite
	Filon											
	Qz	Plagio	FK	Amph	Biot	Op	Sph	Apat	Musc	Allan	Zirc	
NFI 51	18.6	47.4	14.7	0.0	18.7	0.5	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	Microgranodiorite

Op = minéraux opaques Min II = minéraux secondaires ou réactionnels (gabbros)

Tableau II.1 - Analyses modales des échantillons-types du Massif du Tichka. Les noms des roches sont issus de la classification de Streckeisen (1976).

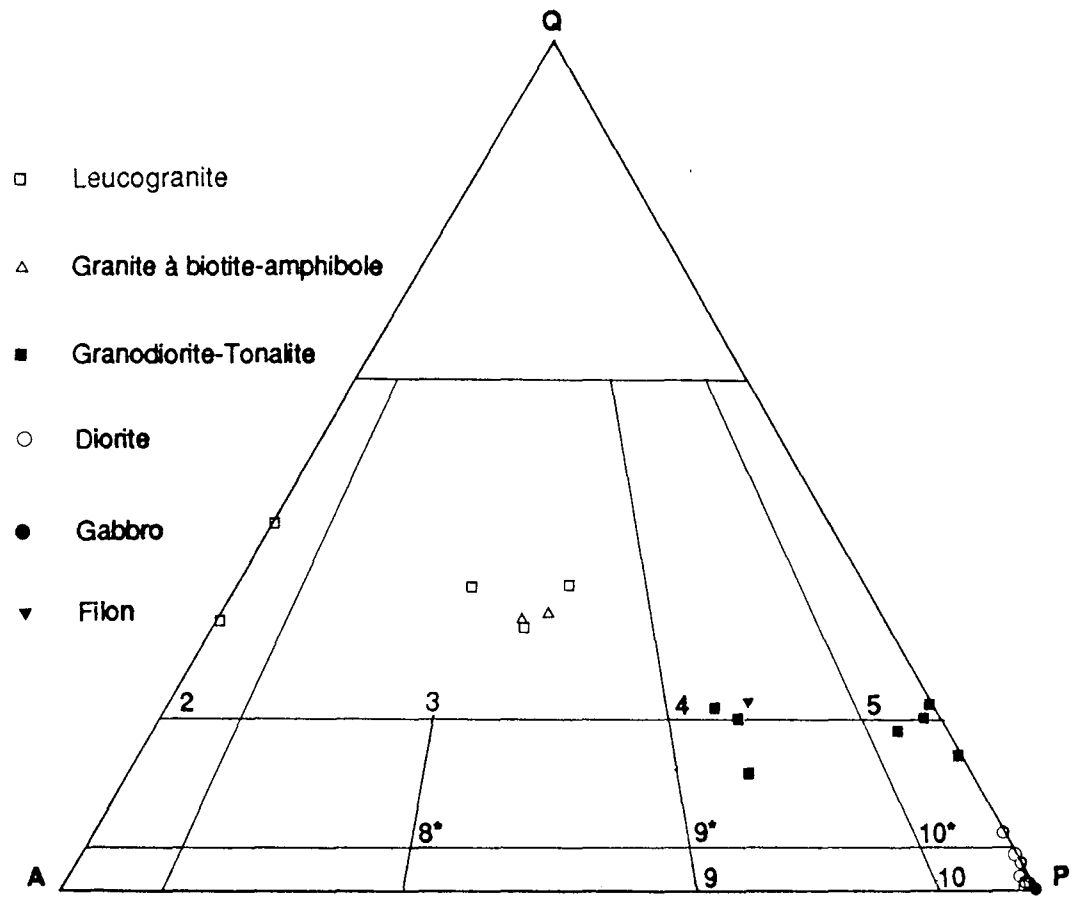


Figure II.3 - Diagramme Q A P de Streckeisen (1976) de quelques faciès typiques du massif du Tichka.

2 : granite à feldspaths alcalins, 3 : granite, 4 : granodiorite, 5 : tonalite, 9 : monzodiorite / monzogabbro, 9* : monzodiorite / monzogabbro quartzifères, 10 : diorite / gabbro, 10: diorite / gabbro quartzifères. La nature albitique du plagioclase a été déterminée à la microsonde (An < 5).

postérieurs aux autres faciès dans toute l'étendue du massif bien qu'ils soient eux-mêmes très divers, puisque les leucogranites à biotite et/ou amphibole sont en général liés spatialement aux autres granitoïdes et que les leucogranites à muscovite son présents uniquement dans le Nord-Ouest du massif. Malgré **la quasi-contemporanéité de la plupart de ces faciès,** la chronologie relative suivante peut être proposée, du plus ancien au plus récent :

(1) Les gabbros, en enclaves dans les diorites, les plus précoces,
(2) Les diorites, en enclaves dans les granodiorites - tonalites ou en masses synchrones de ces dernières, ensuite,
(3) Les granodiorites - tonalites associées aux diorites légérement antérieures aux granites à biotite - amphibole qui les recoupent parfois sous forme de filons,
(4) Les granites à biotite - amphibole,
(5) Les filons basiques,
(6) Les leucogranites et le cortège filonien acide associé, les plus tardifs puisqu'ils traversent tous les autres faciès.

Un doute subsiste quant à la place dans cette chronologie des filons basiques, puisque généralement antérieurs aux leucogranites, ils recoupent parfois les filons aplo-pegmatitiques tardifs. Déjà, se fait sentir la nature diverse et complexe des différents groupes définis sur le terrain, diversité qui sera développée dans les chapitres qui suivent.

1.3 - Analyses modales et nomenclature

Les analyses modales de 28 échantillons moyens et représentatifs de l'ensemble des faciès sont rassemblées dans le tableau II.1. Les comptages minéralogiques ont été faits, soit au compteur de points, soit, quant les phases minérales étaient peu nombreuses et identifiables en lumière polarisée non analysée, à l'analyseur d'image du CRPG développé par Lapique et al. (1987). Le nombre de points comptés varie de 1000 à plus de 2500 en fonction de la taille du grain et de l'homogénéité de la roche.

Les résultats sont reportés dans le diagramme QAP de classification des roches plutoniques de Streckeisen (1976), (Fig. II.3). Les différents échantillons se distribuent entre les gabbros et les granites à feldspaths alcalins en passant par les diorites quartzifères, les tonalites, les granodiorites, les monzonites quartzifères et les monzogranites.

Plusieurs conclusions ou confirmations apparaissent à la lecture de ces analyses modales :

* Une extrême diversité est présente dans le massif depuis des gabbros à 25,6 % d'olivine (GOU 8) jusqu'à des leucogranites à muscovite (NFI 116) à 39,8 % de quartz.
* Le groupe des gabbros est plus hétérogène que ne le laissait supposer l'examen macroscopique.
* Le groupe des diorites est formé de roches contenant tout au plus 4,7 % de quartz mais le poucentage des autres minéraux est très variable.
* Le groupe des granodiorites - tonalites bien individualisé sur le terrain et composé de roches assez claires et à gros grain est assez hétérogène puisqu'il comprend des diorites quartzifères, des tonalites, des granodiorites, des monzonites quartzifères.
* Le groupe des leucogranites est varié : à plagioclase ou albite, à biotite, à biotite et muscovite, à biotite et amphibole, à muscovite seule.
* Le groupe des granites à biotite-amphibole est homogène et les roches qui le composent sont des monzogranites.
* L'analyse modale d'un seul filon a été faite, en raison du grain généralement très fin des roches qui le constituent et de la difficulté à déterminer les minéraux.

1.4 - Conclusions

L'individualisation en **cinq groupes principaux (plus les filons)** de l'ensemble des roches du massif du Tichka, établie à partir de leurs relations chronologiques, de leurs aspects macroscopiques, et confirmée par les analyses modales, sera conservée dans tout ce qui suit. Pour plus de facilité, chacun des groupes est désigné par le nom de sa roche moyenne. Néanmoins, autour de ce terme moyen, la diversité est parfois grande dans chacun des groupes. La caractérisation pétrographique et minéralogique des gabbros, diorites, granodiorites-tonalites, monzogranites, leucogranites, et filons sera abordée successivement et dans cet ordre.

2. - GABBROS

2.1 - Gisement de terrain et relations avec les autres faciès

Ils ne sont présents dans le massif qu'au Sud de la crête principale Aoulime-Takoucht et affleurent au sein des diorites, généralement sous forme de boules décimétriques à décamétriques plus ou moins aplaties suivant l'allongement des bandes que forment ces diorites. Ces boules en relief, extrêmement résistantes, sont liées par une matrice sombre et assez souvent arénisée (Fig. II.2a) dont il est parfois difficile de dire si elle était de nature gabbroïque ou dioritique. Ces gisements de gabbros en boules ont une dimension qui varie de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Les plus importants se

trouvent (1) au Sud du Moulay Ali, (2) vers Amatiter au SE du Jbel Toutki et surtout (3) en face de Aït Slimane sur la piste de Kma à Souq Tnine Tigouga. Exceptionnellement (Amatiter), il existe des gabbros dans des matrices claires dont l'altération ne permet pas de dire si ce sont des granodiorites ou des diorites quartziques. Les diorites ne sont jamais très éloignées de ces affleurements au plus décamétriques.

Ce sont des **roches holomélanocrates** que l'on repère facilement de loin par leur couleur et qui ont un aspect très **homogène** contrastant avec l'hétérogénéité des autres groupes. Une seule enclave a été prélevée (à proximité d'Amatiter) ; elle est de taille pluricentimétrique et est formée d'une roche à grain fin (< 1 mm), basique mais plus claire que les gabbros encaissants. C'est l'échantillon de leucogabbro GOU 45 décrit plus loin qui est en fait un cumulat plagioclasique.

Les relations des gabbros avec les diorites encaissantes ne sont pas toujours claires en raison de l'arénisation fréquente et déja signalée des contacts (Photo 1, Pl III). Néanmoins, quand ils sont bien visibles (par exemple sur la piste qui conduit de Tagmout au Tizi n'Igouramene), **les contacts entre les deux faciès apparaissent nets et rectilignes.** L'aspect général, sur le terrain, fait penser à des "mégaenclaves" au sein des diorites. Assez fréquemment, ces gabbros sont recoupés par des filonnets centimétriques à décimétriques granitiques ou aplo-pegmatitiques. Une seule fois, une nature granodioritique sûre a pu être identifiée dans un filon altéré de 30 cm d'épaisseur sur la piste au SE du Tizi n'Igouramène. Les épontes du filon sont holofeldspathiques sur quelques centimètres.

Il apparaît donc, que chronologiquement, **les gabbros sont les plus précoces** de tout le Massif du Tichka. De telles roches sont fréquentes dans les massifs plutoniques composites : Donegal (Pitcher et Berger, 1972) ; Ploumanac'h (Barrière, 1977) ; Sierra Morena (Pons, 1982) ; Quérigut (Leterrier, 1972) ; Corse (Rossi, 1986)... Classiquement, ces roches sont interprétées par ces auteurs comme étant la preuve de l'intervention de **magmas basiques d'origine mantellique** dans l'édification de ces plutons.

2.2 - Caractères pétrographiques (Photos, Pl. III)

La taille moyenne du grain est inférieure à 1,5 mm, avec parfois des phénocristaux de 1 à 2 cm. L'homogénéité macroscopique apparente des gabbros, accentuée par leur couleur holomélanocrate, ne se retrouve pas au microscope. Même si olivine, pyroxène et plagioclase sont présents dans tous les faciès, leur quantité respective varie de façon importante comme le montrent les analyses modales du tableau II.1. Deux faciès ont des caractères cumulatifs nets : le premier **GOU 8 est un cumulat à olivine**, le second

PLANCHE III

- Les gabbros -

III. 1 - Aspect caractéristique des gabbros à l'affleurement. Altération en boules dans une matrice arénisée dont il est souvent difficile de connaître la nature dioritique ou granodioritique. Sud du Tizi Igouramene.

III. 2 - Texture d'accumulation d'olivine. Ech. GOU 8.

III. 3 - Couronnes autour des olivines du gabbro. Ech. GOU 43.

III. 4 - Texture intergranulaire. Ech. TAG 74.

III. 5 - Texture subophitique. Ech. GOU 35.

III. 6 - Texture d'accumulation de plagioclase. Ech. GOU 45.

III. 7 - Amas d'aspect "feutré" dans un cumulat plagioclasique et dans lequel ont été identifiés les minéraux suivants : spinelle, diaspore, bravoïte, pentlandite, pyrrhotite, pyrite. Ech. GOU 45.



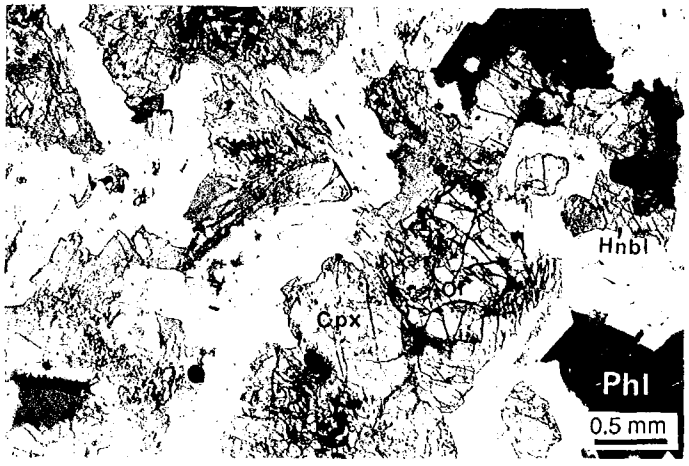
1



2



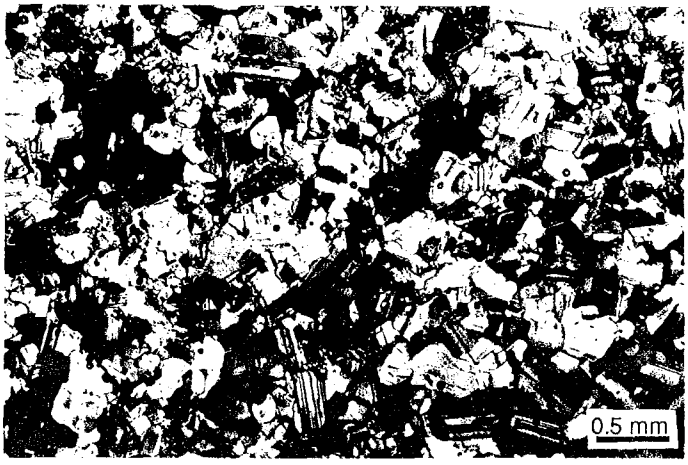
3



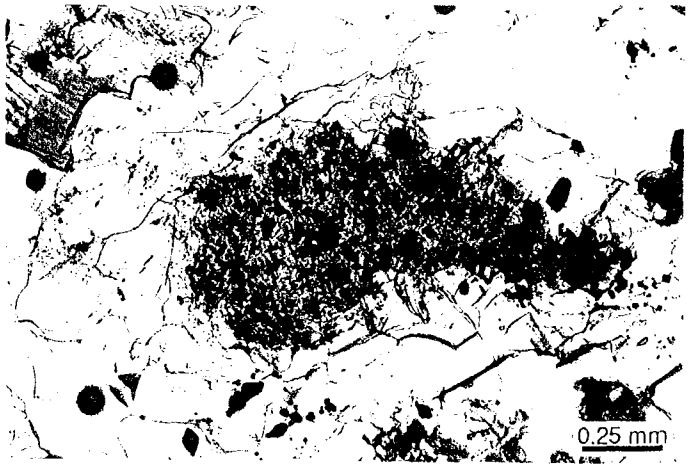
4



5



6



7

GOU 45, est un cumulat plagioclasique. Si l'on excepte ces deux faciès, l'olivine est à l'état de traces ou peut représenter 8,3% de la roche, l'opx varie de 0 % à 10,5 %, le cpx de 5,2 % à 22,8 %, le plagioclase de 44,6% à 64,9 %. Les plagioclases sont très limpides et sous forme de cristaux trapus. En raison de cette limpidité, ils laissent transparaître la couleur des minéraux ferromagnésiens sombres qui sont autour, ce qui donne à la roche **un aspect macroscopique entièrement sombre.**

Ces variations minéralogiques permettent de définir deux tendances pour les gabbros moyens, l'**une regroupant les gabbros plus ou moins riche en olivine, l'autre regroupant les gabbronorites ± leucocrates.**

Les analyses de quatre variétés de gabbros du tableau II.2 montrent que les variations chimiques (en dehors des deux cumulats) ne sont pas très importantes entre les deux tendances. Ce sont donc probablement des variations dans les conditions physiques qui ont réglé l'apparition de tel ou tel minéral en ± grande quantité.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Total
GOU 8	46.03	13.21	11.38	0.18	15.63	6.60	3.21	0.43	1.44	0.28	0.69	99.08
GOU 6	48.02	17.60	9.12	0.15	6.58	9.90	3.70	0.79	1.89	0.29	0.94	98.98
GOU 34	48.48	18.60	8.91	0.12	9.10	9.00	3.75	0.50	1.30	nd	0.10	99.78
GOU 45	52.12	22.41	5.94	0.09	1.63	9.13	5.72	0.40	1.26	0.23	0.98	99.98

Tableau II.2 - Analyses de quelques gabbros - types. GOU 8 : cumulat à olivine, GOU 6 : gabbro à olivine et clinopyroxène, GOU 34 : gabbro-norite, GOU 45 : cumulat plagioclasique en enclave.

Les **minéraux hydratés** (amphiboles, micas) sont toujours présents, comme cela a été fréquemment décrit dans tous les massifs plutoniques composites. Les micas peuvent être automorphes et en partie précoces, les amphiboles sont tardives. **Les minéraux opaques** sont assez répandus (jusqu'à 4 %), par contre, les minéraux secondaires sont inexistants (sauf quelques rares cristaux d'actinote, chlorite et talc) ce qui est d'ailleurs attesté par des pertes au feu insignifiantes dans toutes les analyses.

Il est apparu intéressant de voir s'il y avait une logique de terrain dans les variations pétrographiques à l'intérieur des gisements de gabbros. Un échantillonnage systématique, à maille régulière, et perpendiculairement à l'allongement des lentilles de gabbros a donc été fait dans plusieurs affleurements. Il s'avère que :

- certains affleurements contiennent plus d'opx primaire que d'autres.
- des variations importantes (par exemple dans le pourcentage d'olivine) se font en quelques mètres , mais sans qu'un litage n'apparaisse vraiment.

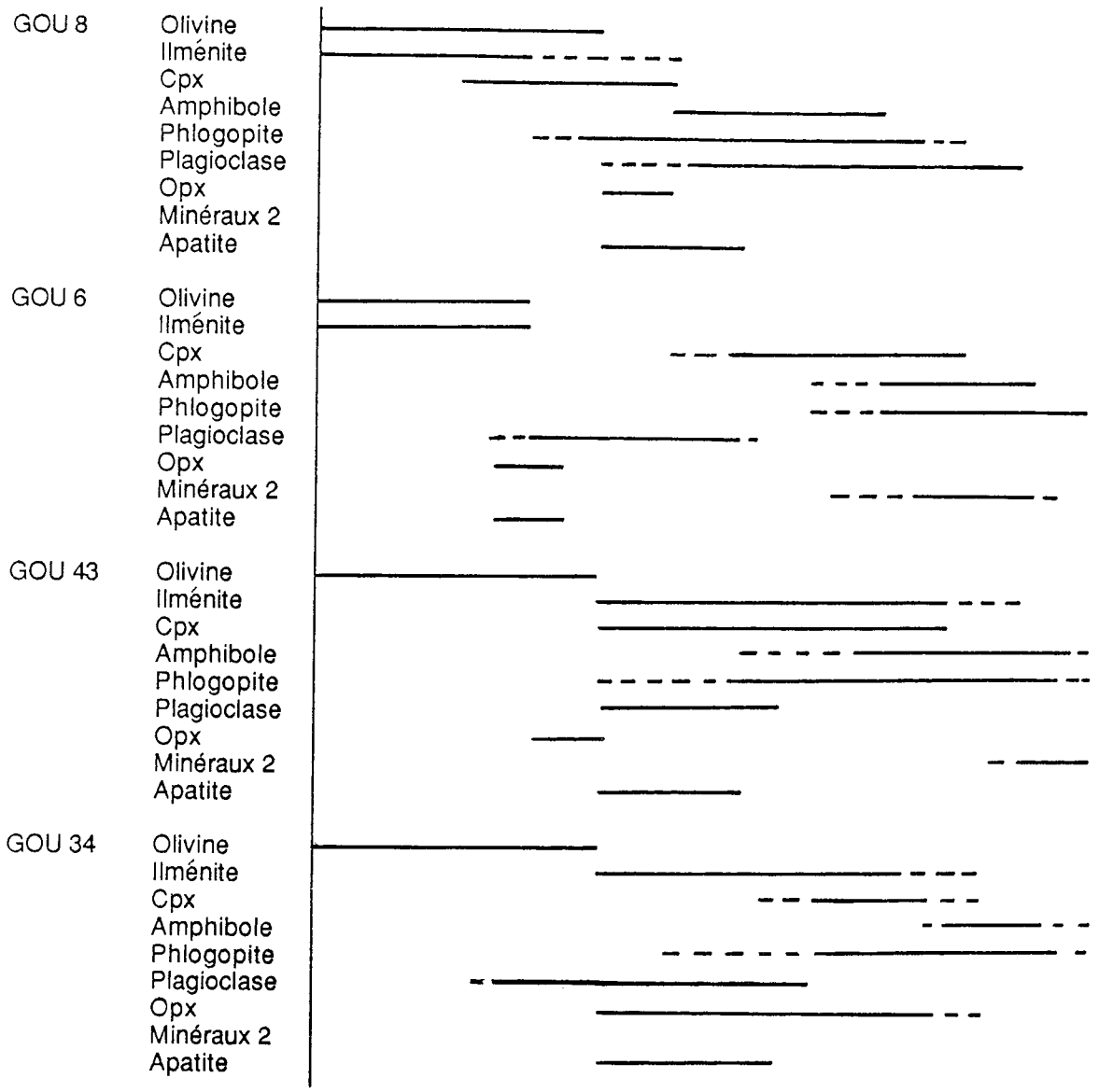


Tableau II.3 - Chronologie relative des minéraux des principaux faciès de gabbros. GOU 8 : cumulat à olivine, GOU 6 : et GOU 43 : gabbros à olivine et cpx, GOU 34 : gabbro-norite.

- il n'y a pas d'évolution pétrographique ou minéralogique nette d'un bord à l'autre des "lentilles".

Les ordres d'apparition des minéraux sont présentés dans le tableau II.3. L'olivine est généralement le premier minéral à cristalliser et l'amphibole et le mica sont généralement les derniers. Entre ces deux pôles, le plagioclase, les pyroxènes et, dans une moindre mesure l'ilménite, ont un ordre d'appariation variable lié à des conditions physiques changeantes (Pt, T, PH_2O, fO_2...) examinées dans le chapitre III. Ceci a évidemment des conséquences sur les textures (paragraphe suivant) qui présentent une assez grande diversité.

2.3 - Litages et textures

La monotonie macroscopique des gabbros est quelquefois rompue par l'apparition de bandes centimétriques en relief ayant mieux résisté à l'érosion que le reste de la roche. Ces bandes pourraient avoir pour origine un litage. Or, il s'avère qu'elles sont souvent dues à des fractures d'épaisseur inférieure ou égale au millimètre, remplies ou non par des produits secondaires (quartz, feldspaths), mais dans lesquelles il y a eu probablement des circulations de fluides qui ont localement renforcé la cohésion de la roche. Deux ou trois échantillons montrent réellement un **litage très grossier** visible seulement à la loupe binoculaire avec concentration, dans certains lits, de minéraux ferromagnésiens (pyroxène surtout). Il est possible qu'un litage mésoscopique non visible sur le terrain explique les variations minéralogiques. Il sera difficile à mettre évidence.

Aucune fluidalité nette n'a été observée, si ce n'est une disposition en travées ± irrégulières des plagioclases dans quelques échantillons (par exemple GOU 38). Les autres minéraux remplissent les vides entre ces travées. Cet alignement fruste signalé également par Barrière (1977) dans les gabbros de Ploumanac'h ne peut être tout à fait assimilé à un plan de fluidalité magmatique mais semble plutôt être lié à la forme en paillettes des cristaux de plagioclases qui "flottent" en se comportant comme des "radeaux" dans le liquide silicaté environnant.

La texture moyenne des gabbros est équigranulaire à grain fin (1,5 mm ou moins). Trois tendances sont néanmoins identifiables :

- Une texture intergranulaire où tous les cristaux cristallisent pratiquement en même temps (Photo. 4, Pl.III).
- Une texture ophitique (ou subophitique) où des phénocristaux de 2 cm de clinopyroxènes pœcilitiques cristallisent tardivement en englobant des plagioclases plus précoces (Photo. 5, Pl.III).

- Une texture où l'on peut relever une accumulation de cristaux (sans que le terme de cumulat ne soit toujours approprié) d'olivine (Photo. 2, Pl. III) ou de plagioclase (Photo. 6, Pl.III). Dans ce dernier cas (roche GOU 45), la texture se rapproche de celle d'un adcumulat (Irvine, 1982). Les minéraux intercumulus sont des pyroxènes et des plagioclases dans le premier exemple, des pyroxènes uniquement dans le second.

Quelle que soit la texture, les plagioclases (et souvent aussi les autres minéraux) ont une forme "trapue" et non pas en baguettes comme c'est généralement le cas dans les roches basiques à grain fin. Ceci est probablement lié à une cristallisation à l'équilibre et une décroissance de la température lente d'après Wyllie et al. (1962).

2.4 - Minéralogie

Pour faciliter la lecture, ne seront développés que les caractères des minéraux spécifiques de chacun des groupes et pour les autres minéraux, uniquement les particularités spécifiques au groupe. Des comparaisons entre les différents faciès seront faites en fin de chapitre avant d'aborder l'étude thermobarométrique.

2.4.1 - Olivine

2.4.1.1 - Habitus

L'olivine n'est représentée que dans les gabbros, en quantité parfois importante dans les faciès cumulatifs, où elle peut atteindre jusqu'à 30 % du volume de la roche (cf. analyses modales). Elle est plus rare dans d'autres gabbros, tel GOU6 ou TAG 77, où le minéral qui prédomine est alors le clinopyroxène. Automorphe à subautomorphe, c'est le minéral le plus précoce des gabbros avec l'ilménite et comme elle, elle est moulée par l'ensemble des autres minéraux. En général saine, elle est parfois légèrement iddingsitisée le long de ses cassures. Assez rarement, l'olivine a un aspect corrodé au contact indifféremment des cpx, des amphiboles ou des plagioclases (Fig. II.4).

2.4.1.2 - Composition chimique et évolutions

La composition de l'olivine varie de Fo 54 à Fo 80 (Tab. I, annexe III). En comparaison avec d'autres massifs plutoniques composites, cette fourchette de valeurs est comparable à celle des olivines des gabbros du complexe plutonique de Burguillos del Cerro (Fo 60 à 84) décrite par Pons (1982), mais elle est moins étalée que celle notée par Rossi (1984) dans les gabbros de Corse (Fo 42 à Fo 84). Cet auteur déclare, il est vrai, qu'une telle gamme de composition n'avait jamais été décrite dans les complexes basiques associés aux granites calcoalcalins. Une explication aux faibles teneurs en MgO

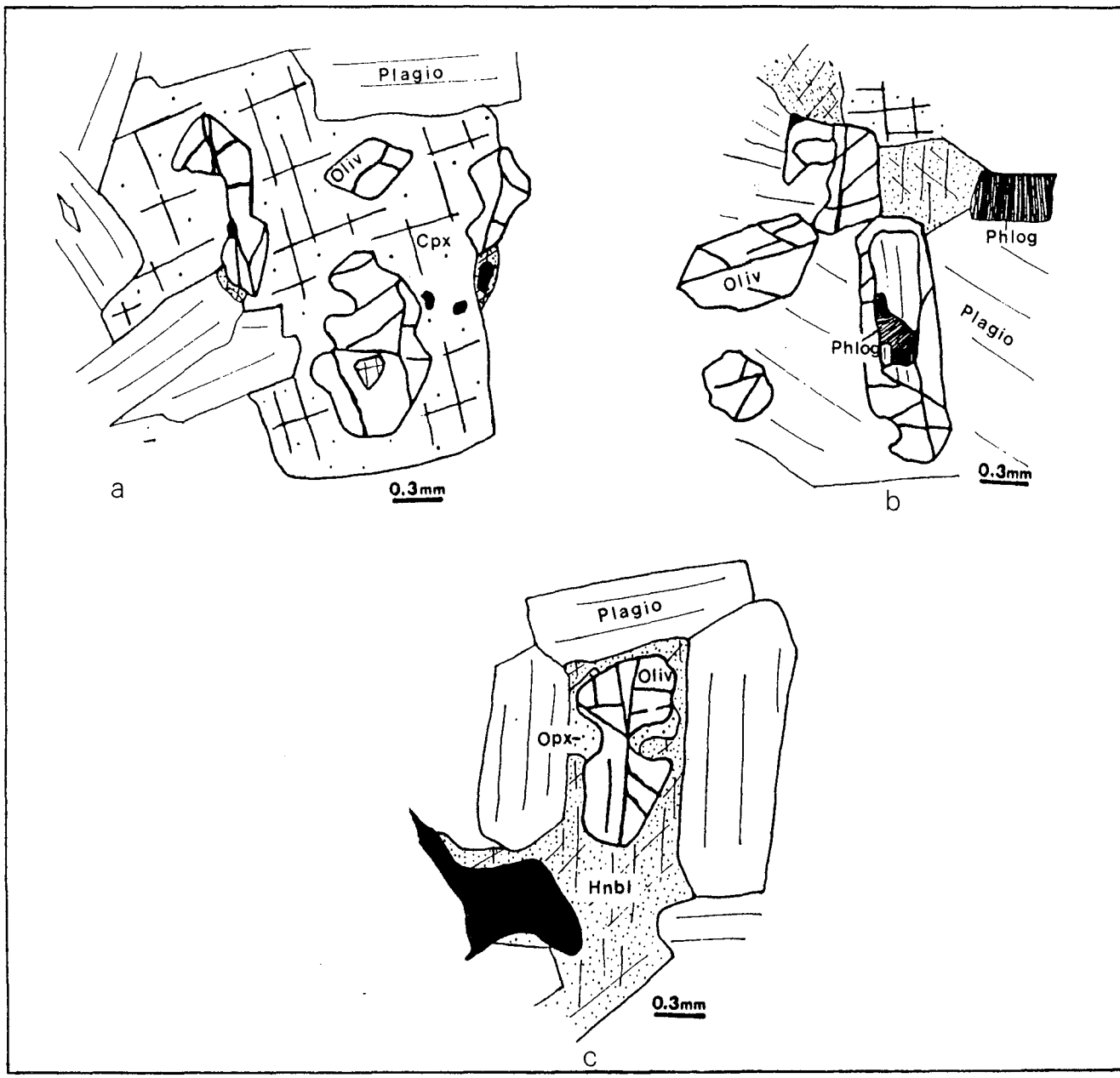


Figure II.4 - Habitus des olivines des gabbros. **a** - TAG 117 : olivine corrodée dans un cpx. **b** - GOU 8 : olivine creuse, contenant du phlogopite, dans un plagioclase. **c** - GOU 34 : olivine corrodée, entourée partiellement d'opx, et incluse dans une hornblende.

de certaines des olivines de Corse peut être trouvée dans les réactions mettant en jeu l'olivine et les autres minéraux des gabbros (cf. parag. 2.4.1.5), et qui seraient très développées dans ce massif.

La teneur en MnO des olivines varie de 0.25 à 0.72 % sans qu'il n'y ait de règle de variation avec FeO. Le pourcentage de MnO, en moyenne, est toutefois supérieur à celui mesuré dans les complexes tholéiitiques (Simkin et Smith, 1978 ; Nwe, 1979) et comparable à celui mesuré dans les olivines des complexes calcoalcalins (Pons, 1982 ; Rossi, 1984).

La tendance générale est une augmentation de la teneur en FeO aux dépens de la teneur en MgO. Les olivines les plus précoces (par exemple dans la roche GOU 43) en syncristallisation avec les coeurs les plus basiques des plagioclases, ont un pourcentage de forstérite plus élevé que celles qui ont cristallisé plus tardivement. De plus (Fig. II.5), le XFe de l'olivine varie avec le pourcentage de SiO_2, et moins clairement avec le XFe, de la roche. Or, depuis les travaux expérimentaux de Roeder et Emslie (1970), on sait que le rapport FeO/MgO de l'olivine dépend du rapport FeO/MgO du liquide à partir duquel elle cristallise et de la fugacité de l'oxygène, mais ne dépend ni de la température ni de la pression.

Le coefficient de distribution K_D relatif au partage du fer et du magnésium entre l'olivine et le liquide est voisin de 0.3 (0.26 à 0.36) quelle que soit la nature du basalte pris en considération dans les expétriences. Aucune étude n'a été spécialement faite dans le but de vérifier les états d'équilibre de l'olivine des gabbros du Tichka. Seules quelques analyses peu nombreuses et dispersées sont à notre disposition. De plus, dans certains échantillons, les olivines ne sont pas toujours à l'équilibre et les réactions dont elles font l'objet entrainent des perturbations dans les compositions chimiques de ces minéraux.(cf. paragraphe 2.4.1.5.).

De la même façon la présence assez fréquente de minerais dont l'origine est probablement secondaire, perturbe les compositions des roches. Toutefois, pour les analyses d'olivines à notre disposition (Tab. I, annexe III), le rapport K_D est assez voisin (K_D = 0.43) des valeurs expérimentales données par Roeder et Emslie (op. cit.) pour le gabbro TAG 129, ce qui montre que **dans cet échantillon les olivines sont très proches de l'équilibre.** Dans d'autres échantillons, comme dans le gabbro-norite GOU 34, le coefficient K_D est beaucoup plus élevé (K_D = 1). Deux possibilités permettraient d'expliquer cela : (1) un déséquilibre de l'olivine (dans cette roche l'olivine est en quantité peu importante et elle cristallise au moins en partie en même temps que le plagioclase) (2) la fO_2 était, au moment de la cristallisation des olivines, plus importante que les valeurs prises en considération dans les expériences de Roeder et Emslie (op.cit.)

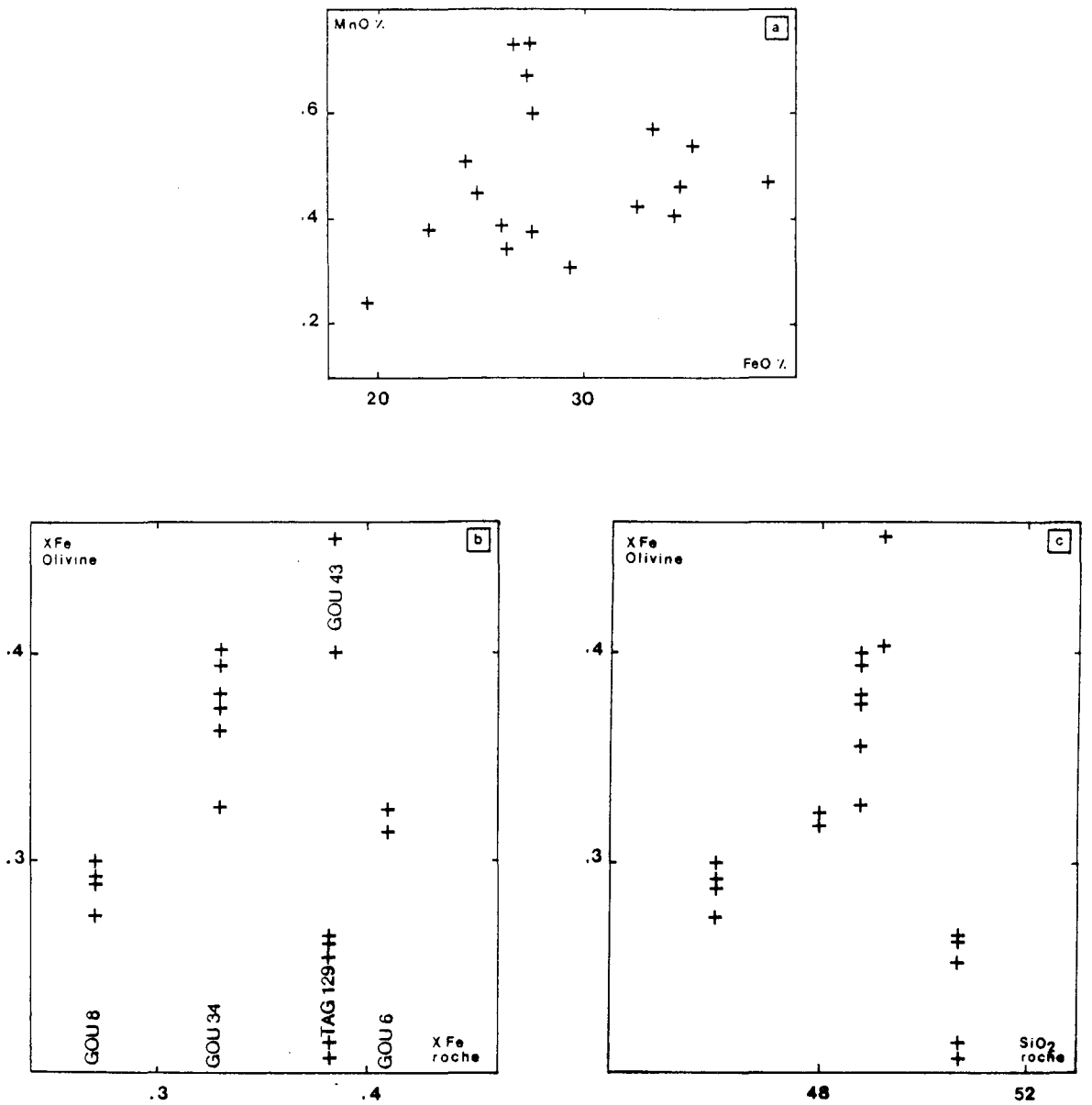


Figure II.5 - Diagrammes (MnO - FeO) Oliv, XFe Oliv - XFe Roche, XFe Oliv - %SiO2 (Roche) pour les olivines des gabbros.

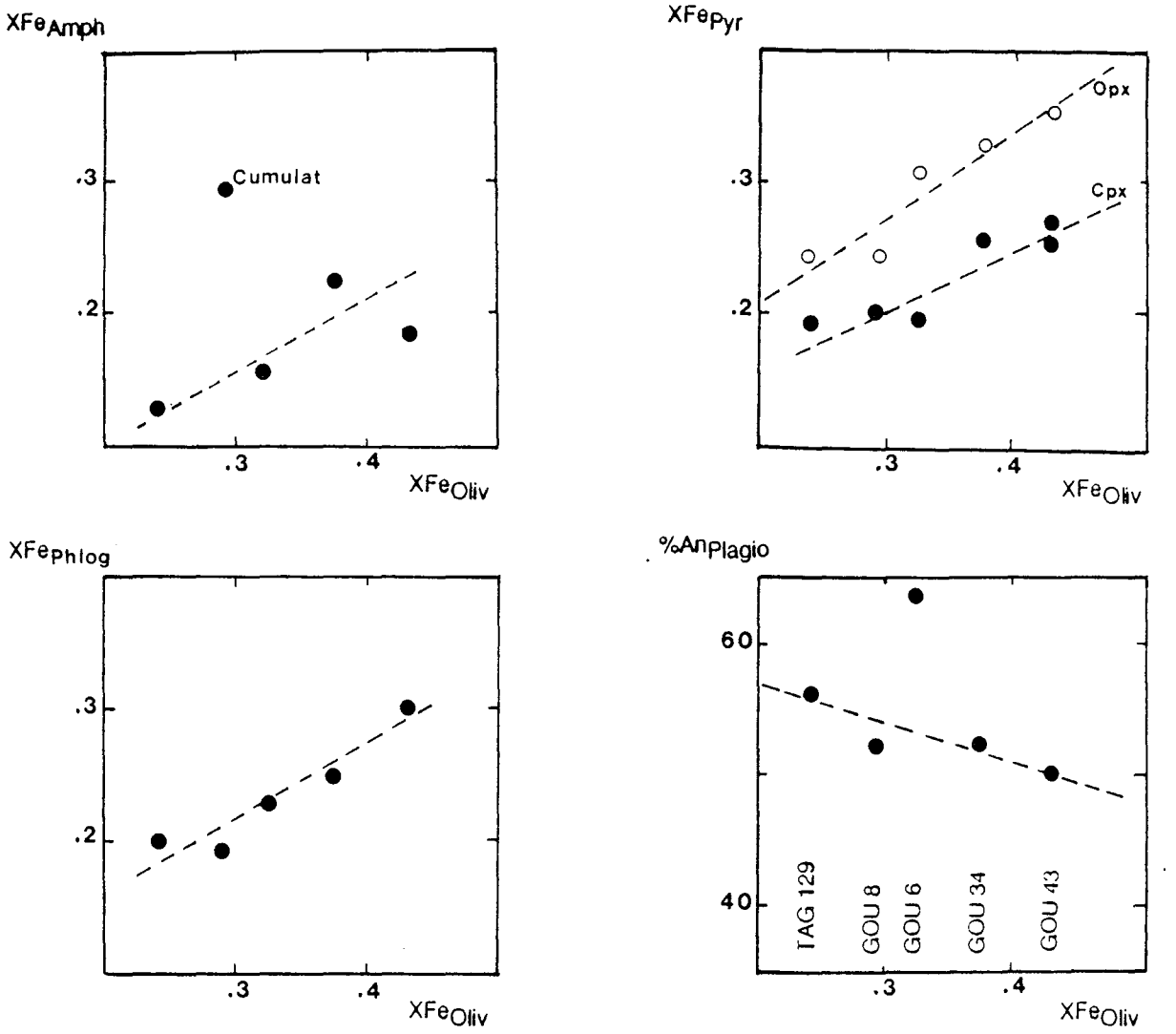


Figure II.6 - Relations entre le XFe (moyennes) des olivines et le XFe des pyroxènes, des amphiboles, des phlogopites et le %An des plagioclases des gabbros

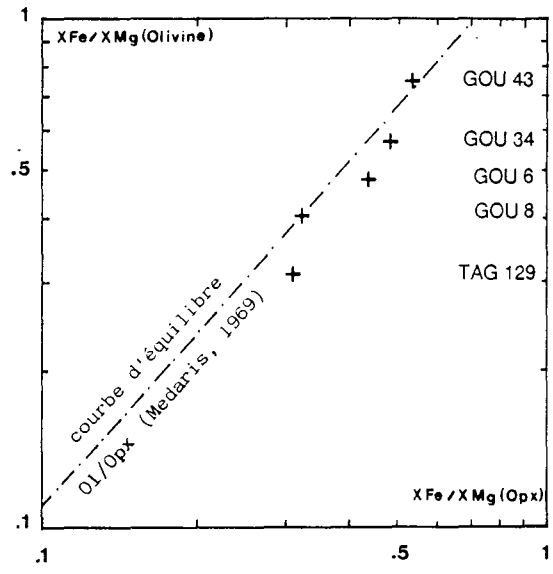


Figure II.7 - Diagramme XFe/XMg olivine - XFe/XMg opx des gabbros (d'après Medaris, 1969).

où fO_2 variait de 10^{-10} à 10^{-12}. Cette fO_2 élevée entraînerait une augmentation des teneurs en $Fe3^+$ des olivines et donc une diminution des K_D calculés. Cette forte teneur en $Fe3^+$ probable dans les olivines est également soupçonnée dans d'autres minéraux (cf chapitre III).

2.4.1.3 - Variation de la composition des olivines et de celle des autres silicates des gabbros

La figure II.6 résume ces variations : il existe de bonnes corrélations entre les variations du XFe des olivines, des pyroxènes et des micas et des amphiboles. L'amphibole du cumulat à olivine GOU 8 est anormalement riche en Fe du fait de son apparition très tardive.

2.4.1.4 - Equilibre olivine-orthopyroxène

L'étude des couples orthopyroxènes-olivines, même si elle ne permet pas de calculer des températures d'équilibre de ces minéraux, permet par contre de savoir s'ils sont à l'équilibre. Par rapport à la droite d'équilibre de Médaris (1969), l'écart entre les olivines et les orthopyroxènes est faible (Fig. II.7) ce qui montre que **l'opx n'est pas secondaire**. Le couple opx/cpx pourra donc être utilisé pour les estimations thermométriques.

2.4.1.5 - Destabilisation de l'olivine au contact du liquide et des autres minéraux

L'olivine est quelquefois déstabilisée au contact de certains minéraux. Ces transformations (réactions) qui se manifestent par des couronnes discontinues autour des cristaux ne se produisent pas dans tous les faciès, ce qui témoigne d'évolutions contrastées dans la composition chimique des liquides autour des olivines. La nature des couronnes est donc variée et la figure II.8, représentant un dessin de la lame GOU 43, illustre bien cette variété. Les couronnes suivantes ont pu être observées :

- entre plagioclase et olivine double couronne opx/amphibole verte ou couronne simple d'amphibole verte et parfois de mica vert,
- entre phlogopite et olivine : couronne simple d'opx,
- entre amphibole brune et olivine : couronne simple d'opx.

Les analyses à la microsonde des différents minéraux engagés dans ces réactions sont rassemblées dans le tableau II.4. On constate tout d'abord que les olivines de GOU 43 sont moins magnésiennes que les olivines des autres gabbros (Fo< 60). Or GOU 43 est le gabbro qui a le plus de couronnes autour des olivines. On peut donc se demander si

cette plus faible teneur en MgO est une cause ou un effet des réactions. L'examen attentif de l'échantillon TAG 129 permet de dire qu'il y a aussi des réactions assez nombreuses avec les olivines les plus magnésiennes analysées dans le Tichka. Donc, quelles que soient les teneurs en MgO des olivines, les réactions peuvent se produire. Il est plus satisfaisant de penser que lors des réactions mises en jeu, l'olivine se rééquilibre et perd un peu de MgO au profit d'une part, de l'opx néoformé (qui est plus magnésien que l'opx non réactionnel) ailleurs dans la roche et d'autre part, de la phlogopite (Fig. II.9).

Les micas verts qui semblent être des produits des réactions sont sensiblement plus magnésiens que les autres micas, ce qui renforce encore la probabilité de rééquilibrage du Mg aux dépens de l'olivine et en faveur des autres minéraux. Les amphiboles que l'on trouve dans ces couronnes ont pour caractéristique d'avoir plus de Fe^{3+}, calculé, dans leurs formules structurales que les amphiboles communes des gabbros mais aussi et d'être surtout plus alumineuses que ces dernières. On peut donc en déduire qu'elles se sont formées à une pression totale et à une PH_2O supérieures (Hammarstrom et Zen, 1986). Rossi (1986) a également souligné que dans les couronnes autour des olivines des gabbros de Corse, l'amphibole était plus riche en Fe^{3+} et plus proche du pôle édénite.

Quant aux plagioclases, la faible variation des teneurs en anorthite observée ne semble pas supérieure au léger zonage de composition constaté par ailleurs.

Le tableau ci-dessous résume les minéraux engagés dans les couronnes autour des olivines :

Réactants avec olivine	Produits de la réaction
Biotite (phlogopite)	Opx
Mg hornblende	Tschermakite
Plagioclase (An 56)	Phlogopite vert
	Oxydes ferrotitanés.

Il va de soi que les réactions ci-dessus ne sont pas équilibrées et que, non seulement il faut des éléments tels que SiO_2 pour fabriquer de l'orthopyroxène entre olivine et phlogopite, mais aussi H_2O pour fabriquer de l'amphibole. De la même façon, dans la réaction suivante du K_2O est libéré :

$$\text{phlogopite} + \text{olivine} + SiO_2 \text{ -----> Opx } + K_2O$$

Une partie de ces réactions est donc allochimique. La perte de MgO des olivines a également été récemment observée par Mall et Sharma (1988) dans des métagabbros. Ces

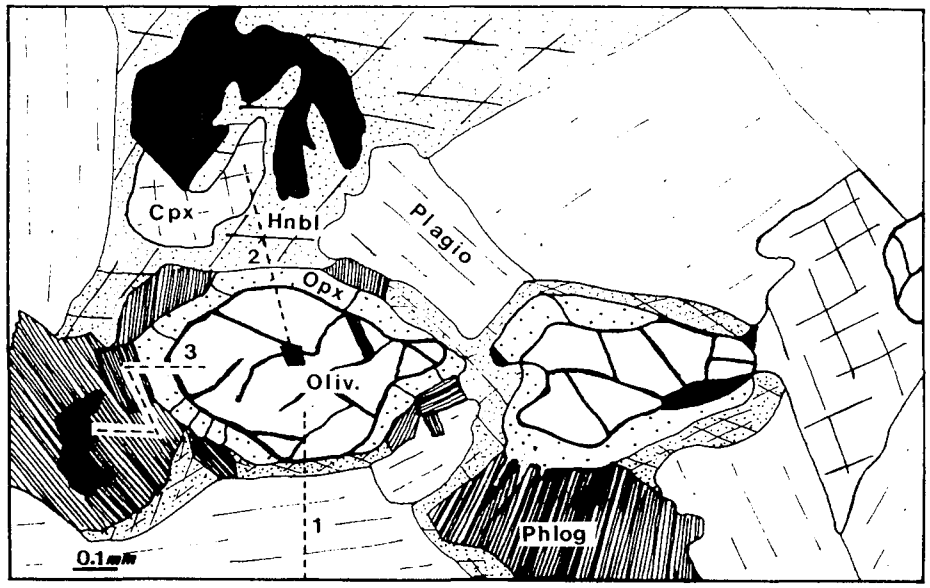


Figure II.8 - Relations caractéristiques entre les olivines et les autres silicates du gabbro GOU 43. Développement de couronnes de hornblende ou d'opx entre olivine et plagioclase, d'opx entre olivine et hornblende et de hornblende entre olivine et phlogopite. Les traits discontinus numérotés 1, 2, 3 représentent les profils étudiés à la microsonde (cf. tableau II.4) : 1 : analyses 38 à 45 ; 2 : analyses 56 à 62 ; 3 : analyses 48 à 54 .

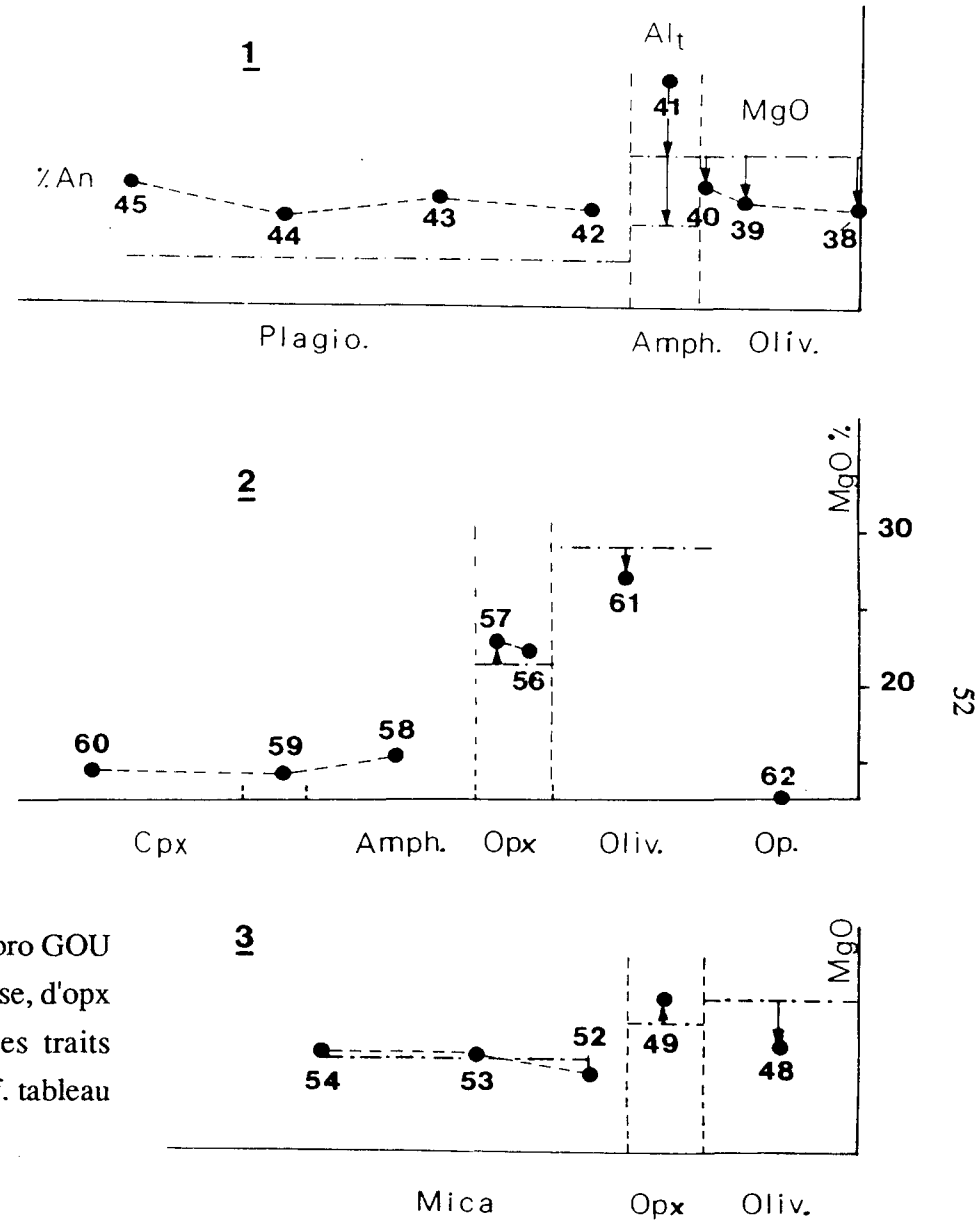


Figure II.9 - Variations de quelques élements le long des profils étudiés à la microsonde dans les couronnes des olivines du gabbro GOU 43.

—·— moyenne de l'élément dans les mêmes minéraux hors couronnes

Profil n° 1

Olivines			
N° Anal.	38	39	40
SiO2	35.67	36.00	36.12
Al2O3	0.05	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00
FeO*	36.42	35.72	35.15
MgO	26.83	26.78	27.50
MnO	0.94	0.47	0.59
TiO2	0.00	0.00	0.00
NiO	0.11	0.01	0.22

Total	99.72	98.98	99.58
Si	1.003	1.013	1.008
Al	0.002	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000
Fe	0.856	0.840	0.821
Mg	1.112	1.123	1.144
Mn	0.022	0.011	0.014
Ti	0.000	0.000	0.000
Ni	0.002	0.000	0.005
Total	2.997	2.987	2.992
%Fa	43.5	42.8	41.8
%Fo	56.5	57.2	58.2

Amphibole	
N°Anal.	41
SiO2	42.41
Al2O3	14.93
Cr2O3	0.00
TiO2	0.10
FeO*	11.11
NiO	0.00
MgO	13.70
MnO	0.20
CaO	10.19
Na2O	2.99
K2O	0.30
V2O3	0.00

Total	95.93
Si	6.127
AlIV	1.872
AlVI	0.671
Cr	0.000
Fe3+	1.130
Fe2+	0.212
Ni	0.000
Mg	2.950
Mn	0.024
Ti	0.010
Ca	1.577
Na	0.422
Na	0.415
K	0.055
Total	15.465
Na+K	0.471
XMg	0.93

Plagioclase				
N°Anal.	42	43	44	45
SiO2	53.00	53.70	53.80	53.47
Al2O3	29.37	29.49	29.93	30.08
FeO*	0.22	0.10	0.00	0.03
CaO	11.40	11.83	11.27	11.80
Na2O	4.87	4.84	4.93	4.73
K2O	0.00	0.04	0.00	0.03

Total	98.86	100.00	99.93	100.14
Si	2.422	2.427	2.427	2.411
Al	1.582	1.571	1.591	1.599
Fe	0.558	0.004	0.000	0.001
Ca	0.558	0.573	0.545	0.570
Na	0.432	0.424	0.431	0.414
K	0.000	0.002	0.000	0.002
%An	56.4	57.3	55.8	57.9
%Ab	43.6	42.4	44.2	42.0
%Or	0.0	0.3	0.0	0.1

Profil n°3

Olivine	
N° Anal.	48
SiO2	35.50
Al2O3	0.00
Cr2O3	0.00
FeO*	35.50
MgO	26.35
MnO	0.65
TiO2	0.09
NiO	0.06

Total	98.15
Si	1.009
Al	0.000
Cr	0.000
Fe	0.844
Mg	1.117
Mn	0.016
Ti	0.002
Ni	0.001
Total	2.989
%Fa	43.0
%Fo	57.0

Cpx	
N°Anal.	49
SiO2	53.72
Al2O3	0.53
Cr2O3	0.00
Fe2O3c	0.00
FeOc	20.60
NiO	0.01
MgO	23.05
MnO	0.55
TiO2	0.06
CaO	0.30
Na2O	0.00
K2O	0.00

Total	98.82
Si	2.004
AlIV	0.000
AlVI	0.023
Cr	0.000
Fe3+	0.000
Fe2+	0.643
Ni	0.000
Mg	1.282
Mn	0.017
Ti	0.002
Ca	0.012
Na	0.000
K	0.000
%Wo	0.6
%En	66.2
%Fs	33.2

Micas			
N° Anal.	52	53	54
SiO2	38.31	37.20	37.20
Al2O3	15.15	16.53	16.45
Cr2O3	0.06	0.00	0.07
FeO*	12.24	12.00	8.46
MgO	17.23	16.51	17.04
MnO	0.00	0.02	0.08
TiO2	2.99	2.96	2.64
CaO	0.00	0.00	0.00
Na2O	1.13	1.17	1.14
K2O	7.77	7.92	5.34

Total	94.88	94.41	88.42
Si	5.621	5.490	5.660
AlIV	2.379	2.510	2.340
AlVI	0.241	0.365	0.610
Cr	0.007	0.000	0.008
Fe	1.502	1.481	1.077
Mg	3.768	3.654	3.865
Mn	0.000	0.003	0.010
Ti	0.330	0.329	0.302
Ca	0.000	0.000	0.000
Na	0.321	0.335	0.336
K	1.454	1.491	1.037
Total	15.623	15.658	15.245
XFe	28.5	28.8	21.8

Profil n° 2

Oxyde	
N° Anal.	62
TiO2	1.68
Al2O3	4.41
Cr2O3	9.00
FeOc	31.42
FE2O3c	49.16
MnO	0.32
MgO	0.36
ZnO	0.13

Total	96.48
Ti	0.390
Al	1.604
Cr	2.193
Fe3c	11.420
Fe2c	8.111
Mn	0.084
Mg	0.166
Zn	0.030

Olivine	
	61
SiO2	36.59
Al2O3	0.00
Cr2O3	0.01
FeO*	36.56
MgO	27.24
MnO	0.63
TiO2	0.03
NiO	0.09

Total	101.15
Si	1.009
Al	0.000
Cr	0.000
Fe	0.843
Mg	1.120
Mn	0.015
Ti	0.001
Ni	0.002
Total	2.990
%Fa	43
%Fo	57

Opx		
	56	57
SiO2	53.73	53.89
Al2O3	0.39	0.48
Cr2O3	0.00	0.00
Fe2O3c	0.00	0.00
FeOc	20.90	20.38
NiO	0.00	0.01
MgO	23.13	23.41
MnO	0.70	0.50
TiO2	0.03	0.00
CaO	0.32	0.30
Na2O	0.00	0.00
K2O	0.00	0.01

Total	99.20	98.98
Si	2.001	2.004
AlIV	0.000	0.000
AlVI	0.017	0.021
Cr	0.000	0.000
Fe3+	0.000	0.000
Fe2+	0.651	0.634
Ni	0.000	0.000
Mg	1.284	1.298
Mn	0.022	0.016
Ti	0.001	0.000
Ca	0.013	0.012
Na	0.000	0.000
K	0.000	0.000
%Wo	0.7	0.6
%En	65.9	66.8
%Fs	33.4	32.6

Amphibole	
	58
SiO2	45.94
Al2O3	8.85
Cr2O3	0.00
TiO2	0.00
FeO*	12.08
NiO	0.00
MgO	15.11
MnO	0.14
CaO	10.16
Na2O	2.36
K2O	0.43
V2O3	0.00

Total	95.07
Si	6.701
AlIV	1.298
AlVI	0.223
Cr	0.000
Fe3+	1.151
Fe2+	0.322
Ni	0.000
Mg	3.285
Mn	0.017
Ti	0.000
Ca	1.588
Na	0.411
Na	0.255
K	0.080
Total	15.331
Na+K	0.335
XMg	0.91

Cpx		
	59	60
SiO2	52.30	53.22
Al2O3	1.59	0.82
Cr2O3	0.00	0.03
Fe2O3c	0.63	0.00
FeOc	8.02	8.60
NiO	0.00	0.00
MgO	14.34	14.54
MnO	0.19	0.32
TiO2	0.55	0.04
CaO	20.38	20.37
Na2O	0.68	0.57
K2O	0.00	0.00

Total	98.68	98.51
Si	1.965	2.002
AlIV	0.035	0.000
AlVI	0.035	0.036
Cr	0.000	0.001
Fe3+	0.018	0.000
Fe2+	0.252	0.271
Ni	0.000	0.000
Mg	0.803	0.815
Mn	0.006	0.010
Ti	0.016	0.001
Ca	0.820	0.821
Na	0.050	0.042
K	0.000	0.000
%Wo	43.7	43.1
%En	42.8	42.7
%Fs	13.4	14.2

Tableau II.4 - Analyses à la microsonde des minéraux constituant les couronnes autour des olivines du gabbro GOU 43. Pour la localisation des profils voir la figure II. 8.
Les éléments utilisés dans les diagrammes de la figure II.9 apparaissent en ombré dans les tableaux.

auteurs pensent que les transformations se sont faites sous l'effet de fluides lors du métamorphisme.

En ce qui concerne les gabbros du Tichka, les transformations de l'olivine au contact des autres minéraux ne se sont pas faites lors d'un épisode métamorphique ultérieur. La complexité minéralogique de ces couronnes permet de penser que certaines d'entre elles (couronne d'opx) résultent d'une réaction avec le magma résiduel enrichi en SiO_2 et que d'autres (couronnes d'amphibole) résultent d'une transformation au contact de fluides. Les fluides nécessaires à ces transformations ont été, soit introduits au cours de la remontée vers le gisement par apport extérieur au contact du magma plus acide, soit proviennent du magma basique lui-même par augmentation relative de leurs teneurs au cours de la cristallisation des minéraux anhydres. La répartition hétérogène de ces fluides expliquerait le caractère non constant des couronnes et la préservation d'olivines en équilibre avec le magma.

2.4.2 - Pyroxènes

2.4.2.1 - Nomenclature, ordre d'apparition

Ils sont présents dans tous les gabbros et ce sont eux qui, avec l'olivine, différencient par leur présence ce groupe de celui des diorites. En effet, dans ces dernières, seuls, quelques pyroxènes reliques subsistent, quelquefois au coeur des amphiboles (cf. parag. 3.4.1).

C'est le clinopyroxène, de type augite, qui est le plus fréquent. Au microscope, il est faiblement pléochroïque dans les tons jaunâtres à légèrement bruns. Associé quelquefois à l'orthopyroxène primaire, il est rare dans les gabbros-norites où par contre domine l'hypersthène incolore à faiblement pléochroïque dans les tons jaune à brun pâle. Aucun orthopyroxène n'a été observé dans les diorites.

2.4.2.2 - Clinopyroxène

a - Habitus

Il est en proportions variables dans tous les gabbros (cf. analyses modales) depuis 7.6 % (et probablement moins dans d'autres faciès) jusqu'à 22.8 %. Il est xénomorphe et apparaît toujours après l'olivine qu'il englobe (Fig. II.10). Il précède l'amphibole avec laquelle il est toujours associé (Fig. II.11).



FigureII.10 - Clinopyroxène pœcilitique dans le gabbro à texture ophitique GOU 6

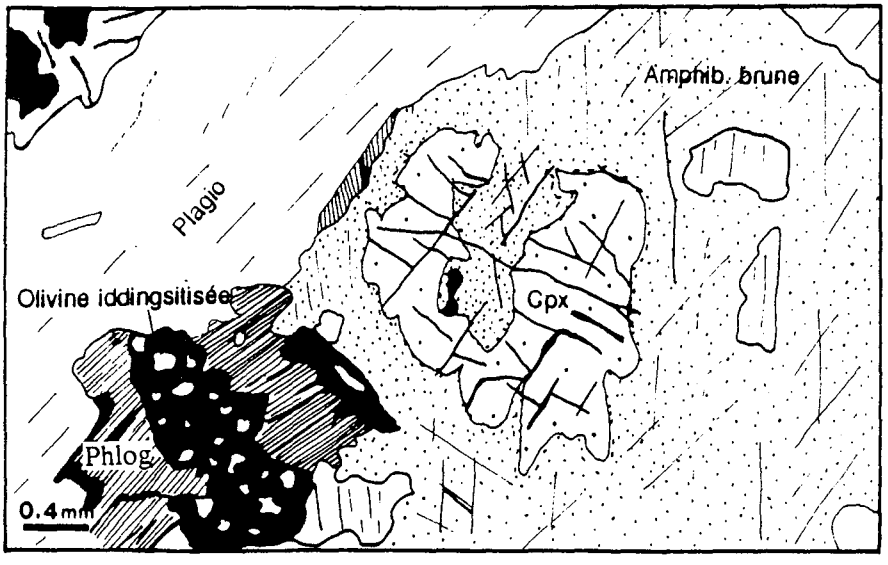


Figure II.11 - Hornblende brune à cœur de cpx et elle - même entourée de phlogopite dans le gabbro GOU 31

b - Composition chimique et évolutions

Les formules structurales des cpx des gabbros, calculées suivant la méthode de Leake (1978) avec partage du Fe^{3+}/Fe^{2+} vérifié par la méthode de Papike et al. (1974), sont rassemblées dans le tableau II, annexe III. Il apparaît tout d'abord que leurs teneurs en Fe^{3+} sont faibles et que l'ensemble des analyses reporté dans le diagramme de classification de Morimoto et al. (1988), montre que ces clinopyroxènes sont pour l'essentiel des augites pour les roches à opx , et plutôt des diopsides pour les roches sans opx primaire comme les échantillons GOU 6 et GOU 8 (Fig. II.12).

Leur domaine de variation s'étale de En 40.6 à En 50.2, de Fs 10.1 à Fs 20.2, et de Wo 29.6 à Wo 46.4.

Autres éléments

Pour chaque échantillon, les variations des éléments sont faibles et les quelques analyses faites dans un même minéral montrent que les différences entre le coeur et la bordure du cristal sont très faibles sauf pour Al et Ti qui semblent décroître vers l'extérieur. Aucun zoning net n'a d'ailleurs été observé au microscope.

Les tendances générales que l'on observe sur les diagrammes entre éléments de la figures II.14 sont les suivantes :

- une corrélation négative entre Ti et Fe^{2+} que l'on peut expliquer par une incorporation du Ti dans les phases titanifères précoces tels que l'ilménite et dans un appauvrissement concommitant de Ti dans le bain silicaté au cours de la différenciation ;
- une corrélation positive entre Mg et Fe^{2}(calculé), ce qui laisse supposer un comportement complexe de ces deux éléments qui est plus lié à leur quantité dans le liquide au moment de leur cristallisation qu'à une simple substitution de l'un par l'autre.

Le pourcentage de Ca par rapport à Fe et Mg (% Wo dans les tableaux) peut atteindre 46 %, ce qui montre que **ces cpx ont cristallisé en présence d'eau** si l'on se réfère aux expériences de Green et Ringwood (1968). De plus, l'échantillon de gabbro-norite GOU 34 qui ne contient en volume que peu de phases hydratées (amphibole, phlogopite), possède des cpx peu calciques (30 à 40 % de Wo) et les plus pauvres en Fe^{3+}, traduisant des conditions réductrices et à faibles fugacités d'oxygène.

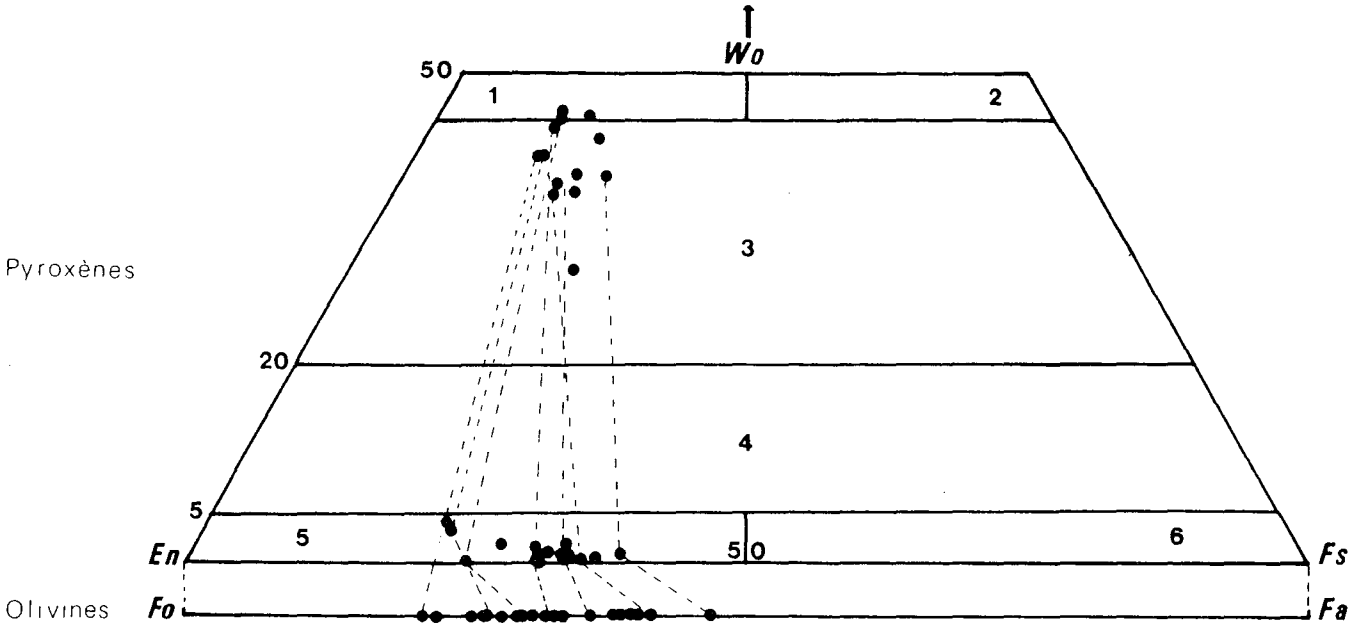


Figure II.12 - Diagramme de classification des pyroxènes des gabbros, d'aprés Morimoto et al. (1988). Wo : wollastonite, En : enstatite, Fs : ferrosilite, 1 : diopside, 2 : hédenbergite, 3 : augite, 4 : pigeonite, 5 : clinoenstatite, 6 : clinoferrosilite.

NB : pour comparaison ont été reportées les analyses des olivines correspondantes. Fo : forstérite, Fa : fayalite.

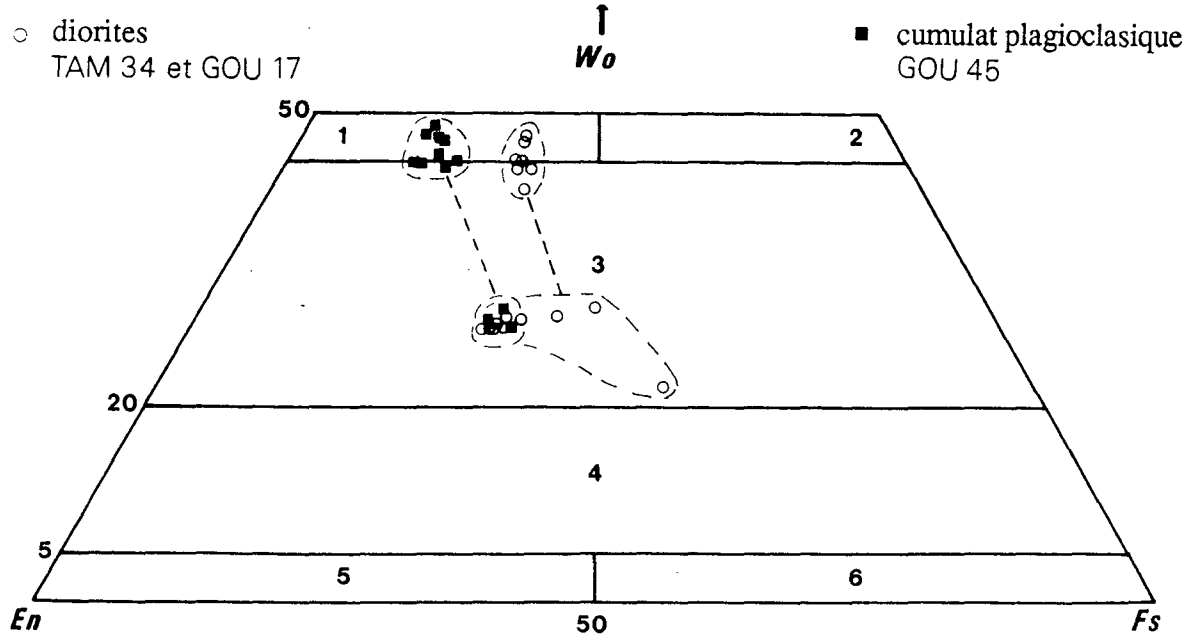


Figure II.13 - Diagramme de classification des pyroxènes des diorites et du leucogabbro en enclave GOU 45, d'aprés Morimoto (1988). Wo : wollastonite, En : enstatite, Fs : ferrosilite, 1 : diopside, 2 : hédenbergite, 3 : augite, 4 : pigeonite, 5 : clinoenstatite, 6 : clinoferrosilite.

NB : les pyroxènes les moins riches en Wo sont en voie d'ouralitisation.

Les teneurs en Mn sont très faibles (< 0,10 %), mais d'une façon générale, elles varient comme celles de Fe^{2+}, donc de Mg^{2+} (Fig. II.14).

c - Relations avec les autres silicates

La figure II.15 montre une absence de corrélation entre le XFe des cpx et celui des micas et des amphiboles. Par contre, il semble qu'il y ait une corrélation négative entre le pourcentage d'anorthite des plagioclases avec le XFe des pyroxènes et une corrélation positive entre le pourcentage de Ca du cpx et de celui du plagioclase, puisque Fe et Ca varient inversement dans le cpx.

d - Destabilisation

Les observations faites dans le gabbro GOU 31(cf. Fig. II.11) résument les relations des cpx avec les autres minéraux. Toujours postérieur à l'olivine et à l'ilménite, et souvent au plagioclase, il est presque systématiquement entouré, sur ses bordures, par de l'amphibole brune voire même de la phlogopite. Les passages entre ces minéraux se font progressivement, sans limite toujours nette, traduisant une augmentation de la teneur en eau du magma qui permet l'apparition des amphiboles qui viennent se mouler sur les réseaux cristallographiques des pyroxènes existants. Cette augmentation relative de la teneur en eau est due à la cristallisation massive des minéraux anhydres (olivine + cpx + plagioclase + oxydes) dans les premières phases du refroidissement. Ce passage du cpx à l'amphibole se fait par une zone où le minéral a un chimisme intermédiaire plus riche en Fe et Al et plus pauvre en Ca. Ce chimisme particulier explique **la répartition, en deux groupements, des pyroxènes du cumulat plagioclasique GOU 45** (Fig. II.13). Les clinopyroxènes de cette roche sont nettement interstitiels, et au microscope ils sont légèrement pléochroïques dans les tons rosâtre à vert. Sur leurs bordures, ces minéraux sont transformés en amphibole. Nous verrons dans les paragraphes suivants qu'il en est de même pour les cpx de la diorite TAM 34 .

e - Comparaison avec les clinopyroxènes des diorites

Le clinopyroxène n'étant pas un minéral essentiel des diorites et dans le but de faciliter les comparaisons avec le cpx des gabbros nous étudierons ce minéral ici et non dans le paragraphe consacré aux diorites.

Deux échantillons de diorites contiennent des clinopyroxènes sous forme de reliques au coeur des hornblendes magnésiennes et en continuité optique avec elles sans limites nettes. Au point de vue chimique, ces pyroxènes sont des diopsides dans le diagramme de classification Ca-Mg-Fe, (cf Fig. II.13) plus proches du pôle ferrosilite que les

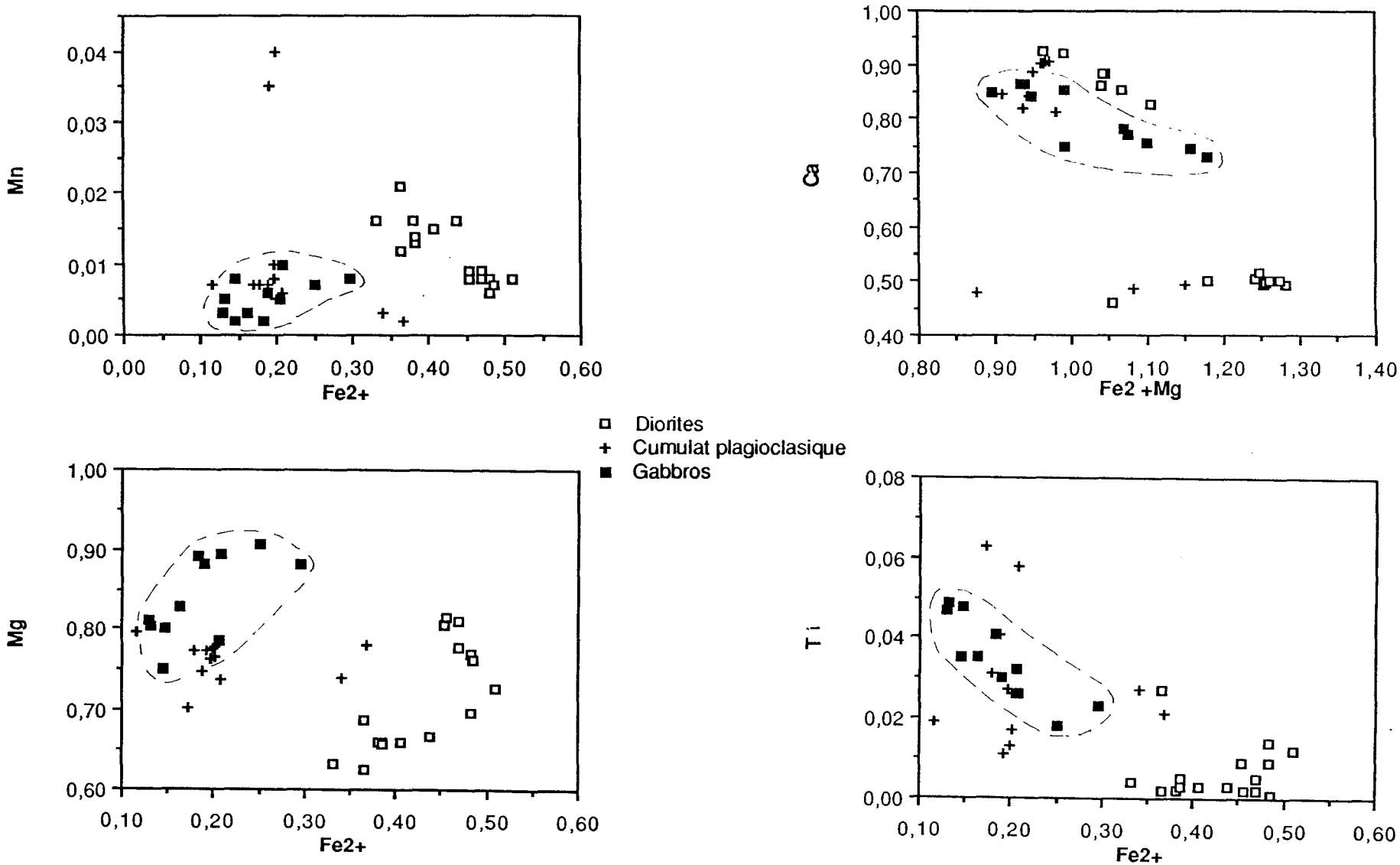


Figure II.14 - Diagrammes Mn - Fe^{2+}, Ca - Fe^{2+} + Mg, Mg - Fe^{2+}, Ti - Fe^{2+} pour les clinopyroxènes des gabbros et de quelques diorites.

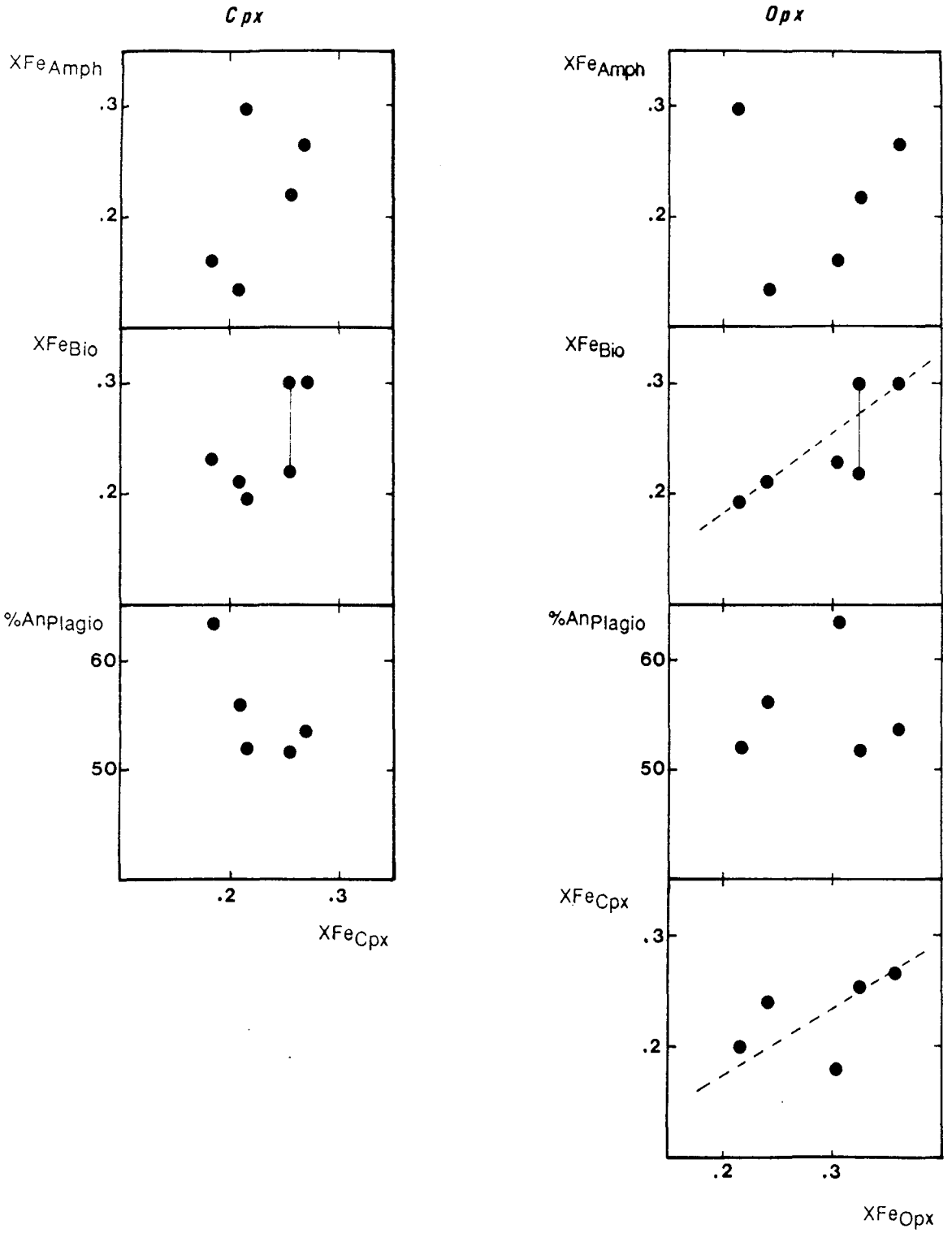


Figure II.15 - Relations entre le XFe des pyroxènes (moyennes) et le XFe des amphiboles et des micas et le %An des plagioclases des gabbros



Figure II.16 - Habitus de l'orthopyroxène dans le leucogabbro-norite GOU 34

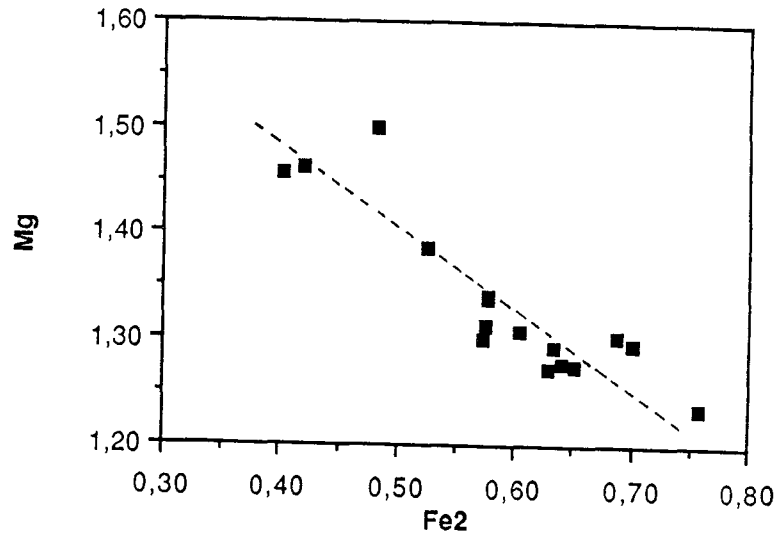


Figure II.17 - Diagramme Mg - Fe^{2+} des orthopyroxènes des gabbros

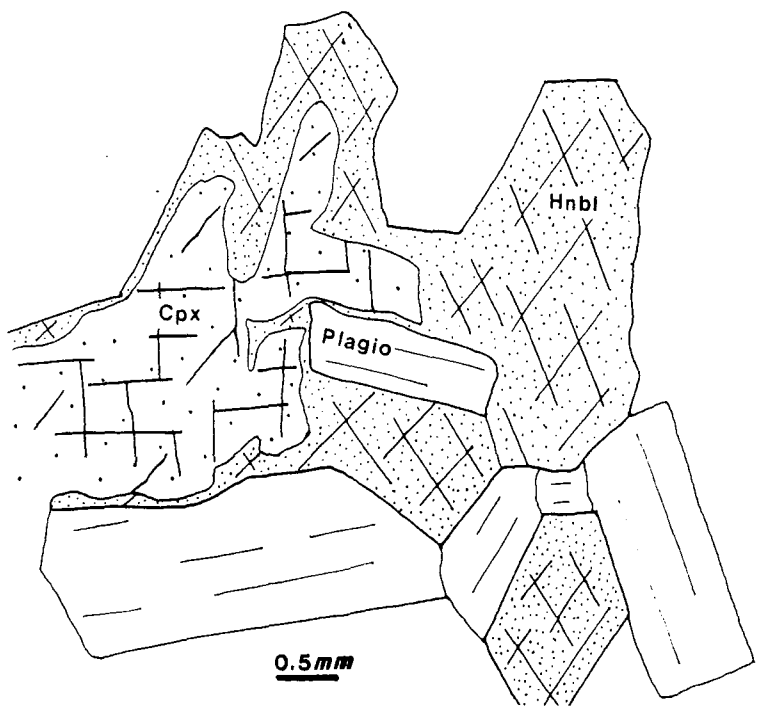


Figure II.18 - Passage d'une amphibole brune subautomorphe à clivage 110 (à droite du dessin) à une amphibole en couronne autour d'un cpx (à gauche). Ech. : TAG 129

pyroxènes des gabbros. La position de certains de ces pyroxènes vers les teneurs basses en Ca traduit une ouralitisation avancée, mais les analyses de ces minéraux montrent que ce ne sont pas "encore" vraiment des amphiboles. En effet, il est, d'une part, impossible de calculer une formule structurale d'amphibole cohérente et, d'autre part, la somme des éléments majeurs est trop proche de 100 %, voire même les dépasse pour certaines analyses, ce qui est anormal pour des amphiboles.

Par comparaison avec les clinopyroxènes des gabbros, on peut constater que les mêmes corrélations s'observent entre Fe^{2+} et Mg^{2+} d'une part, et entre Ca et (Mg^{2+} + Fe^{2+}) d'autre part. Néanmoins, les teneurs en Fe^{2+} sont globalement plus fortes que pour les gabbros et les teneurs en Mg^{2+} et en Ti plus faibles, ce qui traduit une différenciation avancée des diorites. Enfin, il n'y a pas dans les diorites de corrélation entre Ti et Fe^{2+}. Ceci peut s'expliquer par une cristallisation précoce des cpx, les phases titanées (sphène surtout) étant plus tardives.

2. 4. 2. 3 - Orthopyroxène

a - Habitus

C'est la phase ferromagnésienne la plus importante en volume dans les gabbros-norites où il est xénomorphe et interstitiel et où il a cristallisé après le plagioclase et l'olivine. Dans ces roches, l'opx est quelquefois associé à l'amphibole sur ses bordures (Fig. II.16), mais de façon beaucoup plus rare que pour le cpx. Dans les gabbros à olivine, il est peu répandu et est, soit en association avec le cpx, soit en couronnes réactionnelles autour des olivines (cf. paragraphe olivines). Au microscope, il présente le fin clivage (010), caractéristique des pyroxènes orthorhombiques, à côté des deux clivages (110) orthogonaux grossiers.

b - Composition chimique

Dans la classification de Morimoto et al. (1988) (cf. fig. II.12), cet orthopyroxène est de la clinoenstatite et sa composition varie de En 74.6 - Fs 21.1 à En 60.9 - Fs 38.3 avec une teneur en Ca faible donnant un pourcentage de Wo n'excédant pas 4.3 %. C'est par ailleurs dans les roches qui ont le plus d'olivine, que l'opx est le plus magnésien et le plus calcique (cf. Fig. II.12). Cette plus forte teneur en Ca traduit, d'après Green et Ringwood (1968), des conditions anhydres de cristallisation. Les teneurs en Fe^{3+} calculées sont très faibles à nulles pour l'ensemble des analyses, sauf pour GOU 43 où l'opx est essentiellement réactionnel autour des olivines et a donc dû cristalliser en conditions oxydantes comme l'indiquent leurs faibles teneurs en Ca. Le diagramme Fe^{2+}/Mg^{2+} (Fig. II.17) montre une corrélation négative traduisant une substitution dans

le site M1 de ces deux éléments. Les autres éléments sont en faibles quantités, toujours inférieures à celles des cpx, sauf pour Mn et dans une moindre mesure Ni.

c - Relations avec les autres silicates

Les variations des XFe des opx (Fig. II.15) varient de la même façon que ceux des olivines et que ceux des amphiboles, des phlogopites voire même des cpx. Les minéraux analysés sont donc en majorité des minéraux primaires et non pas des minéraux pour réactionnels.

2.4.3 - Amphibole

C'est le minéral le plus répandu que l'on rencontre pratiquement dans toutes les roches du massif, depuis les plus basiques jusqu'aux plus acides. Une attention particulière a donc été portée à la description de ce minéral et à ses analyses puisqu' il sert de traceur pétrogénétique (voir chapitre III).

2.4.3.1 - Habitus, nomenclature

L'amphibole des gabbros est ce que l'on pourrait appeler communément de l'amphibole brune. Son pourcentage modal n'excède pas 15 %.

Au microscope, elle est assez rarement automorphe, mais plus souvent en couronne autour des pyroxènes. Les deux types peuvent d'ailleurs passer en continu de l'un à l'autre comme le montre la figure II.18. Pléochroïque dans les tons bruns à bruns-rouges, ce minéral cristallise en général tardivement par rapport aux autres minéraux des gabbros. Quelquefois, l'amphibole brune est elle-même transformée sur sa bordure en actinote pléochroïque dans les verts (Ng = vert bleu, Np = vert clair à incolore).

Toutes **les amphiboles analysées sont calciques** dans la classification de Leake (1978) avec $(Ca + Na)_B > 1.34$ et $Na_B < 0.67$. Mais les autres cations des formules structurales sont plus variables à l'intérieur d'un même échantillon et d'un échantillon à l'autre :

$0 < Ti < 0.532$;
$0.381 < (Na + K)_A < 0.801$;
$0 < Fe^{3+} < 0.784$;
$0 < Al_{VI} < 0.813$;
$0.67 < Mg / Mg + Fe^2 < 0.99$.

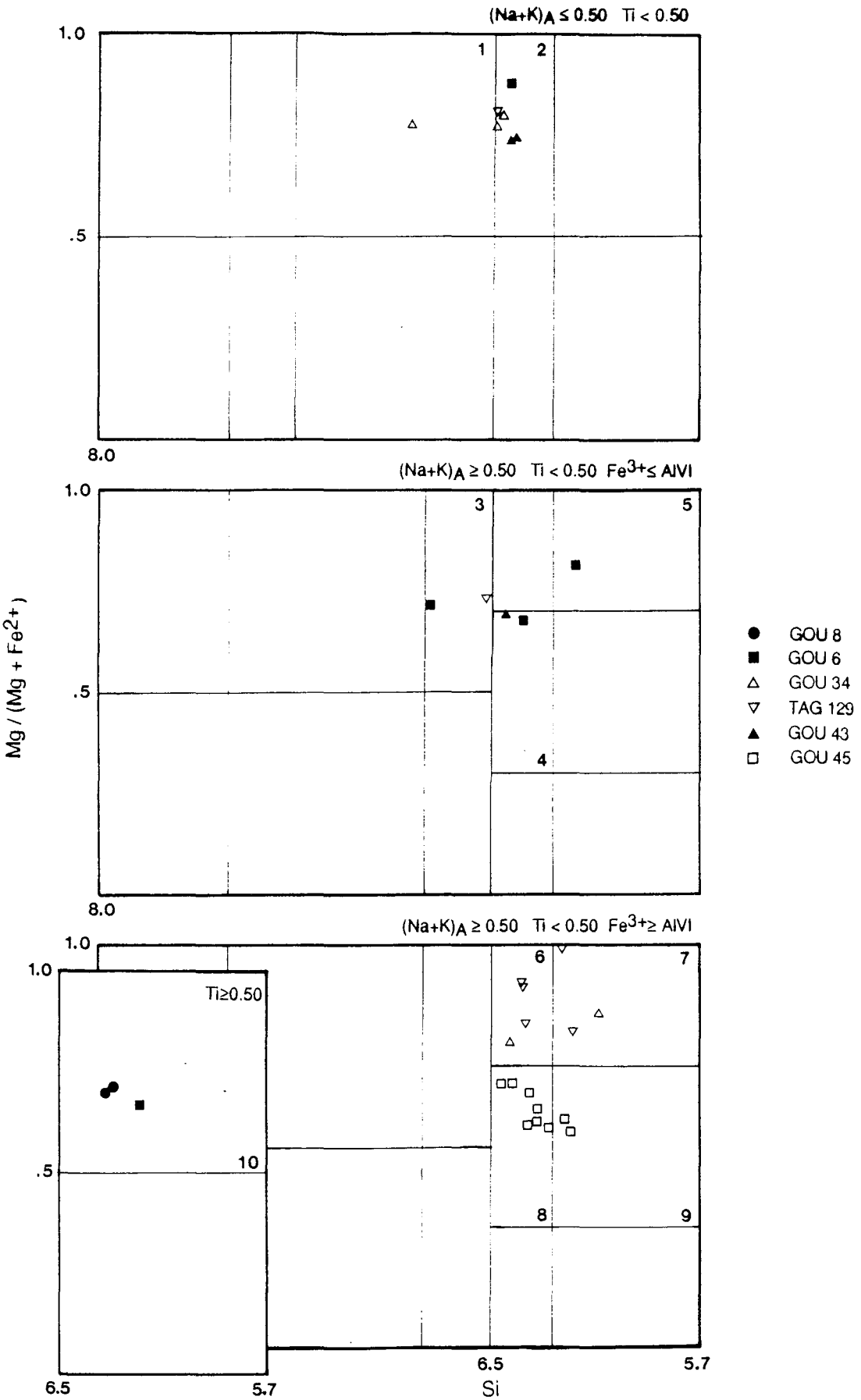


Figure II.19 - Position des amphiboles des gabbros dans la classification de Leake (1978). 1: magnesio - hornblende. 2 : tschermakitic hornblende; 3 : edenitic hornblende; 4 : ferroan pargasitic hornblende; 5 : pargasite; 6 : magnesio - hastingsitic hornblende; 7 : magnesio - hastingsite; 8 : magnesian hastingsitic hornblende; 9 : magnesian hastingsite; 10 : kaersutite.

Cette grande variation des éléments se traduit par une nomenclature variée depuis des **kaersutites**, dans les cumulats à olivine comme GOU 8, jusqu'à des **hornblendes magnésiennes** dans les autres gabbros (Fig. II.19)

La présence d'**amphiboles orthorhombiques** a été décelée au microscope dans un échantillon. C'est une amphibole incolore en prismes plus ou moins fibreux du type antophyllite qui n'a pas été analysée.

2.4.3.2 - Composition chimique et évolutions

Les valeurs en Al_2O_3 des amphiboles d'un même échantillon sont relativement homogènes, si l'on excepte les amphiboles un peu particulières, notamment celles qui sont autour des olivines et formées par réaction avec le magma (cf. paragraphe 2.4.1.5).

Les teneurs en MgO sont élevées et sont à relier aux teneurs en MgO également importantes dans ces gabbros. Une bonne corrélation négative existe entre MgO et FeO traduisant les substitutions entre eux. Les teneurs en Fe^{3+}(calculées) sont variables. Les teneurs en K_2O sont inférieures à 1 % et celles de Na_2O sont voisines de 2,5 % pour tous les échantillons, sauf GOU 8 dont les amphiboles sont plus sodiques. C'est également dans cet échantillon que l'on rencontre, à côté du labrador, quelques albites. On peut donc penser que dans le liquide résiduel s'est concentré le Na_2O non utilisé dans la formation des minéraux, tels que : olivine, pyroxène et plagioclase, et qui est donc venu s'incorporer dans la structure de l'amphibole, du plagioclase et de la phlogopite cristallisant tardivement.

L'hétérogénéité relative des compositions chimiques de ces amphiboles traduit probablement une hétérogénéité des liquides résiduels piégés dans les interstices laissés dans la charpente formée par les autres silicates. Ceci laisse donc supposer qu'il n'y avait pas de communication entre ces interstices pour permettre un équilibre (une homogénéisation) des liquides.

L'homogénéité des amphiboles du cumulat plagioclasique GOU 45 contraste avec l'hétérogénéité des précédentes. Ce sont des hornblendes hastingsitiques magnésiennes (Fig. II.19). Elles sont associées aux clinopyroxènes et elles sont xénomorphes (minéraux intercumulus) (Photo 6, Pl.III). Les différences les plus importantes dans leurs compositions chimiques avec celles des gabbros moyens sont les suivantes : les teneurs globalement plus fortes en Al_2O_3 (traduisant des pressions totales de cristallisation plus élevées, cf. chapitre III), FeOt, K_2O, MnO et plus faibles en MgO, Na_2O. Les teneurs des autres éléments sont comparables aux amphiboles des autres gabbros.

2.4.3.4 - Relations avec les autres silicates

Dans les paragraphes ci-dessus, nous avons vu qu'il n'y avait pas de corrélation entre le XFe des amphiboles et celui des olivines et des cpx et qu'une corrélation positive semblait apparaître avec le XFe des opx. On voit sur la figure II.20 qu'entre le XFe des phlogopites et celui des amphiboles, il n'y a pas de corrélation. Le mica étant généralement plus précoce, a cristallisé à partir d'un liquide de composition différente de celui qui a donné naissance à l'amphibole.

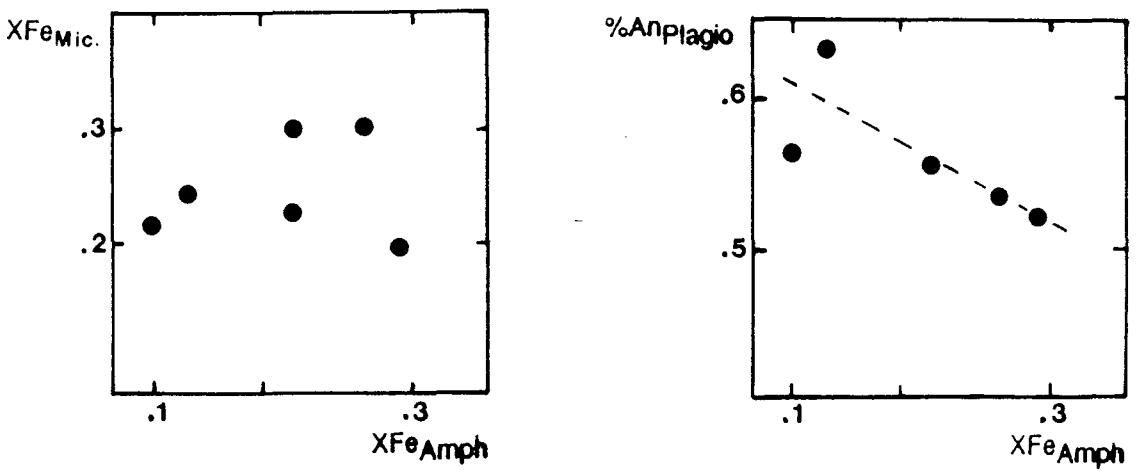


Figure II.20 - Relations entre le XFe des amphiboles et le XFe des micas et le %An des plagioclases des gabbros

2.4.4 - Mica

C'est le minéral que l'on rencontre dans toutes les roches plutoniques du massif. Comme pour l'amphibole son étude a été faite de façon détaillée.

2.4.4.1 - Habitus et nomenclature

Le pourcentage modal du mica dans les gabbros n'excède pas 10 %. Mais les variations sont grandes depuis les gabbros-norites où le mica frange les pyroxènes ou les amphiboles (Fig. II.11), jusqu'aux cumulats ferromagnésiens, tels que GOU 8 où le mica peut avoisiner 10 % et être subautomorphe.

Au microscope, ce mica est pléochroïque : Ng = brun plus ou moins rouge, Np = jaune pâle, rappelant plus des couleurs de phlogopite que de biotite. Bien que toujours

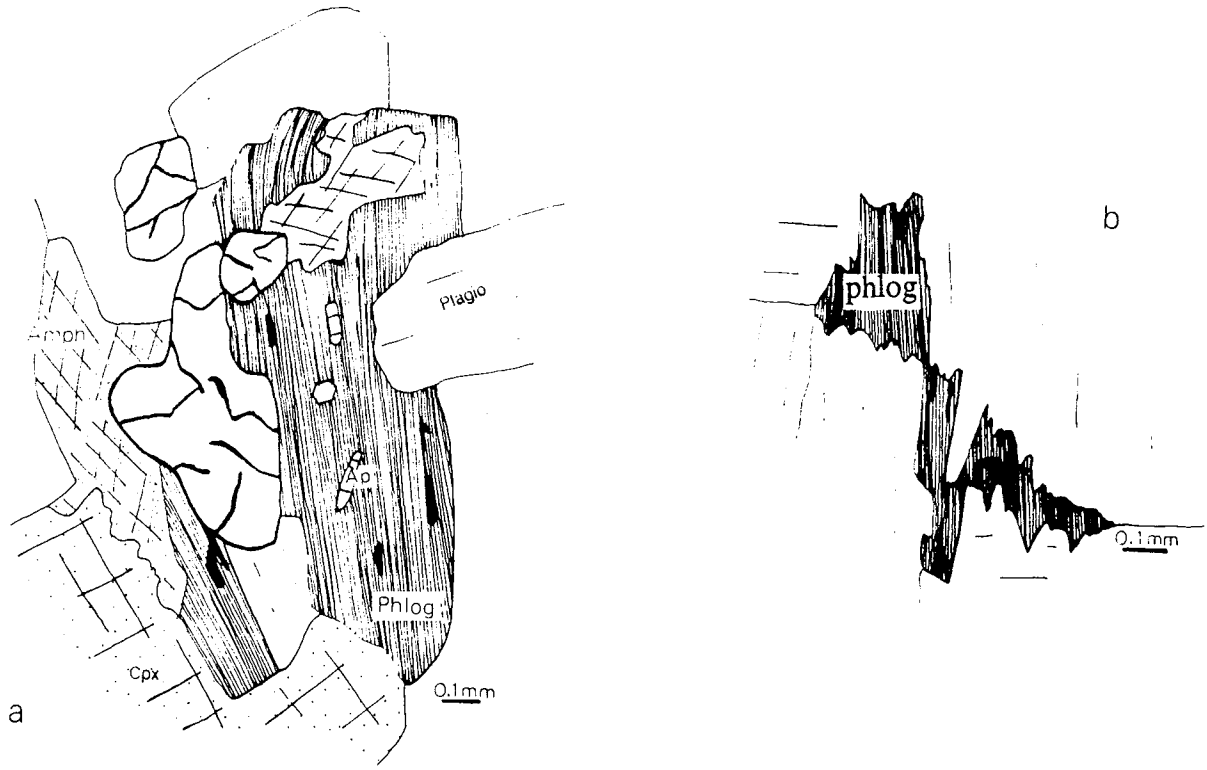


Figure II.21 - Habitus du phlogopite. **a** - sub - automorphe dans le gabbro GOU 8, **b** - en "peau de chagrin dans une matrice de plagioclase dans le gabbro TAG 129

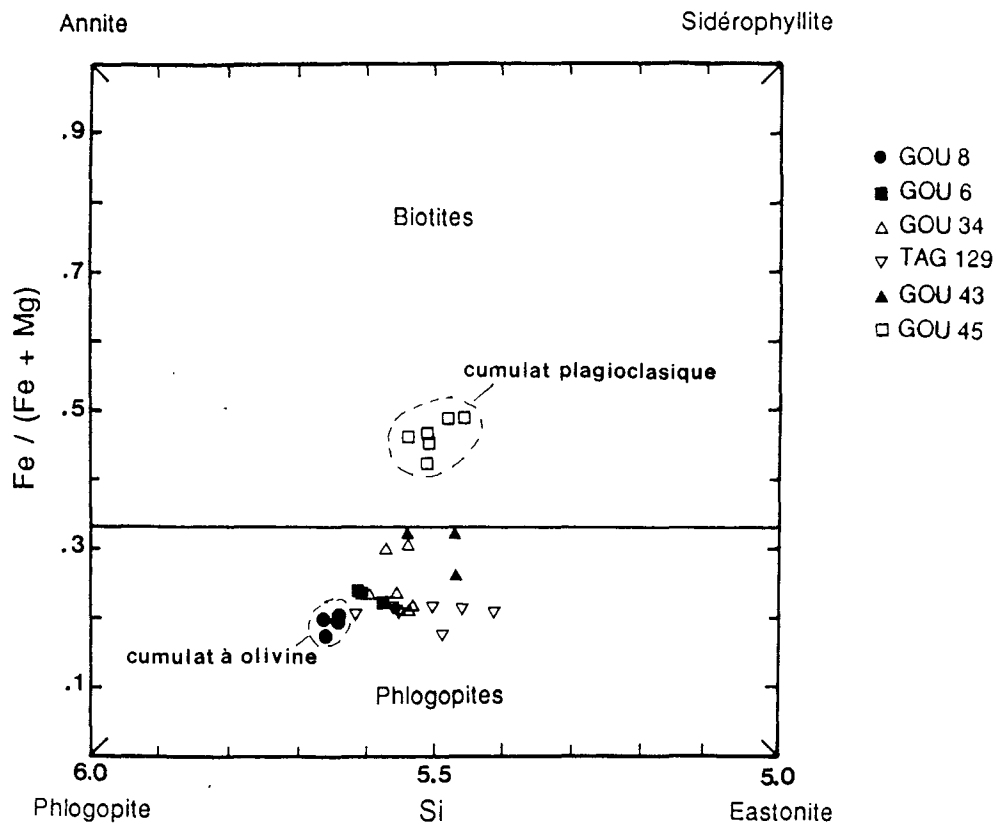


Figure II.22 - Diagramme Si - XFe de classification des micas des gabbros

tardif, sa morphologie est très variable et la figure II.21 rassemble deux formes souvent observées. L'échantillon TAG 129 présente un mica en "peau de chagrin" qui a cristallisé à partir d'un fin film résiduel entre les plagioclases. Le cumulat à olivine GOU 8 contient des phlogopites qui ont cristallisé après les autres minéraux et qui sont subautomorphes. L'état de fraîcheur des micas est toujours remarquable dans tous les gabbros, mais il se développe assez souvent entre l'olivine et les plagioclases un **mica vert** en fines paillettes, (cf. paragraphe olivine), qui est plus magnésien que la phlogopite primitive. Enfin, malgré son caractère généralement tardif, **quelques paillettes de micas ont été observées au microscope à l'intérieur des cristaux d'olivine**, donc ayant une histoire très précoce dans l'ordre de cristallisation des différents minéraux constitutifs de la roche. L'histoire de la phlogopite est donc complexe et très étalée dans le temps.

Dans le diagramme de classification de Deer et al.(1980) de la figure II.22, les micas analysés sont dans le champ des **phlogopites**, avec un rapport Fet / (Fet + Mg) variant de 0.17 à 0.33 pour une teneur en Si variant de 5.414 à 5.666. Le mica du cumulat plagioclasique GOU 45 qui ne représente que 5 % de la roche en volume est une biotite avec XFe voisin de 0.45.

2.4.4.2 - Composition chimique et évolution

Pour l'ensemble des analyses des phlogopites des gabbros, les variations sont peu importantes (Tab. VI et VII, annexe III) :

- Si varie assez peu, Al_{IV} suffit toujours à saturer le *site Z* et montre une variation assez désordonnée, Al total est le plus bas dans les roches les plus magnésiennes (cumulat magnésien) et augmente dans les gabbros les moins magnésiens, ce qui traduit une augmentation du Al dans le liquide après cristallisation des phases précoces telles que l'olivine ou l'opx.
- *En position Y* : Mn paraît faible et stable, Ti est assez variable avec des teneurs faibles. Fe et Mg varient dans d'assez faibles proportions en se substituant l'un à l'autre. Plus remarquable est la substitution, dans des proportions importantes, de Na par K puisque le rapport K/Na, généralement proche de 15 ou plus dans les phlogopites des roches basiques (Pons, 1982 ; Rossi, 1986), varie ici de 3.6 à 8.4 (sauf pour le cumulat plagioclasique GOU 45). Les teneurs les plus élevées se trouvent dans les roches les plus basiques ce qui suggère **un caractère primaire pour ces fortes teneurs en Na_2O des micas.**

Néanmoins, les travaux de Carman (1974) ont montré que la phlogopite sodique pouvait se former à 1010°C pour une pression de 5 kb selon la réaction suivante :

Forstérite + Liq. + Vap. -----> Na Phlogopite,

réaction qui elle-même pouvait être déstabilisée en présence de vapeur d'eau à des T et P plus basses. Les phlogopites vertes que l'on trouve en couronnes autour des olivines sont, dans une roche donnée, plus riches en Na que les phlogopites qui se trouvent en dehors des couronnes (cf. GOU 43, Tab. VII, annexe III), ce qui semble confirmer la réaction ci-dessus. De plus, les analyses de phlogopites sodiques naturelles publiées dans cet article montrent des teneurs en H_2O d'environ 5 %, ce qui est en accord avec nos observations : les Na phlogopites des gabbros ont le total des éléments, hors H_2O, inférieur de 1 % au moins à celui des diorites. Ceci laisse supposer, notamment, une teneur en eau (ou éventuellement en $Fe3^+$) supérieure dans les micas des gabbros que dans ceux des diorites.

2.4.4.3 - Relations avec les autres silicates

Bien que les phlogopites cristallisent tardivement, leurs compositions chimiques (exprimées par leur XFe) varient dans le même sens que pour les pyroxènes et olivines (cf. Figs. II.6 et II.15). En ce qui concerne les amphiboles (Fig. II.20) et les plagioclases (Fig. II.23), les relations sont moins nettes. Enfin, le XFe des phlogopites augmente globalement avec le XFe de la roche hôte (Fig. II.23).

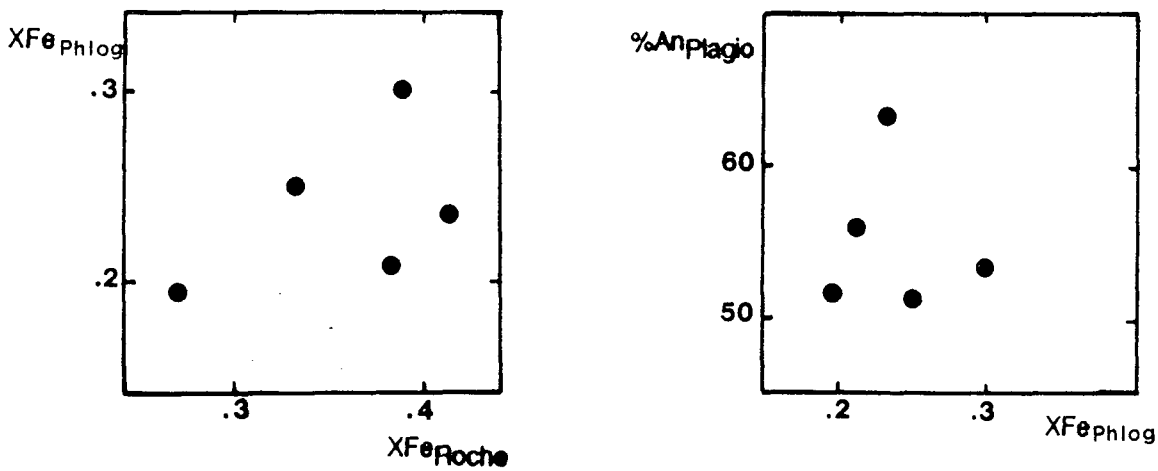


Figure II.23 - Relations entre le XFe des phlogopites et le XFe des roches hôtes et le %An des plagioclases des gabbros

En résumé, l'on peut dire que les **phlogopites qui ne sont pas habituellement des minéraux essentiels dans les gabbros représentent dans ceux du Tichka une phase minérale relativement importante** : leur cristallisation est parfois précoce (cf. le mica inclus dans l'olivine) et leur composition chimique varie dans le même sens que celles des autres minéraux mafiques et que celle de la roche.

2.4.5 - Plagioclases

2.4.5.1 - Habitus

La proportion de plagioclase est variable : environ 65% dans les gabbros norites, environ 50 % dans les gabbros à olivine. Toujours postérieur à l'olivine, il est soit précoce et automorphe dans le premier type de roche, soit automorphe et xénomorphe dans le second type. Ceci montre que le plagioclase a cristallisé pendant un long intervalle de temps.

Au microscope, ces plagioclases sont assez souvent zonés, avec une tendance plus nette au zoning pour les cristaux interstitiels que pour les cristaux automorphes. Ils présentent assez fréquemment les deux systèmes de macles polysynthétiques albite et péricline et parfois de fines exsolutions submicroscopiques de ce qui semble être des cpx (?). La figure II.24 rassemble quelques habitus de la zonation des plagioclases avec des coeurs souvent corrodés et des textures en "patchy zoning". La texture des cristaux de l'échantillon GOU 43 est la plus remarquable : un coeur corrodé contenant un "squelette" de pyroxène et d'amphibole lui-même incluant olivine, opaques et une bordure faiblement zonée sans inclusions. Cette texture au coeur du cristal suggère une **syncristallisation des cpx-hnbl-plagio** (excluant une nature cumulative pour ces roches) dans un premier stade, puis dans un second stade, une cristallisation du seul plagioclase.

2.4.5.2 - Compositions chimiques et évolutions

Le pourcentage d'anorthite des plagioclases des gabbros varie de 42,6 à 72 %, avec une grande majorité des analyses qui se situe dans le champ des **labradors** (Tab. VIII et IX, annexe III). **Le zoning est régulier** (non oscillatoire) normal ou inverse, mais assez faible. Les analyses les plus calciques ont été faites au coeur des cristaux et dans les roches où les plagioclases apparaissent précocément comme dans le cumulat plagioclasique GOU 45. L'apparition d'albite en cristaux interstitiels dans le cumulat ferromagnésien GOU 8 montre un **enrichissement en Na du liquide résiduel**, ce qui provoque des teneurs élevées en cet élément dans les phases cristallisant tardivement (cf. à ce propos les mêmes remarques pour les micas et les amphiboles). Cette albite n'est pas due à une albitisation tardive ou secondaire comme l'attestent l'état de fraîcheur parfait de la roche et des minéraux qui la constituent et une perte au feu faible (inférieure à 0,7 %).

En résumé, on peut dire que : (1) dans les gabbros à accumulation d'olivine, la composition du plagioclase tardif peut aller jusqu'à celle de l'albite, (2) dans les gabbros

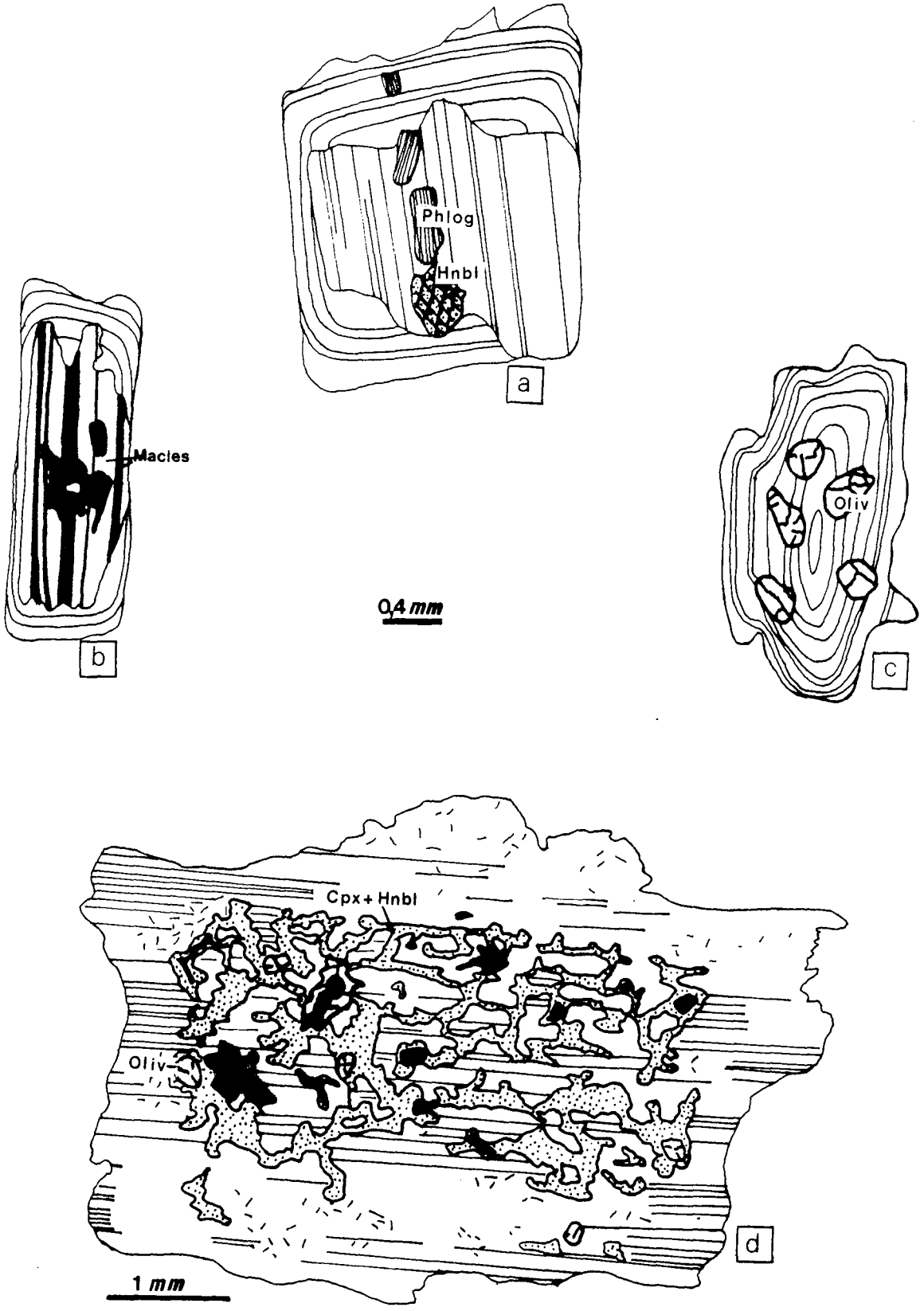


Figure II.24 - Habitus des plagioclases zonés des gabbros. **a** - à inclusions de phlogopite et hornblende brune. **b** - à cœur corrodé. **c** - à inclusion d'olivine. **d** - à squelette de cpx et d'amphibole avec quelques cristaux d'olivine et d'opaques ; patchy zoning dans la zone centrale et zoning normal, sans inclusions, dans la bordure externe. Gabbro GOU 43.

norites le labrador précoce est faiblement zoné, (3) dans les gabbros communs le plagioclase précoce est assez calcique, et (4) dans les cumulats plagioclasiques, les plagioclases sont les plus calciques.

2.4.5.3 - Relations avec les autres silicates

Comme nous l'avons vu plus haut, le plagioclase apparaît à des temps différents par rapport aux silicates. Pour cette raison, le liquide à partir duquel il cristallise peut avoir des compositions chimiques variables et les relations avec les compositions des silicates ne sont pas toujours nettes (Figs. II.6, II.15, II.20, II.23). Seule existe une corrélation négative entre le pourcentage d'anorthite du plagio et le pourcentage de forsterite de l'olivine (minéral qui cristallise toujours avant lui) et le XFe de l'amphibole.

2.4.6 - Minéraux accessoires

2.4.6.1 - Minéraux opaques

Les gabbros contiennent de nombreux minéraux opaques (Tab. X, annexe III), souvent précoces dans la roche. Ce sont soit des oxydes, soit des sulfures.

Oxydes : la recherche systématique de couples magnétite-ilménite qui auraient pu permettre de calculer des fugacites d'oxygènes et des températures d'équilibre s'est avérée vaine. Les minéraux cubiques observés au microscope sont des magnétites toujours plus ou moins remobilisées ou transformées en ilménite ou hématite mais un test à l'aimant sur les granulats des gabbros montre que la magnétite existe. Ce sont donc surtout les **ilménites** qui ont été analysées dans les gabbros. Elles ont cristallisé de façon précoce, à peu près en même temps que les olivines dans les deux gabbros ou avec les autres minéraux mafiques dans les autres gabbros. En plus de FeO et TiO_2, les éléments qu'elles contiennent sont en quantité faible et variable : Cr_2O_3, MnO, MgO. Quelques **hématites** ont également été analysées ; elles résultent d'une oxydation des minéraux primaires comme semblent le montrer les termes intermédiaires, telle que la titanohématite (analyse GOU 8-93). Rappelons que **des oxydes fortement chromifères** ont été décelés dans les olivines de l'échantillon GOU 43 lors de l'étude des couronnes qui les entourent (paragraphe olivines).

Sulfures : nombreux, ce sont surtout des **pyrrhotites**, parfois avec des traces de **pentlandite**, ce qui explique les fortes teneurs en Ni de l'analyse roche totale GOU 8. Enfin, l'examen en lumière réfléchie de quelques échantillons a permis de déceler la présence de **pyrite** parfois automorphe.

	Spinelles								Diaspores						Pyrrhotites		Brav.	Pyrite
N° Anal.	1	2	6	9	12	13	14	29	8	10	11	20	21	30	25	33	26	34
TiO2	0.05	0.01	0.00	0.06	0.00	0.14	0.00	0.11	0.05	0.31	0.11	0.15	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	52.20	56.26	58.49	58.55	57.22	58.19	59.08	57.09	87.09	86.44	84.80	84.77	85.83	86.76	0.08	0.00	0.02	0.02
Cr2O3	0.55	0.18	0.08	0.13	0.01	0.18	0.17	0.20	0.11	0.00	0.14	0.11	0.20	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe2O3c	2.14	5.50	4.41	3.74	2.01	1.16	3.98	0.85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeOc	26.73	30.01	30.69	31.17	29.47	30.64	31.03	28.81	0.58	0.52	0.49	0.67	0.65	0.26	66.18	64.84	24.62	45.37
MnO	0.22	0.37	0.26	0.38	0.35	0.14	0.18	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	5.98	6.38	6.59	6.36	6.40	6.22	6.61	6.57	0.00	0.09	0.06	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.06	0.14
ZnO	0.55	0.53	0.61	0.25	0.00	0.00	0.58	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.02	0.83	0.74	28.05	1.76

Total	88.42	99.24	101.13	100.64	95.46	96.67	101.63	94.01	87.83	87.36	85.61	85.70	86.80	87.36	67.10	65.58	52.75	47.29
Ti	0.009	0.002	0.000	0.010	0.000	0.024	0.000	0.019										
Al	15.466	15.026	15.252	15.332	15.647	15.719	15.312	15.774										
Cr	0.109	0.032	0.014	0.023	0.002	0.033	0.030	0.037										
V	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000										
Fe3c	0.405	0.938	0.734	0.625	0.351	0.200	0.659	0.151										
Fe2c	5.620	5.687	5.678	5.791	5.718	5.872	5.706	5.648										
Mn	0.047	0.071	0.049	0.072	0.069	0.027	0.034	0.075										
Mg	2.241	2.155	2.173	2.106	2.213	2.125	2.167	2.296										
Zn	0.102	0.089	0.100	0.041	0.000	0.000	0.094	0.000										

Brav. : bravoïte

Les formules structurales des spinelles sont calculées sur la base de 32 oxygènes

Tableau II.5 - Analyses des minéraux composant les amas d'aspect "feutré" du cumulat plagioclasique en enclave GOU 45.

2.4.6.2 - Apatite

Relativement précoce, elle est présente dans tous les faciès en quantité variable. Au microscope, les aiguilles automorphes peuvent atteindre 1 mm de long avec des élongations de l'ordre de 20 ce qui traduit, d'après Didier (1987), une cristallisation relativement rapide. Elles sont dispersées dans les roches sous forme d'amas.

2.4.6.3 - Minéraux accessoires du cumulat plagioclasique (GOU 45)

Comme les gabbros, cette enclave contient des **sulfures** (pyrite, pyrrhotite, bravoïte), des oxydes (ilménite, hématite) et des apatites. Mais de plus, elle contient des **minéraux fortement alumineux** groupés sous forme "d'amas feutrés" (Photo 7, Pl.III), avec des **spinelles**, verts au microscope, au centre des amas.

Le tableau II.5 rassemble les analyses de ces minéraux ; il s'agit d'hydroxydes d'aluminium de la famille du diaspore. Leur disposition, en couronnes plus ou moins régulières autour des spinelles, suggère qu'ils dérivent de la transformation de ces derniers qui contiennent à côté du Fe^{2+} une proportion de Mg importante. Fe^{2+}/Mg^{2+} varie de 0.27 à 0.32. On peut penser que ces minéraux fortement alumineux représentent des résidus de fusion.

2.5 - Conclusions

Outre les cumulats (à olivine ou à plagioclase), la diversité pétrographique du groupe des gabbros est plus grande qu'il n'y paraissait sur le terrain puis qu'ont pu être définis les gabbros contenant plus ou moins d'olivine et les gabbronorites. Malgré cette diversité, qui résulte en fait des variations des proportions modales des minéraux, **le clinopyroxène, le labrador, l'olivine magnésienne avec la phlogopite et la hornblende magnésienne sont les minéraux caractéristiques de ce groupe.** Une autre caractéristique de ces roches est leur degré d'altération très faible à nul. En outre, la présence constante, mais en proportions variables, des minéraux hydratés dans les différents faciès, suggère des changements des conditions physico-chimiques dans le magma au cours de la cristallisation. Des ordres d'apparition variables des plagioclases et des clinopyroxènes en découlent et la cristallisation des minéraux hydratés est possible quand P_{H_2O} est suffisante ce qui induit des textures variées. Le trait minéralogique commun est la teneur importante en Na_2O des micas, amphiboles et plagioclases qui confère à la roche une tendance nette à caractère sodique.

La diversité des gabbros, visible sur échantillon scié et au microscope, n'est pas visible, ni surtout cartographiable, sur le terrain. Enfin, la localisation des gabbros au coeur des diorites laisse supposer que ces deux groupes sont génétiquement liés.

3. - DIORITES

3.1 - Gisement, structure et relations avec les autres faciès

Les diorites, qui constituent en volume une part considérable du massif du Tichka (environ 1/3), affleurent en masses importantes uniquement au Sud de la ligne de crête : Aoulime - Takoucht (cf. carte en annexe IV). Au Nord de cette ligne, on ne trouve des diorites que sous forme d'enclaves, dans les granodiorites. Les principaux types de gisements de ces diorites (Photos Pl. I, II et IV) sont les suivants :

* **en alternance avec les granodiorites-tonalites** selon des bandes sub-verticales dont la largeur est inférieure au kilomètre et dont la longueur peut atteindre plusieurs kilomètres (cf. carte). C'est la structure zébrée décrite par H. et G. Termier. Ces bandes sont souvent discontinues (± boudinées) et passent parfois de façon progressive à des masses de diorites plus irrégulières. Les figures que l'on observe à proximité des interfaces diorite - granodiorite montrent des contours lobés (Fig. II.25a) qui indiquent une mise en place contemporaine des deux magmas. De plus, les zones centrales des "bandes" sombres sont formées de méladiorites et les zones externes, de diorites au sens strict voire de diorites quartzifères. Les parties tout à fait périphériques, à proximité des granodiorites-tonalites, sont plutôt constituées de diorites quartziques ou de monzonites quartzifères. Enfin, c'est en général au centre des bandes de diorite qu'affleurent les gabbros ;
* **sous forme de panneaux décamétriques, à géométrie mal définie, dans les granodiorites-tonalites.** Les contacts observés aux interfaces sont soit assez semblables à ceux décrits dans la stucture zébrée (mélanges magmatiques) mais beaucoup moins développés, soit rectilignes et anguleux ;
* **sous forme d'enclaves au cœur des granodiorites-tonalites.** La taille et la forme de ces enclaves sont très variables, depuis le centimètre jusqu'à plusieurs mètres, depuis des formes en fuseaux très étirés jusqu'à des formes arrondies en passant par des enclaves ovoïdes, morcelées, bréchiques, anguleuses. La figure II.25b représente des enclaves dioritiques dans une matrice tonalitique. Ces enclaves ne devaient former qu'un seul bloc qui s'est fragmenté, par la suite, dans le magma granodioritique et à assez haute température. En effet, les bords de ces enclaves ne sont pas rectilignes comme ils le seraient si la température était plus basse. Localement, la quantité des enclaves est élevée et peut atteintre 30 % de l'affleurement qui se présente alors sous la forme d'un véritable champ d'enclaves (Fig. II.25c) ;
* **sous forme de filons** émanant des masses dioritiques principales.

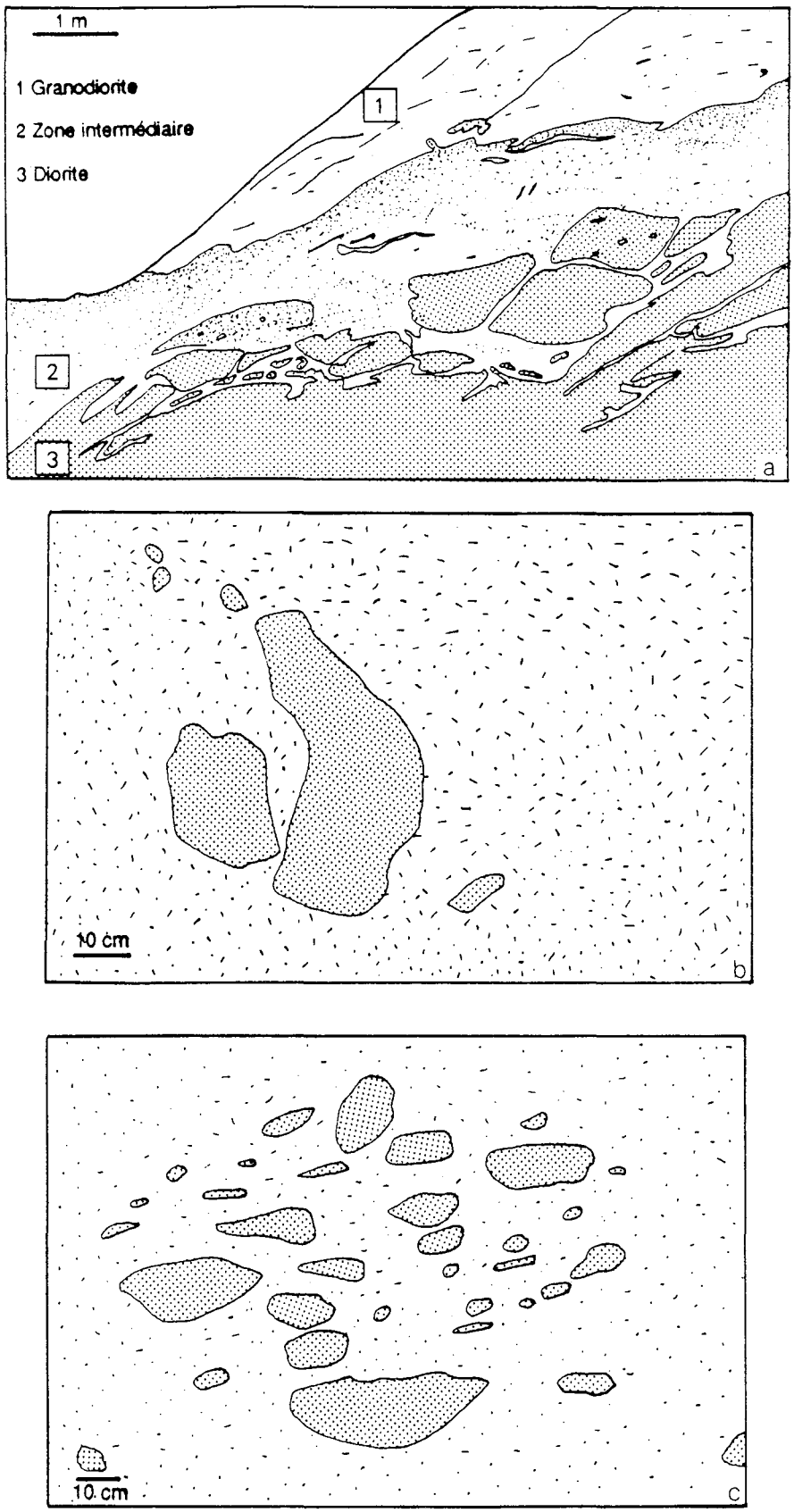


Figure II.25 - Aspects des diorites à l'affleurement. **a** - mélanges complexes à l'interface d'une bande de diorite et d'une bande de granodiorite ; versant sud du Moulay Ali. **b** - enclave dioritique disloquée dans une matrice tonalitique ; Tizi Amguernis. **c** - champ d'enclaves dioritiques dans une matrice granodioritique ; Tizi n'Zaikor.

Les plus beaux affleurements qui existent se trouvent dans la partie sud au Moulay Ali et dans la partie nord dans la zone comprise entre le Takoucht, l'Isk n'Mawas et le Tizi n'Zaikor. Postérieures aux gabbros qu'elles enclavent, les diorites **sont contemporaines des granodiorites-tonalites** (voire des monzogranites) et **antérieures aux leucogranites .**

3.2 - Pétrographie et textures

Hétérogènes dans leurs gisements, les diorites le sont également dans leur pétrographie et leur texture (Photos Pl. IV). La proportion modale des minéraux (Tab. II.1) est la suivante : plagioclase de 40 à 65,9 %, amphibole de 14 à 39,7 %, biotite de 4,2 (et même traces dans des faciès non analysés) à 17,7 % et quartz de 0 à 4,7 %, feldspath potassique de 0 à quelques %, pyroxènes sous formes de reliques uniquement. Le sphène, l'ilménite et l'apatite sont omniprésents et peuvent représenter des quantités non négligeables (sphène + apatite voisins de 6 % dans TAM 34). La taille du grain moyen varie depuis une dimension inférieure au mm jusqu'à 5 mm. Il en est de même de la couleur de la roche qui peut être mélanocrate à mésocrate.

Dans le tableau ci-dessous, sont rassemblés les analyses de quelques faciès typiques des diorites qui montrent un large spectre de composition avec les différences les plus importantes pour MgO, CaO, TiO_2.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Total
TAG 154	48.05	17.55	9.35	0.17	7.41	9.27	3.47	1.87	1.78	0.48	0.63	100.03
TAG 106	51.11	16.84	9.09	0.14	6.06	7.39	4.03	1.54	1.74	0.15	0.78	98.87
TAG 20	52.37	18.16	7.91	0.13	3.76	7.08	5.00	1.33	1.50	0.53	1.05	98.82
TAM 28	53.63	14.86	9.98	0.16	3.50	6.61	4.36	1.27	2.99	0.49	0.97	98.82
TAG 45	57.20	19.02	5.54	0.10	3.27	5.68	5.20	1.46	1.14	0.20	1.33	100.14

Tableau II.6 - Analyses de quelques diorites-types. TAG 154 : méladiorite ; TAG 45 et TAG 106 : diorites hétérogènes ; TAG 20 et TAM 28 : diorites communes.

En réalité, ces diorites peuvent être rassemblées en quatre groupes décrits dans les paragraphes suivants et qui ont pour minéraux communs l'amphibole, l'andésine, le sphène, et pour caractéristique générale d'être liées spatialement aux granodiorites-tonalites. Signalons toutefois la présence rare, mais assez régulière dans les faciès les plus basiques, de "poches" de diorites à cristaux pluricentimétriques de plagioclases et d'amphiboles. Ces faciès de nature pegmatoïdique pourraient être dus à l'accumulation locale de fluides.

PLANCHE IV

- Les diorites -

IV.1 - Affleurement de diorite (**d**) injectée de granodiorite (**g**). Plateau du Tichka.

IV.2 - Mélange de magma générant des faciès hybrides (diorite hétérogène = **dh**). Moulay Ali.

IV.3 - Texture équante dans une méladiorite. Ech. TAG 153.

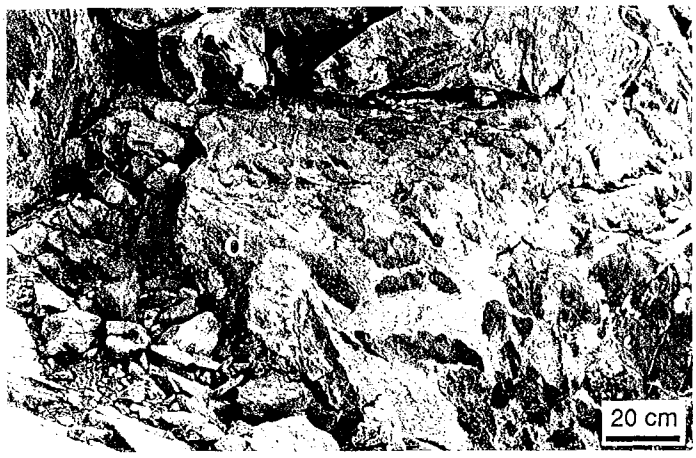
IV.4 - Texture à grain fin dans une méladiorite. Les minéraux soulignent une fluidalité qui est plus ou moins marquée ailleurs dans la roche. Ech. TAG 154.

IV.5 - Plan de fluidalité magmatique (PFM) dans une diorite commune. Ech. TAG 41.

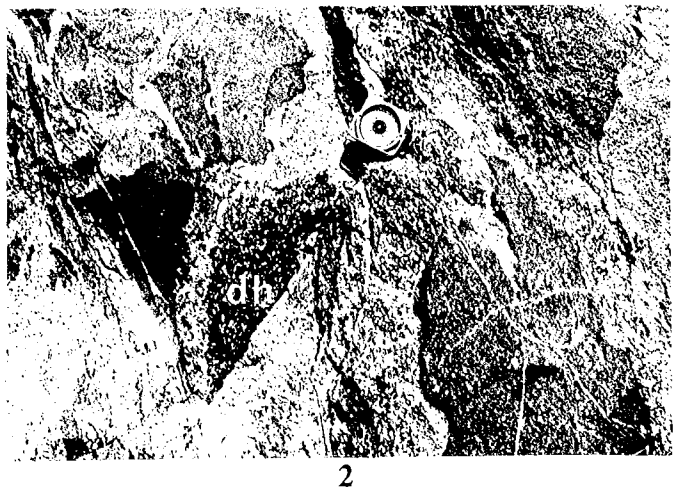
IV.6 - Texture isogranulaire dans une diorite commune. Ech. TAG 20.

IV.7 - Association amphibole-biotite-sphène-ilménite dans une diorite hétérogène. Ech. TAM 34.

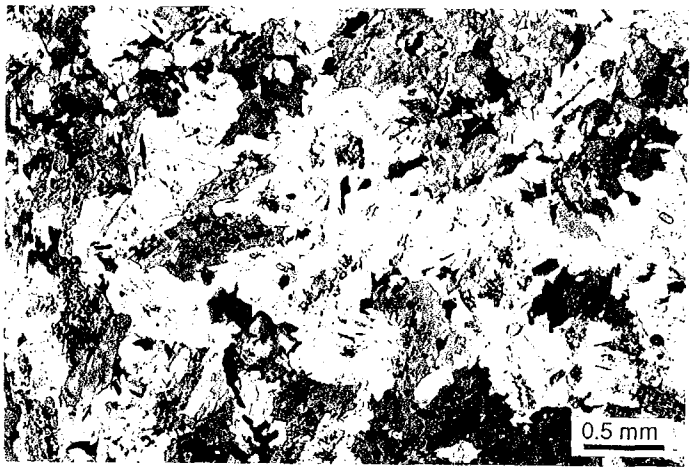
IV.8 - Introduction mécanique de mégacristaux de plagioclase zonés, dans une diorite à grain fin (bas de la photographie). Ech. TAG 125. Moulay Ali.



1



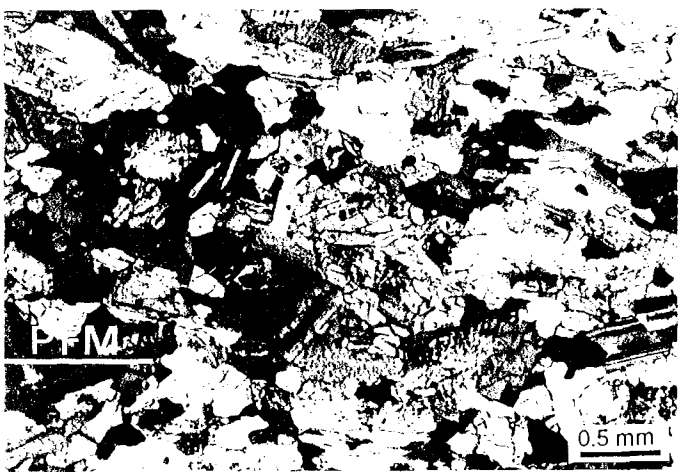
2



3



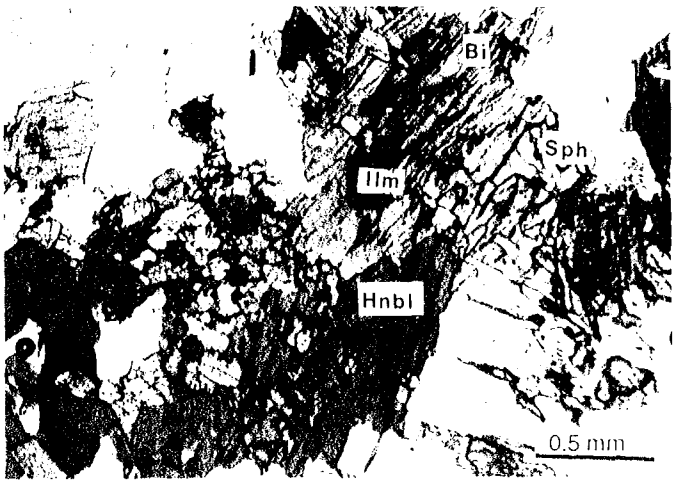
4



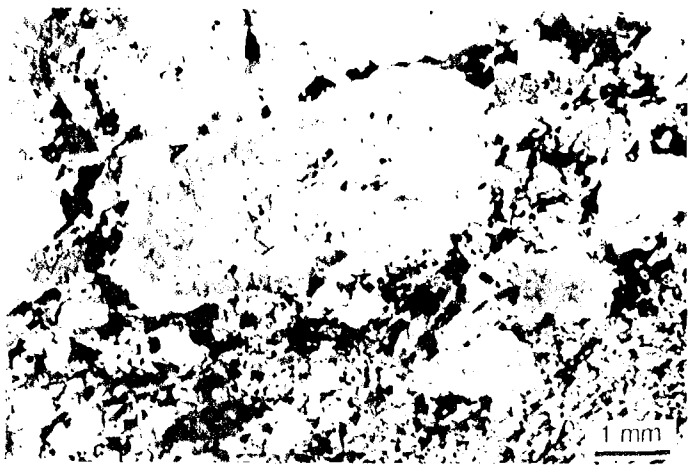
5



6



7



8

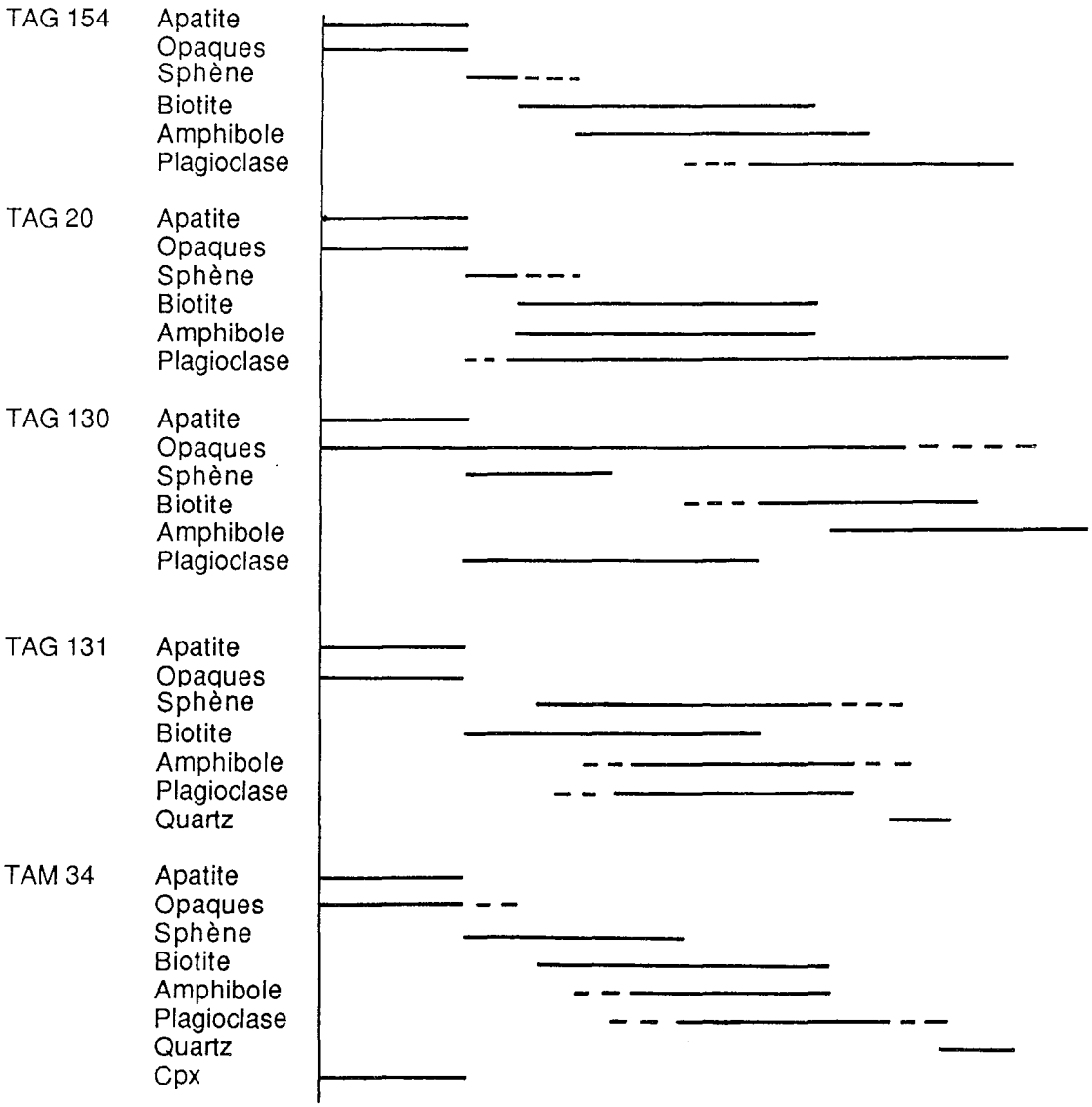


Tableau II.7 - Chronologie relative des minéraux des principaux faciès de diorites. TAG 154 : méladiorite ; TAG 20 et TAG 131 : diorites communes ; TAG 130 : diorite microgrenue ; TAM 34 : diorite hétérogène.

3.2.1 - **Les méladiorites** (ou gabbrodiorites)

Comme leur nom l'indique, ces roches sont mélanocrates et elles affleurent essentiellement au cœur des bandes de diorites. Elles sont rarement sous forme d'enclaves dans les granodiorites-tonalites. Riches en minéraux ferromagnésiens hydratés (amphibole + biotite = 57,4 % dans TAG 154), elles ne contiennent **jamais de pyroxène ni d'olivine**. Elles sont en général équigranulaires à grain fin (inférieur ou égal au mm) avec fréquemment des amphiboles groupées en amas de cristaux ± aciculaires. Les trois principaux minéraux, biotite, amphibole, plagioclase, ont cristallisé en même temps (texture granulaire) ou légèrement décalés dans le temps (Tab. II.7). Les biotites ont tendance alors à être automorphes et les plagioclases xénomorphes.

Les minéraux de ces méladiorites ne sont pas orientés. Dans la partie sud, et quand elles affleurent dans la structure zébrée, elles passent en continu et en quelques mètres aux diorites communes.

F. Rosé (1987) a décrit au Moulay Ali des méladiorites litées à plus de 60 % d'amphibole qu'il interprète comme des cumulats. Nous n'avons pas trouvé de telles roches. Par contre, des concentrations importantes de minéraux ferromagnésiens ont été observées près des interfaces entre les diorites et les granodiorites de la structure zébrée (zone 2 de la figure II.25a). Ses concentrations semblent plus liées aux circulations de fluides, importantes dans ces zones, ou même à des échanges entre les deux types de bandes, qu'à une accumulation par cristallisation fractionnée.

3.2.2 - Les diorites communes

De couleur plus claire que les précédentes, elles forment l'essentiel des diorites du massif ainsi que la plupart des enclaves dans les granodiorites-tonalites. Elles ont une texture variable : équigranulaire à grain fin (1 mm) dans les enclaves, ou à grain plus grossier (plurimillimètrique) et porphyroïde dans la structure zébrée. Dans ce dernier cas, les phénocristaux centimétriques de plagioclases sont assez souvent zonés. Ces roches sont homogènes à l'échelle de l'affleurement et les minéraux (plagioclases et amphiboles) soulignent parfois un plan de foliation magmatique net. Le plagioclase dans ce type est souvent le premier à cristalliser (cf. échantillon TAG 20 du tableau II.7). La biotite et l'amphibole et le plagioclase cristallisent à peu près en même temps. Le quartz est tardif et interstitiel.

Les variations modales des minéraux dans les faciès types (Tabl. II.1) sont les suivantes : plagioclase de 52,9 à 65,9 %, amphibole de 14 à 25,9 %, biotite de 13,5 à

17,5 %, quartz de 0 à 4,7 %... Les diorites communes ne contiennent jamais de pyroxène. Ce sont des diorites au sens strict ou des diorites quartzifères.

3.2.3 - Les diorites hétérogènes

Appelées sur le terrain faciès intermédiaires parce que situées souvent à l'interface des diorites communes et des granodiorites ou sous forme d'enclaves dans les granodiorites mais proches des interfaces, elles sont hétérogènes et montrent de façon fréquente des phénomènes de mélanges mécaniques entre une partie dioritique et une partie granitique. L'hétérogénéité se manifeste à **l'échelle de l'affleurement** (zone 2 de la figure II.25a) par un litage grossier où se concentrent les minéraux et par une fluidalité assez irégulière mais nette. Elle se manifeste également à **l'échelle de l'échantillon** avec des zones porphyroïdes, résultant en partie de mélanges mécaniques de phénocristaux provenant de la granodiorite voisine, juxtaposées à des zones homogènes, et à **l'échelle de la lame mince** avec des diorites à pyroxène-reliques dans les amphiboles (TAM 34 et GOU 17), des diorites sombres, riches en amphibole et biotite, des diorites quartzifères plus claires, des diorites à feldspath potassique (monzodiorites ou monzonites quartzifères)...

C'est dans cette catégorie que **les plus belles fluidalités magmatiques ont été observées comme si la proximité des interfaces favorisait une mobilité plus élevée par augmentation des fluides.** Il faut noter que les pyroxènes (rares) ne se trouvent pas dans les faciès les plus basiques, mais au contraire dans des roches à quartz.

C'est dans cet ensemble que doivent être également rangées les diorites qui affleurent, notamment sur le sentier d'Amerchih' (où des travaux miniers de reconnaissance ont été effectués jadis), au Sud de Tagmout et du Moulay Ali. Sur cette coupe, recommandée par H. et G. Termier pour illustrer l'endomorphisme et l'assimilation, affleurent en effet de nombreux septa d'encaissants, parfois injectés "lit par lit" par des magmas de nature **granitique ou dioritique**. C'est dans les zones où est concentré le plus d'encaissant que les diorites sont les plus hétérogènes (à l'échelle du dm). Des phénomènes **locaux** d'assimilation partielle ne sont donc pas à rejeter complètement. Mais il est clair sur cette coupe que l'injection est **granitique ou dioritique** et que ce n'est pas l'assimilation d'encaissant par le granite qui a donné des diorites. Cette contamination, si elle existe vraiment, n'a pu se faire que dans le gisement, dans un niveau structural assez élevé et donc pas à grande échelle. Les décroissances de température sont en effet trop rapides à ce niveau. Ces diorites un peu particulières contiennent souvent des pyroxènes (diopsides) et du quartz et elles alternent avec des amphibolites à texture granoblastique dont la nature des minéraux est assez voisine (plagioclase, amphibole, diopside, grenat, épidote), mais dont les propositions minéralogiques sont différentes (par exemple, beaucoup de

diopside) et surtout avec un litage sédimentaire souvent net, traduit par une alternance de lits à diopside et de lits à amphibole.

3.2.4 - Les diorites microgrenues

Des filons assez nombreux émanent des masses de diorite de la structure zébrée. Leur épaisseur est décimétrique à plurimétrique et l'on peut les suivre, au plus, sur quelques centaines de mètres. Ces filons recoupent les granodiorites-tonalites et leur enracinement n'est pas facile à localiser ; il se situe soit dans les méladiorites soit dans les diorites communes. C'est dans le but de préciser leur affinité (méladiorite ou diorite commune) que les caractéristiques de l'échantillon TAG 130 sont décrites ici. La texture de cette roche est microgrenue et les minéraux qu'elle contient sont les mêmes que ceux des autres diorites (sans pyroxène, ni quartz). Le plagioclase cristallise avant la biotite et l'amphibole.

3.3 - Litages

De l'étude pétrographique ci-dessus, on peut retenir au point de vue textural, que les diorites sont en général équigranulaires à grain fin avec parfois une tendance doléritique et une tendance porphyroïde à grain plus grossier. De plus, à côté de ce type moyen peu structuré, il existe des diorites hétérogènes souvent porphyroïdes avec des litages grossiers et avec parfois aussi une fluidalité magmatique marquée. L'étude de cette structuration sera abordée plus loin. Néanmoins, il existe des textures déjà décrites dans d'autres massifs (Blanchard, 1978 ; Blumenfeld, 1983) comme **le tuilage de cristaux**, par exemple dans l'échantillon TAG 76, ou **des fabriques imbriquées** qui montrent une structuration de la roche dans un état rhéologique où la quantité de magma était encore importante. Mais d'une façon générale, les **plans de fluidalités magmatiques** (PFM) marqués par les minéraux (amphiboles, plagioclases) sont assez rares dans le groupe des diorites à l'échelle du massif.

3.4- Minéralogie

3.4.1 - Pyroxènes

Sur plus de 200 échantillons de diorites étudiés, quelques-uns seulement contiennent des pyroxènes, notamment les échantillons TAM 34 et GOU 17 qui sont des diorites hétérogènes à quartz. Ces deux roches ont été prélevées à proximité d'interfaces roche basique - roche acide. Les pyroxènes n'y subsistent que sous forme de reliques au cœur des amphiboles. Au microscope, ils sont incolores à faiblement verdâtres et xénomorphes. Les cœurs des cristaux de pyroxènes, décrits et comparés avec ceux des gabbros dans le paragraphe 2-4-2-2, sont des diopsides (Fig. II.13) avec des teneurs en

Ca et $Fe2^+$ légèrement plus élevées que celles des cpx des gabbros. **Aucune trace de pyroxène n'a été décelée dans les méladiorites** où l'amphibole apparaît plus précocemment que dans les deux autres types de diorites ce qui peut s'expliquer par une teneur en eau élevée d'après Eggler (1972).

3.4.2 - Amphiboles

3.4.2.1 - Habitus

L'amphibole des diorites est une amphibole brun-vert à verte. Sa proportion modale varie de 10 à 40 %. Ce pourcentage pourrait atteindre 60 % dans certaines roches à texture cumulative, selon Rosé (1987). Elle est automorphe, donc précoce, et est intimement liée à la biotite, mais aussi au sphène, à l'apatite, à l'ilménite (Fig. II.26). Elle participe, quand elle existe, à la structuration de la roche (**P**lan de **F**luidalité **M**agmatique) et sa taille varie de 0,1 mm à 5 mm (généralement 2 mm environ).

Dans les méladiorites elle forme, parfois, des amas polycristallins pouvant atteindre quelques centimètres. Dans la plupart des faciès, c'est un minéral sain mais ponctuellement, notamment dans les zones de faille, sur les bordures du massif et dans certains échantillons prélevés près (moins d'un mètre) des granitoïdes, elles est transformée ± intensément en actinote, chlorite, épidote, calcite. Dans ces dernières roches, les autres minéraux (plagioclases, biotites) sont aussi très altérés.

Au microscope, les amphiboles des diorites sont homogènes. Seuls quelques faciès présentent des amphiboles légèrement zonées. Dans les méladiorites, le zoning va depuis des hornblendes brun-vert, au cœur des minéraux, jusqu'à des hornblendes vertes sur leurs périphéries. Dans les diorites plus évoluées, le zoning se fait entre des hornblendes vertes et des hornblendes actinolitiques vert pâle.

3.4.2.2 - Nomenclature

D'après la classification de Leake (1978), les amphiboles des diorites sont des amphiboles calciques (Fig. II.27). Trois groupes de diorites s'individualisent d'après la nature des amphiboles :

- le premier, formé des méladiorites TAG 154 et TAG 124, où les amphiboles ont des compositions comprises entre celles des hornblendes hastingsitiques et magnésiennes et des hornblendes édénitiques,
- le deuxième, où l'amphibole est de la hornblende magnésienne ; il renferme la majorité des diorites,

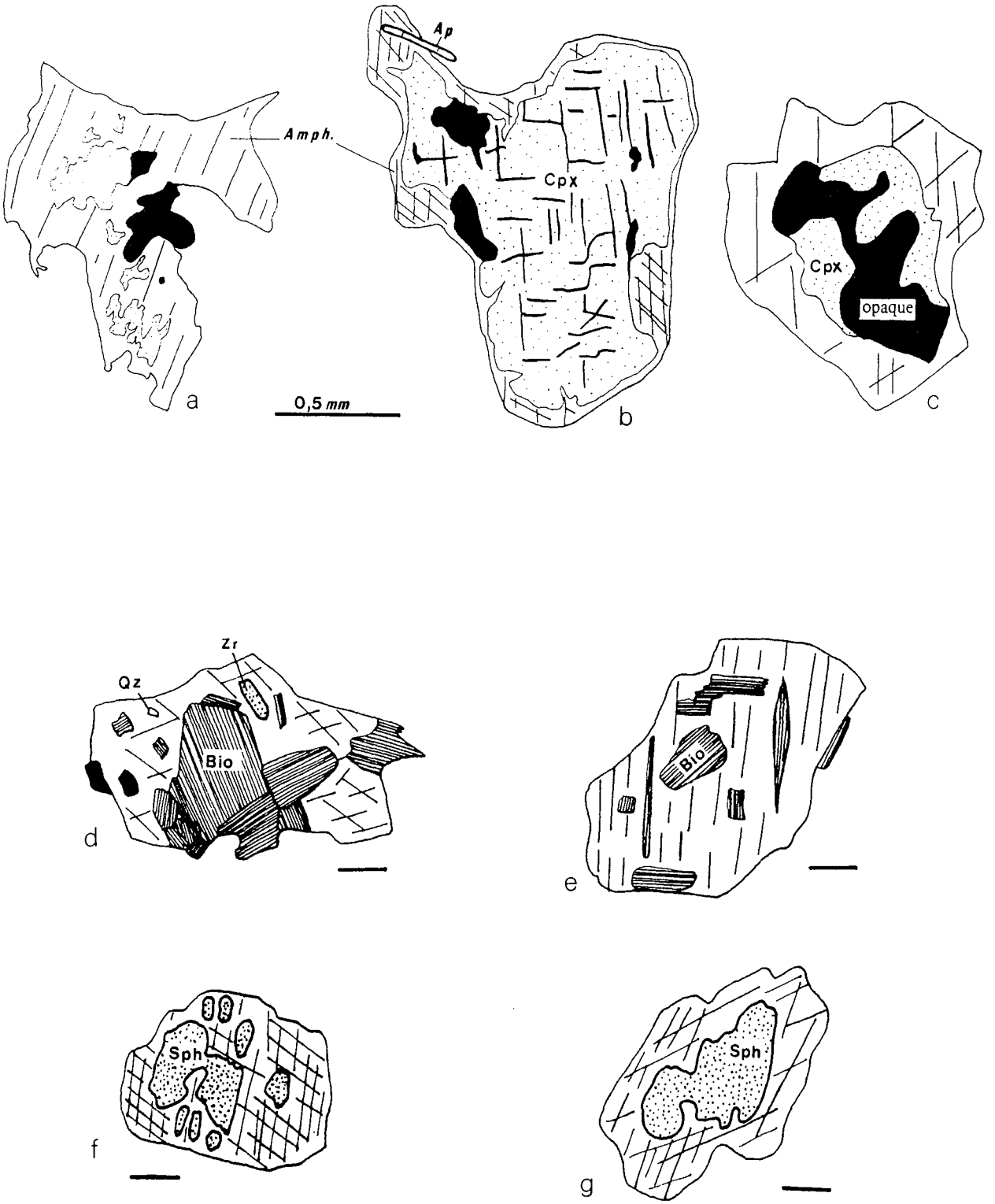


Figure II.26 - Habitus des amphiboles des diorites : hornblendes vertes à cœur de clinopyroxène (pointillés). Dans un même échantillon (GOU 17), le cpx peut se présenter sous deux formes. a - relique de cpx dans un cristal de hornblende en section (010). b - cristal bien formé de cpx à fine couronne de hornblende. c - TAM 34 : amphibole à cœur de cpx et opaques. **et minéraux associés à l'amphibole dans la diorite TAG 124** (La barre d'échelle représente 0.2mm) : d - Association intime biotite - amphibole - zircon. e - section (110) d'amphibole et développement de biotite en fuseau selon le clivage unique. f **et** g - développement de sphène selon les clivages des amphiboles

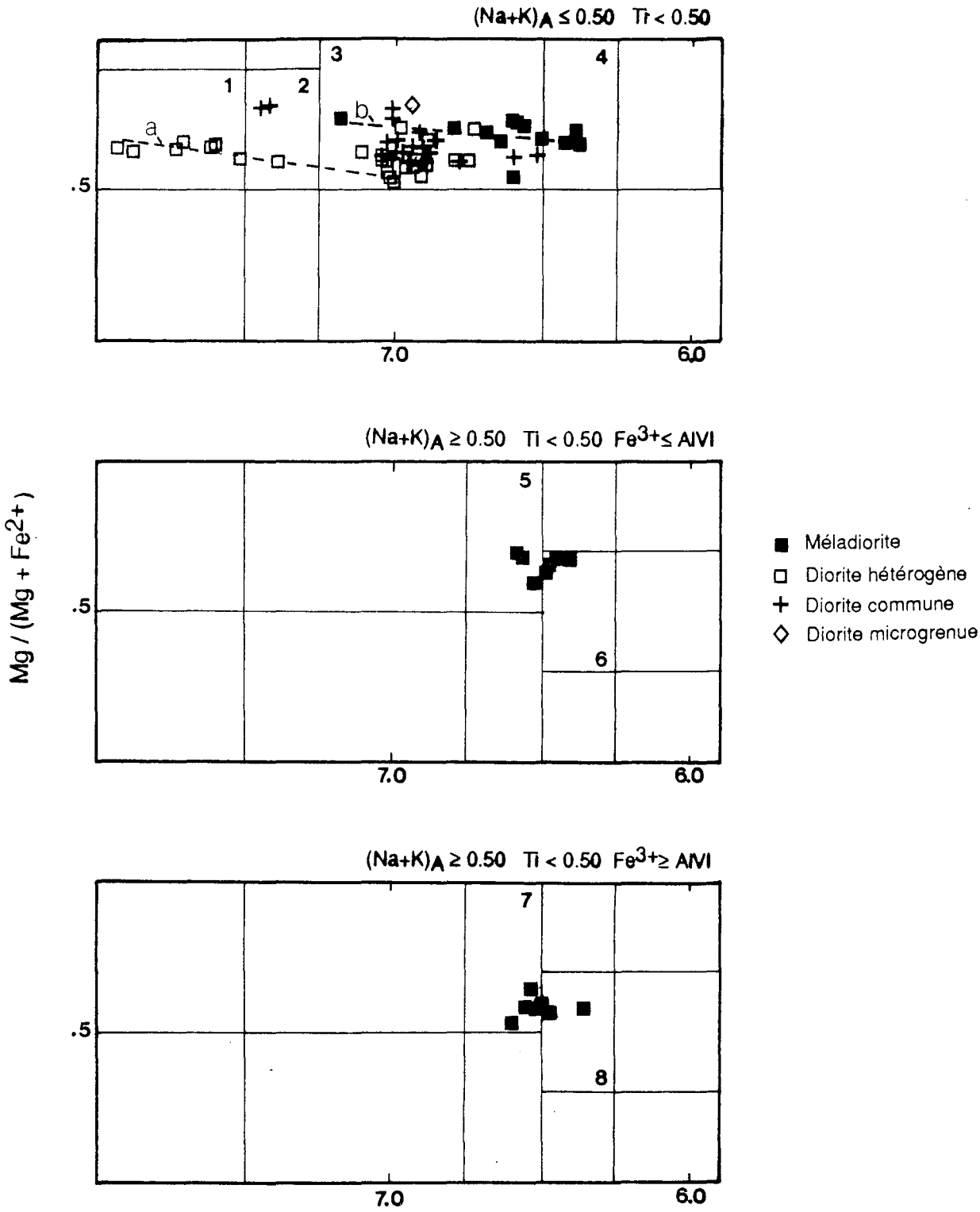


Figure II.27 - Position des amphiboles des diorites dans la classification de Leake (1978).

1 : actinolite ; 2 : actinolitic hornblende ; 3 : magnesio - hornblende ; 4 : tschermakitic hornblende ; 5 : pargasitic hornblende ; 6 : ferroan pargasitic hornblende ; 7 : edenitic hornblende ; 8 : magnesian hastingsitic hornblende ; 9 : magnesian hastingsite ; 10 : kaersutite.
Les lignes en tiretés **a** et **b** indiquent les variations de composition des amphiboles des échantillons TAM 34 et TAG 150 respectivement.

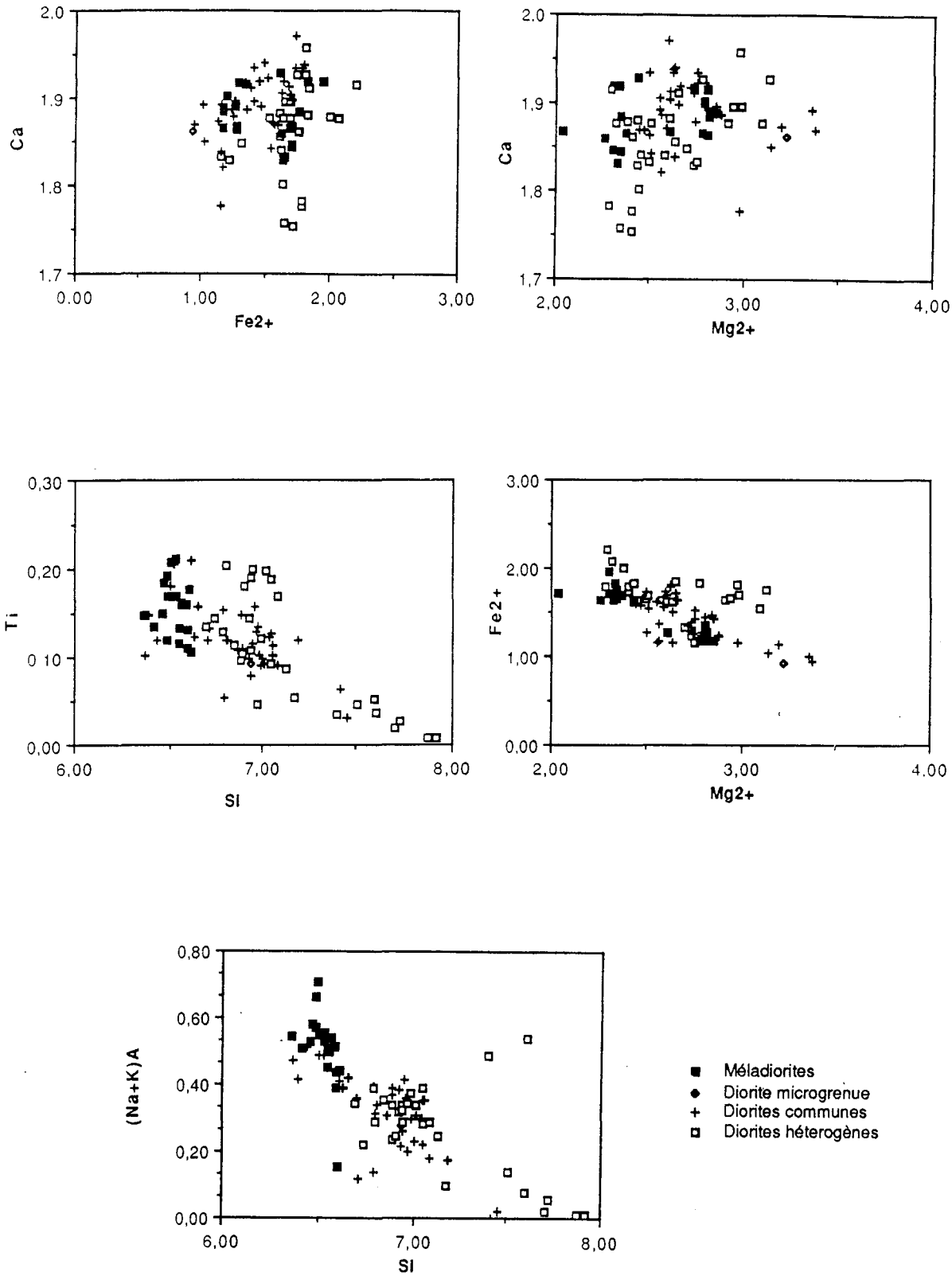


Figure II.28 - Diagrammes $Fe2^+$ / Mg ; Ca / Mg ; Ca / Fe ; $(Na+K)_A$ / Si; Ti / Si des amphiboles des diorites.

- le troisième, où les hornblendes évoluent depuis le pôle tschermakitique vers le pôle actinote (méladiorite TAG 150, diorite hétérogène TAM 34, diorite commune TAG 131 et diorite microgrenue TAG 130). Cette variation est due à une évolution tardive liée, soit à l'altération, soit à des interactions avec des flluides émanant du magma dioritique (faciès hétérogène TAM 34 ou diorite TAG 131 traversée de "colonnettes" de granites). En règle générale, les cœurs des cristaux sont moins transformés (moins actinolitiques) que les bordures (Tab. XII à XV, annexe III).

3.4.2.3 - Compositions chimiques et évolutions

La figure II.28 rassemble les variations significatives de quelques éléments les uns par rapport aux autres. Examinons donc ces compositions chimiques.

En plus des variations visibles dans les diagrammes de nomenclature (Fig. II.27) qui montrent que les méladiorites ont les amphiboles les plus riches en Na, K (voire Mg) et les plus pauvres en Si par rapport à celles des autres diorites, les variations des autres éléments sont apparentes dans les formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes.

En position tétraédrique, AlIV suffit à saturer le site et Si augmente des diorites les plus basiques vers les diorites quartzifères.

En position C, AlVI semble diminuer des amphiboles hétérogènes aux méladiorites. Les teneurs en Al total varient à 1.8 dans les méladiorites à moins 1 dans les diorites hétérogènes et elles se situent entre ces deux valeurs dans les autres faciès, avec quelques teneurs également basses en Alt. Les teneurs en Fe^{3+} ne semblent pas obéir à une règle nette ; par contre, il y a une substitution entre Mg^{2+} et Fe^{2+} (Fig. II.28) mais, contrairement à ce que l'on pouvait penser, Mg est plus élevé dans des diorites communes (TAG 131) que dans les méladiorites. Ti varie entre 0.02 et 0.22, les méladiorites étant les plus riches et les actinotes des diorites hétérogènes les plus pauvres.

En position B et A, Ca reste à peu près constant dans tout le groupe des diorites et oscille entre 1.75 et 1.97 u. f. s. La tendance déjà observée dans les gabbros se retrouve dans les diorites. Ce sont les termes les plus basiques qui ont les amphiboles les plus sodipotassiques.

Une seule analyse d'amphibole de la diorite microgrenue TAG 130 ne permet pas de dire si les amphiboles de cette roche se rapprochent plus de celles des méladiorites que de celles des diorites communes.

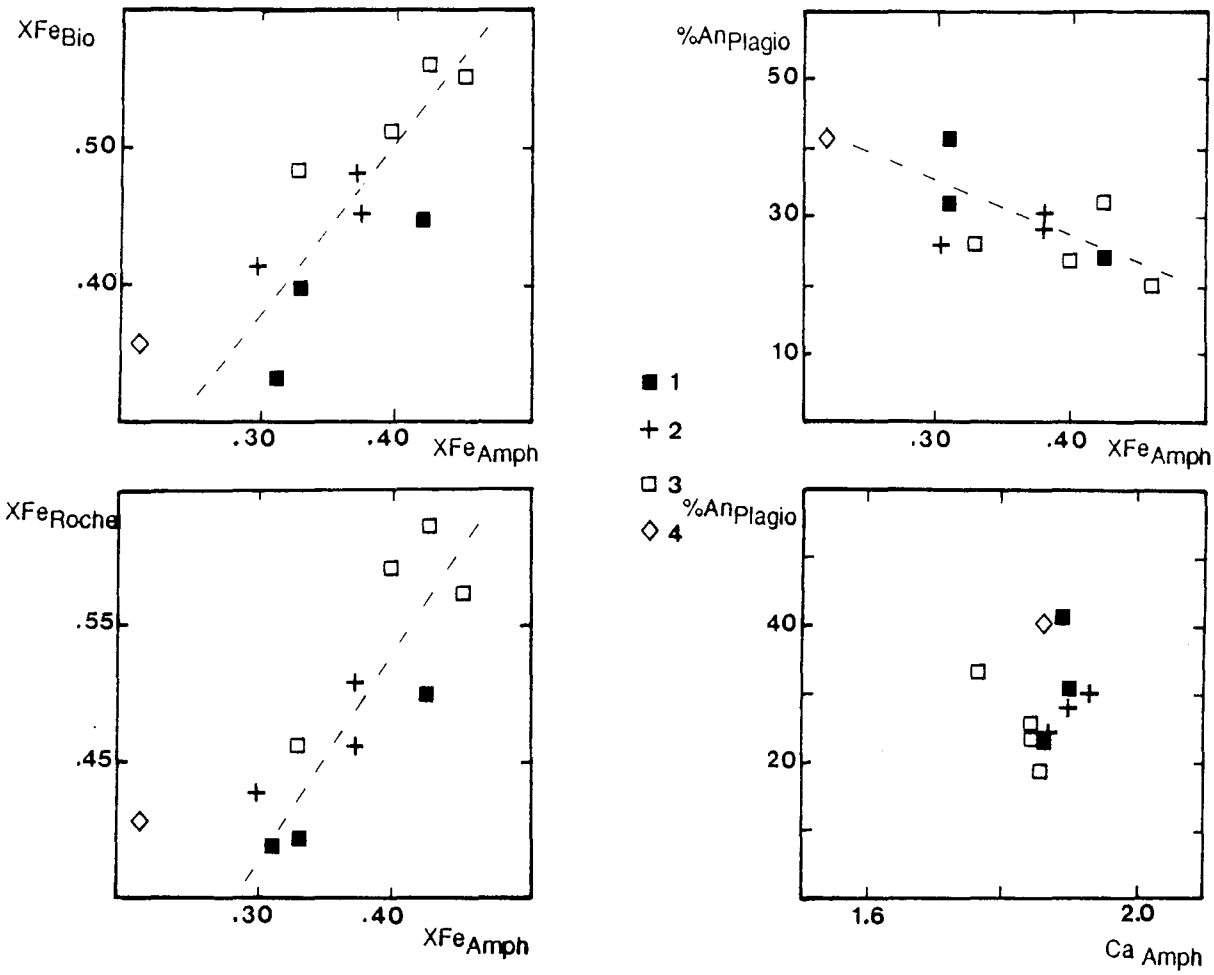


Figure II.29 - Relations entre quelques indices (moyennes) des amphiboles et des autres silicates des diorites. 1 : méladiorite ; 2 : diorite commune ; 3 : diorite hetérogène ; 4 : diorite microgrenue TAG 130.

3.4.2.4 - Relations avec les autres silicates

Les dessins des lames minces de la figure II.26 illustrent les relations particulières entre l'amphibole d'une part, et le pyroxène, la biotite et le sphène, d'autre part. Il est inutile de revenir sur les reliques plus ou moins importantes et dendriformes de pyroxène au cœur des hornblendes et souvent en continuité optique avec elles (Fig. II.26 a à c) et qui traduisent une transformation du clinopyroxène (augite) en hornblende magnésienne. Dans la méladiorite TAG 124, il existe une association de l'amphibole avec la biotite, le quartz et l'ilménite et le sphène. Ce dernier minéral se développe le long des clivages de l'amphibole et gagne progressivement tout le cristal (Figs. II.26 f et g). Cette réaction de remplacement de l'amphibole par le sphène, qui traduit l'adaptation de l'amphibole aux conditions changeantes de P et T, a souvent été décrite (cf. en particulier Pons, 1982) :

Hornblende + liquide (K_2O) ------> biotite + sphène + opaques + quartz.

Si le sphène est bien réactionnel, comme cela semble être le cas, cela indique que la biotite, les opaques et le quartz inclus dans certains cristaux d'amphibole, sont aussi réactionnels. Ceci semble être confirmé par le développement de biotites le long des clivages de certaines hornblendes (Fig. II.26e).

Plus normalement, la biotite et l'amphibole automorphes sont associées dans toutes les diorites avec un rapport modal amphibole / biotite qui diminue, des termes les plus basiques aux termes les plus acides.

Au point de vue chimique, les comparaisons entre les différents minéraux des diorites (Fig. II.29) montrent qu'il existe des corrélations positives entre le XFe des amphiboles et celui des biotites ou celui de la roche. **L'évolution des amphiboles se fait donc comme celle des biotites en fonction des teneurs en fer du magma.** Par contre, les teneurs en calcium des amphiboles sont indépendantes du XFe de la roche, pris comme indice de différenciation, et sont constantes quel que soit les teneurs en anorthite des plagioclases.

3.4.3 - Biotites

3.4.3.1 - Habitus et nomenclature

Le pourcentage de la biotite dans les diorites varie entre 11,2 et 17,7 % et ceci quel que soit le faciès (Tabl. II.1). Au microscope, cette biotite est pléochroïque dans les tons bruns plus ou moins foncés. Automorphe à subautomorphe, elle commence à cristalliser plutôt avant l'amphibole dans les méladiorites et les diorites hétérogènes et en même

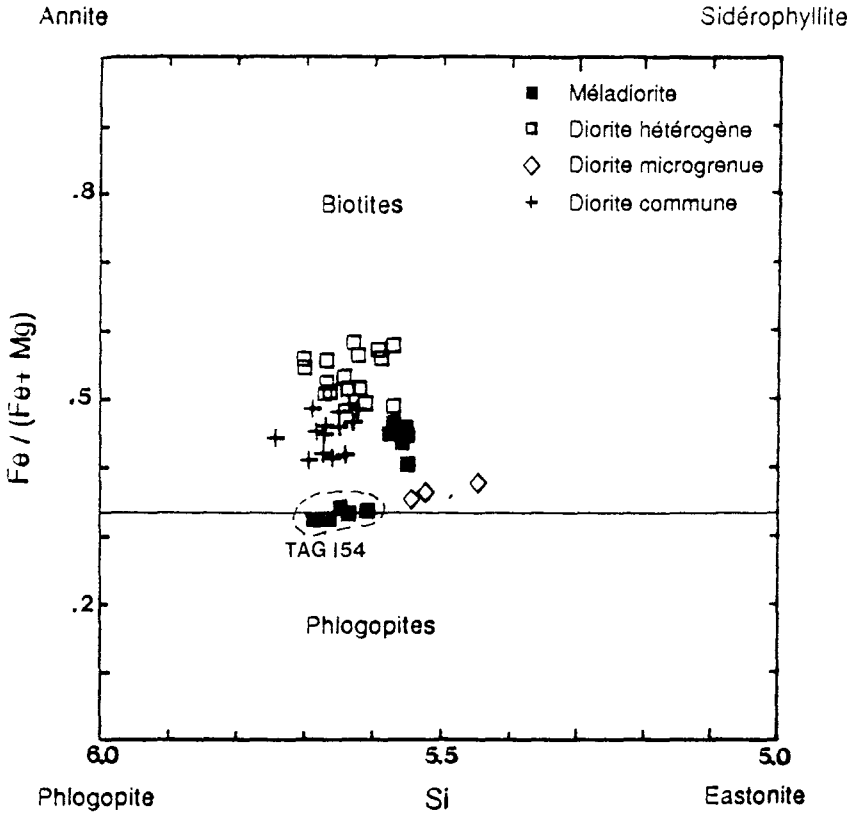


Figure II.30 - Diagramme Si - XFe de classification des micas des diorites

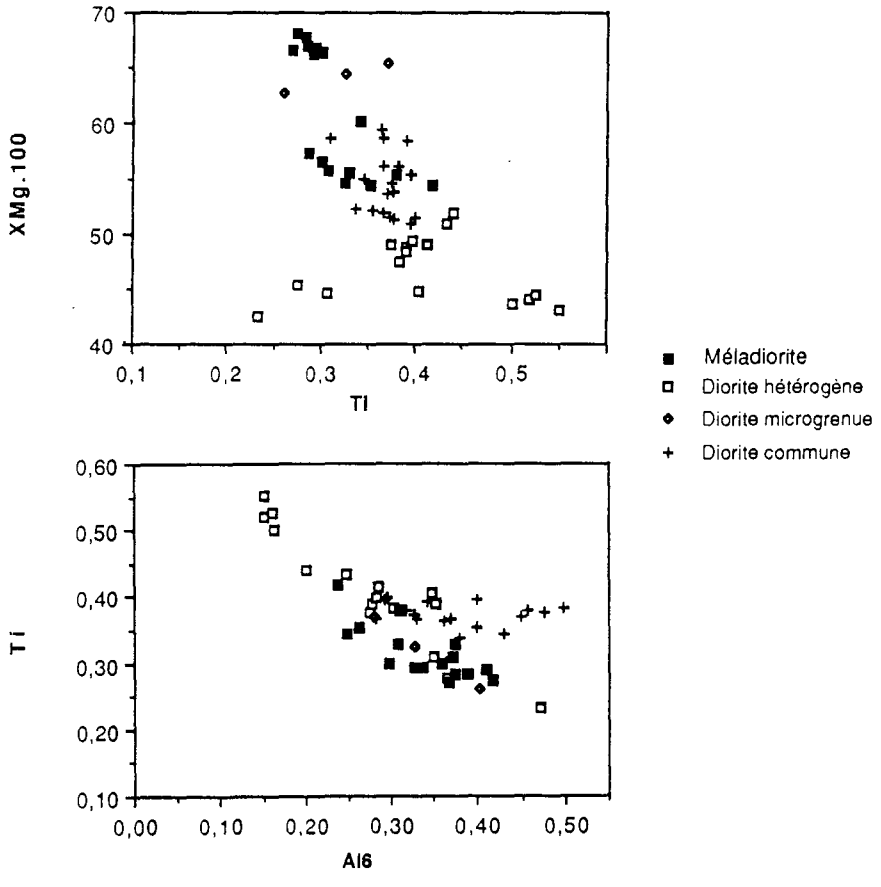


Figure II.31 - Diagrammes XMg / Ti et Ti / AlVI des biotites des diorites.

temps dans les diorites communes. Les biotites sont en général très saines mais dans les diorites hétérogènes, elles peuvent être transformées en chlorites.

Dans le diagramme de classification de la figure II.30, les micas des diorites se placent dans le domaine des biotites, plus proches du pôle annite que du pôle sidérophyllite. Quelques analyses des micas de la méladiorite TAG 154 tombent dans le champ des phlogopites.

3.4.3.2 - Compositions chimiques et évolution

En position tétraédrique (Z), Al suffit à saturer le site ; en position dioctaédrique (Y), AlIV varie de 0.151 à 0.499. La substitution Mg par Fe est la plus grande dans les diorites hétérogènes. Ti varie de 0.232 à 0.551.

En position interfoliaire (Z), K est assez constant et ne subit aucune substitution importante avec Na, comme cela est le cas dans les gabbros. Même dans les amphiboles magnésiennes de la méladiorite TAG 154, **les teneurs en Na_2O sont négligeables par rapport à celles des phlogopites des gabbros**. Cette particularité est, parmi d'autres, une différence importante entre gabbros et méladiorites.

Les diagrammes de la figure II.31 résument les variations significatives des biotites des diorites. Leurs compositions sont caractérisées par des hautes teneurs en Ti et Al et des teneurs en Mg variables. Les méladiorites ont les biotites les plus magnésiennes et les diorites hétérogènes ont les biotites les plus ferrifères. Entre les deux, les biotites des diorites communes ont une composition intermédiaire. Pour un même échantillon, les biotites sont assez homogènes. Les cristaux ne sont pas véritablement zonés, mais présentent seulement une **légère augmentation de Al total vers leur périphérie.** Les teneurs en Ti sont plus élevées dans les diorites hétérogènes (GOU 17 par exemple) qui contiennent des pyroxènes, que dans les diorites à amphiboles seules. D'après Albuquerque (1973), les hautes températures favorisent l'entrée du Ti dans la structure de la biotite. On peut donc penser que les biotites des diorites hétérogènes à pyroxène se sont formées à plus haute température que les biotites à amphibole seule. Toutefois, les biotites des méladiorites sont pauvres en TiO_2 comme le sont les méladiorites elles-mêmes et également les gabbros. Or, il est difficile de penser que les micas des méladiorites et des gabbros aient cristallisé à plus basse température que ceux des diorites hétérogènes. Il faut donc envisager que le stock de TiO_2 disponible dans le magma était supérieur au moment de la cristallisation des biotites des diorites hétérogènes. Les diorites communes qui ont des biotites plus titanifères que celles des méladiorites ont cristallisé à partir d'un magma également plus riche en TiO_2 que les méladiorites. Les biotites de la diorite microgrenue TAG 130 s'apparentent aux biotites des méladiorites.

3.4.3.3 - Relations avec les autres silicates

Les teneurs en AlVI décroissent avec l'augmentation des teneurs en silice de la roche hôte, ce qui va à l'encontre des observations faites dans d'autres complexes calco-alcalins (Fabries et al., 1984). Par contre, le XFe de la biotite varie dans le même sens que celui de l'amphibole (cf. Fig. II.29) et que celui de la roche hôte, et de façon inverse avec le pourcentage d'anorthite des plagioclases des mêmes roches (Fig. II.32).

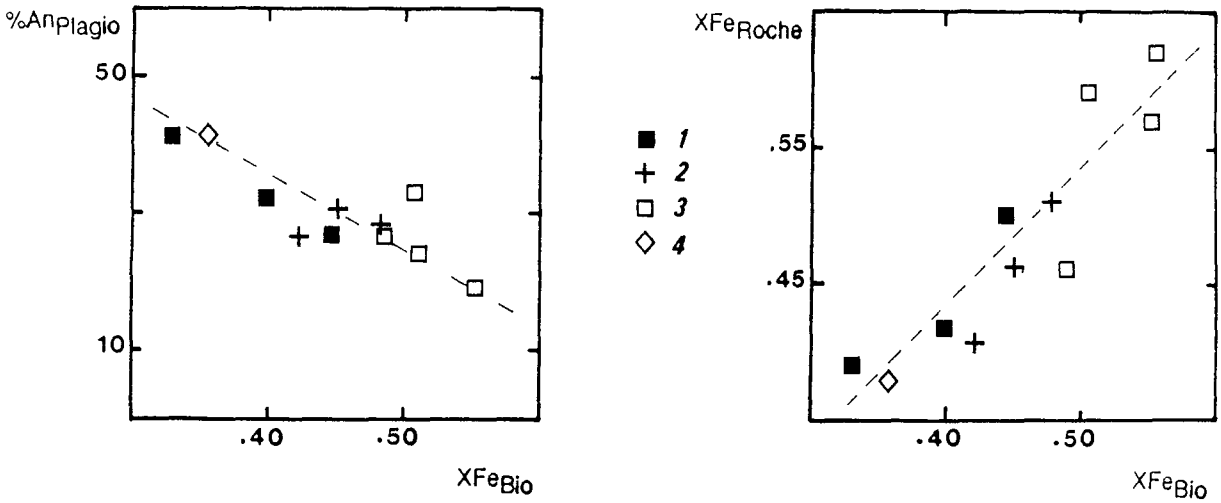


Figure II.32 - Variations du XFe (moyennes) des biotites en fonction du % d'An des plagioclases et du XFe des diorites. 1 : méladiorite ; 2 : diorite commune; 3 : diorite hetérogène ; 4 : diorite microgrenue TAG 130.

3.4.4 - Plagioclases

L'étude des plagioclases des diorites n'a pas été très détaillée, en particulier en ce qui concerne leurs analyses à la microsonde. Aucun feldspath potassique n'a été analysé, alors qu'au microscope optique ce minéral a été identifié avec certitude dans les faciès hétérogènes où il ne constitue toujours qu'une faible fraction de la roche (inférieure à quelques %).

3.4.4.1 - Habitus

Le pourcentage modal des plagioclases varie de 40 % à 65,9 % depuis les méladiorites jusqu'aux diorites hétérogènes. Généralement automorphes, leur taille varie de 0,5 mm à quelques centimètres dans les variétés porphyroïdes. Ils apparaissent dans la roche à peu près en même temps que les amphiboles et les biotites (Tabl. II.7). La figure II.33 rassemble quelques caractéristiques des plagioclases :

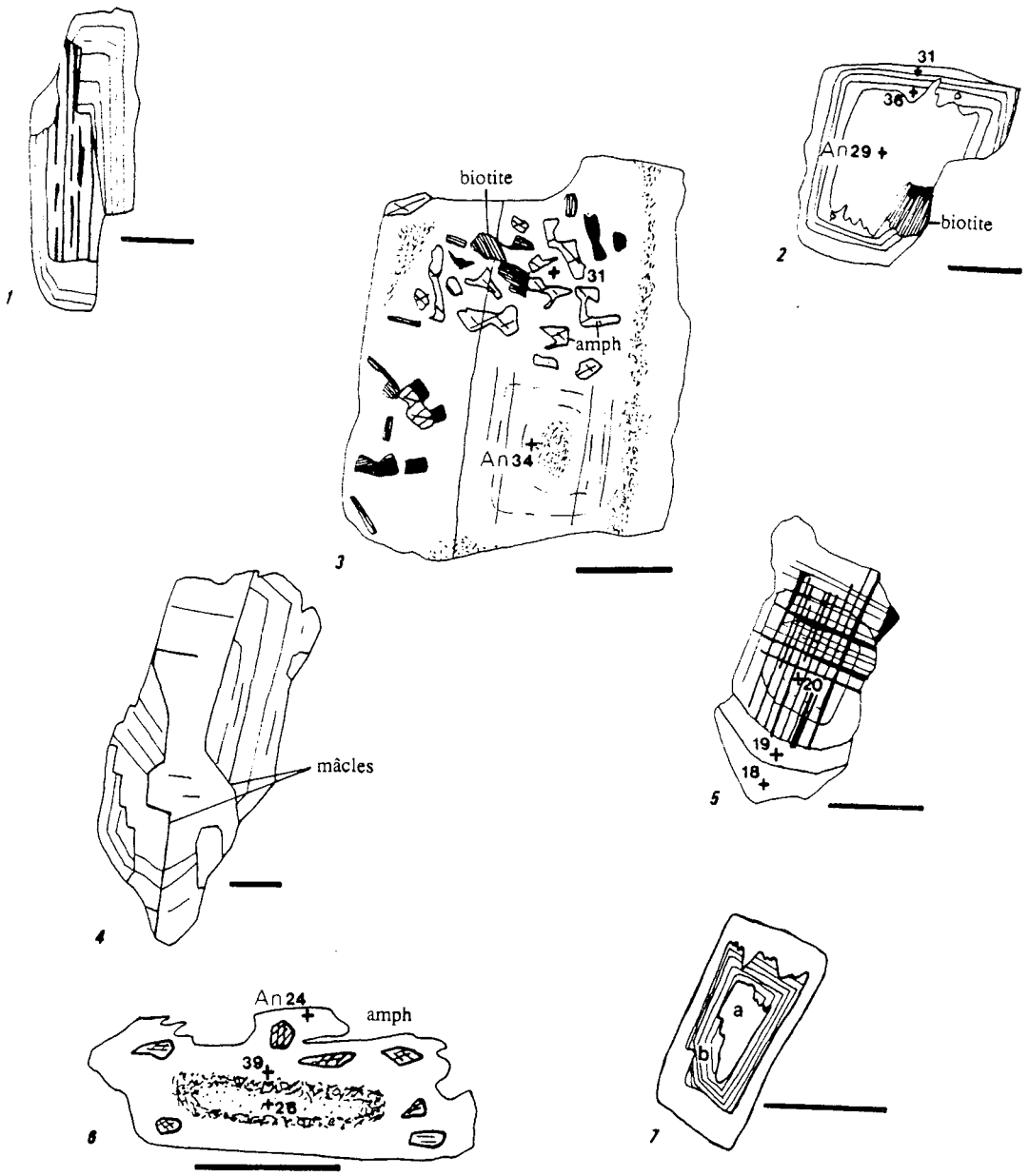


Figure II.33 - Habitus des plagioclases des diorites. La barre d'échelle équivaut à 1 mm. Les croix représentent les points d'analyse à la microsonde, et les chiffres correspondent au % en anorthite.

1- GOU 17 : mâcles fines et régulières au centre du cristal et zoning à l'extérieur ; **2** - GOU 17 : cœur corrodé dépourvu de mâcles, entouré d'une bordure légèrement zonée. **3** - TAG 131 : squelette d'amphibole associée à de la biotite et des opaques dans un plagioclase dont le cœur est discrètement zoné et dépourvu d'inclusions. **4** - TAG 151 : association complexe de mâcles et d'une zonation. **5** - TAM 34 : léger zoning dans un cristal présentant les mâcles de l'albite et du péricline. **6** - TAG 20 : cristal à bordure limpide avec des inclusions d'amphibole et biotite et à cœur zoné sans inclusions ; entre les 2, une auréole d'inclusions submicroscopiques d'opaques, sphène silicates divers. Le zonage de composition est probablement accentué par une légère altération du cœur. (NB : les amphiboles soulignent une fluidalité à l'intérieur du cristal qui est en accordance avec la fluidalité à l'extérieur et qui est parallèle à l'allongement du plagioclase) **7** - KMA 29 : plagioclase à double cœur corrodé. Seul le cœur b est finement zoné.

- la zonation est en général peu marquée (Fig. II.33 1, 2 et 4), les mâcles sont celles de l'albite et seuls quelques plagioclases ont les deux systèmes: albite et péricline (Fig. II.33 5),
- les cœurs des cristaux sont souvent corrodés et parfois emboîtés (Fig.II.33 7), et ils contiennent rarement des inclusions ; par contre, les bordures (Fig. II.33 2 et 6) en sont fréquemment pourvues. Les inclusions s'orientent dans ce dernier cas parallèlement à la fluidalité de la roche hôte (Fig. II.33 6),
- le plagioclase de la diorite TAG 20, avec une auréole pigmentée, submicroscopique, séparant deux zones à inclusions et compositions différentes suggère une cristallisation complexe en plusieurs étapes (profondeurs) différentes (Fig. II.33 6),
- les amphiboles peuvent former des individus "squelettiques" monocristallins dans les plagioclases, ce qui indique une syncristallisation des deux minéraux, identique à la syncristallisation des pyroxènes dans les plagioclases des gabbros, mais à la différence de ces derniers, cette syncristallisation s'est faite, pour les plagioclases, tardivement sur les bordures du cristal (Fig. II.33 3),
- quelques faciès, en particulier les diorites hétérogènes, ont des plagioclases entourés d'une concentration d'amphiboles (Photo. 8, Pl. IV) qui évoque des cristaux en déséquilibre avec leur matrice et donc une nécessaire introduction mécanique de ces plagioclases à partir d'un magma plus acide. Le fait que ces diorites soientt relativement altérées ne permet pas de savoir si les plagioclases de la matrice ont des compositions significativement différentes de celles des "xénocristaux".

3.4.4.2 - Compositions chimiques et variations

Les tableaux XIX à XXI, annexe III, rassemblent les analyses des plagioclases des diorites. Le pourcentage d'anorthite varie de An 52 dans le cœur d'un cristal de la méladiorite TAG 154, à An 7 dans la bordure d'un cristal de la diorite commune TAG 131. En moyenne, ce pourcentage se situe aux environs de An 30-35. Par rapport aux gabbros, et ceci même dans les diorites les plus mafiques, le pourcentage d'anorthite est moins élevé excepté toutefois dans quelques cœurs de cristaux (cf. TAG 154). Les teneurs les plus albitiques ont été mesurées sur les bordures des minéraux dans des roches prélevées à proximité de granitoïdes. La question suivante reste posée : ces teneurs albitiques sont-elles dues à des réajustements ou des échanges avec le magma acide ou s'agit-il, comme dans les gabbros, d'une tendance sodique initiale du magma dioritique ? Le fait que ce sont ces mêmes plagioclases qui présentent les teneurs les plus élevées en orthose (jusqu'à 2 %) laisserait plutôt à penser que la 1ère hypothèse est la bonne, mais seule une étude détaillée à la microsonde des plagioclases des méladiorites permettrait de

lever l'incertitude. La diorite microgrenue TAG 130 contient des plagioclases dont la teneur en anorthite varie de An 38 à An 45, ce qui rapproche plus cette roche des méladiorites que des diorites communes.

Le zoning de composition des plagioclases n'est pas très marqué ; il est souvent oscillatoire et parfois inverse. Ce sont les faciès les plus basiques qui semblent avoir les intervalles de pourcentage d'anorthite les plus élevés, si l'on excepte les bordures sodiques des deux échantillons cités ci-dessus. La non-zonation des plagioclases de la diorite en enclave TAG 45 illustre une cristallisation à l'équilibre alors que les zonations oscillatoires observées dans TAG 154 illustrent une cristallisation hors équilibre et sous des conditions physico-chimiques variables.

Les relations chimiques des plagioclases avec les autres minéraux ont été décrites précédemment. Rappelons que le pourcentage d'anorthite varie de façon inverse avec les rapports Fe / Fe + Mg des amphiboles (Fig. II.29) et des biotites (Fig. II.32). Il en est globalement de même avec le rapport XFe de la roche hôte (Fig. II.34).

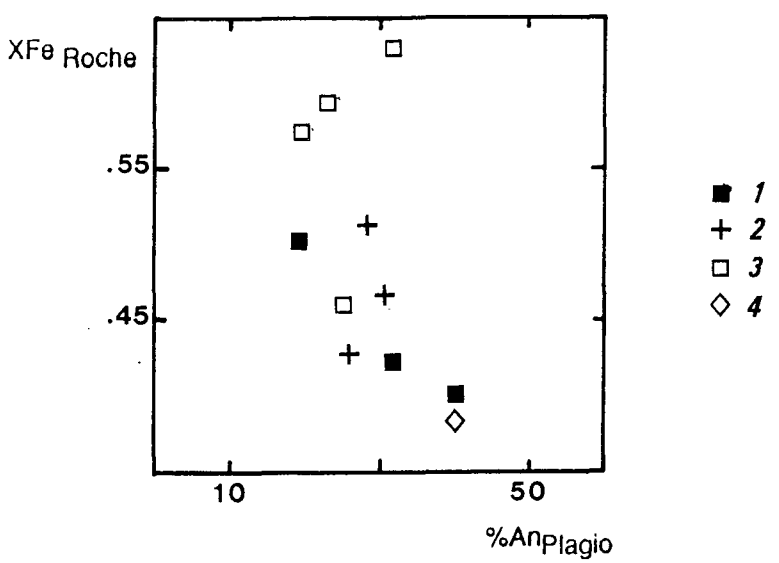


Figure II.34 - Variations du pourcentage en anorthite du plagioclase (moyennes) en fonction du XFe de la roche hôte. **1** : méladiorite ; **2** : diorite commune ; **3** : diorite hétérogène ; **4** : diorite microgrenue.

3.4.5 - Les autres minéraux des diorites

Le quartz

Il est présent dans les diorites communes et hétérogènes uniquement sous forme interstitielle et xénomorphe même dans des roches à XFe et pourcentage de SiO_2 assez bas, telles que TAG 45 et TAM 34. Le groupe des méladiorites est caractérisé par l'absence totale de quartz. De plus, contrairement à ce qui a été observé à Ploumanac'h (Barrière, 1977) et dans les autres massifs associant roches basiques et acides, les diorites (y compris les diorites hétérogènes) ne contiennent pas d'ocelles blindées de quartz.

L'apatite

Comme le sphène, elle est présente dans tous les faciès des diorites sous forme d'aiguilles automorphes dont les élongations (rapport longueur / largeur) peuvent atteindre 40. Ce qui traduit d'après Didier (1987) une cristallisation rapide de ces minéraux. Cette élongation est supérieure à celle des apatites des gabbros.

Les oxydes et les autres minéraux

Le tableau XXII, annexe III, rassemble les analyses des minéraux opaques plus le rutile. Il s'agit principalement d'**ilménite et d'hématite**. Certains termes de la série dioritique contiennent des sulfures tels que pyrite et pyrrhotite. Une recherche systématique en lumière réfléchie de magnétite primaire n'a pas donné de résultats. Le seul oxyde ferrotitané est de l'ilménite. Le test à l'aimant sur les granulats des diorites montre également que ces roches contiennent **peu de magnétite**.

Les zircons

Assez fréquents, ils n'ont pas été étudiés ici, mais Pupin (1976) a pu déterminer sur quelques échantillons de H. et G. Termier un indice IT, marquant le développement des prismes, avec une valeur aux alentours de 550 ; ce qui lui permet de proposer pour ce minéral des températures de cristallisation comprises entre 750 et 825°C et ceci quelque soit le faciès diorite ou granitoïde. Aucune précision n'est donnée sur l'indice IA qui aurait pu permettre de définir le type de lignée auquel appartiennent ces roches.

Le sphène

L'abondance de ce minéral est remarquable dans le groupe des diorites. Il peut représenter jusqu'à 3 % de la roche et ses cristaux de couleur miel sont fréquemment visibles à l'oeil nu. Généralement, il est automorphe et cristallise très précocement dans

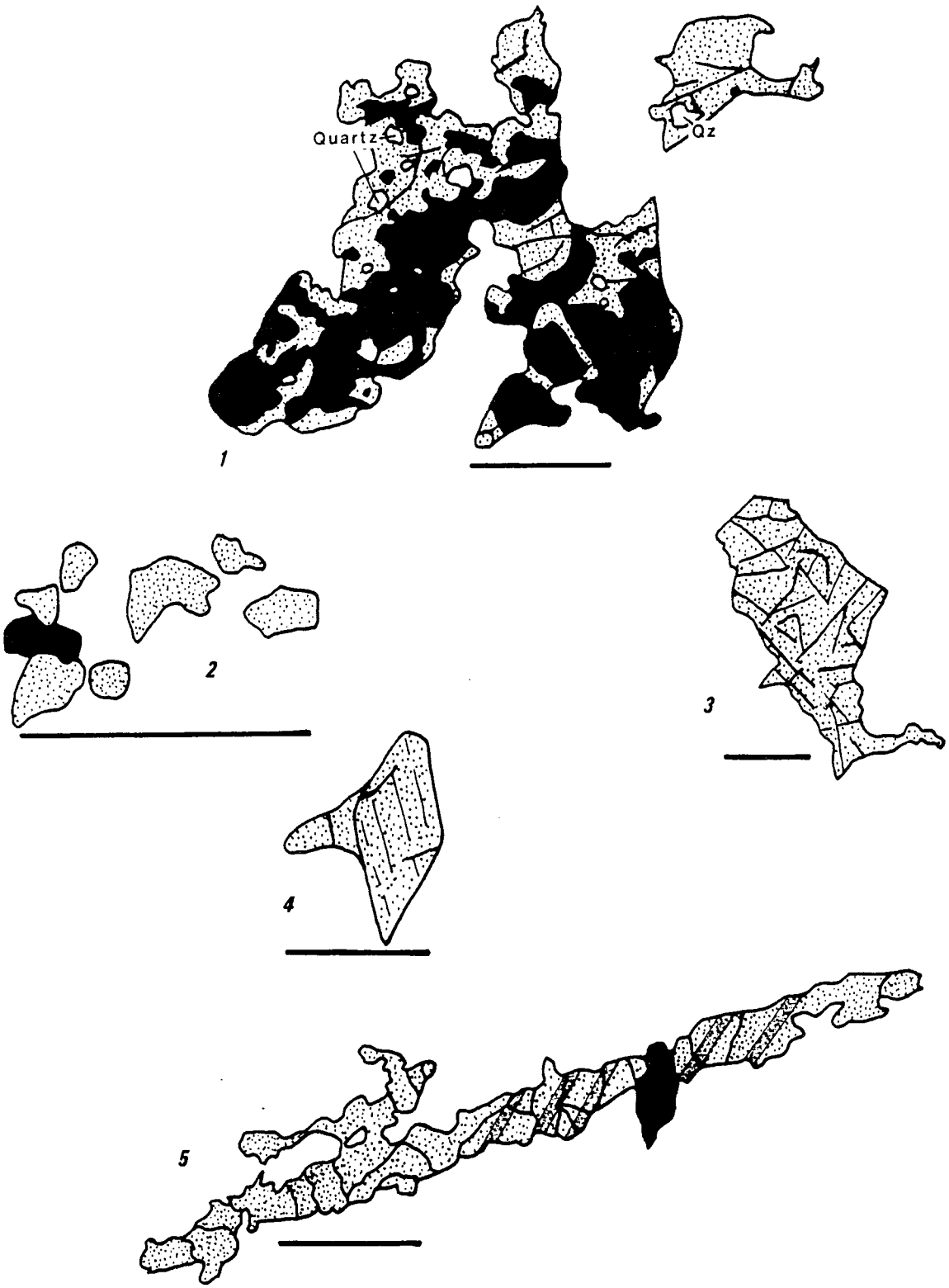


Figure II.35 - Différents aspects du sphène dans les diorites. La barre d'échelle représente 1 mm. **1** - TAG 152 : auréole de sphène associé à du quartz autour d'ilménite. **2** - TAG 151 : granules de sphène xénomorphes des diorites hétérogènes. **3** - TAM 34 : sphène interstitiel. Dans la même roche, existent de nombreux sphènes automorphes ou associés à de l'ilménite. **4** - TAG 45 : sphène automorphe à clivage (110) et surcroissance. **5**- Sphène en section allongée de plusieurs millimètres et présentant la mâcle (100).

les diorites les plus évoluées (les plus quartzifères) ; sa taille peut atteindre alors quelques millimètres. Mais il peut avoir aussi des formes variées (Fig. II.35) et être :

- associé à de l'ilménite qu'il borde (variété leucoxène) ou à du quartz en inclusion, ou à des amphiboles (cf.fig. II.26) ;
- interstitiel et très tardif TAG 152 ;
- sous forme de granules en particulier dans les méladiorites.

En bref, l'on peut dire que ce minéral accompagne tous les stades de cristallisation des diorites, depuis les plus précoces jusqu'aux stades tardimagmatiques.

L'analyse ci-dessous, donnée comme exemple, montre une teneur en Al_2O_3 égale à 1,40 %, ce qui rapproche ce sphène du pôle grothite, déjà décrit dans les Vosges (Pagel, 1981) et en Corse (Rossi, 1986). Les éléments traces, les terres rares et l'eau n'ont pas été analysées. Rappelons que ces éléments peuvent représenter plusieurs % dans l'analyse d'un sphène (Deer et al, 1980).

SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	FeO	NiO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	Tot.
30.51	1.40	0.00	37.82	0.95	0.00	0.03	0.11	28.13	0.00	0.03	98.98
Si	Al	Cr	Ti	Fe2+	Ni	Mg	Mn	Ca	Na	K	Tot
4.029	0.218	0	3.755	0.105	0	0.06	0.012	3.980	0	0.005	12.110

Tableau II.8 - Analyse et fomule structurale, calculée sur la base de 20 oxygènes, d'un sphène de la diorite TAG 131.

3.5 - Conclusions

Le groupe des roches dioritiques du Massif du Tichka est très hétérogène, et seules les observations de terrain (associations, relations) permettent de classer certaines diorites quartzifères dans le groupe des diorites plutôt que dans celui des granodiorites-tonalites qui est décrit plus loin. Néanmoins, trois sous-ensembles ont pu être définis : **les méladiorites, les diorites hétérogènes et les diorites communes.** Les diorites microgrenues ont des caractéristiques minéralogiques qui semblent plus les rapprocher des méladiorites que des diorites communes. Les fluidalités magmatiques les plus marquées s'observent dans le second groupe et accessoirement dans le troisième. **Les caractères minéralogiques communs sont : la hornblende magnésienne, la biotite, le plagioclase oligoclase-andésine et le sphène. Le cpx y est rare sauf sous forme de reliques au cœur de certaines amphiboles des faciès hétérogènes.** Les minéraux des méladiorites (par exemple le cœur des plagioclases ou le rapport Fe / Fe + Mg des biotites ou des amphiboles) ont des affinités avec les minéraux de gabbros. Mais jamais les diorites ne contiennent des olivines ou des pyroxènes bien développés.

Enfin, entre les termes les plus basiques et les termes quartz-dioritiques, les passages sont progressifs, tant au point de vue composition modale que composition chimique des minéraux. Tous ces caractères permettent d'affirmer que **toutes les diorites sont génétiquement liées.**

4. - LES GRANODIORITES-TONALITES

Nous verrons dans ce paragraphe que les granodiorites sont indissociables des tonalites aussi bien sur le plan gisement que sur ceux de la pétrographie, de la minéralogie, de la géochimie. Pour cette raison et pour faciliter la lecture du texte qui suit, ***le groupe des granodiorites-tonalites sera désigné par l'abréviation GDT.***

4.1 - Gisement de terrain, structures et relations avec les autres faciès (Photos Pl.V)

Les **GDT** forment la partie la plus importante (≥ 1/3) du massif (carte au 1/50 000° en annexe). C'est pour cette raison que de nombreux auteurs antérieurs ont parlé du massif granodioritique du Tichka. Dans la partie sud du pluton, elles forment la "structure zébrée" en alternance avec les diorites. Dans la partie nord, elles sont largement prédominantes sur les autres faciès et représentent la quasi totalité de ce que, sur leur carte, H. et G. Termier ont regroupé dans le complexe à biotite - amphibole ou CBA. Les plus hauts sommets du massif : Amendach, Takoucht, Aoulime sont formés de **GDT** injectées dans ces lieux-là, de granites leucocrates.

Elles sont clairement contemporaines des diorites avec lesquelles elles ont des contacts synmagmatiques que l'on peut observer un peu partout dans le massif et dont les plus caractéristiques sont situées sur le versant sud Moulay Ali. Ces relations particulières sont étudiées dans le chapitre VI. Le fait que les **GDT** renferment des enclaves de diorites étirées, ovoïdes ou bréchiques ne signifie pas qu'elles sont postérieures au magma basique mais que l'évolution rhéologique des 2 magmas s'est faite de façon identique mais décalée dans le temps (Gasquet et Fernandez, 1988 et cf. chapitre VI de ce mémoire). Cette évolution contrastée des différents magmas en jeu permet également d'expliquer les enclaves de tonalites dans des granodiorites et de **GDT** dans des monzogranites telles qu'elles ont été observées dans la zone Tizi n'Zaikor - Takoucht et les filons décimétriques à plurimétriques qui recoupent les diorites (KMA 35, TAG 19)

Elles sont également contemporaines des monzogranites (cf. Fig. II.2d) et il est souvent très difficile de voir les limites entre les 2 faciès. **Elles sont toujours**

antérieures aux leucogranites à biotite et / ou muscovite ou aux filons aplopegmatitiques.

4.2 - Pétrographie

Ce sont des roches mésocrates à leucocrates dont le grain est assez grossier (toujours supérieur au mm et en moyenne plurimillimétrique). Leur texture est en général équigranulaire, avec parfois une légère tendance porphyroïde (mégacristaux de plagioclases).

A l'échelle de l'affleurement comme de l'échantillon, les **GDT** sont homogènes. Les variations pétrographiques ont été observées seulement à l'échelle du massif. L'amphibole (7,6 à 11 %), la biotite (9 à 13,3 %), l'oligoclase (44 à 66 %), le quartz (12 à 17 %), le sphène (≤ 1 %), l'apatite (≤ 1 %) sont les minéraux communs aux **GDT** ; seules leurs proportions changent (cf. Tab. II.1). Le microcline varie de 0 à 16,7 %. Dans la classification modale QAP (Streckeisen, 1976), ces roches se situent à la limite des champs des tonalites, des granodiorites mais aussi des diorites quartzifères (Fig. II.3).

Quelques échantillons ont une minéralogie particulière leur conférant une place à part dans le groupe des **GDT** :

- **TAG 25** qui contient de la biotite, du plagioclase et du quartz (Photo. 8, Pl. V), et qui est donc une leucotonalite dans la classification de Streckeisen,

- **TAG 105** dont le pourcentage élevé de FK est dû à des phénomènes de feldspathisation locale (voir paragraphe 4.4.5) en relation avec des granites, et qui, de ce fait, a un caractère monzonitique net (monzonite quartzifère) mais qui doit être classé dans le groupe des GDT par sa richesse en ferromagnésiens (biotite + amphibole = 41,6%).

Les minéraux apparaissant les premiers (Tab. II.9) sont les minéraux opaques et l'apatite, puis cristallisent ensuite et à peu près simultanément le plagioclase, l'amphibole et la biotite ce qui donne à la roche une texture consertale (MacKenzie et al., 1984), c'est-à-dire avec des interdigitations entre les cristaux. Viennent enfin le FK et le quartz. Le moment d'apparition du sphène (voire de l'allanite) est moins net. Automorphes et précoces, ces minéraux peuvent être aussi xénomorphes et tardifs.

PLANCHE V

- Les granodiorites -

V.1 - Aspect des granodiorites -tonalites (**g**) à l'affleurement et filon pegmatitique zoné (**pg**) recoupant un filon aplitique (**ap**).

V.2 - Etirement des diorites dans la structure de la granodiorite (**g**) à proximité d'une interface diorite - granodiorite. Piste de Kma à Souk Tnine Tigouga.

V.3 - Contact rectiligne et intrusif entre un leucogranite à biotite (**Lg**) et une granodiorite (**g**). Versant sud de l'Amendach.

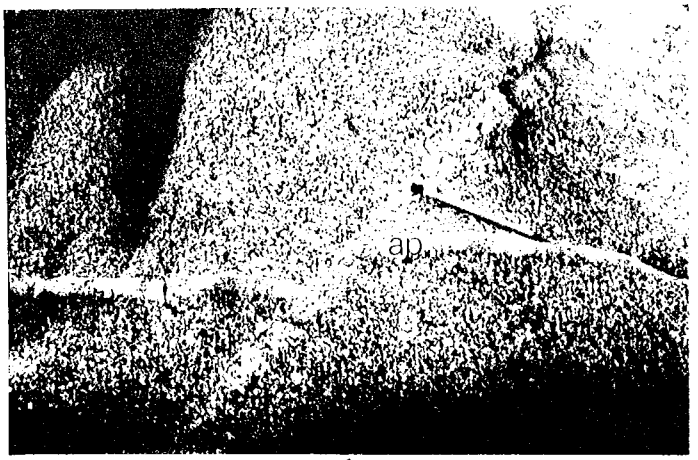
V.4 - Enclaves ovoïdes de diorite dans une granodiorite. Tizi Amguernis.

V.5 - Texture équigranulaire d'une tonalite. Ech. TAG 18.

V.6 - Texture d'une granodiorite à sphène (Sph) millimétrique. Ech. TAG 27.

V.7 - Texture porphyroide dans une tonalite. Ech. TAG 5.

V.8 - Texture équigranulaire d'une tonalite à biotite seule. Ech. TAG 25.



1



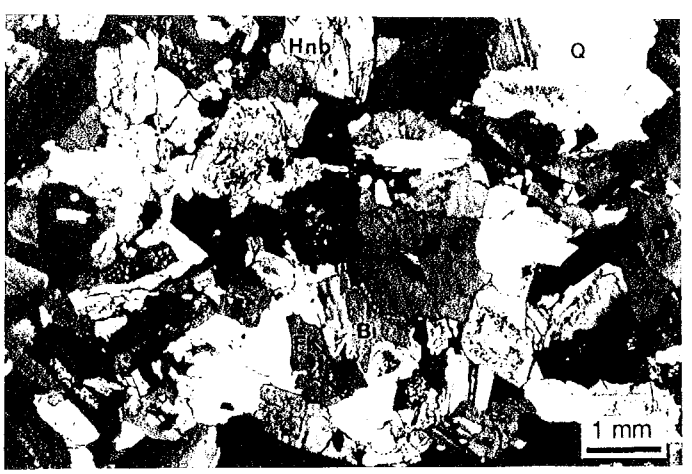
2



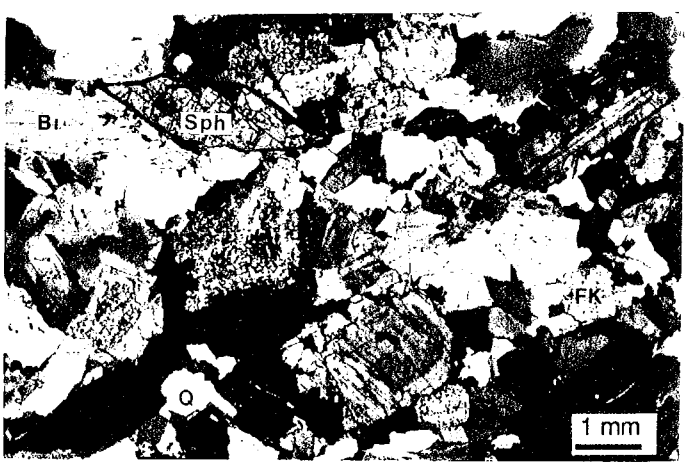
3



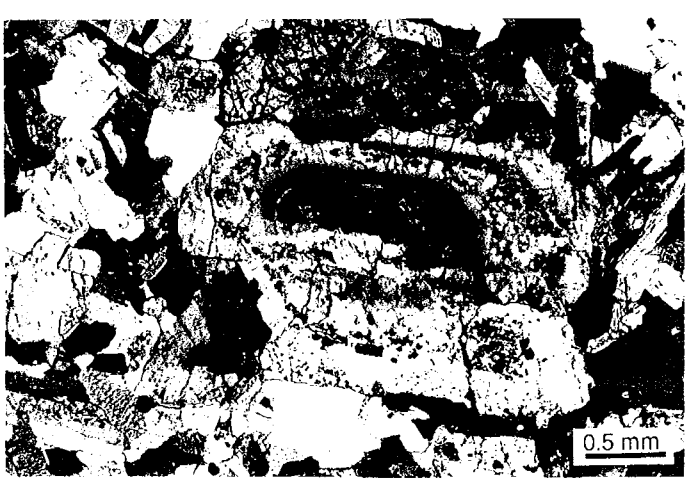
4



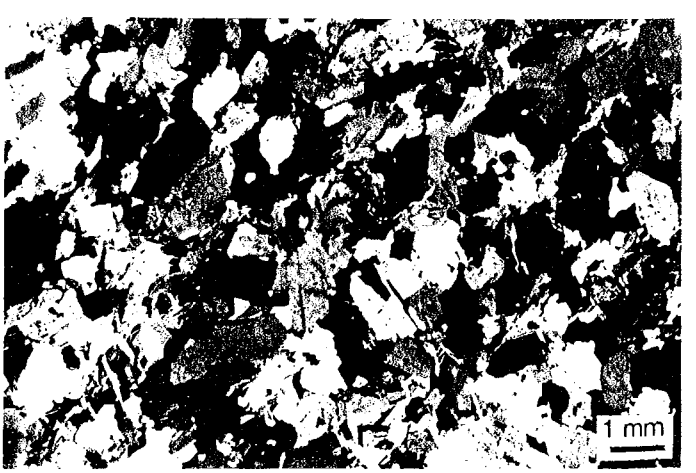
5



6



7



8

Les analyses du tableau ci-dessous révèlent une relative homogénéité des **GDT**.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Total
TAG 25	63.60	18.20	4.15	0.05	1.70	3.70	4.70	2.30	0.60	n.d.	0.62	99.62
TAG 27	63.06	16.13	4.82	0.08	2.44	4.48	4.36	1.91	0.82	0.03	1.15	99.28
TAG 79	59.42	17.59	5.57	0.09	2.66	4.96	4.83	1.86	1.19	0.30	0.88	99.35
TAM 29	62.76	17.19	5.38	0.08	1.54	4.05	5.02	2.14	0.93	0.27	0.77	100.13

Tableau II.10 - Analyses de quelques granodiorites / tonalites-types.

La roche TAG 79, bien que correspondant en toute rigueur à une diorite quartzique, a été placée parmi les **GDT** en raison de son gisement (elle enclave des diorites) de sa couleur (assez claire) et de son grain grossier. La leucotonalite TAG 25 avec une teneur relativement élevée en Al_2O_3 et K_2O et, rappelons-le, ne contenant ni amphibole ni FK, a été placée dans ce tableau des analyses de référence, car elle est représentative d'une tendance dans le groupe des **GDT** que l'on qualifiera provisoirement de biotitique.

4.3 - Structures - litages (Photos, Pl. V)

Dans le groupe des **GDT**, les structures planaires se manifestent sous la forme de fluidalités pénétratives. Celles-ci sont soulignées par les minéraux et les enclaves comme le montre la photographie ci-contre prise sur un affleurement le long de la piste de Kma à Souq Tnine, à 300 m au Nord de la cascade.

On voit sur cette photographie que la structuration des granodiorites et les relations enclaves- minéraux sont nettes. Les observations faites dans le plan XZ montrent d'après Fernandez (1984) que 3 plans existent dans la roche :

- (1) le plan de fluidalité de la roche souligné par les amphiboles ;
- (2) le plan défini par les mini-enclaves de diorite qui se comportent comme des marqueurs passifs ; ces enclaves contiennent des amphiboles qui sont en accordance avec celles de la granodiorite encaissante ;
- (3) le plan défini par les feldspaths potassiques trapus sur lesquels s'exercent un couple de rotation, et qui enregistrent un retard dans la rotation, par rapport aux autres marqueurs du fait de leur cristallisation plus tardive.

On peut donc en déduire que le régime de déformation n'était pas coaxial.

Les observations de terrain indiquent également que la structuration des **GDT** est plus importante sur les bordures du massif que dans son centre. L'intensité de la déformation n'est donc pas homogène à l'échelle du massif. L'arénisation plus poussée de la partie centrale (en particulier dans le secteur de Souq Tnine Tigouga) empêche toutefois de l'affirmer avec certitude.

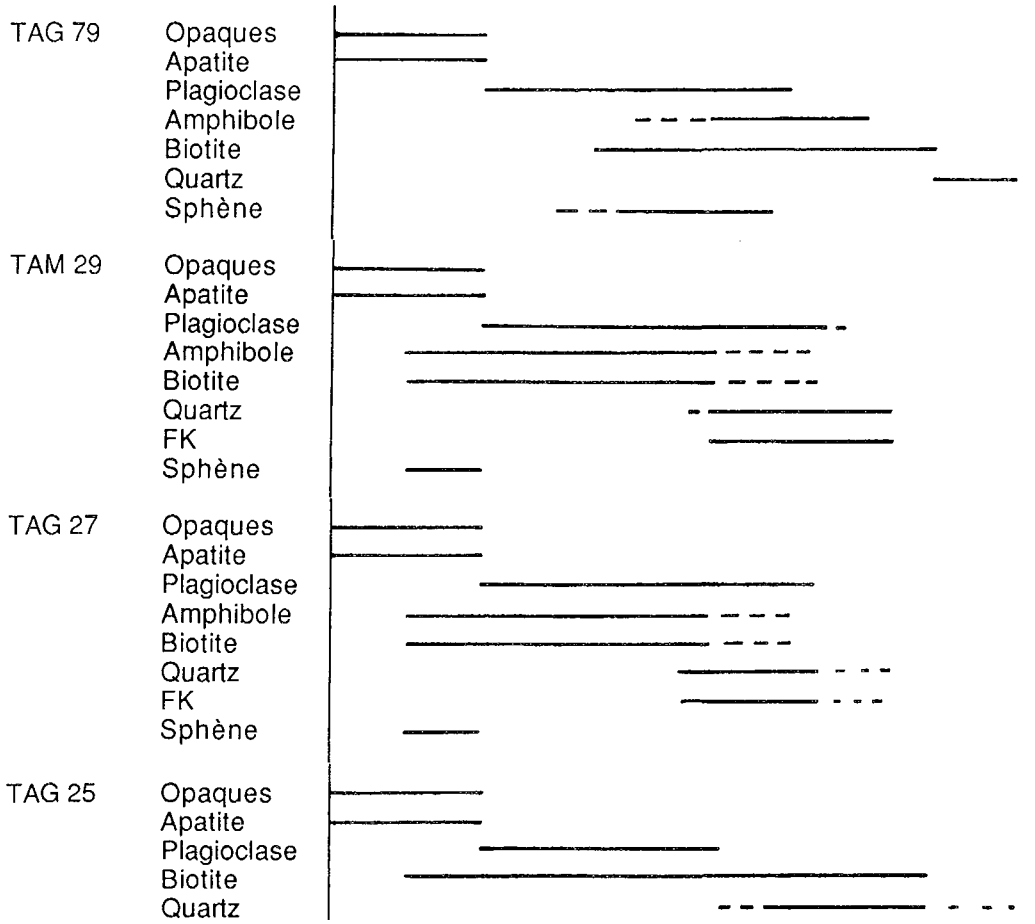
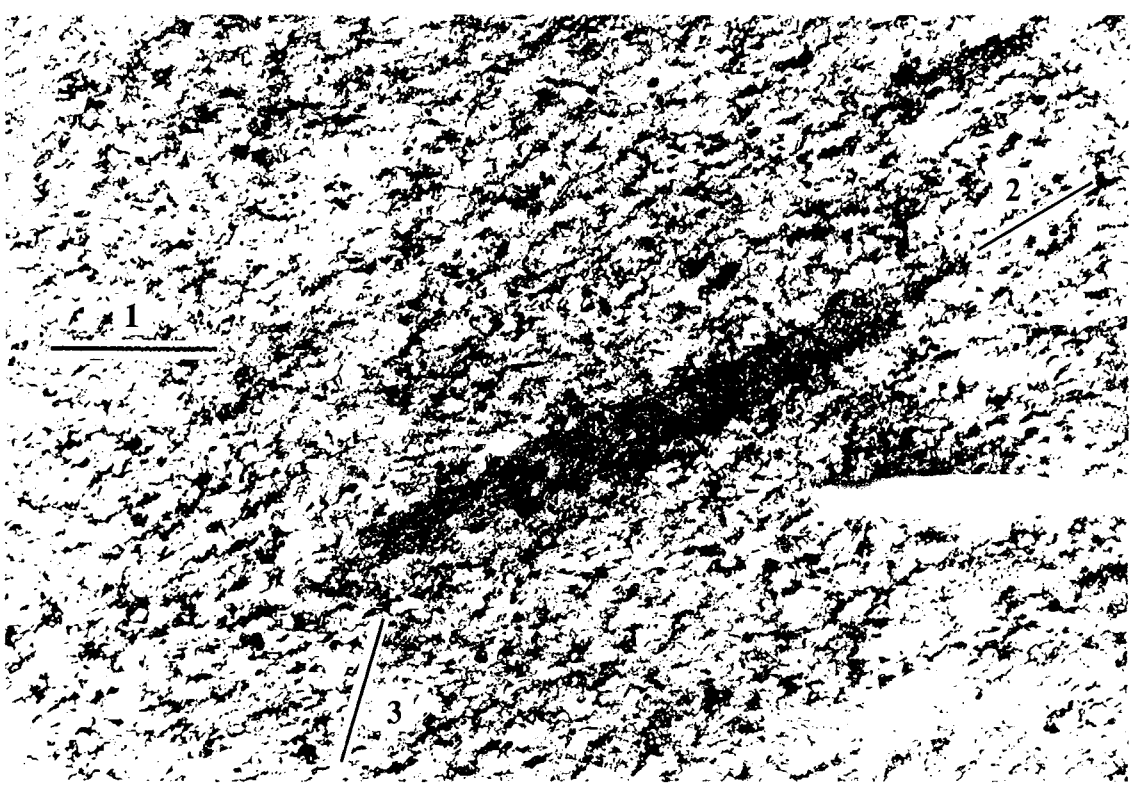


Tableau II.9 - Chronologie relative des minéraux des principaux faciès de granodiorites - tonalites. TAG 79 : tonalite ; TAM 29 : granodiorite : TAG 27 : granodiorite ; TAG 25 : leucotonalite à biotite seule.



En de rares affleurements, en particulier près des enclaves de cornéennes ou de diorite, les **GDT** montrent des concentrations frustes de traînées sombres (enrichies en minéraux ferromagnésiens) que l'on peut assimiler à des schlieren et qui sont parallèles au plan de fluidalité magmatique de la roche. L'étude de ces schlieren sera abordée dans le paragraphe concernant les monzogranites dans lesquels ils sont plus nombreux.

4.4 - Minéralogie

Amphibole, biotite et plagioclase sont les minéraux essentiels des **GDT**. Aucune trace de pyroxène n'a été décelée dans ces roches.

4.4.1 - Amphibole

4.4.1 1 - Habitus et nomenclature

Subautomorphe à automorphe, de couleur verte et toujours associée à la biotite voire au sphène, l'amphibole des **GDT** est une magnésio-hornblende dans la classification de Leake (1978) (Fig. II.36). Néanmoins, quelques amphiboles s'écartent un peu de ce pôle, en particulier celles de l'échantillon TAM 29, qui ont des affinités avec les hornblendes de certaines diorites (Fig. II.27) et qui sont des hornblendes à tendance édénitique (ou sodique). Cette tendance se retrouve dans le cœur des cristaux de certaines autres amphiboles par exemple TAG 27-98 (Tab. XXIV, annexe III). Les analyses des amphiboles de la tonalite TAG 18 montrent que les cœurs des cristaux sont plus riches en Ca, Mg, Alt que les bordures, ce qui traduit un léger appauvrissement du magma en ces éléments ou une diminution de la pression totale d'après Hammarstrom et Zen (1986).

4.4.1 2 - Compositions chimiques et évolutions (Tab. XXIII et XXIV, Annexe III)

La figure II.37 montre les variations les plus significatives des amphiboles des **GDT**. Les compositions chimiques sont dans l'ensemble plus homogènes que celles des diorites et gabbros. Il existe toutefois des variations qui s'accompagnent de corrélations négatives entre Ti et Si d'une part, et (Na + K) du site A et Si, d'autre part. Fe^{2+} et Mg^{2+} se substituent dans le site octaédrique C. Ca, compris entre 1,8 et 1,94, est à peu près constant à l'échelle de toutes les analyses. Les amphiboles de TAM 29 sont plus riches en Na, Fe et surtout Ti et Al que celles des autres échantillons. Les variations observées dans les compositions chimiques des amphiboles des GDT ne sont pas liées à une évolution de la composition de la roche hôte depuis les tonalites jusqu'aux granodiorites. Des changements dans les conditions physiques au moment de la cristallisation de ces

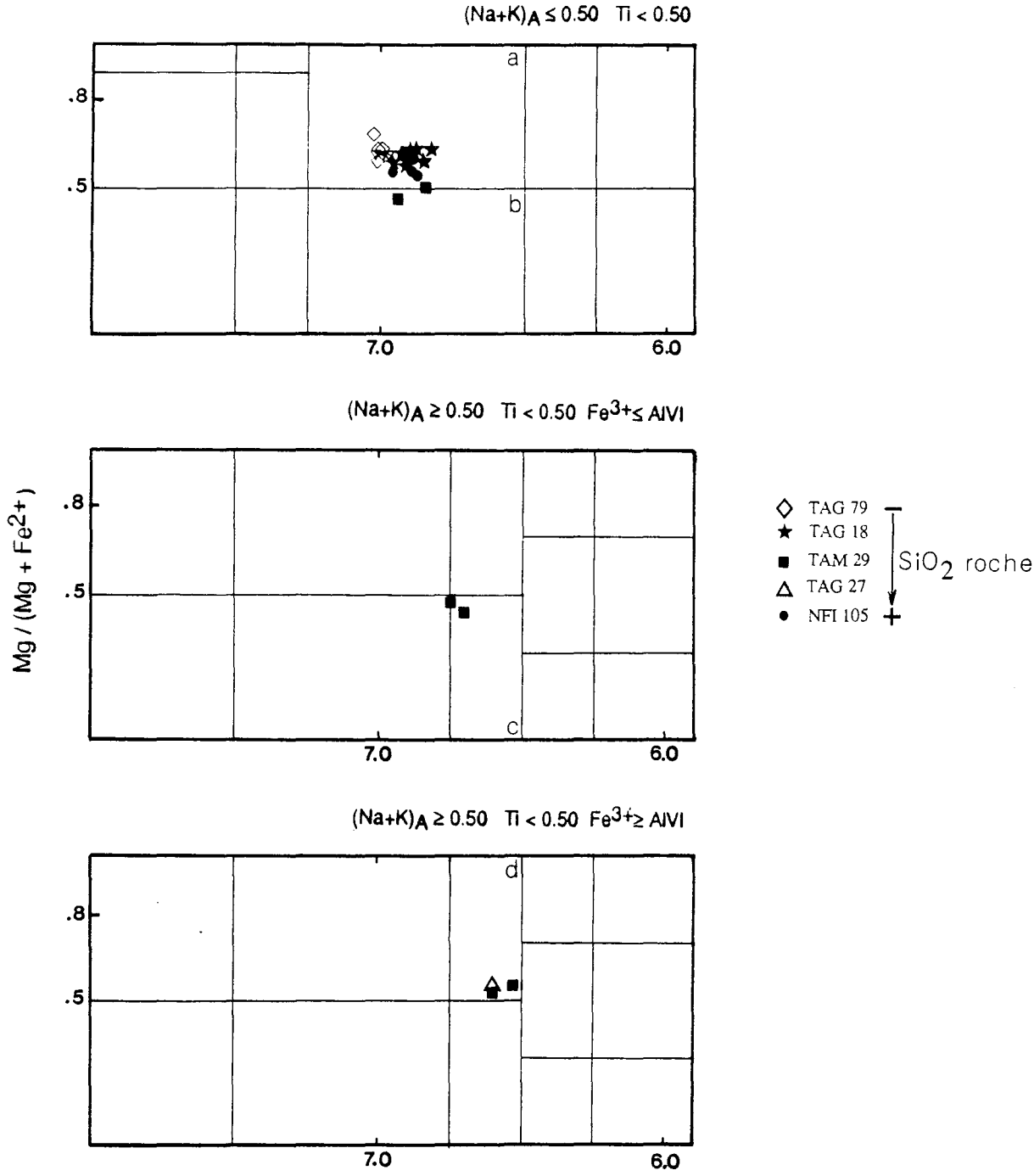


Figure II.36 - Position des amphiboles des granodiorites-tonalites dans la classification de Leake (1978).

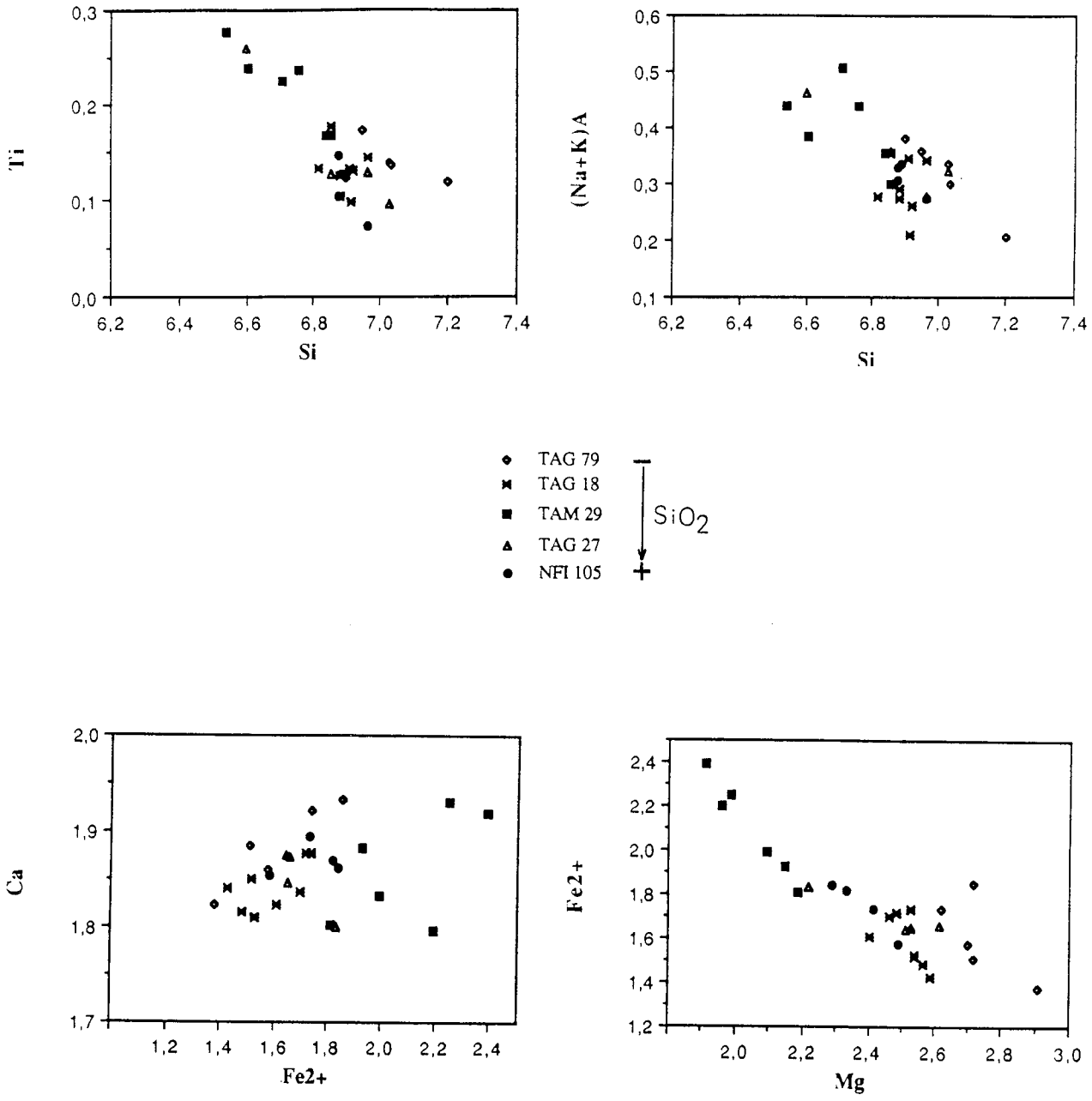


Figure II.37 - Diagrammes de variations Ti / Si, $(Na+K)_A$ / Si, Ca / $Fe2^+$, $Fe2^+$ / Mg dans les amphiboles des granodiorites-tonalites.

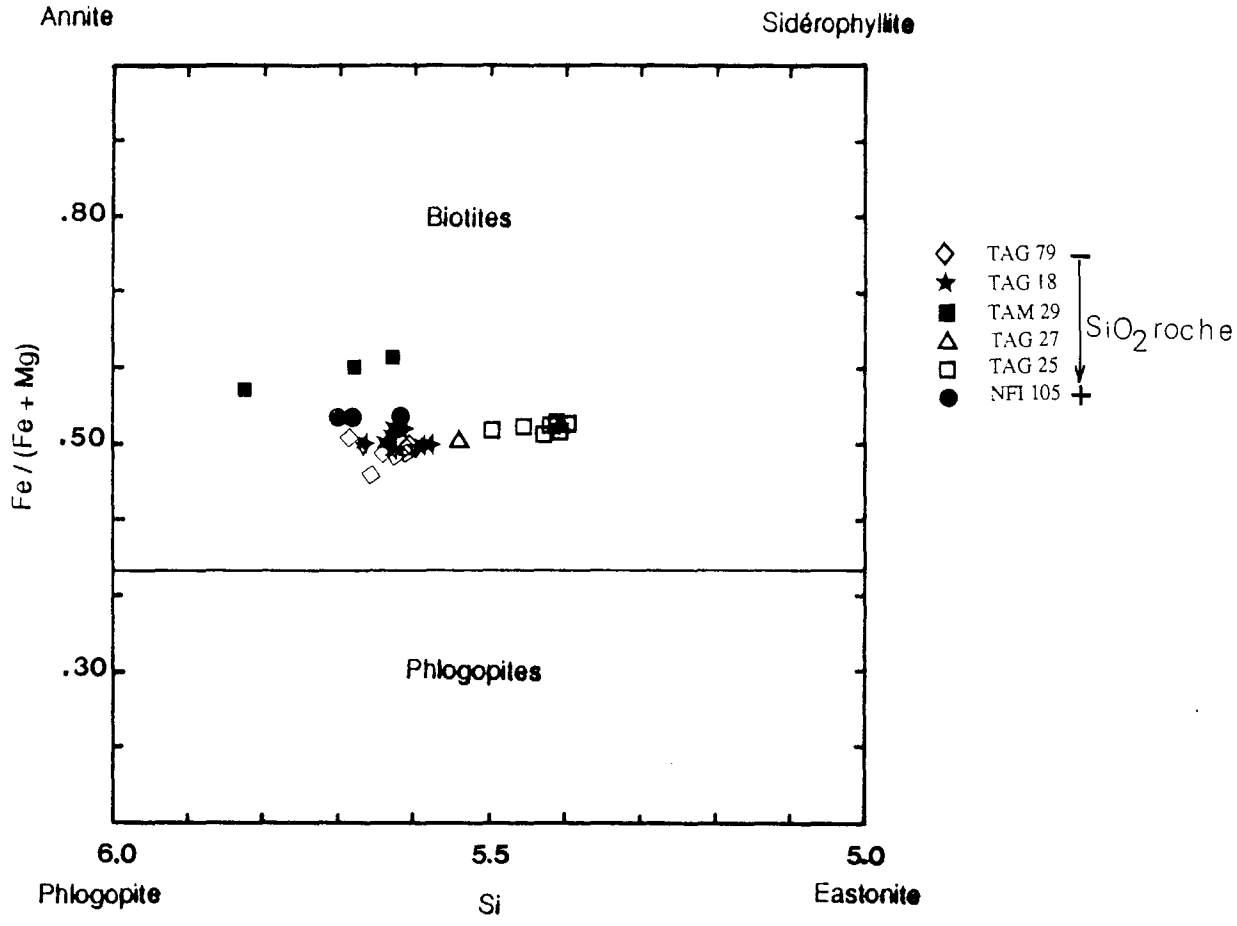


Figure II.38 - Position des biotites des granodiorites-tonalites dans le diagramme Fe / Fe+Mg - Si.

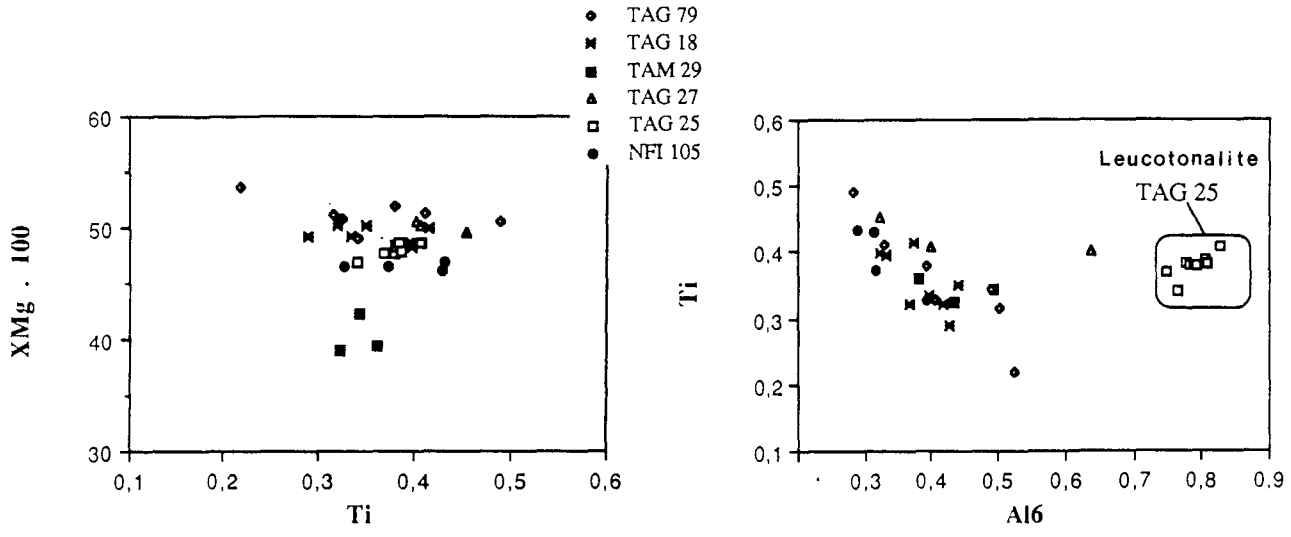


Figure II.39 - Diagrammes XMg / Ti et Ti / AlVI des biotites des GDT.

amphiboles permettent d'expliquer les variations observées (cf. Raase, 1974 ; Hammarstrom et Zen, 1986...). L'estimation de ces conditions physiques sera abordée dans le chapitre III.

4.4.2 - Biotite

Elle est subautomorphe, de taille millimétrique à plurimillimétrique et son pourcentage modal varie de 9 % à 13.3 % quand elle est associée à de la hornblende, mais il peut atteindre 21 % quand elle est seule comme dans la leucotonalite TAG 25. La somme des pourcentages de la biotite et de l'amphibole est à peu près constante entre 19.4 et 22.8 %.

Dans le diagramme de classification de la figure II.38, les biotites des **GDT** sont plus proches du pôle annite que du pôle sidérophyllite avec un XFe voisin de 0.50. Deux échantillons s'individualisent, soulignant deux tendances : l'échantillon TAM 29 qui contient des biotites plus ferreuses que les autres et l'échantillon TAG 25 des biotites plus alumineuses.

Les cristaux de biotite ne montrent pas de zonation nette (Tab. XXV et XXVI, annexe III). Ti varie de 0.217 à 0.490 pour des teneurs en Al total allant de 2.620 à 3.394. Les biotites qui ont les plus faibles teneurs en Ti sont celles qui sont les plus alumineuses, sauf pour la leucotonalite TAG 25 (Fig. II.39). La substitution Na - K, reconnue dans les gabbros, est inexistante. Comme pour les amphiboles, le rapport Fe / (Mg + Fe) des biotites est constant et aux environs de 0.50 sauf pour TAM 29 où le XFe est plus fort et égal à 0.60 (Fig. II.39).

4.4.3 - Plagioclase

En pourcentage modal, c'est ce minéral qui est le plus important dans les **GDT** puisqu'il peut atteindre 62 % de la roche, ce qui laisse supposer l'existence de phénomènes d'accumulation locale. Le pourcentage d'anorthite dans la formule structurale varie entre 19 et 35%, ce qui est comparable à celui des diorites.

Automorphe à subautomorphe, sa taille est plurimillimétrique à centimétrique, et il est très fréquemment zoné, ce qui est commun dans de telles roches. Il contient assez rarement en inclusion des minéraux ferromagnésiens et quelquefois de l'apatite. Son cœur est parfois complexe et il forme des associations pluricristallines et /ou des synneusis mal définies (Figs. II.40 et II.41) qui témoignent d'une cristallisation précoce dans le magma permettant des mouvements et accolements (Vance, 1969). La zonation des cristaux est normale ; leur cœur est formé d'andésine alors que leur bordure est

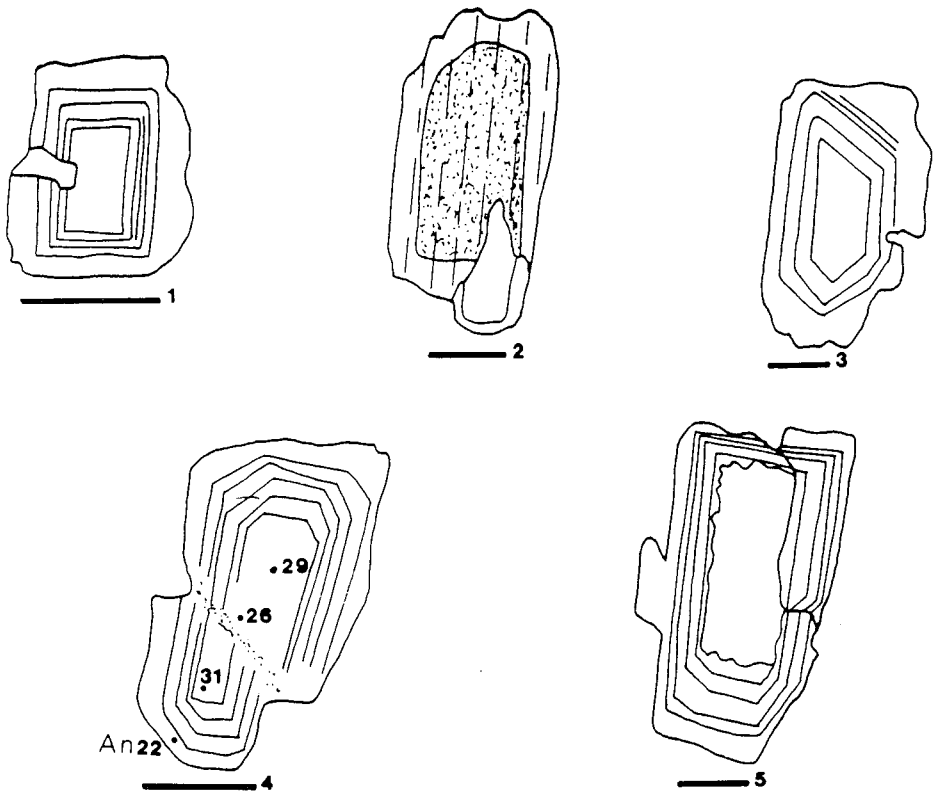


Figure II.40 - Habitus des plagioclases des granodiorites - tonalites. La barre d'échelle équivaut à 1 mm. Les points représentent les points d' analyse à la microsonde, et les chiffres correspondent au % en anorthite mesuré à la microsonde. **1**- NFI 95 : plagioclase finement zoné. **2**- TAG 27 : cristal zoné à bordure limpide. **3**- TAG 27 : idem autre aspect. **4**- TAG 18 : cristal zoné et empêché dans sa croissance par un microcisaillement intra-magmatique. **5**- TAG 18: cristal zoné à cœur corrodé.

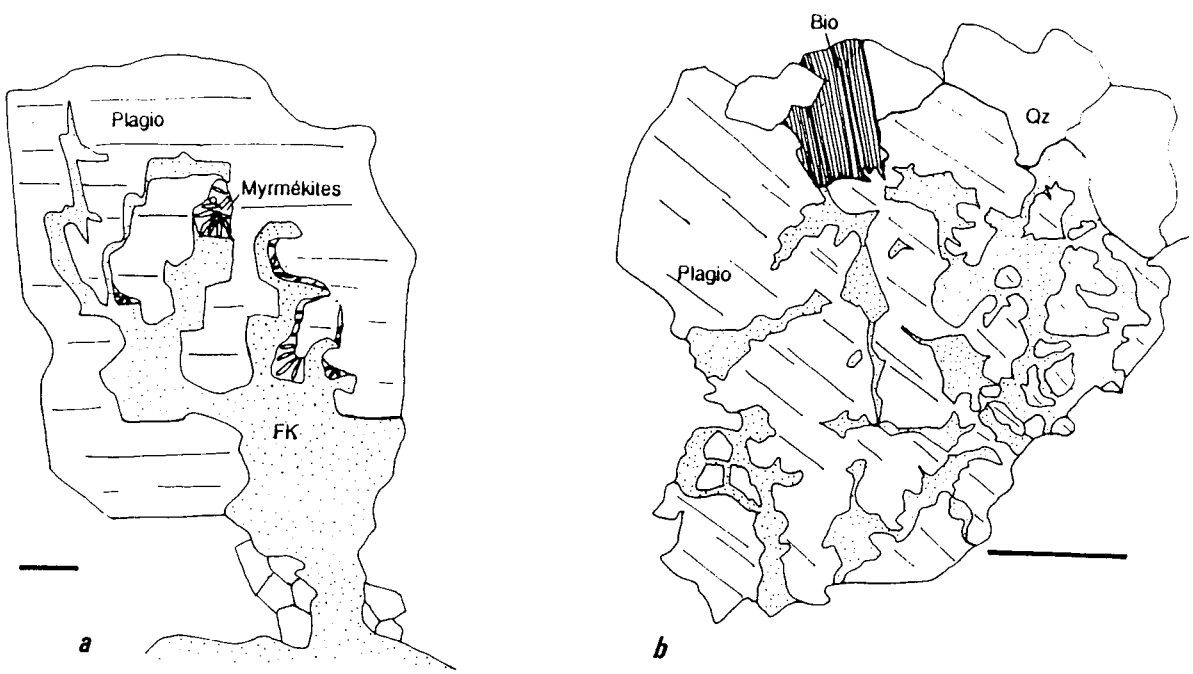


Figure II.41 - Association plagioclase - FK dans les granodiorites-tonalites. La barre d'échelle équivaut à 0.5 mm. Pointillés : FK, traits fins : plagioclase. a : TAG 105 - microcline envahissant un plagioclase à partir de la mésostase. b : NFI 105-remplacement du plagioclase par le FK avec développement de myrmékites entre les 2 types de minéraux.

constituée d'oligoclase (Tab. XXVII et XXVIII, Annexe III). Le rapport moléculaire Or / (Ab + An + Or) dans la formule structurale varie de 0.8 à 2.7 %.

4.4.4 - Relations plagioclase - biotite - amphibole

La figure II.42 montre que **les minéraux des GDT sont dans l'ensemble homogènes et que les variations chimiques sont peu importantes. Seul l'échantillon TAM 29 est différent** des autres ; la biotite, l'amphibole et donc la roche elle-même, sont plus riches en fer et le plagioclase est plus sodique. Ces variations n'étant pas dues à une altération secondaire, cette granodiorite a donc une **tendance ferrosodique** marquée.

4.4.5 - FK et quartz

Ces deux minéraux sont les plus tardifs dans les **GDT** avec probablement une légère antériorité pour le quartz. Ils sont tous les deux xénomorphes. Le FK qui est du microcline ± perthitique se présente sous deux habitus :

- il "cimente" les autres minéraux en remplissant les "vides" ,
- il est associé avec le plagioclase. La figure II.41 montre que cette association plagio / FK (minéraux au contact desquels se développent très souvent des myrmékites) est en réalité complexe. En effet, des plages de feldspath potassique issues de la mésostase envahissent clairement l'oligoclase. Il s'agit d'une "microclinisation" tardive au contact de magma plus évolué plutôt que d'une immiscibilité.

4.4.6 - Les autres minéraux des GDT

Ce sont :

* Le **sphène** automorphe et pouvant atteindre 0,5 cm ou en auréole autour de l'ilménite,
* L'**apatite** en aiguilles ± effilées est en quantité moindre que dans les diorites. Cette forme souvent aciculaire traduit un refroidissement assez rapide (Wyllie et al., 1962 ; Didier, 1987),
* L'**ilménite** ± transformée en hématite (analyse TAG 18 du tableau ci-dessous),

Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_{3c}	FeOc	MgO	MnO	TiO_2	Total
0.81	0	12.53	29.37	0.07	4.76	38.16	85.70

Tableau II. 11 - Analyse d'un oxyde de la tonalite TAG 18, correspondant à 15% d'hématite et 85% d'ilménite dans la formule structurale.

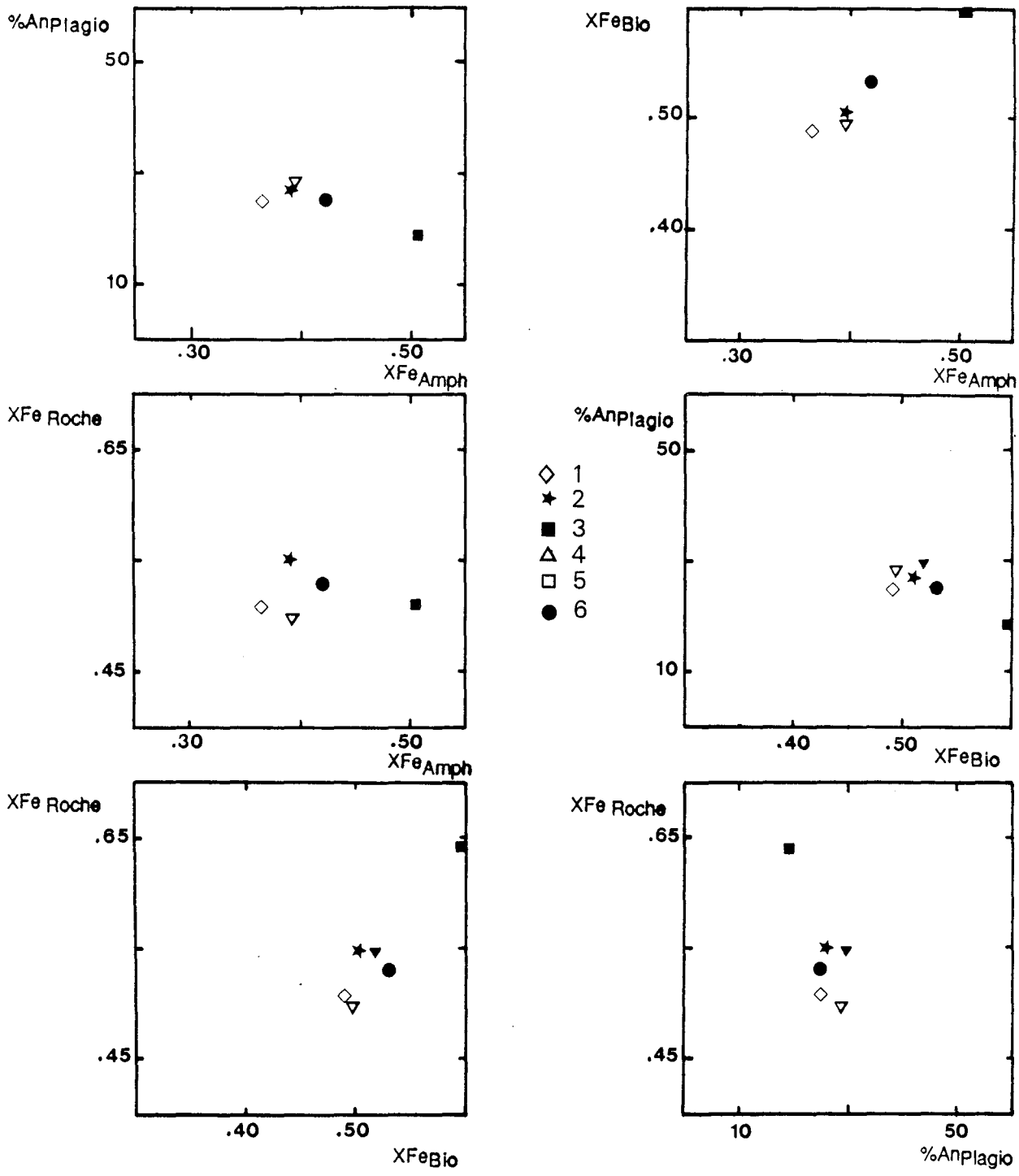


Figure II.42- Relations entre quelques indices (moyennes) dans les silicates des granodiorites-tonalites.1 : TAG 79 ; 2 : TAG 18 ; 3 : TAM 29 ; 4 : TAG 27 ; 5 : TAG 25 ; 6 : NFI 105.

* L'**allanite** automorphe zonée et de taille inférieure ou égale au millimètre apparaît dans les tonalites et les granodiorites alors qu'elle est absente des diorites.

4.5 - Conclusions

Les granodiorites-tonalites sont sur le terrain facilement identifiables par leurs gisements, leurs rapports et leurs associations particuliers avec les autres faciès (diorites, monzogranites) et par une couleur grise (mésocrate à leucocrate). Leurs caractères pétrographiques sont assez variés depuis des diorites quartziques jusqu'à granodiorites. Les minéraux caractéristiques de ce groupe sont la biotite, le plagioclase (oligoclase-andésine) et l'amphibole (parfois absente). Les compositions chimiques des minéraux sont assez homogènes et rappellent (cœurs des cristaux) celles des minéraux des diorites. Enfin, certains échantillons soulignent une tendance ferrosodique nette qui s'écarte du terme moyen calco-magnésien. Une deuxième tendance alumineuse (ou biotitique) a été mise en évidence.

5. - LES GRANITES

5.1 - Gisements de terrain et relations avec les autres faciès

Pour faciliter les comparaisons, **deux groupes de roches sont rassemblés ici** : les granites à biotite et / ou amphibole (monzogranites) et les leucogranites (1) variés. Ces deux types sont chronologiquement, pétrographiquement et géochimiquement bien caractérisés et leur(s) source (s) en partie différente(s) (cf. la suite de ce mémoire).

Les monzogranites sont associés dans le massif aux **GDT**. Avec elles, les contacts sont magmatiques, indentés et diffus, preuve de leur mise en place **synchrone**. Le passage aux **GDT** est peu net, seule une couleur rose (quartz et / ou feldspath K) et un peu moins de minéraux ferromagnésiens permettent de les différencier sur le terrain. C'est pour cette raison que, sur la carte en annexe, ils n'ont été figurés que rarement ; leur extension est en réalité beaucoup plus grande, mais nettement inférieure à celle des **GDT**. Ils peuvent également former des injections qui recoupent les **GDT** ou les diorites. Sur un même affleurement, ou des affleurements voisins, comme par exemple sur le flanc sud de l'Amendach, les relations entre les monzogranites et les **GDT** peuvent être de contemporanéité ou de succession dans le temps. En effet, ce qui apparaît comme un filon de monzogranite, à enclaves de diorite, recoupe une granodiorite alors que quelques mètres plus loin, le même faciès de granite présente une bordure à contours

(1) Le terme de leucogranite est employé ici sans a priori génétique pour décrire des roches claires contenant moins de 7% de minéraux colorés.

lobés avec la granodiorite (Fig.II.2c). Ce comportement opposé est en fait lié à une différence d'évolution de la viscosité dans des magmas qui se mis sont en place de façon contemporaine (cf. chapitre VI).

Ils ne contiennent que **peu d'enclaves** et la nature de ces enclaves est variée : diorite à granodiorite ou encaissant. Jamais des monzogranites n'ont été observés au contact des diorites dans la partie sud.

Les leucogranites sont caractérisés par un pourcentage faible de minéraux sombres et par l'absence, ou l'extrême rareté, d'enclaves de quelque nature que ce soit. Nous verrons en fait que plusieurs faciès peuvent être identifiés. Ils forment le troisième ensemble par importance volumétrique après les **GDT** et les diorites. Mais leur répartition est très hétérogène dans le pluton :

- *Dans la partie sud* ils forment soit **des filons** recoupant tous les autres faciès, soit une enveloppe **au contact avec l'encaissant** sur quelques dizaines à quelques centaines de mètres de large (Fig. II.1). Ce dernier type se rencontre d'Ouest en Est dans la haute vallée de l'Assif Agounsane (Anezzigh), dans la vallée de l'Assif n'Aït Tament (Talat n'Bitaljane), dans l'Assif Goudacha (Takoucht), à Kma et sur le sentier de Lalla Rkia Mhand à Tazlida.
- *Dans la partie nord* ils forment également des filons, soit dans le massif, soit dans l'encaissant. Ce sont les **feuillets péribatholitiques** décrits par H. et G. Termier et mis en place parallèlement à la stratification. Ce réseau de filons, très dense dans le NW, est probablement lié à des ouvertures sous l'action combinée de la poussée du magma et de la fracturation hydraulique selon le modèle de Fyfe (1988). Mais pour l'essentiel, les leucogranites constituent au Nord des **petits massifs** hectométriques à kilométriques intrusifs et bien individualisés. Les plus importants sont visibles au Tasghimout à l'Ouest du plateau du Tichka et au NE du Takoucht à la confluence entre l'Assif n'Fis et le talat Anamrou. En réalité, ces coupoles ont une géométrie plus complexe qu'il n'y paraît sur le terrain. Latéralement, elles passent en général en continu à des filons complexes qui peuvent aller jusque dans l'encaissant et rappeler des diapirs étalés en forme de champignon comme dans la zone du Timichi-Asfalou.

5.2 - Pétrographie, textures et structures des granites (Photos, Pl. VI)

Les monzogranites sont plus répandus au Nord qu'au Sud et ils sont remarquablement homogènes du point de vue pétrographique. Ce sont des roches claires de **couleur blanche à rose** avec un grain moyen plurimillimétrique. La texture de la roche est équigranulaire à tendance porphyroïde. Les minéraux dessinent une

PLANCHE VI

- Les granites -

VI.1 - Texture équigranulaire et équante dans un monzogranite. Ech. NFI 100.

VI.2 - Allanite (All) déstabilisée en pistachite (Pist.) dans un monzogranite. Ech. NFI 100.

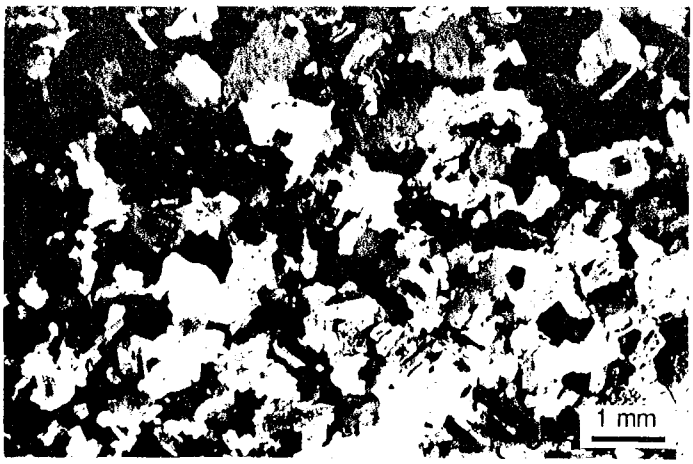
VI.3 - Allanite(All) automorphe et zonée dans un monzogranite altéré. Ech. GOU 60.

VI.4 - Leucogranite à deux micas, grain fin et cocardes de cordiérite (flèche). Ech. ASF 39.

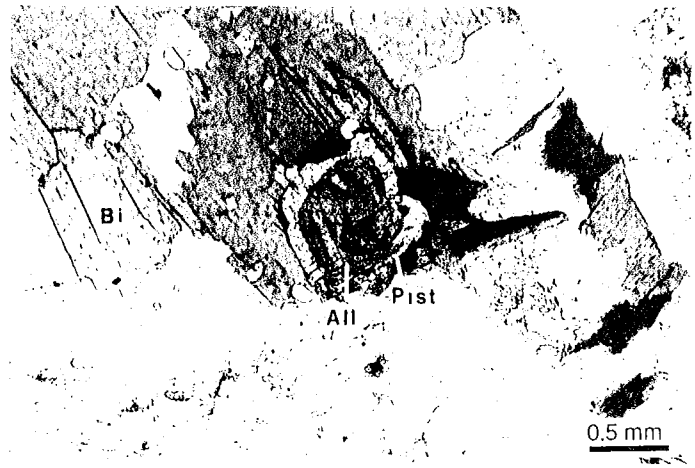
VI.5 - Texture des leucogranites à deux micas. FK = microcline, Ms = muscovite, Q = quartz. Ech. ASF 39.

VI.6 - Amas de biotite, amphibole et opaques dans un leucogranite à biotite et amphibole. Ech. MED 25.

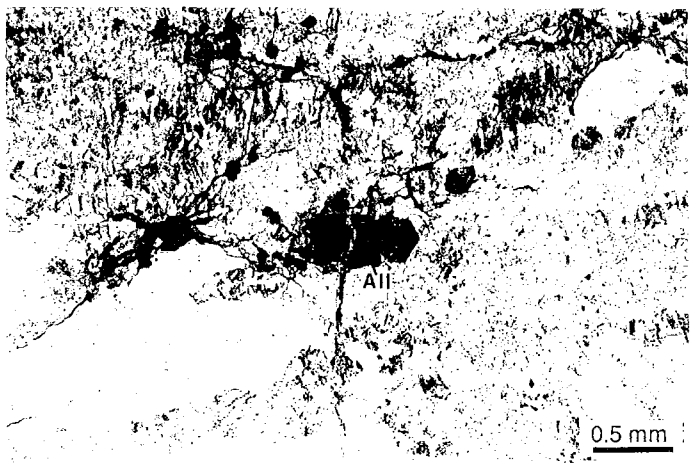
VI.7 - Leucogranite orthogneissifié à proximité de l'accident du Tizi n'Test sur la bordure sud du massif. Les phénocristaux de microcline (Mi) sont granulés et recristallisent ; des rubans de quartz se développent dans la roche. Ech. KMA 9.



1



2



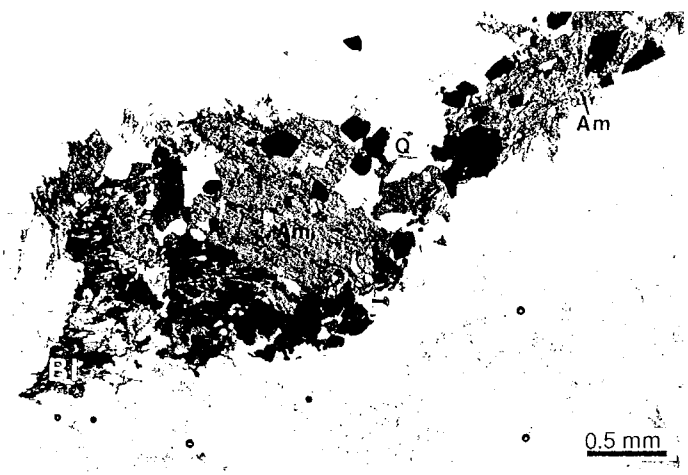
3



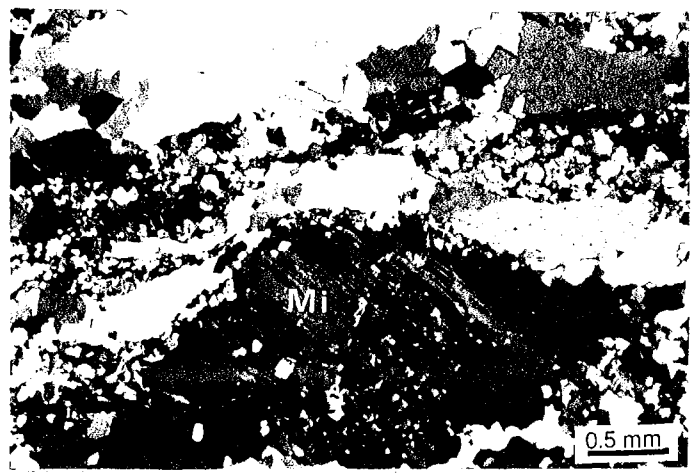
4



5



6



7

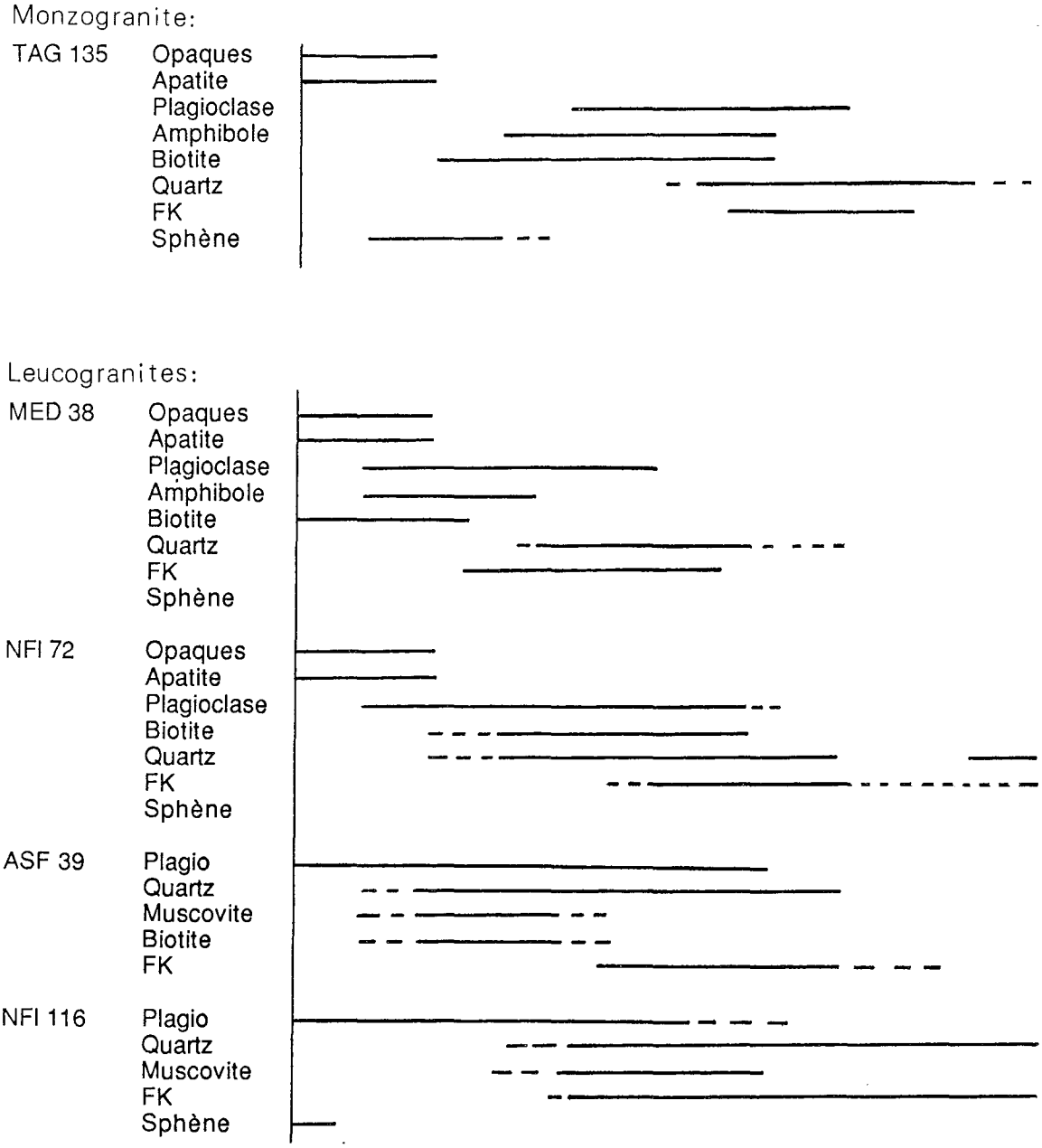


Tableau II.12 - Chronologie relative des minéraux des principaux faciès de granites. TAG 135 : monzogranite ; MED 38 : leucogranite à biotite et amphibole ; NFI 72 : leucogranite à biotite ; ASF 39 : leucogranite à deux micas ; NFI 116 : leucogranite à muscovite seule.

structuration planaire marquée et quasi constante et ce sont (Tab. II.1) : la biotite (7 à 10.5 %), la hornblende verte (> 2.4%), le plagioclase (27.7 à 28.4 %), le feldspath potassique (28.4 à 32.7 %), le quartz (environ 29 %) et de façon constante myrmékites, sphène, apatite, zircon, minéraux opaques et accessoirement allanite. Dans le diagramme QAP (Fig.II.3), ces roches tombent dans le champ des monzogranites. Les minéraux apparaissent dans l'ordre suivant (Tab. II.12) : les minéraux accessoires, puis, presque simultanément mais légèrement décalés dans cet ordre, la biotite, l'amphibole et le plagioclase. Viennent ensuite le microcline et le quartz. Les trois analyses-types du tableau ci-dessous indiquent les variations extrêmes (faibles) des monzogranites entre TAG 126 et TAG 135.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Total
TAG126	68.20	15.10	3.80	0.05	1.70	3.10	4.65	2.50	0.90	n.d.	0.13	100.10
GOU 69	70.99	14.66	2.56	0.05	0.87	2.00	4.25	3.67	0.37	0.10	0.41	99.93
TAG135	71.50	14.63	2.34	0.04	0.94	1.95	4.02	3.79	0.36	0.13	0.53	100.23

Tableau II.13 - Analyses de quelques monzogranites-types.

Plus remarquable est la présence dans quelques affleurements d'un litage (layering) parallèle au plan de fluidalité magmatique de la roche (Photo.1, Pl.IX). De tous les faciès, seuls les monzogranites présentent un litage aussi net et indiscutable. Il y a une concentration de minéraux ferromagnésiens à la base d'un rythme puis une diminution progressive vers le sommet (zones claires) et à nouveau brusquement débute un nouveau rythme sombre. Ces rythmes, dont on voit la trace en lame mince par des niveaux enrichis en biotite et amphibole, ont une épaisseur centimétrique à décimétrique et se répètent sur 1 à 2 mètres au maximum. La formation de tels litages fait intervenir la gravité qui, conjuguée à l'action des courants magmatiques de densité ou de convection (Irvine, 1977 et 1987 ; Barrière, 1976 ; Pons, 1982), peut produire la ségrégation de cristaux par des phénomènes de différenciation. Cette concentration est parfois augmentée à proximité des interfaces séparant les monzogranites des **GDT**. Les glissements différentiels que l'on observe de part et d'autre des interfaces séparant les deux faciès pourraient faciliter ces concentrations. L'autre type d'hétérogénéité dans ces granites s'apparente à des schlieren : ce sont des traînées trés irrégulières de minéraux sombres. Ce sont soient d'anciens litages entraînés dans le flux magmatique, soit des traces d'anciennes enclaves dilacérées.

Les leucogranites forment un groupe hétérogène tant du point de vue pétrographique que minéralogique et géochimique. Le tableau ci-dessous rassemble une analyse de chacun des trois faciès principaux : à biotite, à biotite et amphibole, à biotite et muscovite.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Total
NFI 72	73.60	12.70	1.30	0.03	0.35	1.10	4.65	4.60	0.30	n.d.	0.45	99.02
MED 38	75.20	12.80	1.80	tr	0.25	0.80	4.20	4.20	0.35	n.d.	0.17	99.69
ASF 39	73.46	14.39	1.42	0.03	0.36	0.56	4.45	4.12	0.12	0.16	0.73	99.80

Tableau II.14 - Analyses de quelques leucogranites-types. NFI 72 : leucogranite à biotite, MED 38 : leucogranite à biotite et amphibole, ASF 39 : leucogranite à deux micas.

Un certain nombre de caractères communs se dégagent toutefois de l'étude des leucogranites :

- une mise en place tardive par rapport aux autres groupes de roches ;
- une couleur claire (blanc à rose ± jaune) traduisant une teneur élevée en quartz et feldspaths et un pourcentage de minéraux colorés inférieur à 7 % qui justifie l'appellation de leucogranites (De La Roche et al., 1980) ;
- l'absence d'enclaves magmatiques et la rareté des quelques enclaves méta-sédimentaires ;
- une texture équigranulaire à grain millimétrique à plurimillimétrique ;
- l'absence de structuration à l'état magmatique dans la roche.

La variation du pourcentage modal des minéraux est assez grande (Tab. II.1) : quartz de 28.7 à 39.8 %, plagioclase de 22.9 à 31.2 %, FK de 25.4 à 36.9 %, biotite de 0 à 4.5 %, muscovite de 0 à 9 %, amphibole de 0 à 1.1 % (voire plus dans certains faciès).

Trois sous-ensembles s'individualisent :

- **les leucogranites à biotite seule (ex. : NFI 72)** : ils affleurent un peu partout dans le massif et dans son pourtour sous forme de filons décimétriques à pluridécamétriques et, dans le Nord exclusivement, en petits massifs. Ils ont un **aspect assez semblable aux monzogranites** qu'ils recoupent, avec toutefois un peu moins de biotite et pas d'amphibole.
- **les leucogranites à biotite et amphibole (ex. : MED 38)** qui jalonnent la bordure sud du massif à l'interface pluton-encaissant. Les plus beaux affleurements de ces faciès se trouvent entre Figri et Annezigh au Sud - Ouest du massif ; ils ont souvent une texture cataclastique marquée : minéraux (feldspaths surtout) granulés et rubans de quartz. Ces textures acquises tardivement sont à relier au fonctionnement de l'accident du Tizi n'Test tout proche. Les amphiboles de couleur bleu-vert forment des associations assez complexes avec les micas, les minéraux opaques et l'allanite (Photo. 6, Pl.VI) qui indiquent une syncristallisation de ces

de ces minéraux. Ces leucogranites s'individualisent des autres par leur texture, leur richesse en feldspaths K et la présence d'amphiboles bleutées.

- **les leucogranites à muscovite seule ou muscovite et biotite (ex. : ASF 39)** : ils affleurent au N.NE du pluton en filons pouvant se prolonger jusque dans l'encaissant ou bien ils sont associés aux leucogranites à biotite en petits massifs par exemple au Tasghimout d'où provient l'échantillon type de ce groupe. C'est un leucogranite à muscovite primaire, biotite et cordiérite sous forme d'amas ± sphériques et pluricentimétriques (Photo 4, Pl. VI) qui ont déja été décrits dans d'autres massifs comme par exemple dans le granite du Velay en Ardèche (Weisbrod, 1970 ; Dupraz, 1983 ; Didier et Dupraz, 1985). Ces cordiérites dont l'origine, hydrothermale ou anatectique, est encore discutée par ces auteurs, témoignent toutefois d'une origine purement crustale pour les roches qui les contiennent. L'existence dans quelques échantillons d'andalousite et de grenat confirme l'origine par anatexie d'un socle sédimentaire. Ces leucogranites, de type S, ont subi des remobilisations tardives probablement sous l'influence des fluides hydrothermaux générateurs des pegmatites et stocksheiders situés sur la bordure NE. Ces circulations provoquent la transformation, ± importante selon les faciès, des biotites brunes en biotites vertes et muscovites, des cordiérites en micas blancs et des muscovites primaires en muscovites secondaires.

5.3 - Les minéraux des granites

Pour permettre des comparaisons plus faciles entre les minéraux des monzogranites et des leucogranites, leur étude est faite conjointement.

5.3.1 - L'amphibole

Verte dans les monzogranites, elle est bleu-vert dans les leucogranites. Dans les deux faciès, elle est associée à la biotite et est généralement subautomorphe.

Dans le diagramme XMg / Si, (Fig. II.43), les deux groupes d'amphibole sont clairement distincts : les amphiboles des monzogranites sont des **magnésio-hornblendes**, celles des leucogranites sont des **ferro-hornblendes**. Dans ces dernières les teneurs en K_2O varient de 0.81 à 1.23 %, ce qui est nettement supérieur aux teneurs mesurées dans toutes les autres amphiboles du massif. Seules les amphiboles de la granodiorite TAM 29 présentent la même tendance ferropotassique. Rappelons que cette roche a été échantillonnée au SW du massif dans la vallée des Ait Tament à 1500 m de la bordure sud où affleurent des leucogranites comme TAM 27 dont les amphiboles ont été analysées.

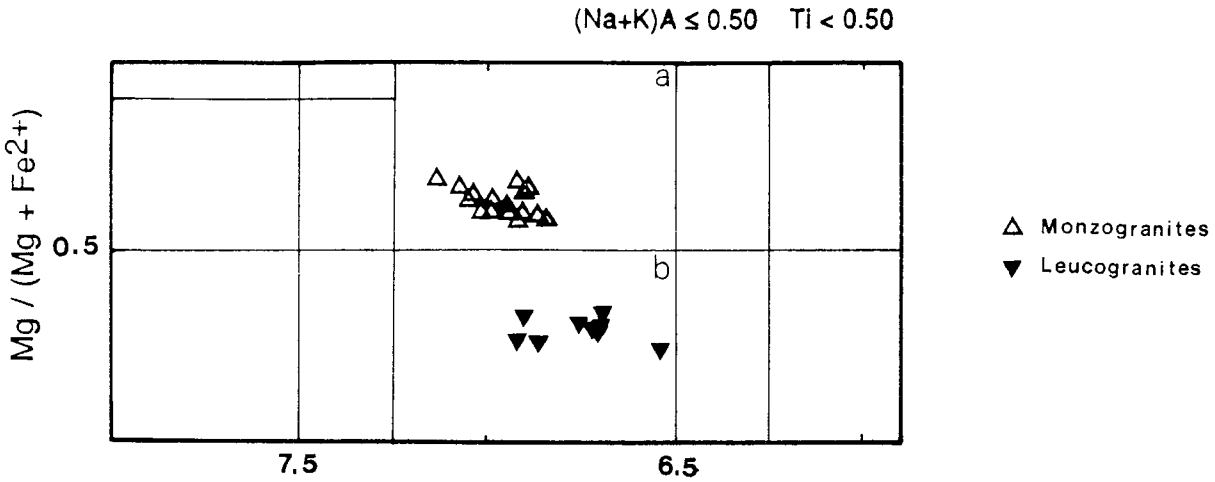


Figure II.43 - Position des amphiboles calciques des granites dans la classification de Leake (1978). a : magnesio - hornblende ; b : ferro - hornblende

Le **caractère ferrifère** des hornblendes des leucogranites à amphibole permet d'expliquer leur nette individualité dans les diagrammes de variations des éléments (Fig. II.44). Les autres caractères principaux des amphiboles des granites sont :

- Ti et Ca à peu près constants, quel que soit le faciès et environ respectivement égaux à 0.15 et 1.8 unités par formule structurale.
- une corrélation négative entre $(Na + K)_A$ et Si.
- une substitution entre $Fe2^+$ et $Mg2^+$ dans le site C.
- une substitution $Fe3^+ / Fe2^+$.
- une zonation de composition à peine marquée dans les amphiboles des monzogranites, les bordures étant un peu plus alumineuses et ferreuses et un peu moins riches en Ti et Mg.

5.3.2 - La biotite

Automorphe à subautomorphe, elle se présente soit en amas polycristallins, associée à de l'amphibole et de l'allanite ou de la muscovite, soit en cristaux isolés. Elle est, dans tous les faciès granitiques, riche en inclusions d'apatite et de zircon et, dans les faciès les plus leucocrates, elle contient de l'allanite avec de magnifiques halos. Dans le diagramme de classification de la figure II.45, plusieurs groupes apparaissent :

- le groupe des monzogranites et des leucogranites à biotite dont les micas sont plus proches du pôle annite que du pôle sidérophyllite et qui ont un XFe de 0.45 tout à fait comparable aux biotites des **GDT**.

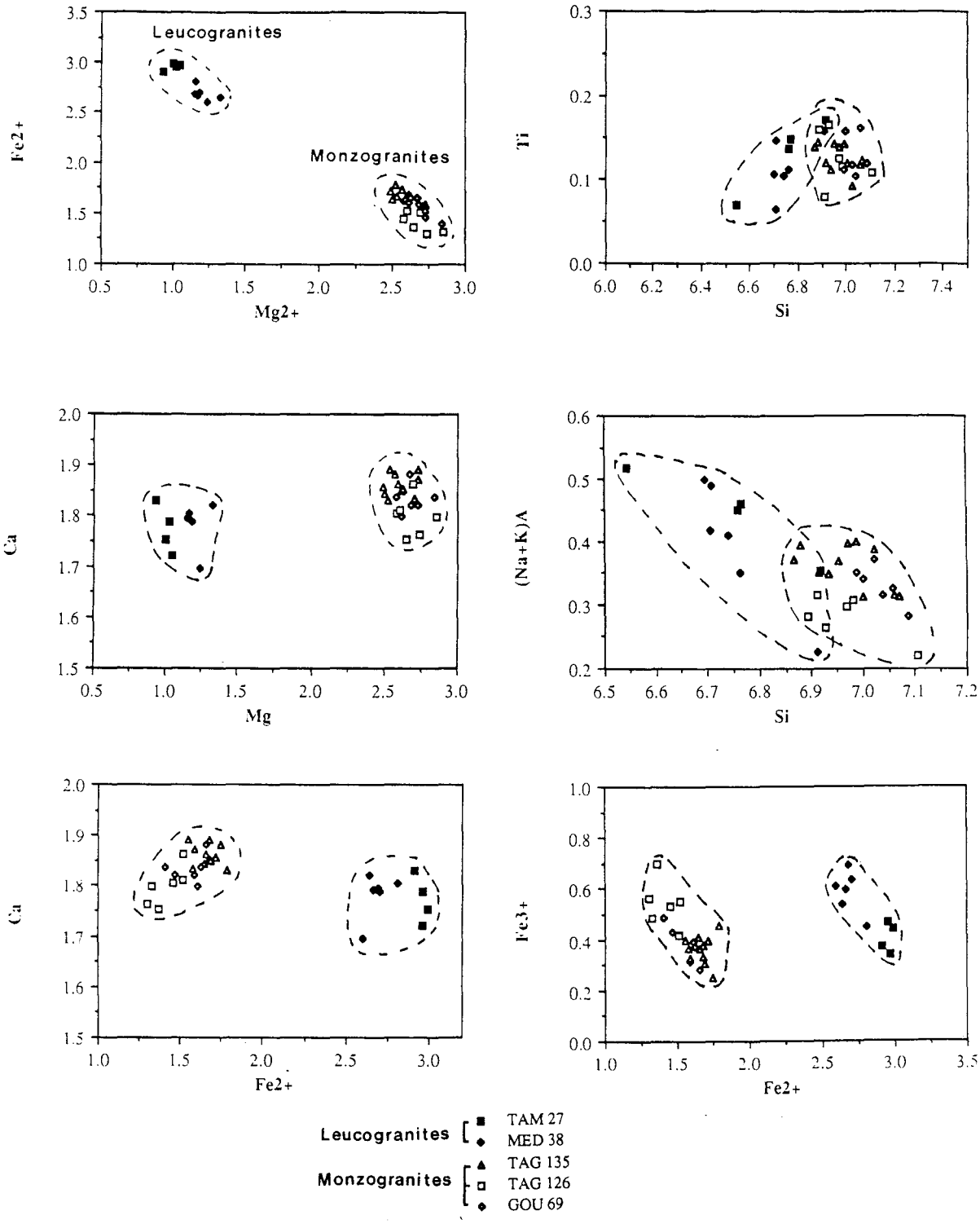


Figure II.44 - Diagrammes de variations Ti / Si ; $(Na+K)_A$ / Si ; $Fe3^+$ / $Fe2^+$; Ca / $Fe2^+$; $Fe2^+$ / Mg ; Ca / Mg ; dans les amphiboles des granites.

- les granites à amphibole dont les biotites sont enrichies en fer et encore plus proches du pôle annite que les précédents.

- le granite à deux micas ASF 39 dont les micas se subdivisent eux-mêmes en deux sous-groupes :

  * les biotites vertes qui tendent à se rapprocher du premier groupe par leur composition chimique mais qui sont perturbées certainement par les phénomènes deutériques à l'origine de la pinnitisation de la cordiérite et de la muscovitisation de la biotite.

  * les biotites primaires avec un XFe > 70 % qui se rapprochent du pôle sidérophyllite. Ce dernier caractère est une constante dans les leucogranites comme par exemple ceux du Massif Central (Monier, 1987).

Les trois groupes définis ci-dessus se dessinent également dans les diagrammes de la figure II.46. Les biotites ASF 39 sont plus alumineuses que les autres et les biotites vertes de ce même leucogranite à deux micas ont perdu une quantité importante de TiO_2 dont les teneurs sont inférieures à 1.2 % alors qu'elles sont supérieures à 2 % dans les biotites primaires de la roche et peuvent atteindre même 4 % dans les autres granites. Cette perte en titane est souvent le signe précurseur de la chloritisation et des altérations deutériques en général (Ferry, 1979).

5.3.3 - Le plagioclase

Il est **optiquement zoné** et subautomorphe dans les monzogranites où se développent des myrmekites au contact du FK et plus xénomorphe et peu zoné dans les leucogranites. Le **zoning de composition est peu marqué** et il est en général normal dans les monzogranites. Le pourcentage d'anorthite (Tab. XXXIV et XXXV annexe 3) se situe pour ces dernièrs dans une fourchette moyenne de 15 à 20 %. Pour les leucogranites, le zoning de composition est inexistant sauf pour MED 38 où il est oscillatoire. Deux tendances s'observent toutefois sur l'ensemble des leucogranites :

- la première où le pourcentage d'anorthite est voisin de celui des monzoganites (An 15),
- la seconde où le plagioclase est de l'albite.

Ces deux types peuvent coexister dans une même roche où l'albite tardive forme parfois la bordure réactionnelle des cristaux plus calciques.

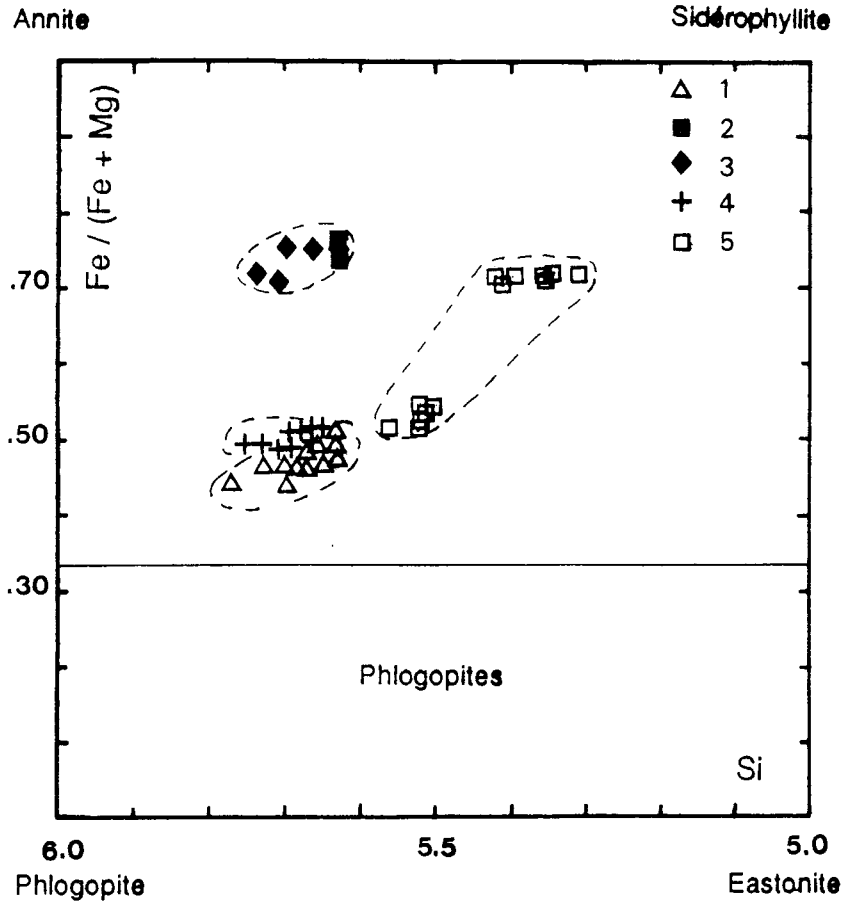


Figure II.45 - Position des biotites des granites dans le diagramme Fe / Fe+Mg -- Si. 1 : monzogranites (TAG 126 + TAG 135 + GOU 69) ; 2 et 3 : leucogranites à biotite et amphibole (2 : TAM 27 ; 3: MED 38) ; 4 : leucogranites à biotite (NFI 72 et NFI 83) ; 5 : leucogranite à deux micas (ASF 39).

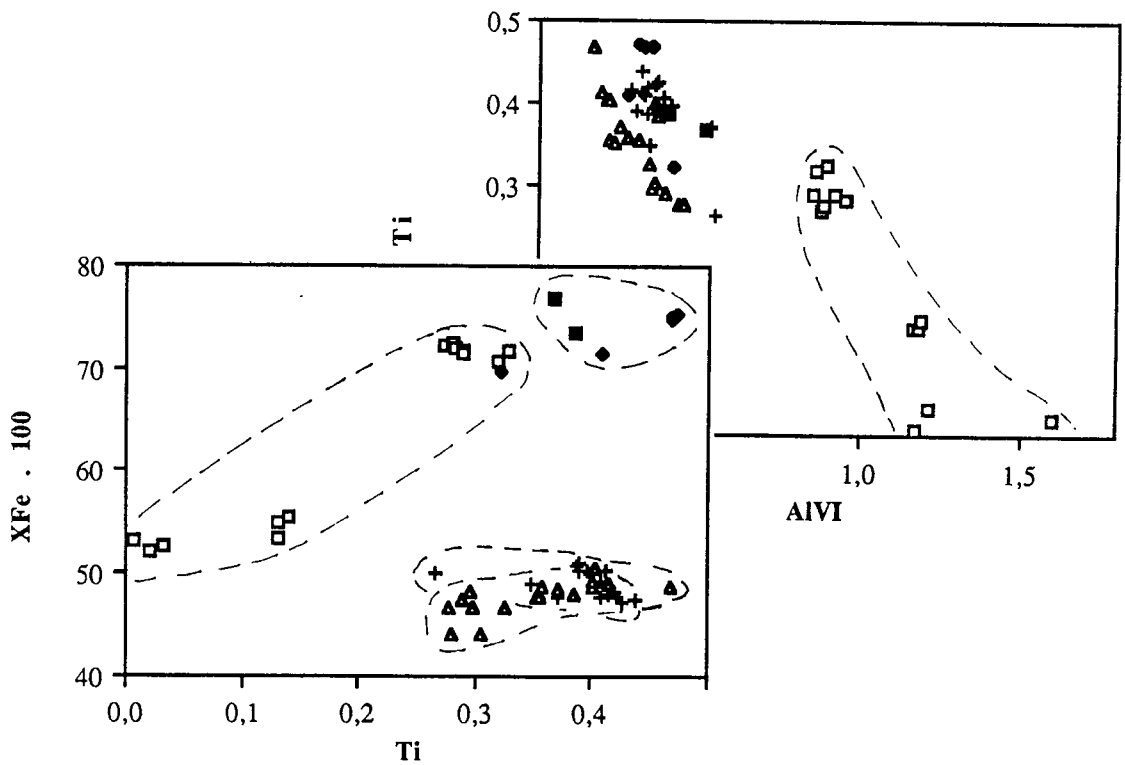


Figure II.46 - Variations des teneurs en AlVI et du rapport XFe en fonction de Ti dans les biotites des granites (même légende que ci-dessus).

5.3.4 - Relations plagioclase - biotite - amphibole

La figure II.47 montre que :

* les minéraux des granites ont dans l'ensemble des compositions relativement dispersées,
* les minéraux des monzogranites ont des compositions homogènes,
* les minéraux des leucogranites à biotite (NFI 72 et NFI 83) se rapprochent de ceux des monzogranites mais avec des caractères plus évolués : biotites plus ferrifères, plagioclases plus sodiques,
* les minéraux des leucogranites à biotite et amphibole MED 38 et TAM 27 ont des caractères ferro-sodiques qui rappellent une tendance identique mise en évidence dans certaines granodiorites - tonalites comme TAM 29 par exemple.

5.3.5 - Le FK

Il a tendance a être automorphe dans les monzogranites et les leucogranites à biotite et xénomorphe dans les autres leucogranites. C'est dans les deux cas du microcline en général perthitique ; il englobe du plagioclase ainsi que des cristaux de quartz dont certains peuvent être automorphes (ASF 39), mais aussi de la biotite. Ce microcline contient fréquemment jusqu'à 10 % de molécules d'albite dans sa formule structurale (Tab. XXXIV, annexe III) ce qui suggère qu'il existe des perthites cryptocristallines.

Les myrmékites nombreuses dans les faciès acides, se développent au contact des plagioclases et des feldspaths potassiques ou en "filonnets" très irréguliers et en groupements. Ces deux derniers types de myrmékites sont surtout présents dans les leucogranites à amphibole et sont probablement en partie dues à des circulations hydrothermales liées à une muscovitisation locale comme cela a été décrit dans le Massif de Guéret (Vauchelle, 1988).

5.3.6 - Le quartz

Souvent le dernier à cristalliser, il est interstitiel et xénomorphe, mais le décalage entre le moment d'apparition du quartz du microcline et du plagioclase est faible et il est clair que ces trois minéraux ont cristallisé au moins pour partie ensemble, ce qui est normal pour ces roches dont la composition est proche de l'eutectique dans le diagramme Q Ab Or (cf. chapitre III).

5.3.7 - Les minéraux accessoires

- Le sphène :

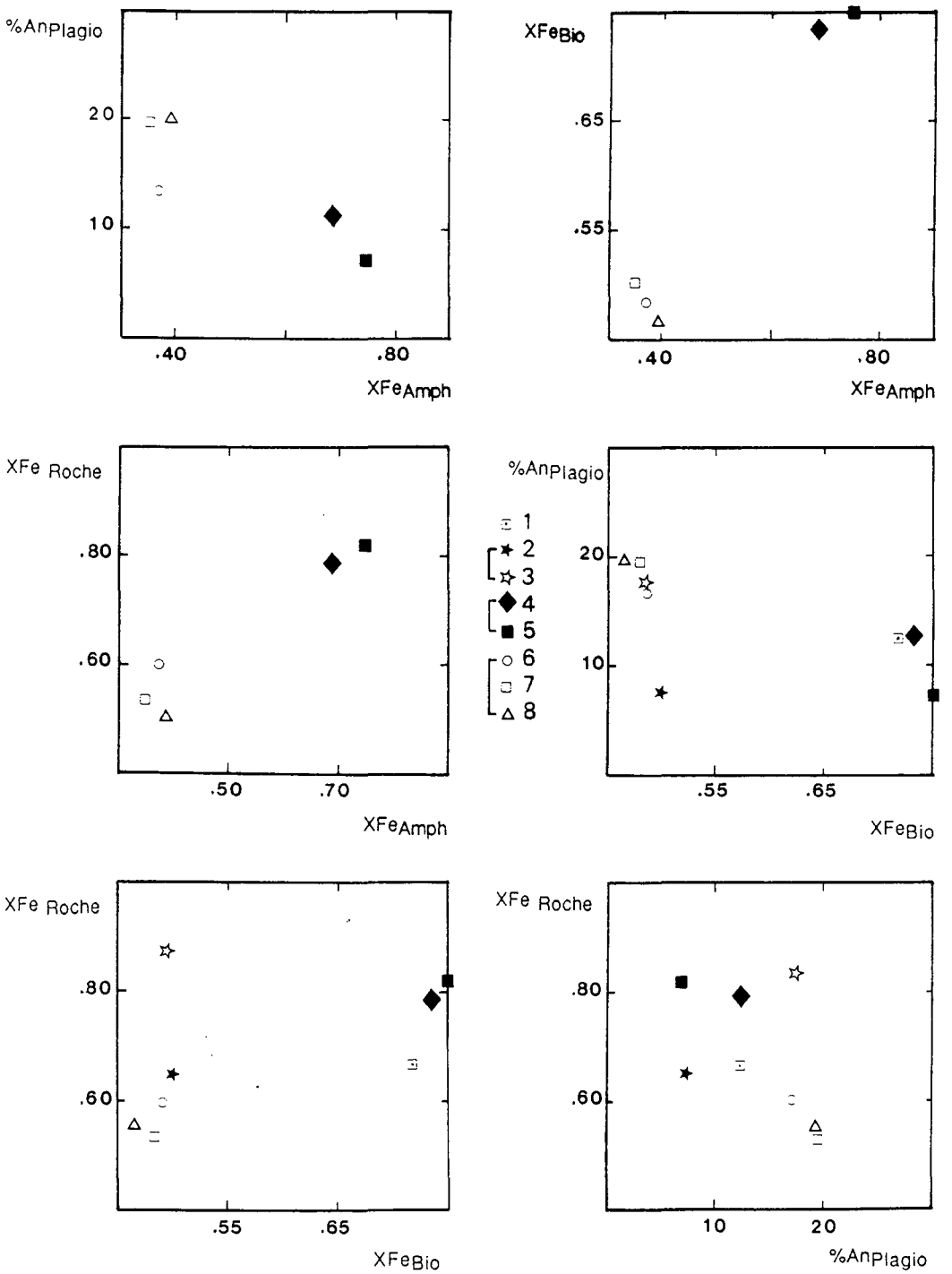


Figure II.47 - Relations entre quelques indices (moyennes) dans les silicates des granites. **1** - ASF 39 : leucogranite à muscovite ; **2** - NFI 72 et **3** - NFI 83 : leucogranites à biotite ; **4** - MED 38 et **5** - TAM 27 : leucogranites à biotite et amphibole ; **6** - GOU 69, **7** - TAG 126 et **8** - TAG 135 : monzogranites.

Seuls les leucogranites à muscovite n'en contiennent pas et ce sont les monzogranites qui en ont le plus (jusqu'à plus de 1 %). Automorphe et de taille millimétrique, il est parfois associé à de l'ilménite. L'analyse ci-dessous montre que ce sphène contient environ 1 % de FeOt et de Al_2O_3 ce qui, comme pour les diorites, le classe dans le champ des grothites (Pagel, 1981).

SiO2	Al2O3	Cr2O3	TiO2	FeO	NiO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	Tot.
30.17	1.40	0.00	36.77	1.09	0.00	0.01	0.24	26.75	0.03	0.02	96.01
Si	Al	Cr	Ti	Fe2+	Ni	Mg	Mn	Ca	Na	K	Total
4.130	0.074	0	3.775	0.124	0	0.02	0.028	3.923	0.04	0.002	12.062

Tableau II.15 - Analyse et formule structurale (calculée sur la base de 20 oxygènes) d'un sphène du monzogranite TAG 126.

- **Apatite et zircon :**

Ces deux minéraux, comme le sphène, sont ubiquistes mais en quantité assez variable dans les faciès granitiques. Seuls les faciès à muscovite en sont dépourvus. De magnifiques zircons automorphes (0.1 à 0.3 mm) (au moins une dizaine par lame mince) peuvent être observés dans les leucogranites à biotite (NFI 72) et amphibole (MED 38). Ils sont soit associés à la biotite, soit indépendants de ce minéral.

- **Allanite** (Photos 2 et 3, Pl.VI) :

Automorphe, parfois zonée et pouvant atteindre une taille de 2 mm, elle est particulièrement abondante dans les leucogranites à biotite et amphibole où elle peut être associée au zircon. Assez rarement, ce minéral est bordé par une frange d'épidote secondaire (pistachite). Les deux analyses présentées ci-dessous pour mémoire, ne prennent pas en compte ni La_2O_3, Y_2O_3, Ce_2O_3, ThO_2 ..., ni H_2O et tout le fer y est exprimé sous forme FeO. Rappelons que la somme de ces éléments peut dépasser dans l'allanite 28,1 % (Deer et al., 1980).

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	MnO	CaO	TiO2	Total
MED 38-132	29.4	11.86	16.69	0.49	0.37	9.23	1.53	69.57
MED 38-133	30.01	12.02	15.90	0.33	0.58	9.76	2.09	70.72

Tableau II.16 - Analyses d'allanites du leucogranite à biotite-amphibole MED 38.

- **Minéraux opaques :**

Ce sont des ilménites et des hématites ± limonitisées qui ont été analysées (Tab. XXXVII, annexe III). Cependant, le tri des minéraux, réalisé pour la séparation des biotites en vue de leur analyse, a clairement montré que tous les granites contiennent de la

magnétite. **Cette présence de magnétite est d'ailleurs un caractère qui permet de différencier entre autres les monzogranites des granodiorites. En effet, ces derniers faciès ainsi que les tonalites et les diorites ne contiennent pas de magnétite en quantité importante mais plutôt de l'ilménite. Par contre, la magnétite est omniprésente dans les gabbros.**

5.3.8 - Muscovite

Seuls certains faciès de leucogranites du NE contiennent de la muscovite primaire associée en général à de la biotite. C'est le seul mica dans quelques filons péri-batholitiques (NFI 116) hololeucocrates. Dans d'autres faciès leucocrates, la muscovite est secondaire ou tardimagmatique (greisen).

La roche ASF 39 est un exemple de leucogranite où les muscovites automorphes, subhexagonales, peuvent atteindre quelques millimètres et 5.5 % de la roche. Les analyses de ces muscovites, dont le caractère magmatique primaire peut être affirmé, sont rassemblées dans le tableau XXXVI, annexe III.

Le cœur des cristaux est plus riche en Na que leur bordure, ce qui traduit une température de formation plus élevée puisque le pourcentage de paragonite est plus grand (Lambert, 1959). Les teneurs en Ti sont moins élevées que généralement dans les muscovites des leucogranites (Monier, 1987) mais les cœurs des cristaux ont une tendance a être plus riches en cet élément. La substitution Ti / AlVI observée reflète un appauvrissement du stock de titane disponible pendant la cristallisation de la muscovite.

5.4 - Conclusions

L'étude pétrographique et minéralogique des granites a mis en évidence les faits suivants :

- Quatre types de granites sont clairement individualisés :

  * **les monzogranites à biotite et amphibole qui forment le groupe le plus homogène** et qui ont des relations spatiales et de contemporanéité avec les granodiorites-tonalites mais des caractères minéralogiques sensiblement différents de celles-ci,
  * **les leucogranites à biotite seule** qui ont des affinités pétrographiques et minéralogiques et de relation de terrain avec les monzogranites,
  * **les leucogranites à biotite et amphibole** qui sont localisés sur les bordures du massif, qui sont riches en fer et dans une moindre mesure en sodium et qui rappellent par leur minéraux, certaines granodiorites,

* **les leucogranites à deux micas** avec parfois de l'andalousite et de la cordiérite ce qui prouve nettement leur affinité crustale.

- Les leucogranites sont tardifs par rapport aux autres faciès qu'ils recoupent sous forme de petits massifs (dômes) ou de filons pouvant se prolonger dans l'encaissant,
- La magnétite (accompagnée d'un peu d'ilménite) est omniprésente dans tous les faciès granitiques.

6. - LES FILONS

6.1 - Introduction

Les filons du Massif du Tichka sont nombreux et variés ; ils mériteraient à eux seuls une étude pétrologique voire métallogénique puisqu'une partie des minéralisations leur sont liées. Il n'est donc pas question de les étudier ici en détail. Seuls leurs grands traits pétrographiques et minéralogiques et les comparaisons avec les plutonites du Massif seront abordés. On peut rassembler les filons en cinq grands groupes : (1) les dolérites et diabases ; (2) les filons à affinité "lamprophyrique" ; (3) les microdiorites ; (4) les filons leucocrates ; (5) les filons divers. Les filons leucocrates ont été étudiés précédemment par Bizard et Ziegler (1955), Termier H. et G. (1971), Rosé (1987). Ce sont donc surtout les autres types qui seront décrits.

Les mesures de directions et de pendages faites sur des filons répartis sur tout le massif ont été reportées dans un canevas de Schmidt, hémisphère inférieur (Fig.II.48). Il apparaît une très grande dispersion qui est liée aux modes variés de mise en place dans les nombreux types de discontinuités et à l'étalement dans le temps de cette mise en place.

6.2 - Les dolérites et les diabases (Photos 1 à 4, Pl. VII)

Ces filons sont nombreux dans la région de Kma où ils forment un réseau dense mais on les rencontre également ailleurs de façon isolée comme au Tizi n'Tafoukt ou au Moulay Ali. Ils sont moins nombreux hors du pluton, sauf à l'Ouest d'Imlil (NE du massif) et ils ont une épaisseur qui varie de 10 cm à quelques mètres. L'orientation et le pendage de ces filons sont variables (Fig. II.48). Ainsi au Nord de Kma, des filons verticaux recoupent des filons horizontaux mais ailleurs les deux types semblent contemporains puisque le premier peut passer au second en continuité. Leurs épontes sont rectilignes, traduisant un refroidissement avancé de l'encaissant, ou indentès (Photo. 3, Pl.VII), traduisant une mise en place précoce. Fréquemment, les épontes des filons sont remplies d'épidote (pistachite) ce qui suggère des circulations hydrothermales dans

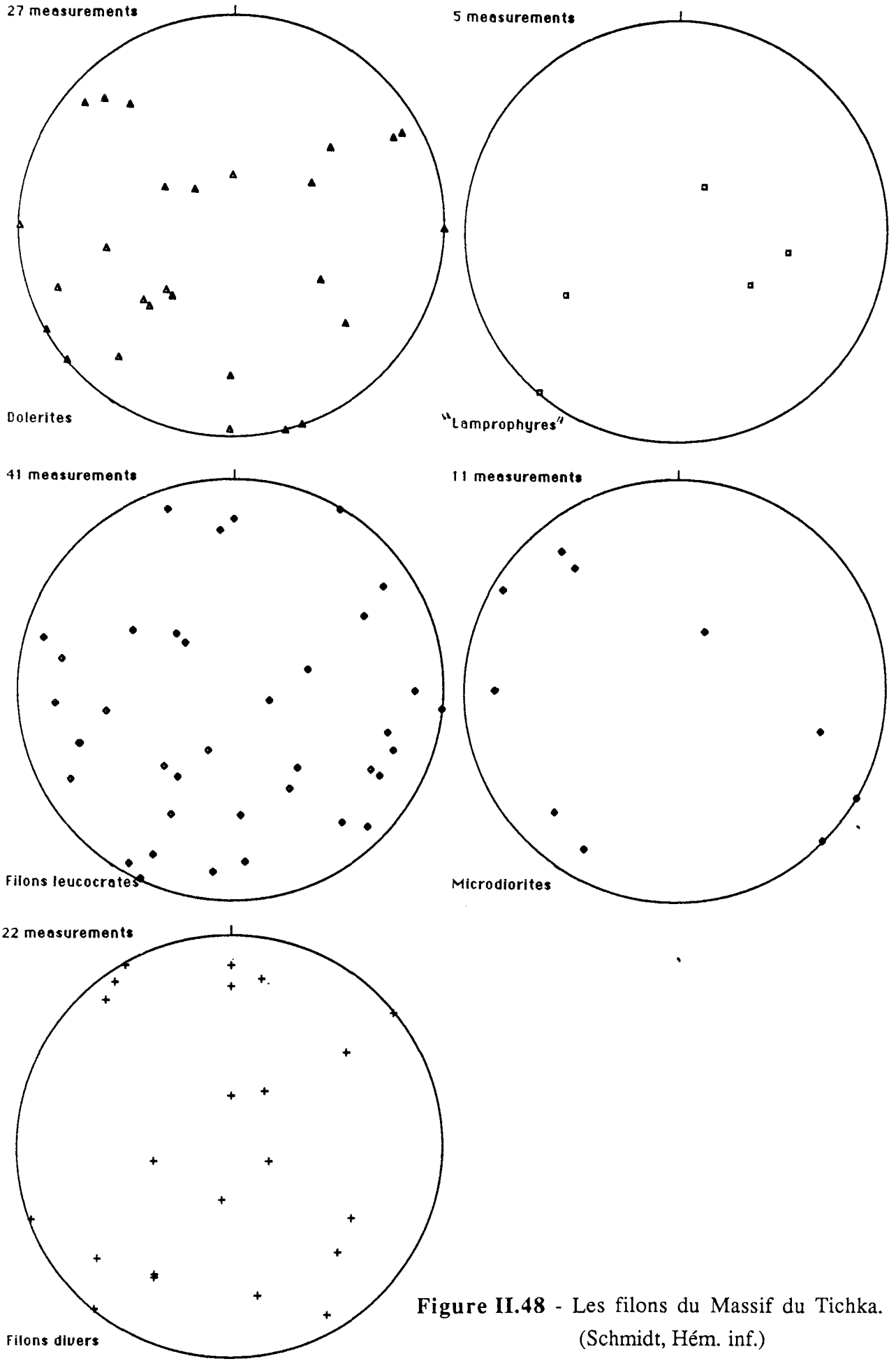


Figure II.48 - Les filons du Massif du Tichka. (Schmidt, Hém. inf.)

PLANCHE VII

- Les roches filoniennes -

VII.1 - Réseaux de filons doléritiques au Nord de Kma. Le réseau principal est formé de filons sub-horizontaux. D'autres filons (flèche au centre de la photographie) ont un pendage fort vers le Sud.

VII.2 - Contact entre un filon de diabase et un granite. Au contact le filon a une structure sub - vitreuse qui est plus sombre sur la photographie. Ech. KMA 12.

VII.3 - Même filon, mais le contact est lobé, ce qui traduirait un état rhéologique comparable des deux roches au moment de la mise en place du filon. Ech. KMA 12.

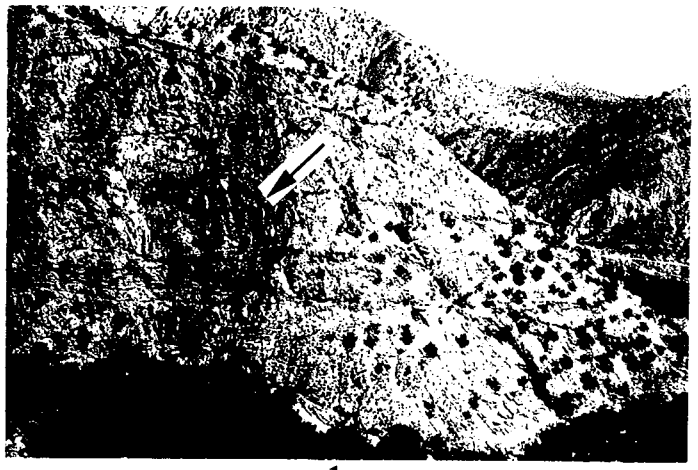
VII.4 - Même filon, les phénocristaux sont envahis par le verre (centre de la photographie) et plus ou moins contournés par la fluidalité de la roche. Ech. KMA 12.

VII.5 - Synneusis de plagioclase dans un filon d'affinité lamprophyrique - Ech. NFI 47. Tizi n'Izraquene.

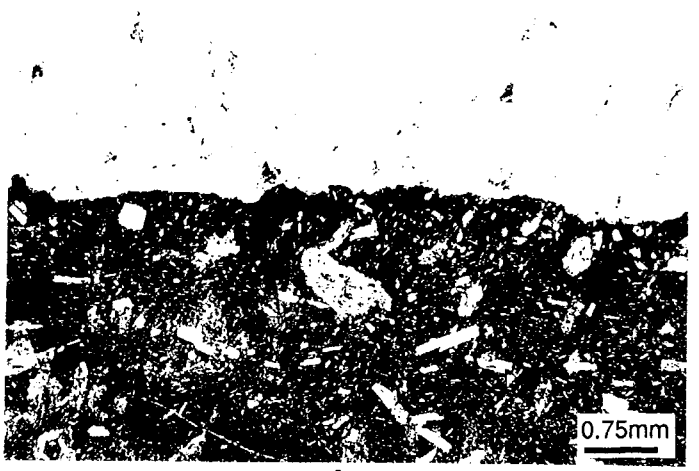
VII.6 - Plagioclase finement zoné dans un filon d'affinité lamprophyrique. La mésostase est formée de symplectites (Symp) de quartz et de feldspath potassique, de cristaux de biotite, microcline, plagioclase - Ech. NFI 51. Tizi n'Izraquene.

VII.7 - Texture fluidale contournant les phénocristaux dans un filon de diabase. Ech. KMA 24.

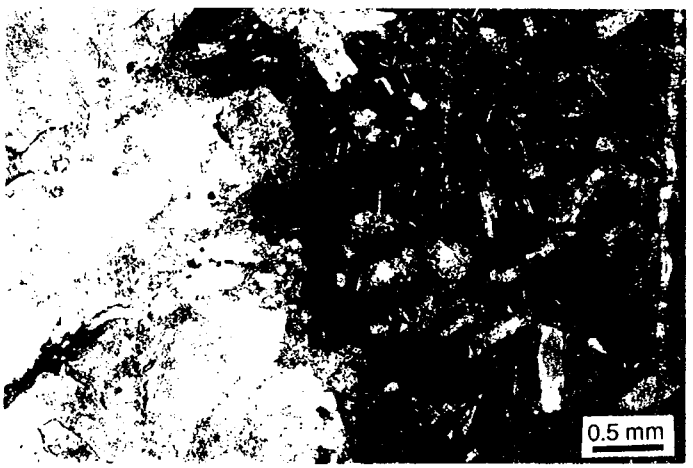
VII.8 - Texture équante et équigranulaire d'une microdiorite. Ech. ASF 17.



1



2



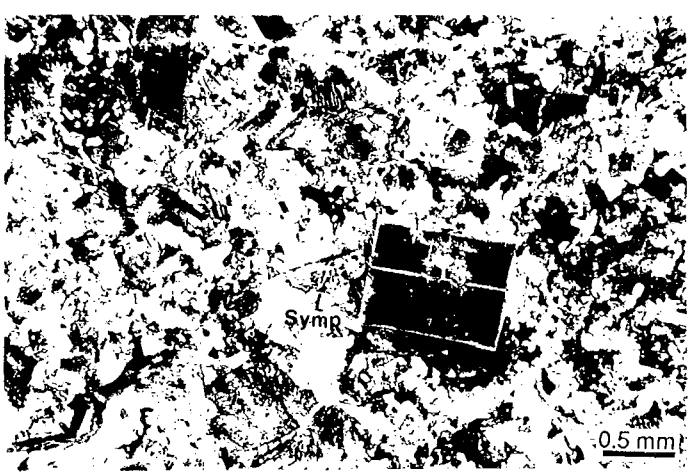
3



4



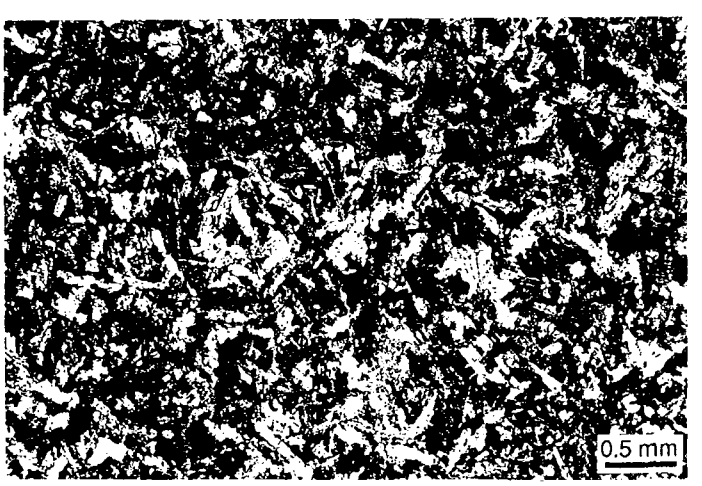
5



6



7



8

les espaces créés par contraction après refroidissement. **Cette épidote est très répandue dans les fractures ouvertes du massif** (un échantillon avec des fibres de plus 5 cm de long a été prelevé sur le chemin de Tagmout à Amerchih) et également dans l'encaissant à dominante volcanique (épidotites de Termier, 1971), en septa ou en dehors du pluton. Par contre, ce minéral est très rare dans les plutonites.

Plagioclases				Biotite		Amphiboles			Oxyde
Anal.	106	107	108		104		114	115	113
	B	I	C						C
SiO2	53.16	53.49	53.1	SiO2	37.85	SiO2	57,00	47.9	0,00
Al2O3	30.1	29.74	29.83	Al2O3	14.8	Al2O3	0.91	7.26	0.08
Cr2O3	0.02	0.00	0.09	Cr2O3	0.36	Cr2O3	0.00	0.00	0.07
FeOt	0.68	0.40	0.37	FeOt	17.67	FeOt	7.08	15.27	86.95
NiO	0.00	0.00	0.06	NiO	0,00	NiO	0.06	0.04	0,00
MgO	0.22	0.07	0.04	MgO	12.38	MgO	19.18	12.27	0.08
MnO	0,00	0,00	0,00	MnO	0.25	MnO	0.30	0.25	0,00
TiO2	0.02	0,00	0.10	TiO2	2.67	TiO2	0.05	0.57	0.37
CaO	12.82	12.36	13.27	CaO	0.05	CaO	12.65	12.2	0.14
Na2O	4.29	4.68	4.38	Na2O	0.10	Na2O	0.18	1.13	0.00
K2O	0.10	0.03	0.10	K2O	8.79	K2O	0.01	0.39	0.00
----------				----------		----------			
Total	101.41	100.77	101.34	Total	94.92	Total	97.42	97.28	87.69
%Or	0.6	0.2	0.6	XFe	44.8	XFe	17.8	41.5	
%Ab	37.5	40.6	37.2						
%An	61.9	59.3	62.2	B : bordure ; C : cœur ; I : intermédiaire					

Tableau II.17 - Analyses de quelques minéraux du filon doléritique KMA 83. La biotite est en voie de chloritisation, la hornblende est transformée en actinote.

Au point de vue pétrographique, ces filons basiques sont des roches où dominent le plagioclase (labrador), l'amphibole (verte ou brune), la biotite, les oxydes de fer. Leur texture est variable : doléritique ou plus ou moins fluidale (fluidalité parallèle aux épontes) mais toujours porphyrique (phénocristaux de plagioclase). Les phénocristaux millimétriques à centrimétriques sont soit automorphes et souvent contournés par la fluidalité, soit corrodés (Photo 4, Pl. VII), ce qui traduit un déséquilibre avec la mésostase et laisserait donc supposer que ce sont des xénocristaux. Les minéraux de ces filons sont souvent altérés en actinote, chlorite et albite (Tab. II.17), contrairement aux roches dans lesquelles ils se sont mis en place ce qui suggère une activité hydrothermale qui emprunte les fractures comme voies de circulation et qui a du mal à s'étendre dans les roches déja consolidées. Les filons basiques sont relativement précoces par rapport aux autres filons qu'ils recoupent mais l'activité magmatique qui leur a donné naissance s'est

étalée dans le temps puisque certains de ces filons recoupent les aplopegmatites tardives (Haute Vallée du N'Fis).

Des roches basiques, telles que la diorite microgrenue TAG 130, émanant des corps de diorites ont des caractères voisins de ces filons de diabase. Il est tentant de penser que les filons de diabase et dolérites sont liés à une activité magmatique basique et tardive liée au pluton et ceci d'autant plus que ces filons se raréfient rapidement en s'éloignant du massif.

6.3 - Les filons à affinité "lamprophyrique" (Photos 5 et 6, Pl. VII)

Ces filons sont peu nombreux et ils n'apparaissent que dans l'encaissant en particulier au NW du Tizi n'Izrakene. Le terme de lamprophyre est impropre pour décrire leur chimisme variable (cf. chapitre IV) depuis des termes intermédiaires jusqu'à des termes acides. Toutefois, il sera utilisé pour regrouper ces roches dont la caractéristique minéralogique commune est de contenir des biotites plurimillimétriques dont le pourcentage modal peut dépasser 20 %. L'analyse modale réalisée dans le filon NFI 51 (Tab. II.1) range cette roche dans la classe des microgranodiorites de Streckeisen (1976).

Un véritable champ filonien forme le flanc Sud Est de l'Adrar Timezguida n'Oughgad. Des filons à pendages faibles se sont mis en place dans des caisses filoniennes déjà remplies de magmas leucocrates partiellement refroidis comme en témoignent les intra-épontes entre ces deux types pétrographiques. Ces filons ont une épaisseur métrique à plurimétrique et une extension de plusieurs centaines de mètres.

La texture est généralement microgrenue porphyrique et les minéraux que l'on y rencontre (Tabl. II.18) sont :

- la biotite sous forme d'amas de cristaux dont la forme rappelle parfois celle des amphiboles. Ces biotites sont très saines et sont aussi magnésiennes que certaines des diorites du massif,
- l'amphibole absente de certains filons et formant 10 % de la roche dans d'autres,
- le pyroxène, très rare et qui est du cpx,
- le plagioclase pouvant atteindre un pourcentage d'anorthite de 45 % ; il est généralement automorphe, parfois sous forme de phénocristaux zonés avec des synneusis nombreuses (Photos 5 et 6, Pl.VII) et des couronnes de micropegmatites et/ou de myrmékites,

- le feldspath potassique qui est du microcline (< 15 % de la roche) ; il contient une quantité variable d'albite et se présente sous forme de petits cristaux ou de symplectites avec le quartz (Photo 6, Pl.VII),
- le quartz, rare, est sous forme de micropegmatites,
- l'ilménite,
- le sphène,
- la calcite, rare ...

L'omniprésence dans ce type de filons de la biotite rappelle les observations faites dans les plutonites du massif, en particulier dans toutes les roches basiques à intermédiaire. Toutefois, le fait que ces filons n'apparaissent que dans l'encaissant n'exclut pas une origine totalement étrangère par rapport à ces mêmes roches.

Feldspaths						
Anal.	69	70	71	74	75	77
	C	I	B	C	C	
SiO2	57.87	56.27	58.29	62.62	63.01	64.98
Al2O3	26.85	27.15	26.56	18.84	19.05	23.63
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeOt	0.26	0.25	0.17	0.00	0.12	0.33
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.04	0.04	0.03	0.00	0.00	0.02
MnO	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04
TiO2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.17
CaO	8.85	9.37	8.73	0.00	0.01	3.98
Na2O	6.60	6.13	6.68	0.37	1.35	9.72
K2O	0.28	0.27	0.31	15.39	14.08	0.04
Total	100.82	99.50	100.77	97.22	97.63	102.91
%Or	1.6	1.6	1.7	96.5	87.3	0.2
%Ab	56.6	53.4	57.1	3.6	12.7	81.4
%An	41.9	45.1	41.2	0	0	18.4

Ilménites			
	66	67	78
	C	C	
SiO2	0.04	0.07	0.05
Al2O3	0.07	0.00	0.01
Cr2O3	0.00	0.00	0.00
FeOt	39.82	39.61	39.61
NiO	0.07	0.08	0.00
MgO	0.00	0.00	0.06
MnO	5.82	5.57	5.42
TiO2	53.42	52.65	53.65
CaO	0.00	0.02	0.07
Na2O	0.00	0.04	0.05
K2O	0.01	0.10	1.94
Total	99.25	98.14	100.86

B : bordure ; C : cœur ;
I : intermédiaire

Biotites						
	62	63	64	65	68	72
Anal.	C	C	C	C	C	C
SiO2	36.20	37.71	38.25	38.49	37.13	37.93
Al2O3	16.52	16.13	14.99	15.03	16.48	14.82
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00
FeOt	21.73	20.57	19.48	20.50	20.94	18.68
NiO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.06	0.00
MgO	8.77	9.00	10.24	10.27	9.12	11.65
MnO	0.26	0.21	0.28	0.27	0.14	0.21
TiO2	2.66	2.27	2.60	2.35	2.45	3.24
CaO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Na2O	0.11	0.05	0.03	0.09	0.06	0.04
K2O	9.24	9.29	9.25	9.15	9.64	9.52
Total	95.49	95.24	95.17	96.26	96.02	96.09
XFe	0.58	0.56	0.52	0.53	0.56	0.48

Tableau II.18 - Analyse de quelques minéraux du filon NFI 51.

6.4 - Les filons leucocrates

Ils sont nombreux surtout dans le quart NE du massif, dans le pluton comme dans l'encaissant. La taille de ces filons est très variable, depuis quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres. Ce sont des pegmatites à FK - quartz - albite - muscovite, biotite, des aplites, des filons de quartz, des greisen, des granites hololeucocrates à muscovite ± biotite qui passent insensiblement aux leucogranites à biotite ou à deux micas. Ils ont des orientations et des pendages variés, de subhorizontaux à verticaux (Fig. II.48), ceci pouvant s'expliquer par une mise en place parallèle à l'enveloppe du pluton qui elle-même est subhorizontale (Nord) à verticale (Sud par exemple). Ces pegmatites sont parfois zonées et contiennent des feldspaths qui peuvent atteindre, au coeur des filons, une taille décimétrique (ex : crête du Jarelna à l'Est du massif et à proximité du Timichi au Nord Est). Des stocksheiders, connus depuis Bizard et Ziegler (1955), existent à la bordure NE du massif.

Le nombre des filons pegmatitiques est relativement restreint par rapport à ce que l'on peut observer dans d'autres massifs hercyniens marocains (Jebilet, Oulmès par exemple) et **la tourmaline est inexistante ou très rare dans ce type de filons** comme dans les autres types de roches du Tichka. Cette constatation a d'ailleurs été faite par Bizard et Ziegler (op. cit.) qui notent la rareté des filons à quartz et tourmaline sauf peut-être dans la région d'Agadir n'Maine.

Ce groupe de filons est lié aux activités tardimagmatiques hydrothermales ou deutériques contemporaines de la mise en place des leucogranites.

6.5 - Les filons de microdiorite (Photo 8, Pl.VII)

Ils sont également nombreux dans tout le massif et l'encaissant. Leur direction générale est N30 - N60 parallèle à la schistosité régionale, mais elle peut être différente quand ils empruntent des fractures préexistantes (N130 par exemple).

Ces filons forment des faisceaux dans tout le Maroc. Leur composition est globalement dacitique et leur âge est tardihercynien. L'âge westphalo-permien de ce type de filon a été établi par les différents auteurs sur des arguments de terrain (Huvelin, 1971), mais il a été contesté récemment par Cornée (1989) qui pense à partir d'arguments géochronologiques (K/Ar) et de terrain, que la mise en place de ces microdiorites pourrait être plus récente (jurassique). Schaer (1988) a observé, quant à lui, que ces filons étaient plus anciens car replissés par les déformations hercyniennes. Il s'avère que (1) l'état d'altération de ces roches ne permet pas de donner des âges fiables par la méthode K/Ar, (2) un mélange a été fait par les différents auteurs entre des roches qui sont certes des

microdiorites, mais qui n'appartiennent pas toutes à la même génération. Le type qui est étudié ici est, comme ailleurs dans le Maroc, postérieur à la mise en place des granites et aux déformations hercyniennes et antérieur au dépôt du Permien. Les roches qui composent ces filons sont décrites sous les termes de porphyres sans quartz par Permingeat (1954) à Azegour, d'orthophyres par Michard (1982) dans les Rehamna, de microdiorites par Huvelin (1971) dans les Jebilet et par Huvelin (1983) dans le Maroc oriental, ou de dacitoïdes par Hoepffner (1974) dans les Rehamna. Le terme de microdiorite est celui qui convient le mieux pour décrire ces roches variées mais dont le type moyen est une microdiorite quartzique à texture microgrenue porphyrique et avec pour minéraux essentiels : plagioclase, amphibole, biotite. L'ensemble est fortement altéré par des phénomènes deutériques tardifs qui leur donnent une patine rose verdâtre caractéristique accompagnée d'une altération en boules. Contrairement aux autres filons, les microdiorites sont postérieures à la mise en place du pluton et même au refroidissement total de ce pluton.

La caractéristique de ces filons, dans les Jebilet, est de contenir une quantité importante de xénolithes dont le terme pétrographique prédominant est formé de granitoïdes variés (granite, aplite, greisen) décrits par Huvelin (1971) et Gasquet et Bouloton (1982). Ces xénolithes représentent des témoins de la croûte traversée par le magma microdioritique, modifiés au contact du magma par thermométamorphisme (Bouloton et Gasquet, en préparation). Les filons de microdiorite du Tichka comme ceux de Rehamna contiennent peu d'enclaves à part quelques xénocristaux de feldspath potassique, de couleur rose, isolés dans la masse de la roche (versant sud de l'Asfalou). L'origine de ces xénocristaux semble identique aux xénolithes des filons des Jebilet.

Les filons de microdiorite, par leur répartition dans tout le Maroc hercynien et leur mise en place postérieure aux granitoïdes, ne sont pas liés directement à la genèse du Massif du Tichka. Néanmoins, la différence d'âge qui pourrait être tout au plus de quelques millions d'années entre les dernières manifestations plutoniques hercyniennes et la mise en place de ces filons suggère que les deux phénomènes ne sont pas totalement étrangers. Les études en cours devraient permettre de préciser l'âge et la genèse de ces filons et des xénolithes qu'ils contiennent.

6.6 - Les filons divers

Sous ce terme sont rassemblés de nombreux filons de microdiorite, microgranodiorite, micromonzogranite ou microgranites leucocrates divers que l'on trouve un peu partout dans le massif et dont on voit souvent qu'ils émanent de masses de même nature mais de taille plus importante et dont la texture est grenue. Mises à part leurs textures, ces roches ont les mêmes caractères pétrographiques et minéralogiques que les plutonites dont elles

sont issues (cf. les paragraphes précédents). Ces filons ont une taille qui peut varier de quelques centimètres à plusieurs mètres et leur direction est très variable (Fig. II 48).

6.7 - Conclusions

Dans les cinq catégories de filons reconnus dans le Massif du Tichka, il y a ceux qui ont une parenté directe avec les roches plutoniques du massif : les filons leucocrates et les filons divers, ceux qui ont une affinité avec d'autres roches du pluton : les filons de dolérites et diabases voire les filons lamprophyriques et ceux qui, de par leur mise en place postérieure, ne sont pas directement liés au pluton : les filons de microdiorite. L'orientation générale de ces filons est très variable, ils ont emprunté toutes les discontinuités pré-existantes ou contemporaines de leur mise en place : foliation, schistosité, fractures, fentes de tension qui sont nombreuses dans tout massif de granitoïdes. On peut penser qu'une partie de ces filons (diabases-dolérites) ont pu constituer les cheminées d'accès d'un volcanisme basique associé au plutonisme du Tichka et actuellement érodé mais qui est connu ailleurs dans le Maroc hercynien (cf. Chalot - Prat, 1990).

Dans le chapitre géochimie, les filons divers et les filons de leucogranites seront traités avec les roches avec lesquelles ils ont des liens génétiques clairs ; pour les autres filons seules seront données les compositions chimiques globales.

7 - COMPARAISONS ENTRE LES DIFFERENTS FACIES

7.1 - Classification modale et type d'association

Les analyses modales des faciès-types des plutonites du Tichka ont été présentées dans le tableau II.1. Les commentaires sur ces analyses ont été faits au paragraphe 1.3 de ce chapitre et lors de la description de chacun des faciès. Le diagramme Q A P (Fig. II.49) est réutilisé ici dans le but de préciser l'affinité magmatique des roches composant le massif, selon les principes de Lameyre et Bowden (1982) et Bowden et al. (1984). Il s'avère que la nature de ces roches, prises dans leur ensemble et en faisant abstraction des coupures entre les groupes, est **calcoalcaline** de type Sierra Nevada (Bateman et al., 1963). Rappelons, toutefois, que seuls les faciès types du massif, c'est-à-dire les barycentres des "nuages" de points des diagrammes géochimiques, ont été analysés. Ce qui accentue, d'une part, les hiatus entre les différents groupements de points et masque, d'autre part, **deux tendances,** l'une qui dérive vers la série de référence (1) **trondhjémitique,** ce qui a déjà été noté par Rosé (1987), et l'autre qui dérive vers la série **monzonitique** (7) de Corse ou des Vosges. Cette diversité suggère l'intervention, dans la genèse du massif, de mécanismes et de sources variés.

7.2 - Evolutions des minéraux dans l'ensemble des faciès

Dans les paragraphes précédents, les minéraux ont été étudiés successivement dans chacun des groupes. Dans ce qui suit, les comparaisons vont être abordées minéral par minéral pour l'ensemble des groupes. Le grand nombre d'analyses pour certains minéraux (par exemple les amphiboles et les biotites) a nécessité l'emploi des moyennes dans le but de faciliter la lecture des diagrammes comparatifs. Quand deux variétés du même minéral coexistent dans une même roche, par exemple la hornblende brune et la hornblende verte ou la hornblende verte et l'actinote, les deux variétés ont été distinguées dans les diagrammes.

Seuls les amphiboles, les biotites et les feldspaths et, dans une moindre mesure, les oxydes sont comparés dans ce qui suit, en raison de leur caractère ubiquiste qui justifie leurs utilisations comme traceurs pétrogénétiques. Pour plus de précisions et pour les muscovites, les pyroxènes et les olivines, présents dans quelques faciès seulement, le lecteur voudra bien se reporter aux paragraphes consacrés aux différentes roches qui contiennent ces minéraux.

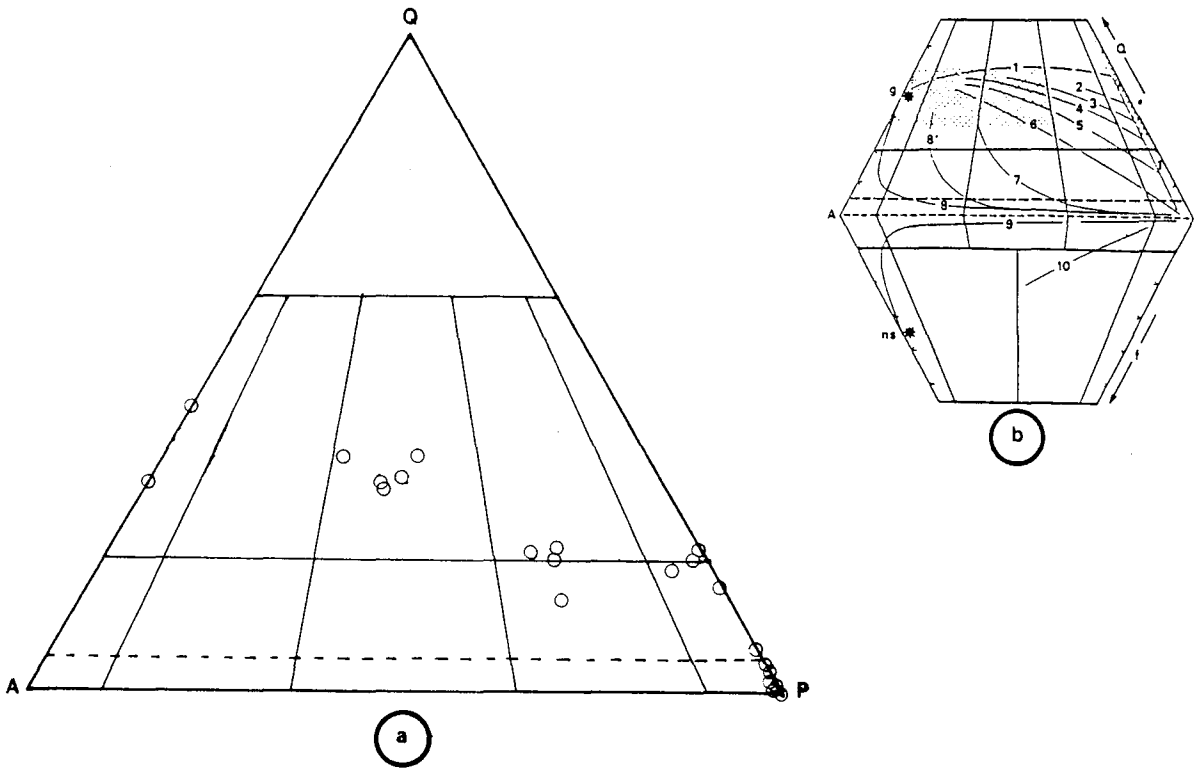


Figure II.49 · a . Diagramme QAP (analyses modales) des faciès-types du Massif du Tichka. (voir texte pour explications)

b . Quelques séries plutoniques de référence dans le même diagramme d'après Lameyre et Bowden (1982). 1 . tholéiitiques; 2 . calcoalcalines trondhjémitiques. Séries calcoalcalines granodioritiques de Corse (3), du Chili et du Pérou (4 et 5), de Sierra Nevada (6). Série monzonitique de Corse et des Vosges (7).Tendance associée à la série alcaline du Nigeria (8') ; séries alcalines saturées en silice (8) ; séries alcalines sous-saturées en silice (9) ; série alcaline de Tahiti (10). Etoiles : moyenne des différenciés granitiques (g) et néphéliniques (n.s.) ; zones ombrées : mobilisats crustaux.

7.2.1 - Les amphiboles

Tout l'éventail des amphiboles calciques de la classification de Leake (1978), entre les kaersutites et les actinotes, est représenté dans les différents groupes de roches du massif du Tichka. Les diagrammes de figure II.50 montrent que :

- deux groupes d'amphiboles s'individualisent clairement : celles des gabbros qui sont plus magnésiennes, sodiques et titanifères et celles des leucogranites qui sont plus ferrifères que celles des autres groupes,
- les amphiboles des diorites, des granodiorites-tonalites et des monzogranites sont peu différentes et la faible évolution qui apparaît n'est pas continue et ne se fait pas dans le sens diorite vers monzogranite, les amphiboles de ce dernier groupe étant aussi magnésiennes que celles des GDT, ou même de certaines diorites.

7.2.2 - Les micas

Les micas des différents groupes sont très variés depuis les phlogopites des gabbros, qui ont un XFe égal à 0.2, jusqu'aux biotites ferrifères des leucogranites où le XFe est voisin de 0.8. Les micas des leucogranites à biotite ou biotite-muscovite et ceux de la leucotonalite TAG 25 sont nettement plus alumineux et se rapprochent du pôle sidérophyllite. Les diagrammes de la figure II.50 montrent que :

- **les micas des gabbros sont très magnésiens et ceux des leucogranites à biotite-amphibole et des leucogranites à deux micas sont très ferrifères.** Cette dernière tendance se retrouve, mais peu marquée, dans une granodiorite (TAM 29) et une diorite hétérogène (TAM 34),
- **les diorites, les granodiorites et les monzogranites contiennent des biotites tout à fait similaires** et des teneurs en Ti et Fe peu variables,
- **les teneurs en Na des micas, comme des amphiboles, des gabbros sont considérablement plus élevées** (Tab. VI et VII, annexe III) que dans les micas des autres faciès, soulignant leur caractère sodique,
- une assez bonne corrélation existe entre le XFe des biotites et celui des amphiboles. Il en est de même pour la plupart des éléments, ce qui prouve que ces minéraux, toujours étroitement associés dans les roches, ont cristallisé dans des conditions physico-chimiques voisines.

Le diagramme Al total / Mg de Nachit et al. (1985) permet, en opposant Mg et Al et en considérant les biotites comme des solutions entre les différents pôles : annite, phlogopite, sidérophyllite et eastonite, de préciser la typologie des granitoïdes. Deux précautions doivent être prises : les teneurs en K_2O et TiO_2 doivent être supérieures

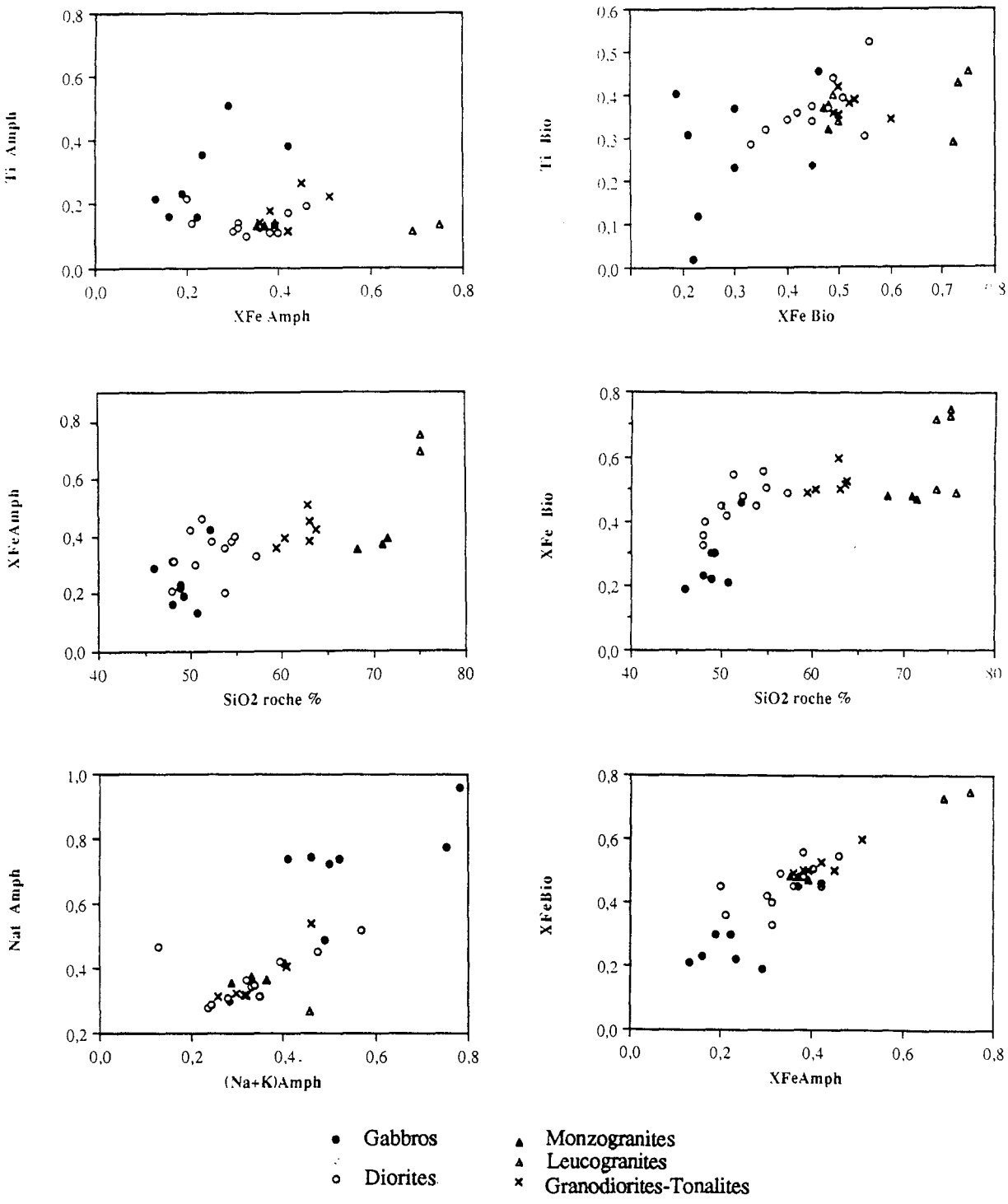


Figure II.50 - Diagrammes Ti / XFe, Nat / (Na+K), XFe / SiO_2 roche des amphiboles (moyennes) et diagrammes Ti / XFe et XFe / SiO_2 roche des biotites (moyennes).

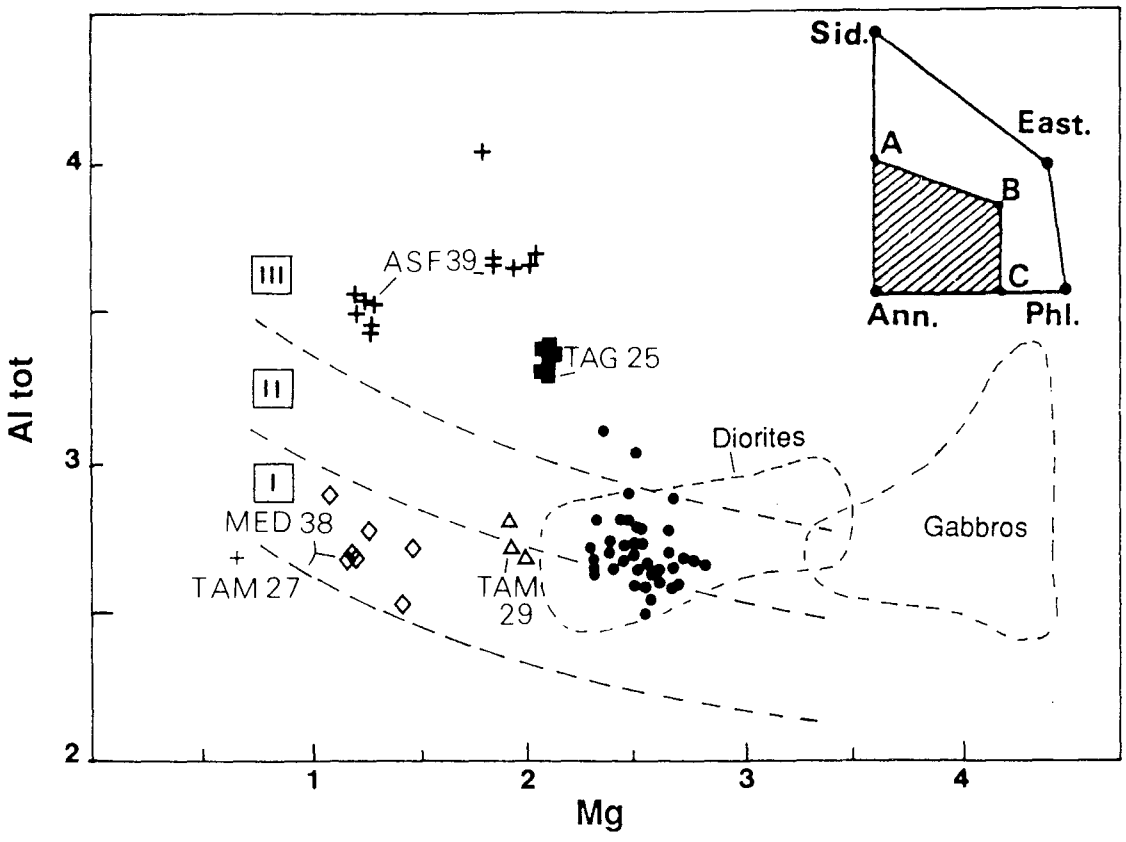


Figure II.51-Diagramme Al tot / Mg de typologie des granitoïdes par leurs biotites (Nachit et al., 1985).
I : association subalcaline ; II : association calcoalcaline ; III : association alumino - potassique. ASF 39 : leucogranite à deux micas, MED 38 et TAM 27 : leucogranites à biotite et amphibole, TAG 25 : leucotonalite à biotite, TAM : granodiorite de la tendance ferro-sodique, points : autres granitoïdes. Pour les gabbros et les diorites seules les aires de répartition ont été dessinées

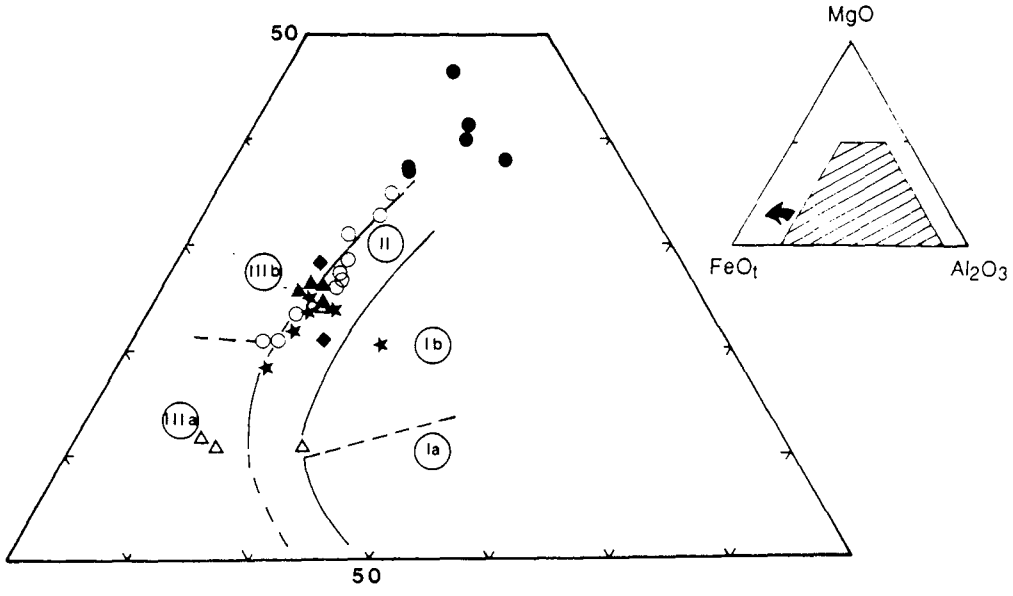


Figure II.52-Diagramme MgO / Al_2O_3 / FeOt de typologie des granites à partir des biotites (Rossi et Chèvremont, 1987).

I a : association alumino-potassique de type Limousin. I b : association alumino-potassique de type Guéret. II : association calcoalcaline. IIIa : association monzonitique de type ferropotassique. IIIb : association monzonitique de type magnésiopotassique. cercles pleins : gabbros ; cercles vides : diorites ; étoiles : GDT ; triangles pleins : monzogranites ; triangles vides : granites leucocrates.

respectivement, à 7.5 % et 2 % et le total des oxydes doit être voisin de 96 %, ceci dans le but d'éviter les micas en voie de chloritisation ou muscovitisation ; ces deux phénomènes ne sont pas toujours visibles, en lame mince, à leurs débuts.

Ces deux conditions sont vérifiées pour nos granitoïdes, mais la somme des oxydes est parfois assez éloignée de 96 % qui est la valeur admise pour les biotites communes (Deer et al., 1980). Deux raisons peuvent être avancées pour expliquer ceci : (1) l'importance des teneurs en F, Li, B ou H_2O, éléments non analysés, et/ou (2) l'état d'oxydation élevée qui diminue artificiellement la perte au feu par la prise en compte du Fe_2O_3 sous forme de FeO. Les biotites des GDT et des monzogranites, reportées dans le diagramme de la figure II.51 ont **une affinité calcoalcaline à tendance subalcaline.** Les deux leucogranites à amphibole se situent dans le **domaine des associations subalcalines.** Enfin, le leucogranite à muscovite ASF 39 et la leucotonalite TAG 25 sont dans le champ des **associations alumino-potassiques,** ce qui montre une intervention crustale alumineuse importante pour leur genèse. Bien que ce diagramme ne soit pas adapté aux roches basiques, qui contiennent principalement des phlogopites et non des biotites, il est intéressant de noter que les diorites (dont seule l'aire de répartition est figurée) se situent également dans le champ calcoalcalin. L'aire de répartition des gabbros est plus étalée mais elle déborde également dans le domaine calcoalcalin.

Dans le diagramme MgO / FeOt / Al_2O_3 (Fig. II.52) utilisé pour caractériser les granitoïdes-hôtes (Rossi et Chevrémont, 1987 ; Chevrémont et al., 1988), les biotites se répartissent de la façon suivante :

- les granitoïdes, dans leur ensemble, se situent dans le **domaine calcoalcalin avec une tendance magnésio-potassique,**
- le leucogranite à muscovite ASF 39 à la leucotonalite TAG 25 se trouvent dans le **domaine alumino-potassique,**
- les leucogranites à amphibole TAM 27 et MED 38 sont dans le domaine **monzonitique ferro-potassique de type Ploumanac'h.**

De la même façon et avec les mêmes réserves que pour le diagramme précédent, les roches basiques (diorites et gabbros) sont à la limite du domaine calcoalcalin et du domaine monzonitique magnésio potassique.

7.2.3 - Les couples biotite-amphibole

La distribution des éléments entre biotite et amphibole a été étudiée en détail dans les granitoïdes où ces deux minéraux sont souvent ensemble (cf. Speer, 1984). Parmi ces

éléments, Mg et Fe ont fait l'objet d'investigations nombreuses. Il s'avère que la distribution de Mg et Fe dépend de différents paramètres : la composition de la roche, celle de chacun des minéraux, l'assemblage minéral et les conditions physiques de cristallisation. Tous ces paramètres qui agissent ensemble sont difficiles à estimer.

La teneur en Al sert également de test pour étudier l'équilibre biotite-amphibole. Deux diagrammes sont présentés pour étudier cet équilibre :

- le premier (Fig. II.53), de Stephenson (1977), fait intervenir le coefficient de distribution $K_D^{B/A}$ (Al IV / (AlIV + Si)) qui représente la relation entre la fraction molaire de Al_{IV} dans les amphiboles et la distribution de Al_{IV} entre la biotite et l'amphibole. Si ce coefficient est constant cela prouve que les deux minéraux en jeu se comportent comme des solutions idéales en équilibre chimique sous des conditons P-T uniformes. La valeur de ce K_D peut varier si une de ces conditions n'est pas satisfaite,

- le second (Fig. II.54) oppose Al_{IV} au rapport XFe, ces éléments augmentent généralement dans le même sens dans les amphiboles et plus irrégulièrement dans les biotites (Ramberg, 1952 ; Speers, 1984).

Ces deux diagrammes indiquent que :

- **les variations de composition des biotites sont plus continues que celles des amphiboles** (Fig. II.54), mais dans ces deux minéraux Al_{IV} (ou Al total) et XFe diminuent globalement des gabbros vers les termes les plus acides. Notons toutefois, comme Albuquerque (1973), que Al_{IV} augmente en passant des roches à biotite-amphibole aux roches à biotite seule (comme ASF 39 et TAG 25), ce qui traduit le **caractère fortement alumineux** de ces dernières,
- malgré un continuum dans les lignées d'évolutions, **on ne peut envisager un phénomène unique de différenciation par cristallisation fractionnée** puisque les recouvrements entre les groupes sont importants, en particulier dans les termes intermédiaires,
- le **XFe des amphiboles est un peu plus faible que le XFe des biotites** même si on prend en en compte Fe total dans le calcul. Ceci indique que lors de la cristallisation des amphiboles le bain silicaté était plus pauvre en fer que lors de la cristallisation des biotites. Ceci indique également que les amphiboles ont cristallisé un peu avant les biotites même si elles sont toujours intimement liées,
- le K_D entre biotite et amphibole n'est pas constant, ce qui montre que ces **deux minéraux n'ont pas atteint un équilibre chimique sous des conditions P-T uniformes,**

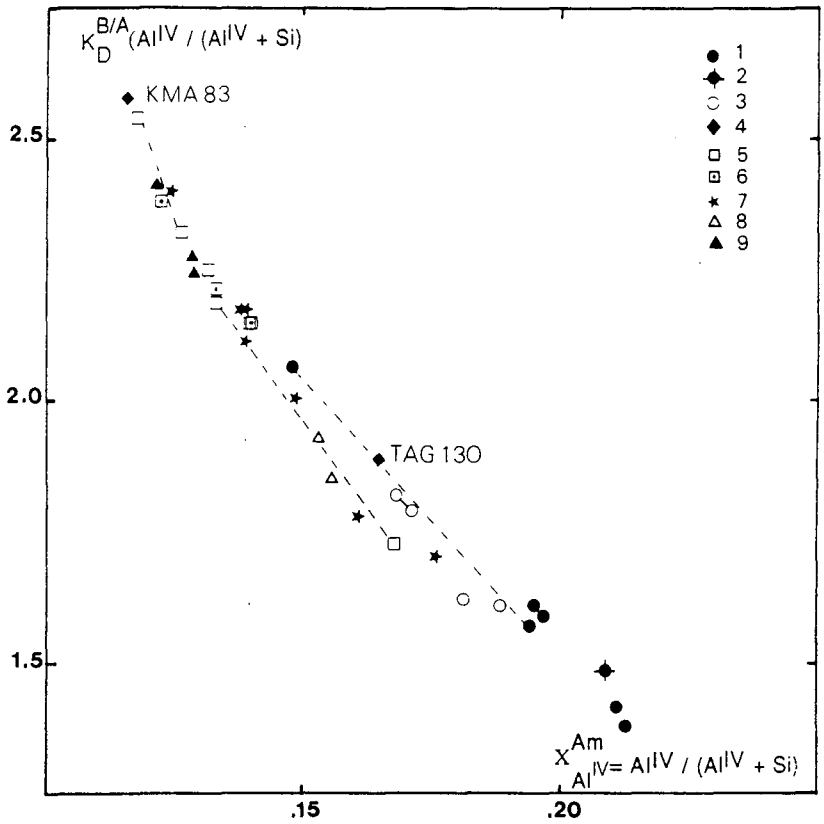


Figure II.53 - Diagramme $K_D^{Bio/Amph}$ (AlIV/(AlIV+Si)) = f (X_{AlIV}^{Am}). 1 : gabbros ; 2 : leucogabbro GOU 45 ; 3 : méladiorites ; 4 : filon doléritique KMA 83 et "lamprophyrique" NFI 51 ; 5 : diorites hétérogènes ; 6 : diorites communes ; 7 : granodiorites-tonalites ; 8 : granites leucocrates ; 9 : monzogranites.

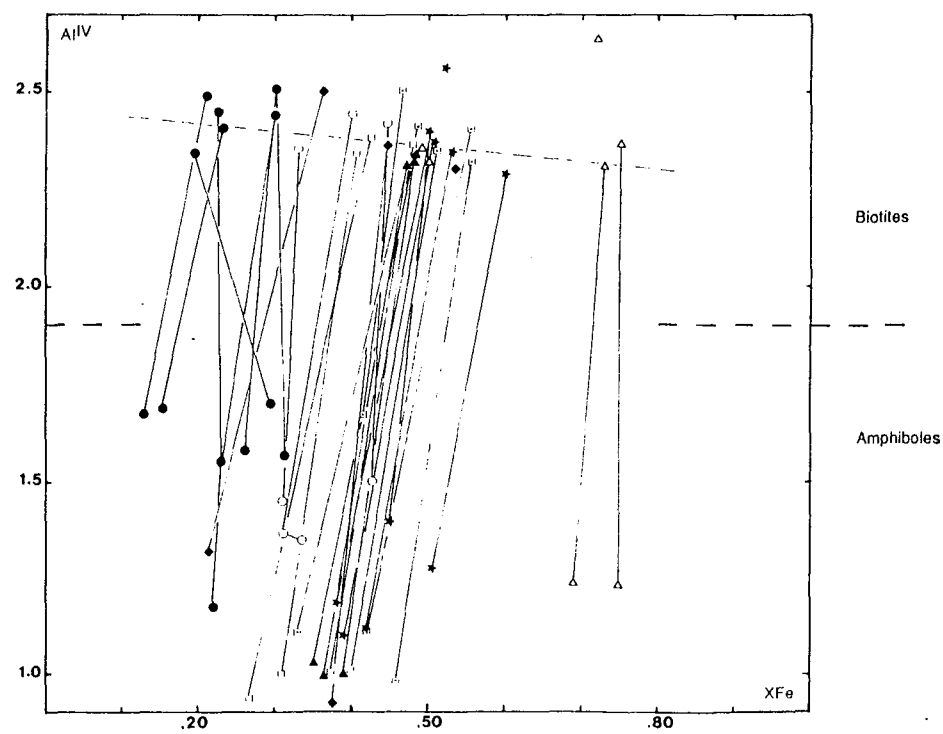


Figure II.54 - Variations de AlIV en fonction de XFe dans les biotites et les amphiboles correspondantes. Même légende que ci-dessus. *NB = le XFe des biotites est calculé avec Fe2 total, tandis que pour les amphiboles, il est calculé avec Fe2 estimé d'aprés Leake, 1978.*

- trois groupes s'individualisent dans les amphiboles d'après leur teneur en Al IV :

  * *celui des gabbros et de certaines méladiorites (Al IV = 1.60),*
  * *celui des leucogranites et de certaines granodiorites (Al IV = 1.30),*
  * *celui des diorites hétérogènes, des monzogranites et de certaines diorites communes et granodiorites ((Al IV = 1.10).*

7.2.4 - Les feldspaths

Dans la figure II.55 où SiO_2 est pris comme indice de différenciation de la roche, les plagioclases s'organisent de la façon suivante :

- ceux des gabbros et des méladiorites qui ont un pourcentage d'anorthite compris entre 40 et 60 %,
- ceux des autres diorites, des granodiorites-tonalites et des monzogranites qui ont un pourcentage d'anorthite entre 15 et 35 %,
- ceux des leucogranites dont le pourcentage en anorthite est compris entre 0 et 20 %.

Les compositions chimiques des plagioclases, comme celles des minéraux ferromagnésiens, n'évoluent pas de façon continue entre les différents termes.

Dans la formule structurale des plagioclases, le pourcentage moléculaire d'orthose (Fig. II.56) est faible (inférieur à 4 %) sauf pour une tonalite (NFI 105) où des phénomènes d'interactions in situ avec un magma granitique sont probables. Des mélanges mécaniques dans le gisement entre magmas basique et acide permettent également d'expliquer la présence de plagioclase acide dans la diorite hétérogène TAM 34 qui a pourtant un pourcentage de SiO_2 bas et qui ne présente pas de phénomènes d'altération secondaire.

7.2.5 - Les minéraux accessoires

La magnétite et l'ilménite se trouvent en quantité abondante dans les gabbros et les granites, l'ilménite est seule présente dans les diorites et les granodiorites-tonalites. Les compositions chimiques des oxydes (annexe III) montrent que Mn est concentré dans les ilménites plus que dans les magnétites et dans les granites plus que dans les gabbros. Les oxydes s'enrichissent donc en Mn au fur et à mesure de l'augmentation de l'état d'oxydation. L'estimation des fO_2, grâce au pourcentage moléculaire de la pyrophanite dans l'ilménite (Czamanske et Mihalik, 1972 ; Czamanske et Wones, 1973), est, toutefois, rendue délicate par les possibles rééquilibrations, en environnement plutonique,

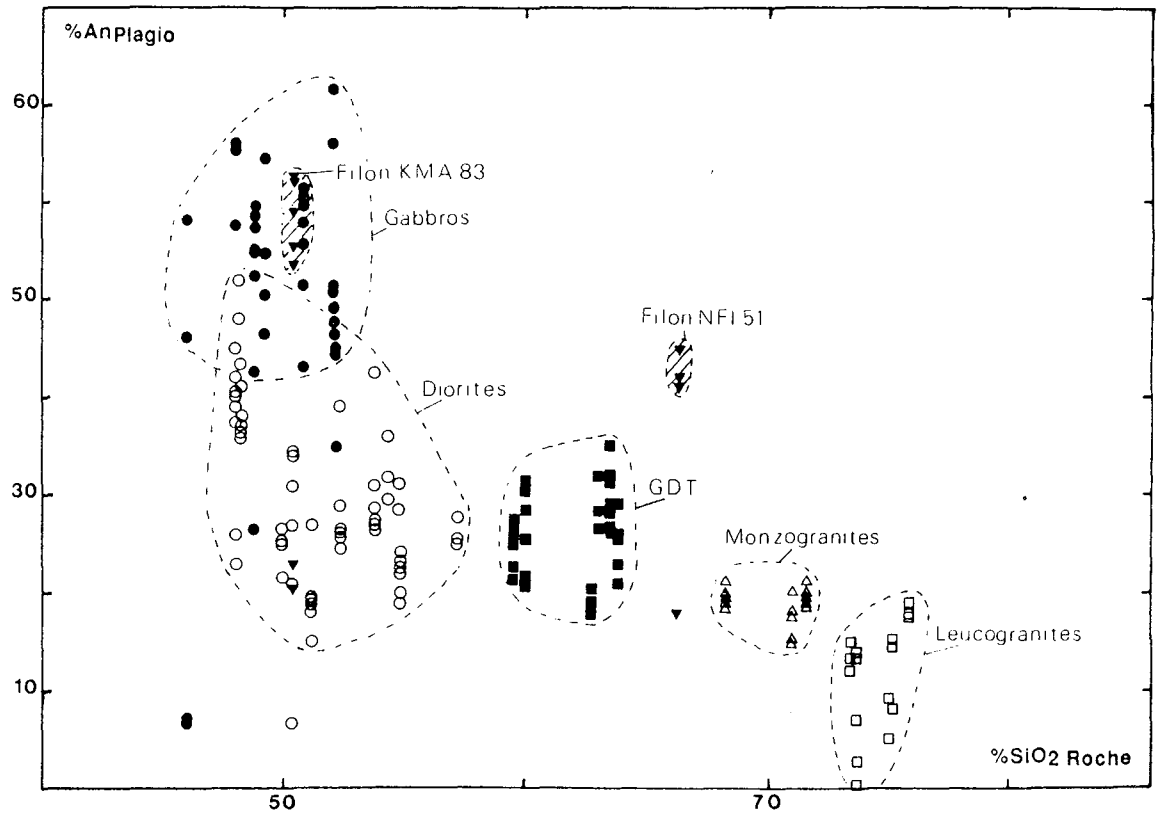


Figure II.55- Diagramme de variation du % d' anorthite dans les plagioclases en fonction du % de SiO2 dans la roche correspondante.

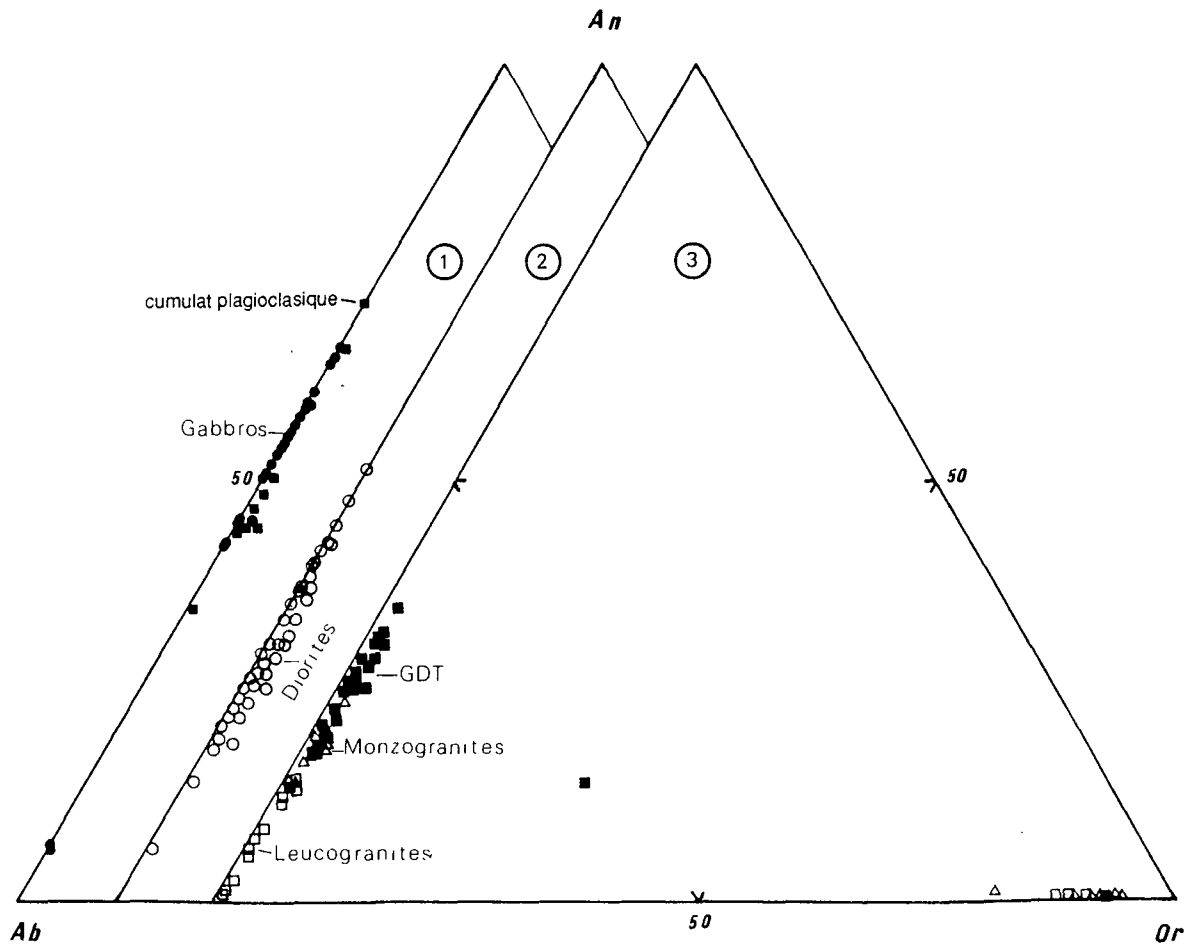


Figure II.56- Position des feldspaths dans le diagramme An / Ab / Or.

à des températures inférieures à 400°. Les estimations pour les oxydes des roches du Tichka indiquent des fugacités comprises dans une fourchette de 10^{-10} à 10^{-15} sans plus de précisions.

Le sphène est présent partout sauf dans les gabbros et les leucogranites. Enfin, l'allanite est particulièrement bien développée dans les leucogranites à amphibole et, dans une moindre mesure, dans les monzogranites.

8 - LES SEPTA D'ENCAISSANT

Bien que ne faisant par l'objet principal de cette étude, il est important de rappeler pour ces roches, les observations des auteurs précédents (Bizard et Ziegler, 1955 ; Termier H. et G., 1971 ...) ajoutées à nos propres observations et ceci dans le but, notamment, de préciser les conditions de mise en place du pluton.

8.1 - Natures et gisements (Photos, Pl. VIII)

Le contact avec le pluton se fait principalement avec des roches carbonatées au Sud-Ouest, au Sud et à l'Est et avec des métapélites au Nord et à l'Ouest (cf. carte en annexe). Ceci suggère qu'une limite, parrallèle à la stratification générale (N 60 E environ), séparait un domaine carbonaté, au Sud, d'un domaine pélitique au Nord. Les roches volcaniques ou volcanodétritiques (ex andésites) se répartissent indifféremment dans chacun des domaines, mais les faciès conglomératiques (volcanodétritiques) sont fréquents aux abords du pluton. Les enclaves d'encaissant sont assez nombreuses dans tout le massif en particulier dans le SW. Il n'existe pas de différence entre la nature de ces roches et celle que l'on trouve autour du massif si ce n'est, bien sûr, le degré de métamorphisme qui les affecte. Le tableau ci-dessous résume les différents types de roches qui souvent sont associés sur le terrain.

Roche initiale	**Métamorphites Dans l'encaissant**	**Métamorphites Dans le pluton**
Pélites	Séricito-chloritoschistes micaschistes et gneiss	Micaschistes, gneiss migmatites
Grès	Grès et quartzites lie de vin	Idem, mais peu
Calcaires	Marbres et cipolins	Cipolins, skarns
R. volcaniques	Chloritoschistes, amphibolites	Amphibolites, gneiss amphiboliques
R. volcano-détritiques	Conglomérats andésitiques	Idem

Tableau II.19 - Comparaison entre les roches métamorphiques rencontrées dans le pluton et celles de l'encaissant.

Les roches de l'encaissant sont affectées d'un métamorphisme régional, de type épizonal, sur lequel se surimpose un métamorphisme, lié à la mise en place du pluton, qui atteint son point culminant dans les quelques dernières centaines de mètres en s'approchant du pluton (Termier H. et G., 1971). Lagarde et Roddaz (1983) ont tracé, d'après les cartes des auteurs précédents, la zone d'apparition de la biotite qui se moule parfaitement sur le massif, sauf au Sud où le fonctionnement de l'accident du Tizi n'Test contribue à la réduire jusqu'à la faire disparaître.

Dans leur mémoire de 1971, H. et G. Termier ont souvent parlé de migmatites pour désigner des roches où, en effet, existe un mélange entre des zones métamorphiques et des zones de type granitique. Mais il s'agit en fait, très souvent, de micaschistes injectés de filons de granite ou de pegmatite et d'aplite. Ces filons qui ne résultent pas d'une fusion in situ, peuvent être très nombreux à l'approche de l'interface pluton-encaissant. Par contre, de vraies migmatites existent dans le pluton lui-même. Le plus bel affleurement se trouve à 200 mètres au Nord des azibs de Tagouyamt. On y voit (Photo 1, Pl. IX) des roches intensément plissées où des leucosomes granitiques s'injectent, soit le long des discontinuités (foliation, fracture), soit de façon sécante sur ces mêmes discontinuités. D'autres affleurements du même type existent au Sud du Moulay Ali à 200 mètres de Tagmout sur la piste du Tizi n'Igouramene.

Ailleurs dans le pluton, l'encaissant se présente, la plupart du temps, sous la forme de panneaux (septa) d'extension longitudinale pluridécamétrique à hectométrique pour une largeur de quelques dizaines de mètres. Parfois, ces roches para-dérivées ont une extension beaucoup plus importante, en particulier dans le Sud-Ouest du massif où l'on peut suivre des panneaux sur plusieurs kilomètres.

La géométrie des septa et les rapports entre les plans d'anisotropie des roches qui les constituent et des plutonites sont intéressants à étudier pour apporter des éléments au modèle de mise en place. Plusieurs observations peuvent êre faites :

(1) cartographiquement (cf. carte au 1/50.000°, annexe IV), les septa sont parallèles aux alternances diorites / GDT et sont plus ou moins en continuité avec l'encaissant. Cela veut donc dire **qu'aucun "brassage" important** n'a eu lieu dans le magma après "l'enclavage" des septa,

(2) dans le détail, c'est-à-dire à l'échelle de l'affleurement, les panneaux d'encaissant sont obliques sur le plan de fluidalité magmatique de la roche magmatique encaissante. Les panneaux d'encaissant ont donc joué comme des plans de glissement au cours des réajustements à la fin de la mise en place,

PLANCHE VIII

- Les roches métamorphiques -

VIII.1 - Gneiss à biotite - sillimanite plissé et en septum dans le pluton, montrant un début de fusion. Tagouyamt. Plateau du Tichka.

VIII.2 - Pli dans des calcaires métamorphiques, montrant un début de transposition de la stratification parallèlement au plan axial. Ce type de roche est très fréquent sur toute la bordure du massif. Entre Takoucht et Sarourt (Sud du Massif).

VIII.3 - Gneiss à grenat (grt), spinelle (Sp), cordiérite (Crd), sillimanite (Sill) et plagioclase, prélevé dans l'encaissant. Ech. ASF 20.

VIII.4 - Métaconglomérat à éléments volcaniques. La flèche indique des fentes de tension dans un galet. Ces fentes sont parallèles au filon de matériel leucocrate plissé à gauche de l'affleurement, et elles indiquent la direction de $\sigma 1$. Ouest de Figri..

VIII.5 - Microconglomérat andésitique provenant de l'encaissant au NE du massif. Les éléments sont des phénocristaux de plagioclase et des débris de roches felsiques. Ech. NFI 37.

VIII.6 - Micaschiste à cordiérite (Crd) de l'encaissant. Ech. NFI 2.

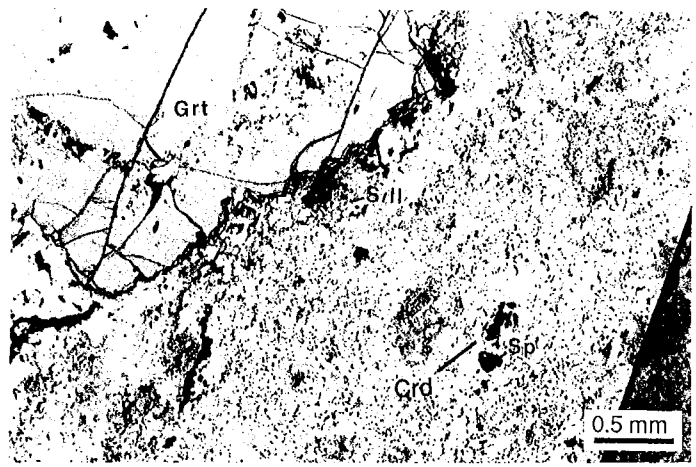
VIII.7 - Andalousite syn-cinématique dans un micaschiste de l'encaissant. Ech. MED 45. Ouest de Figri.



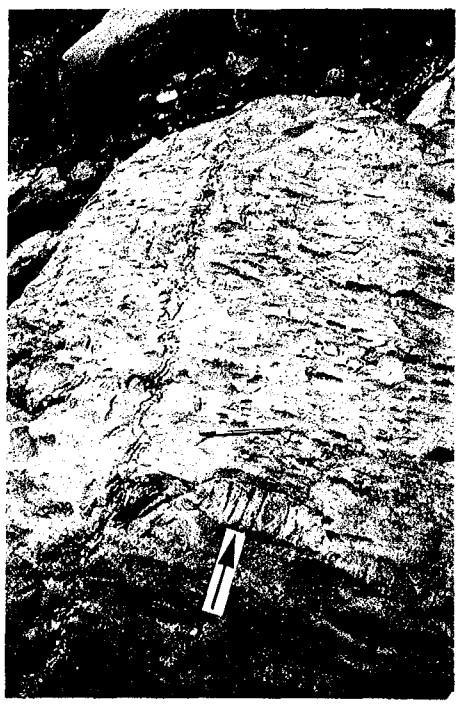
1



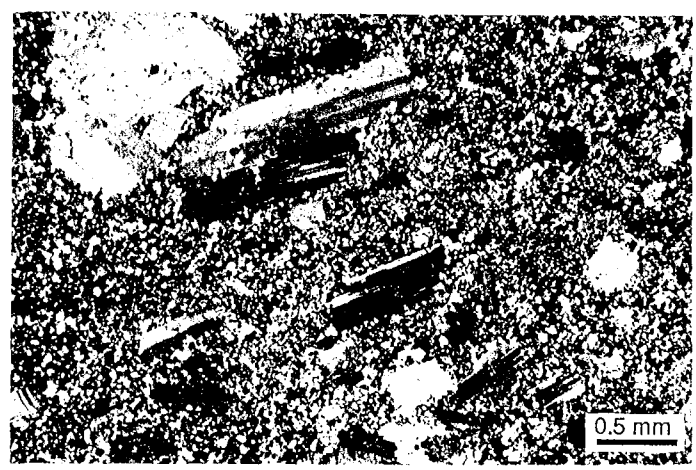
2



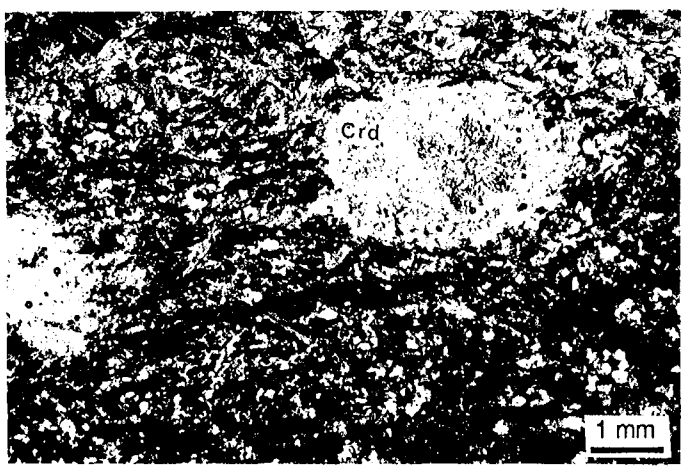
3



4



5



6



7

(3) **une "ligne" assez continue de panneaux de métapélites** se prolonge depuis le versant ouest de l'Afettas jusqu'au Tifighelt en passant par le Sud de Touk el Khir. Cette "ligne" est décalée de façon dextre par la faille qui passe par le Wajir Oudadene et le Tizi n'Tafoukt. Il est vraisemblable que cet alignement de septa ne soit pas dû au hasard et que sa signification soit voisine de celle des "Roof pendants". On aurait donc là l'indice de la séparation entre deux plutons emboîtés, l'un au Nord, plus acide et plus tardif, l'autre au Sud, plus dioritique et précoce. Le chapitre VII de ce mémoire aborde l'étude de ces intrusions multiples,

(4) **le "quart SW du massif"** (au sud ouest d'une ligne Toutki - Tagmout) (cf. Fig. II.1) **contient beaucoup de roches d'encaissant métamorphique** : amphibolites, micaschistes, quartzites, cipolins, skarns. Les masses de skarns les plus importantes s'y trouvent avec comme minéraux principaux, de la wollastonite en fibres décimétriques, des grenats, des amphiboles, des pyroxènes pluricentimétriques, des filonnets d'épidote de plusieurs centimètres de large. C'est également là que se trouvent les indices de minéralisations (Mo, Cu...) les plus nombreux. Les circulations hydrothermales ont dû être importantes dans cette partie du massif, favorisant les concentrations minérales et la formation de skarns.

8.2 - Minéralogie et métamorphisme

Au métamorphisme régional de type épizonal se surimpose donc un métamorphisme lié à la mise en place du pluton. Ce deuxième métamorphisme se manifeste dans les roches d'origine pélitique par la transformation en schistes tachetés, schistes noduleux, micaschistes et par un degré de cristallinité qui va en augmentant en se rapprochant du massif. Seule la culmination métamorphique a un intérêt ici, et seules vont être énumérées, ci-dessous, les paragenèses liées aux conditions maximales dans les roches silico-alumineuses. La comparaison sera également faite entre les roches de l'encaissant et les roches de même nature en septa dans le pluton. Rappelons que dans les métapélites, la séricite et la chlorite sont progressivement remplacées en se rapprochant du massif par de la biotite, du grenat, de l'andalousite, de la cordiérite, de la staurotide et de la sillimanite...

Les photographies de la planche VIII illustrent les paragenèses apparues lors des conditions paroxysmales dans **les roches d'origine pélitique,** et le tableau ci-dessous permet de comparer les paragenèses et les réactions observées dans le massif et à l'extérieur.

Bordure externe du massif :

- Andalousite + std + grt + spinelle + biotite + plagioclase + crd
- Cordiérite + plagio + sill
- Grenat + bio + plagio
- Andalousite ----> cordiérite
- Cordiérite + bio -----> sill + musc
- Spinelle + grt -----> crd + plagio

Dans le massif sous forme de septa :

- Biotite + crd + sill + plagio
- Andalousite -----> sillimanite

De plus, il s'avère que dans les septa :

* la cristallinité de la roche est en général plus importante,
* la sillimanite est sous forme prismatique,
* l'andalousite et le grenat sont rares et uniquement sous forme de reliques,
* l'andalousite, la sillimanite, la staurotide et moins clairement les autres minéraux métamorphiques sont synschisteux par rapport à la schistosité développée lors de la mise en place du pluton, ce qui indiquerait que ce dernier est syntectonique.

L'ensemble de ces observations, en l'absence d'analyses chimiques des différentes phases, permet de dire qu'il n'y a pas de différence minéralogique notable entre les roches à l'intérieur du massif et celles qui sont à l'extérieur, la seule différence observée est un degré de fusion partielle plus élevé dans le pluton. Cela veut donc dire que les conditions subies par ces deux ensembles ont été sensiblement identiques et que **l'origine des panneaux d'encaissant n'est pas à rechercher très loin en profondeur.** Les paragenéses observées, en particulier andalousite-staurotide-cordiérite, indiquent une **pression faible que l'on peut estimer être inférieure ou égale à 3 kb** (Winkler, 1979).

Ce parallélisme étroit entre encaissant et septa, relevé dans les roches d'origine pélitique, peut être également observé dans les autres roches. Dans **les roches carbonatées,** les minéraux principaux sont : l'amphibole, le grenat, le diopside, la calcite, l'épidote, la wollastonite, le sphène et plus ou moins l'idocrase.

Dans les amphibolites, on trouve à côté de l'amphibole, du plagioclase et de la biotite accompagnée parfois de grenat...

Les minéraux des autres roches métamorphiques n'ont pas de véritables significations génétiques.

Enfin, dans le Sud-Ouest du massif, Termier et al (1977) signalent la présence de disthène dans des "pélites gréso-charbonneuses à pyroxène, andalousite et quartz d'origine détritique". Ceci n'a jamais été confirmé par nos propres observations et la coexistence de pyroxène et de disthène suppose un degré de métamorphisme fort (Winkler, 1979) incompatible avec des quartz détritiques dans la roche.

8.3 - Conclusion : conditions approchées du métamorphisme

Le pluton du Tichka s'est mis en place en contexte dynamique (minéraux synschisteux) entraînant un épisode HT - BP à sillimanite se surimposant à un épisode BT - BP à andalousite et précédant, mais probablement de peu, cette mise en place. Il conviendrait alors de parler plus d'évolution dans le temps que de succession pour ces deux épisodes métamorphiques qui pourraient n'être séparés par un intervalle de temps court.

9. CONCLUSIONS A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

Le Massif du Tichka est formé d'une grande variété de roches plutoniques, qui s'organisent en cinq groupes, plus des filons et des roches métamorphiques.

Le groupe des gabbros est assez diversifié puisque ont pu être reconnus, en plus des cumulats à olivine ou à plagioclase, des gabbros contenant plus ou moins d'olivine et des gabbronorites. **Le clinopyroxène, le labrador, l'olivine magnésienne avec la phlogopite et la hornblende magnésienne sont les minéraux caractéristiques de ce groupe. La teneur importante en Na_2O des micas, amphiboles et plagioclases est une constante, ceci étant due à une tendance sodique des roches elles-mêmes.** Enfin, la localisation des gabbros au cœur des diorites laisse supposer que ces deux groupes ont des liens génétiques bien que leurs caractères pétrographiques et minéralogiques soient différents.

Le groupe des diorites est très hétérogène. Néanmoins, trois sous-groupes ont pu être définis : *les méladiorites, les diorites hétérogènes et les diorites communes.* **Les minéraux habituels dans toutes les diorites sont : la hornblende magnésienne, la biotite, le plagioclase oligoclase-andésine et le sphène. Le cpx y**

est rare sauf sous forme de reliques au cœur de certaines amphiboles des faciès hétérogènes. Mais jamais les diorites ne contiennent ni d'olivine ni de pyroxènes bien développés. Enfin, entre les termes les plus basiques et les termes quartz-dioritiques, les passages sont progressifs tant au point de vue composition modale, qu'au point de vue de la composition chimique des minéraux. Tous ces caractères permettent d'affirmer que **les 3 sous-groupes sont génétiquement liés.**

Le groupe des granodiorites-tonalites est formé de roches assez variées depuis des diorites quartziques jusqu'à granodiorites. **Les minéraux caractéristiques de ce groupe sont la biotite, le plagioclase (oligoclase-andésine) et l'amphibole (parfois absente).** Les compositions chimiques des minéraux sont assez homogènes et rappellent (cœurs des cristaux) celles des minéraux des diorites les plus acides. Enfin, certains échantillons soulignent une tendance ferro-sodique nette qui s'écarte du terme moyen calco-magnésien. Une deuxième tendance alumineuse (ou biotitique) a été mise en évidence.

Le groupe des monzogranites **est le plus homogène.** Ces granites contiennent toujours de l'amphibole et de la biotite. Malgré des relations spatiales et de contemporanéité des monzogranites avec les granodiorites-tonalites, les compositions des minéraux des monzogranites sont sensiblement différentes (les biotites et les amphiboles sont plus magnésiennes par exemple) ce qui autorise à penser que ces deux groupes ne dérivent pas du même magma.

Le groupe des leucogranites est formé de roches nettement tardives par rapport aux autres faciès. Trois sous-groupes ont été définis :

- *les leucogranites à biotite seule,* généralement associés aux monzogranites avec lesquelles ils ont des affinités pétrographiques et minéralogiques,
- *les leucogranites à biotite et amphibole*, localisés sur les bordures du massif. Leurs minéraux sont relativement riches en fer et dans une moindre mesure en sodium. Ils présentent des traits communs avec certaines granodiorites voire avec certains monzogranites,
- *les leucogranites à deux micas (± andalousite et cordiérite) se localisent surtout* dans le Nord-Est du massif et présentent des caractères laissant supposer une origine supracrustale.

La caractéristique générale des roches plutoniques du Massif du Tichka est leur degré d'altération faible à nul. Au point de vue minéralogique, la magnétite et l'ilménite se trouvent en quantité abondante dans les gabbros et les granites, l'ilménite prédomine dans les diorites et les granodiorites tonalites. **Les compositions chimiques des**

plagioclases, comme celles des minéraux ferromagnésiens, n'évoluent pas de façon continue entre les différents termes. On ne peut donc envisager un phénomène unique de différenciation par cristallisation fractionnée depuis les termes les plus basiques jusqu'aux termes les plus acides, puisque les recouvrements entre les groupes sont importants en particulier dans les termes intermédiaires. Des phénomènes de mélanges très locaux existent entre les diorites et les granodiorites ou entre les granodiorites et les monzogranites. Ils se traduisent surtout par l'introduction mécanique de plagioclase dans la diorite et la microclinisation de certains plagioclase des granodiorites.

Le chimisme des minéraux, notamment des biotites, indique que le massif forme une association **calcoalcaline à tendance subalcaline**. Cette tendance est particulièrement marquée pour les leucogranites à biotite et amphibole. Les leucogranites à muscovite sont dans le domaine des **associations alumino-potassiques**.

Les filons **sont de trois types : ceux qui ont une liaison spatiale et génétique avec les roches plutoniques** du massif (les filons leucocrates et les filons divers), ceux qui ont une **affinité avec d'autres roches du pluton** (les filons de dolérites et diabases voire les filons "lamprophyriques"), **ceux qui ne sont pas directement liés au pluton** (les filons de microdiorite).

Les roches métamorphiques présentes sous forme de septa ou dans l'encaissant autour du pluton sont d'anciennes roches sédimentaires à volcano-sédimentaires, et volcaniques. Les minéraux de ces roches suggèrent que la mise en place du pluton s'est faite en contexte dynamique accompagné d'un épisode HT - BP (inférieure ou égale à 3 kb) se surimposant à un épisode BT - BP légèrement antérieur.

Enfin, le massif est formé de trois zones composées des mêmes variétés de roches, mais en proportions variables, et délimitées par des panneaux d'encaissant.

CHAPITRE III

ETUDE THERMOBAROMETRIQUE

CHAPITRE III

ESTIMATIONS DES CONDITIONS DE CRISTALLISATION DES MINERAUX

1 - INTRODUCTION

L'état de fraîcheur remarquable des minéraux des roches du Massif du Tichka, le nombre élevé d'analyses à la microsonde et le caractère ubiquiste de certains minéraux (biotite, amphibole) nous ont incité à rechercher et utiliser des géothermobaromètres dans le but de répondre aux problèmes pétrologiques posés. Ces derniers sont de plusieurs natures :

- estimation et comparaison des température et pression de cristallisation des minéraux dans les différents groupes de roches ainsi que des lieux possibles de ces cristallisations dans la croûte terrestre ;
- profondeur de mise en place du pluton et état d'avancement de la cristallisation des différentes roches au moment de cette mise en place ;
- évaluation des quantités d'eau disponibles dans les liquides pendant la cristallisation des minéraux ;
- évaluation des conditions d'oxydation (fO_2) dans les liquides.

Les calculs thermobarométriques ont été faits à partir des moyennes d'analyses, ce qui augmente certes les imprécisions des chiffres donnés, mais qui a l'avantage de rendre plus aisées les comparaisons entre les différents faciès. L'utilisation des moyennes est d'ailleurs parfois recommandée par les auteurs (cf. Hollister et al., 1987, pour les amphiboles) .

2 - THERMOMETRES OPX / CPX

Seuls les gabbros sont concernés par ces thermomètres puisque ce sont les seules roches contenant le couple opx-cpx. Les compositions chimiques des pyroxènes dans le système CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 sont utilisées depuis longtemps (Wood and Bano, 1973 ; Wells, 1977 ; Lindsley et Andersen, 1983 ; Lindsley, 1983 ; Nickel et al., 1985) comme thermomètres et ceci quel que soit le contexte géodynamique des roches qui les

contiennent. La potentialité barométrique des pyroxènes est reconnue également depuis longtemps mais sa calibration, en particulier grâce au rapport Al / Ti, est plus délicate en raison de la méconnaisance des teneurs en Fe_2O_3 et donc du degré d'oxydation. Elle a été entreprise par exemple au laboratoire de pétrologie de Clermont-Ferrand (Boivin, 1982 ; Bouhmedi, 1988) mais essentiellement dans les pyroxènes des laves alcalines et tholéitiques. Aucun chiffrage précis, n'est par contre, disponible dans les roches calco-alcalines. De plus, la restriction de la composition du cpx aux seuls composants Ca, Mg, Fe peut conduire à des simplifications excessives qui ne sont pas sans danger pour les interprétations pétrogénétiques. Pour cette raison, la classification de Morimoto et al. (1988) a été utilisée pour vérifier la valeur des paramètres "Quad" et"Others" pour les pyroxènes qui, par ailleurs, sont confondus dans le triangle Ca Mg Fe. Il s'avère que les pyroxènes des gabbros sont relativement homogènes au point de vue composition et donc que leur caractérisation dans ce triangle est globalement bonne.

L'équilibre Orthopyroxène - Clinopyroxène a été étudié dans l'espace pression - température - composition. L'espace chimique pris généralement en considération a pour pôle CaO - MgO - Al_2O_3 (Wood et Banno, 1973 ; Wells, 1977 ; Lindsley, 1983) ou CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 (Nickel et al., 1985). La teneur en Ca dans les clinopyroxènes décroît avec l'augmentation de la température tandis que pour les orthopyroxènes (ou les pigeonites) Ca croît avec la température. Le XMg des clinopyroxènes, comme celui des orthopyroxènes, croît avec leurs températures de cristallisation et la solubilité d'Al diffère entre l'opx et le cpx et change avec la pression.

Les résultats sur les couples cpx / opx des gabbros sont les suivants :

	Wood et Banno (°C) (1)	Wells (°C) (2)
GOU 34	1050	1144
GOU 43	1037	1127
TAG 129	1051	1078
GOU 8	946	931
GOU 6	929	946

Tableau III.1 - Estimations des températures d'équilibre orthopyroxène - clinopyroxène.
NB : Les températures sont calculées à partir de la formule structurale où le partage Fe^{3+} / Fe^{2+} est estimé selon Leake (1978).

(1) Ces auteurs prétendent que l'effet de la pression sur les températures, dans l'intervalle 1bar à 30kb, est négligeable (moins de 50°C).

(2) Aucune précision n'est donnée par cet auteur sur l'influence de la pression.

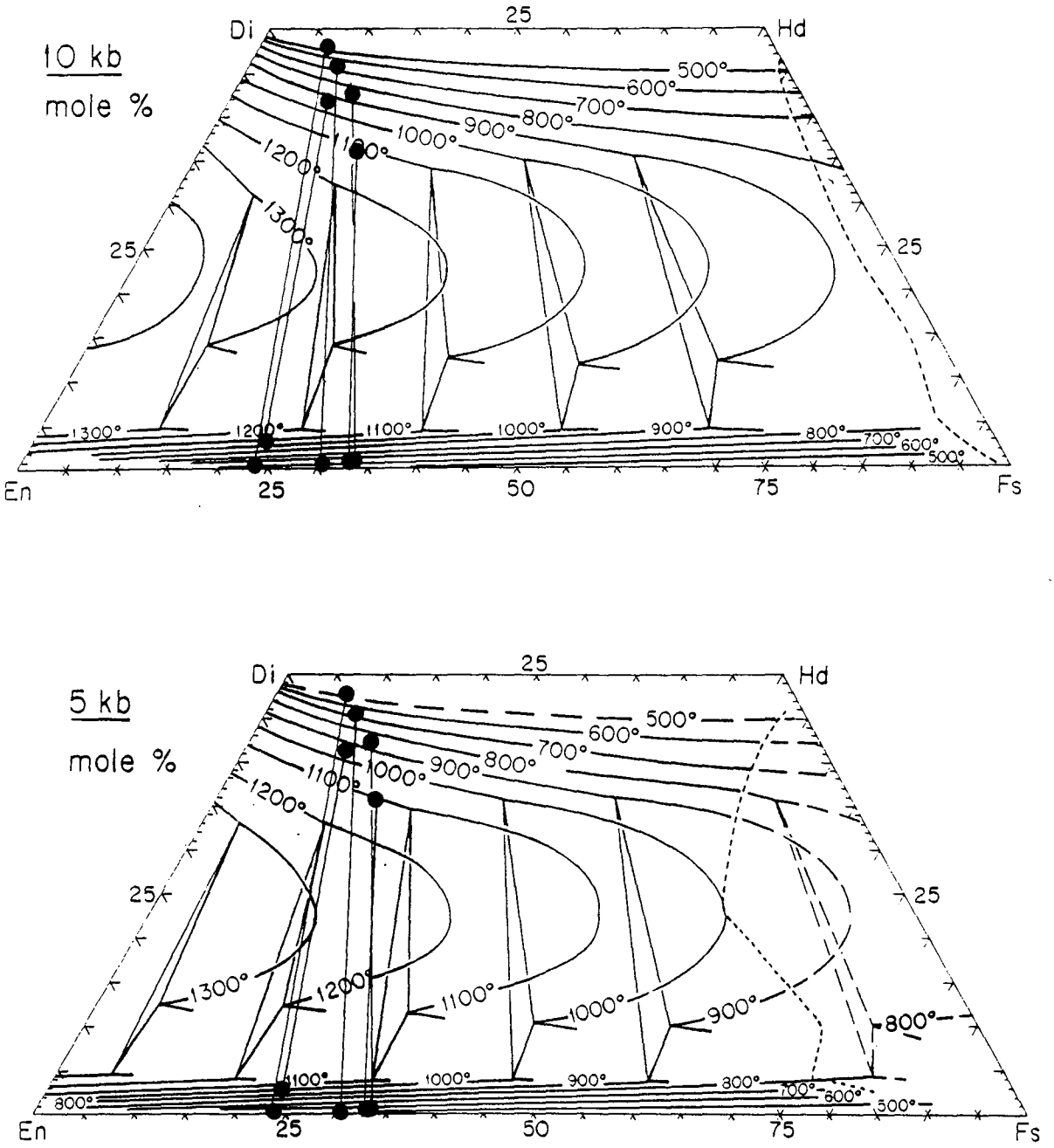


Figure III.1 - Diagramme Wo-En-Fs des couples cpx - opx des gabbros. Les isothermes sont extraits de Lindsley (1983). A droite de la courbe en pointillés, les relations des pyroxènes sont métastables.

Ces thermomètres sont controversés (voir Lindsley, 1983) parce que les températures varient avec les teneurs en eau du magma et les valeurs absolues ne doivent donc pas être strictement retenues. Il apparaît toutefois deux groupes de températures : l'un entre 1050 et 1150°C qui pourrait correspondre aux cristallisations primaires des pyroxènes à l'équilibre et l'autre aux environs de 950°C qui peut correspondre à des couples qui ne sont pas à l'équilibre (opx réactionnel visible en lame mince ; cf. chapitre précédent) ou à des réactions soit avec le liquide soit subsolidus.

Dans le quadrilatère Di - Hd - En - Fs où Lindsley a tracé les isothermes déterminés expérimentalement pour les différents équilibres minéralogiques, les points se répartissent en deux groupes de la même façon que précédemment, mais seul le couple de TAG 129 donne des températures (primaires) > 1000°C (Fig. III.1). Le choix des pressions totales de 5 kb ou de 10 kb a été fait d'après les pressions définies par l'étude barométrique des amphiboles (cf. paragraphe suivant). En effet, ces derniers minéraux ont cristallisé dans les gabbros à des pressions comprises entre 3.8 et 7.5 kb (suivant les baromètres choisis). L'étude pétrographique a montré que les pyroxènes cristallisent avant les amphiboles donc a des pressions au moins égales à ces valeurs. Les deux quadrilatères à 5 kb et 10 kb montrent que les différences ne sont pas importantes. De plus, il faut noter que les teneurs en Ca des opx sont faibles, d'où une grande imprécision des mesures à la microsonde. Or, comme les isothermes sont dans cette zone très resserrés, et la position des opx très imprécise, il est difficile d'obtenir des températures précises pour les opx et surtout des températures identiques à celles des cpx normalement à l'équilibre.

Pour la même raison, les calculs de thermométrie suivant Nickel et al. (1985), parce qu'ils prennent en compte les teneurs en Al et Ca, en plus de Mg, sont donc très imprécis à cause des teneurs faibles en ces deux éléments. Si on les applique aux pyroxènes des gabbros du Tichka, ils donnent en effet des températures dans un intervalle 900 - 1500°C !

3 - BAROMETRES AMPHIBOLES

3.1 - Les baromètres utilisés

Selon Cawthorn (1976) "les amphiboles ont souvent été considérées comme des poubelles chimiques en raison des larges fourchettes de composition qu'elles peuvent présenter". Les études de Raase (1974), Laird et Albee (1981), Spear (1981), Helz (1982), Ellis et Tompson (1986) ont précisé les relations entre, d'une part, le chimisme des amphiboles et l'ordre d'apparition de ces minéraux et, d'autre part, la pression, la température, les fugacités de l'eau, les fugacités de l'oxygène et le chimisme du magma à

partir duquel elles cristallisent. Mais la complexité des systèmes thermodynamiques à amphiboles ne permet pas, jusqu'à ce jour, d'utiliser un des paramètres de composition pour déterminer quantitativement cette pression ou cette température. Néanmoins, Hammarstrom et Zen (1986) ont pu montrer, de façon empirique, que **la teneur en Al total (Alt) des amphiboles sert de baromètre** fiable pour les systèmes ignés.

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

$$\textbf{P totale } (\pm \textbf{ 3 kbar}) = \textbf{ - 3.92 + 5.03 Alt} \qquad (1)$$

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

$$\textbf{P totale } (\pm \textbf{ 1 kbar}) = \textbf{ - 4.76 + 5.64 Alt} \qquad (2)$$

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

$$\textbf{P totale } (\pm \textbf{ 0.5 kb}) = \textbf{ - 3.46 + 4.23 Alt} \qquad (3)$$

Ces trois équations ont été utilisées et comparées pour les amphiboles non altérées des roches composant le Massif du Tichka et ceci sur les moyennes des analyses de chaque échantillon. En toute rigueur, Hollister et al.(op. cit.) préconisent de n'utiliser que les analyses des couronnes des amphiboles puisque ce sont celles qui ont été en équilibre avec toutes les autres phases minérales et avec le liquide résiduel. Néanmoins, ces auteurs font remarquer que l'on peut utiliser les moyennes d'analyses d'amphiboles adjacentes, puisque leurs courbes de calibration ont été établies de cette façon. De plus, nous ne disposons pour certains échantillons que de trop peu d'analyses de bordures de minéraux pour qu'elles soient représentatives.

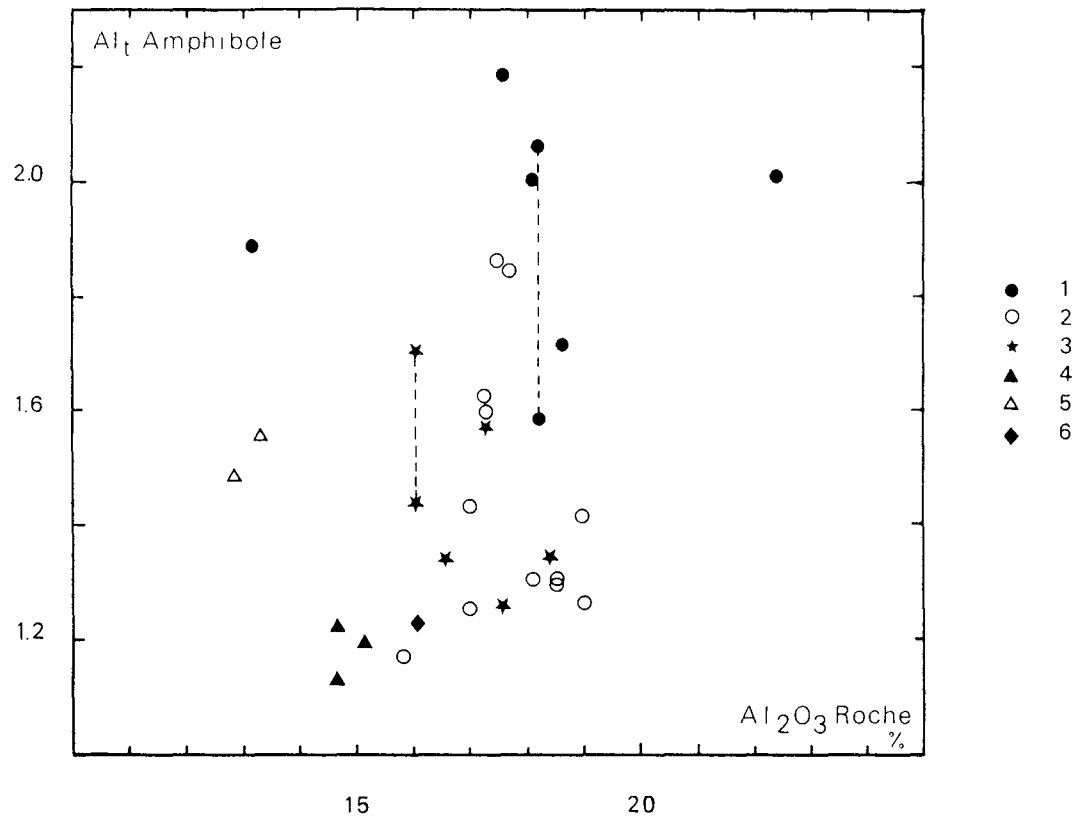


Figure III.2 - Diagramme Al total des amphiboles - Al_2O_3 de la roche (exprimé en %). Les lignes en pointillés relient deux types d'amphibole dans un même échantillon. **1** : gabbro ; **2** : diorite ; **3** : granodiorite-tonalite ; **4** : monzogranite ; **5** : leucogranite à amphibole ; **6** : filon doléritique.

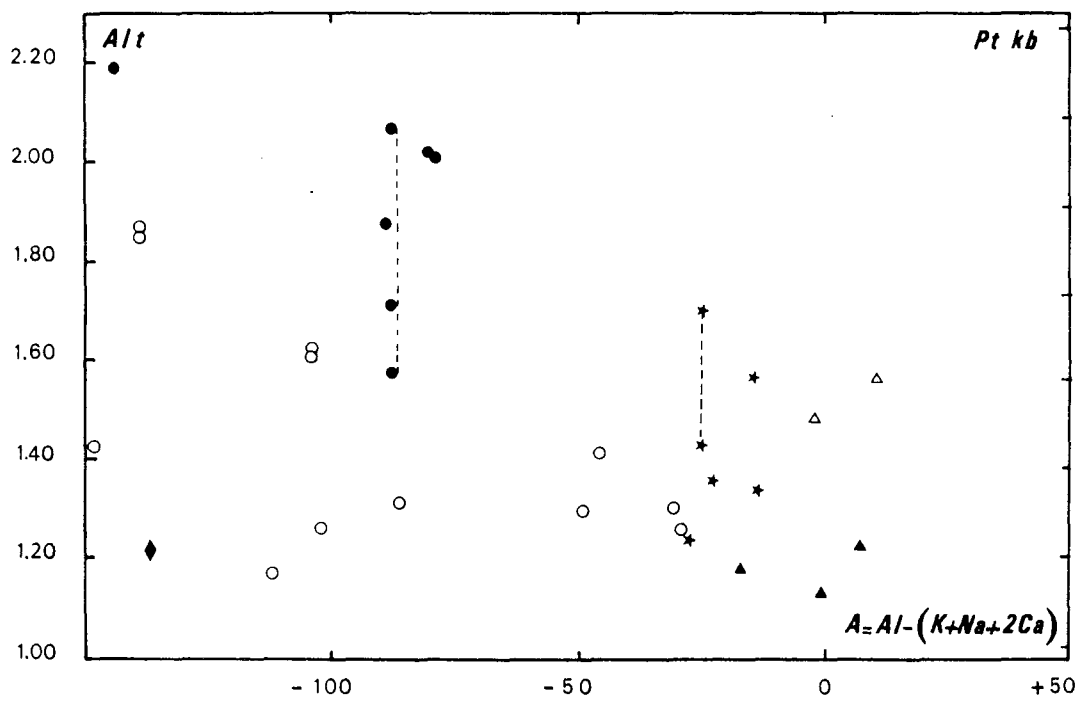


Figure III.3 - Diagramme Al total des amphiboles - A (exprimé en millications) Mêmes figurés que précédemment.

Les auteurs ci-dessus cités, prétendent que la teneur en Al total dépend de la pression. Il nous est apparu intéressant de vérifier si Alt ne dépendait pas du degré d'aluminosité du magma que l'on peut approcher soit par la teneur en Al_2O_3 de la roche soit par le paramètre A = Al - (K + Na + 2Ca) de Shand (1927) qui représente l'aluminium non feldspathisable (Debon et Lefort, 1983 ; 1988). Si une corrélation apparaît entre Alt de l'amphibole et A ou Al_2O_3 de la roche, cela veut donc dire qu'ils sont dépendants les uns des autres et que la pression n'est pas le seul facteur jouant sur les teneurs en Alt et donc que le baromètre Alt n'est pas si fiable que ne le prétendent ces différents auteurs. Par contre, si aucune corrélation n'apparaît entre Alt et A, c'est qu'ils sont indépendants et que la pression est le facteur probable qui peut intervenir dans les teneurs en Alt des amphiboles. Dans les figures III.2 et III.3, les points sont dispersés ce qui suggère que la teneur en Alt des amphiboles est indépendante du degré d'aluminosité de la roche (et donc de la teneur en Al_2O_3 du magma). Nous allons donc employer la teneur en Alt pour calculer les pressions de ces amphiboles.

3.2 - Résultats

Le tableau III.2 rassemble les résultats obtenus avec les équations (**1**), (**2**), (**3**) pour chacun des grands groupes constituant le massif. Il apparaît dans ce tableau, ainsi que dans l'histogramme des pressions calculées (Fig. III.4), que :

- les équations de Hammarstrom et Hollister donnent des résultats comparables, et l'équation de **Johnson donne les résultats les plus faibles. Ce sont ces derniers qui seront retenus comme valeurs minimales,**
- malgré l'hétérogénéité des résultats, en particulier dans les diorites, les gabbros et les granodiorites-tonalites, trois groupes de pression apparaissent sur l'ensemble des faciès : (1) **vers 1.5 à 2kb,** (2) **vers 3.5kb et** (3) **vers 5kb et plus,**
- c'est dans le groupe des gabbros que les pressions les plus fortes ont été calculées,
- les amphiboles des monzogranites et du filon doléritique donnent les pressions les plus faibles,
- les pressions des amphiboles des diorites, des granodiorites-tonalites et des gabbros sont assez variables, mais qu'elles s'organisent suivant les groupes de pression définis ci-dessus,
- les analyses des bordures des minéraux indiquent systématiquement des pressions plus faibles que les cœurs de ces mêmes minéraux,
- les pressions les plus faibles s'observent dans les roches avec les plans de fluidalité magmatique (PFM) les plus marqués, ce qui indiquerait que ces structures ont été acquises dans le gisement ou à proximité et non en profondeur.

AMPHIBOLES						
	Type Amph	PFM	Al tot.	P ± 3 kb Hamm.	P ± 1kb Hollister	P ± 0.5 kb Johnson
LEUCOGRANITES						
MED 38	Fe Hnbl	N	1,489	3,56	3,64	2,84
TAM 27	Fe Hnbl	N	1,565	3,95	4,07	3,16
ASF 39						
MONZOGRANITES						
GOU 69	Mg Hnbl	O	1,130	1,76	1,61	1,32
TAG 126	Mg Hnbl	O	1,183	2,03	1,91	1,54
TAG 135	Mg Hnbl	O	1,220	2,22	2,12	1,70
GRANODIORITES/TONALITES						
TAG 79	Mg Hnbl	O	1,226	2,25	2,15	1,73
TAG 18	Mg Hnbl	N	1,335	2,80	2,77	2,19
NFI 105	Mg Hnbl	O	1,347	2,86	2,84	2,24
TAM 29	Fe Hnbl	N	1,570	3,98	4,09	3,18
TAG 27 (1)	Mg Hnbl	N	1,434	3,29	3,33	2,61
TAG 27 (2)	Mg Hnbl	N	1,702	4,64	4,83	3,74
DIORITES						
TAM 34	Mg Hnbl	N	1,166	1,95	1,82	1,47
TAG 131	Mg Hnbl	N	1,253	2,38	2,31	1,84
TAG 45	Mg Hnbl	O	1,261	2,42	2,35	1,87
TAG 151	Mg Hnbl	O	1,295	2,59	2,54	2,02
GOU 17	Mg Hnbl	N	1,302	2,63	2,58	2,05
TAG 20	Mg Hnbl	O	1,306	2,65	2,61	2,06
TAG 41	Mg Hnbl	O	1,407	3,16	3,18	2,49
TAG 130	Mg Hnbl	N	1,428	3,26	3,30	2,58
TAG 150(3)	Mg Hnbl	N	1,603	4,14	4,28	3,32
TAG 150	Mg Hnbl	N	1,623	4,24	4,39	3,41
TAG 124	Mg Hst Hnbl	N	1,852	5,40	5,69	4,37
TAG 154	Mg Hnbl	N	1,868	5,48	5,78	4,44
GABBROS						
GOU 34	Tsch Hnbl	N	1,707	4,67	4,87	3,76
GOU 8	Kaerst	N	1,884	5,55	5,87	4,51
TAG 129	Mg Hst Hnbl	N	2,020	6,24	6,63	5,08
GOU 43(4)	Fe Prg Hnbl	N	2,065	6,47	6,89	5,27
GOU 43(4)	Tsch Hnbl	N	1,575	4,00	4,12	3,20
GOU 6	Tsch Hnbl	N	2,186	7,08	7,57	5,79
GOU 45	Fe Prg Hnbl	N	2,010	6,20	6,58	5,04
FILON DOLERITIQUE						
KMA 83	Mg Hnbl	N	1,220	2,22	2,12	1,70

(1) : moyennes des amphiboles
(2) : cœur d'une amphibole très magnésienne et alumineuse
(3) : amphibole incluse dans un plagioclase
(4) : le gabbro à olivine GOU 43 contient deux types d'amphibole.

Tableau III.2 - Pressions de cristallisation des amphiboles des différents groupes de roches, calculées d'après les équations de Hammarstrom et Zen (1986), de Hollister et al. (1987) et de Johnson et Rutherford (1989). La présence (O) ou l'absence (N) dans la roche d'un plan de fluidalité magmatique (PFM) est signalée dans la troisième colonne.

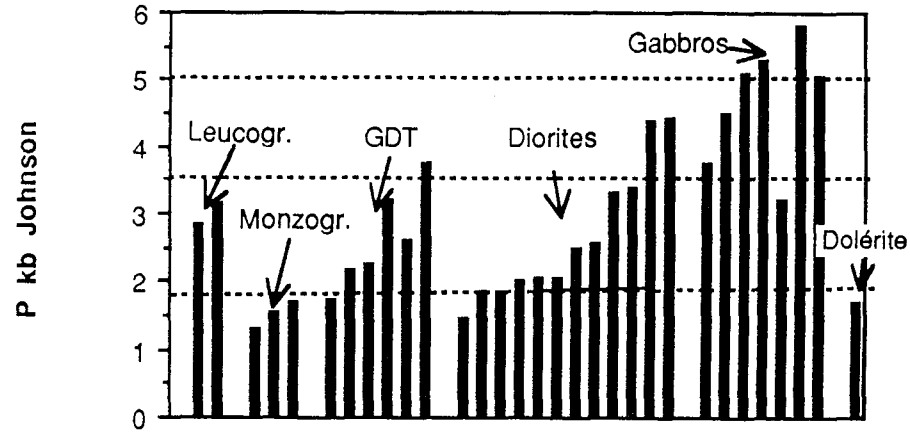


Figure III 4 - Histogramme des pressions totales de cristallisation des amphiboles, calculées d'aprés leurs teneurs en Alt. Trois groupes de pressions apparaissent dans ce diagramme : le premier vers 1.5 - 2 kb, le second vers 3.5 - 4 kb, le cinquième vers 5 kb et plus.

Voyons maintenant en détail les résultats dans les différents groupes de roches

Leucogranites

Les ferrohornblendes des échantillons MED 38 et TAM 27 indiquent une Pt de cristallisation d'environ 3kb. Rappelons que ces leucogranites à amphibole ne se rencontrent que dans la bordure sud du massif sous forme d'une enveloppe de quelques dizaines à quelques centaines de mètres d'épaisseur. Les amphiboles de ces roches ont donc pu cristalliser en profondeur dans un magma refroidi rapidement au contact de l'encaissant.

Monzogranites et filon doléritique

Les amphiboles de ces deux types de roche indiquent des Pt de 1.5 à 2 kb, ce qui correspond à une **profondeur d'environ 6 - 7 km que l'on peut estimée être la profondeur de mise en place du pluton.** Cette valeur est compatible avec le métamorphisme régional épizonal qui affecte les formations cambriennes encaissantes et les épaisseurs de l'ensemble des formations paléozoïques déterminées par J.P. Schaer (cf. chapitre I).

Granodiorites, Tonalites

Deux groupes de pressions sont données par les amphiboles des granodiorites - tonalites :

- le premier, **autour de 2 kb**, est du même ordre de grandeur que les valeurs trouvées pour les monzogranites, ce qui paraît logique pour des roches dont on sait qu'elles sont arrivées à l'état magmatique dans le gisement actuel (cf. les relations observées à l'interface des bandes de diorites et des bandes de granodiorites - tonalites),
- le second, **vers 3.5 kb,** pour les amphiboles de TAM 29 et les cœurs de celles de TAG 27. Ces deux échantillons ont en moyenne un grain plus fin que les autres granodiorites-tonalites. Pour la granodiorite TAG 27 qui a été prélevée à quelques dizaines de mètres du bord du massif, c'est probablement parce qu'elle a cristallisé un peu plus rapidement qu'ailleurs au contact de l'encaissant. C'est aussi probablement le cas pour l'échantillon TAM 29 qui provient de la partie sud - ouest du massif qui est une zone structuralement complexe et avec de nombreux septa métasédimentaires. Le magma granodioritique a donc peut-être franchi ici sa courbe du liquidus aux environs de 13 km et un panneau de granodiorite a pu être "emballé" et transporté jusqu'au gisement sans modifications. C'est en effet dans la diorite et sous forme de panneau plurimétrique à contours géométriques qu'apparaît cette granodiorite.

Diorites

Les amphiboles des diorites indiquent des Pt de cristallisation qui se rassemblent en trois groupes :

- **Pt de 4.4 à 4.5 kb** (> 16 km) soit dans les enclaves "classiques" ± figées et à grain fin (cf. TAG 124) au sein des granodiorites, soit dans les "bandes" dioritiques (TAG 154). Cette Pt est comparable aux valeurs les plus faibles des Pt enregistrées par les amphiboles des gabbros.
- **Pt de 3.4 kb** environ dans les diorites qui se trouvent au contact des granodiorites - tonalites. En effet, sur la bordure des bandes de diorites, le refroidissement au contact du magma granodioritique pourrait être plus rapide. C'est le cas de l'échantillon TAG 150 qui a une texture à grain fin et qui est situé à 25 cm d'une zone d'injection tonalitique près d'une interface.
- **Pt de 1.5 à 2.5 kb** dans les diorites qui ont cristallisé dans le gisement quand la mise en place s'est faite à l'état magmatique. Cela est le cas dans les diorites prélevées à proximité immédiate des interfaces et qui comportent soit des "cheminées" verticales de granodiorites surchauffées, (TAG 131 ou TAG 41), soit des "cheminées" sinueuses (TAG 20). C'est le cas également dans les diorites en bulles dans granodiorites (TAG 45) toujours à proximité des interfaces. Cette Pt d'environ 2 kb est également celle de TAM 34 et TAG 151 qui sont des diorites

hétérogènes riches en amphiboles et issues, en partie, de mélanges mécanique entre les diorites et les granodiorites-tonalites. C'est avec une valeur voisine de 2.5 kb qu'auraient également cristallisé les amphiboles de la diorite microgrenue TAG 130.

Gabbros

Les cœurs des amphiboles de ce groupe indiquent des pressions totales de cristallisation élevées et qui varient de 3.8 à 5.8 kb. Cette pression est celle de la fin de cristallisation du magma gabbroïque puisque ces minéraux sont les derniers à cristalliser, ce qui indique une arrivée des gabbros à l'état solide dans le gisement.

Les couronnes réactionnelles des Pt de 2 kb, ceci correspond à une profondeur voisine de celle estimée pour le gisement. Ces couronnes pourraient être dues alors à des réajustements chimiques tardifs.

3.3 - Conclusions

L'étude des baromètres-amphiboles a montré qu'elles s'organisaient en trois grands groupes : celles qui ont cristallisé à 5 kb ou plus (plus de 19 km), celles qui ont cristallisé à environ 3.5 kb (env. 13 km) et celles qui ont cristallisé aux environs de 1.5-2 kb (env. 6-7 km).

Le premier groupe correspond à une cristallisation dans le tiers inférieur de la croûte continentale, le dernier à une cristallisation dans le gisement. Les valeurs qui se situent à environ 3.5 kb sont trop nombreuses pour n'être expliquées uniquement que par des phénomènes locaux de refroidissement plus rapide soit au contact de l'encaisant pour les granitoïdes, soit au contact du magma granodioritique pour les diorites. Est-ce une profondeur où les magmas se sont bloqués dans une chambre intermédiaire pendant un certain temps et dans laquelle les amphiboles ont cristallisé en partie ? Pour quelle raison à cette profondeur et pourquoi l'ascension serait-elle "repartie" ensuite ? Les chapitres suivants tenteront de répondre à ces interrogations.

4 - THERMOBAROMETRIE DES OXYDES FERRO-TITANES

Les minéraux opaques représentent globalement moins de 1% du mode de la roche. Dans les diorites et granodiorites, l'ilménite est très dominante et accompagne le sphène qui, très souvent, l'entoure en couronne. C'est la magnétite qui prédomine dans les granites (avec l'ilménite) et dans les gabbros (avec les sulfures).

L'examen des oxydes ferro-titanés en lumière réfléchie et les analyses à la microsonde de quelques phases ont montré que ne coexistaient dans aucune des roches l'ilménite et la magnétite primaires, ce qui condamne l'emploi de ces oxydes comme thermobaromètres.

5 - THERMOMETRES BIOTITES ET FUGACITES DE L'OXYGENE

Les analyses à la microsonde ne donnent pas les teneurs en fer ferrique et fer ferreux, mais plusieurs possibilités existent pour estimer le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+}, celles-ci sont les suivantes :

(1) analyses par voie humide sur biotites séparées, ce qui exige des techniques longues et une assez grande quantité d'échantillons pour des analyses de toute façon moyennes et n'excluant donc pas la prise en compte des réajustements subsolidus,
(2) estimation soit à partir du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} mesuré dans la roche totale, soit en fixant ce rapport à des valeurs communément admises,
(3) estimation par comparaison avec des études minéralogiques détaillées entreprises sur des roches comparables.

En attendant le développement des techniques de spectrométrie Mossbauer (encore onéreuses et analysant de grands volumes), aucune de ces solutions n'est vraiment très satisfaisante.

Or, les calculs des fugacités de l'oxygène et des températures de cristallisations des biotites prennent en compte le rapport $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$. Les biotites de 7 échantillons-types ont été séparés par R. Montanari (Université de Nancy I) avec liqueurs denses et séparateurs électromagnétiques et analysées par voie humide (Laboratoire de M. Vernet, CRPG). Le tableau ci-dessous rassemble ces analyses.

Echantillon	Nature	FeO (%)	Fe_2O_3 (%)
NFI 72	Leucoγ à biotite	9,85	10,95
TAG 126	Monzogranite	12,90	6,83
TAG 27	Granodiorite	7,71	11,21
TAM 29	Granodiorite	10,28	12,67
TAG 20	Diorite commune	8,86	10,40
TAM 34	Diorite hétérogène	11,53	10,74
TAG 154	Méladiorite	9,67	4,97

Tableau III.3 - Analyses par voie humide des teneurs en FeO et Fe_2O_3 des biotites de quelques échantillons-types.

Les teneurs en Fe_2O_3 sont très élevées (comprises entre 10% et 12.67%) sauf pour 2 échantillons TAG 126 et 154 (Fe_2O_3 respectivement égal à 6.83 et 4.97%). Rappelons que toutes ces biotites ne présentent pas au microscope de traces ni d'oxydation ni de chloritisation. On doit donc supposer qu'elles ont subi des réajustements subsolidus dont l'ampleur est difficile à estimer.

Même si des teneurs comparables ont déjà été décrites dans certaines roches ignées, en particulier alcalines, dont les biotites sont plus riches en Ti, Fe^{3+}, Na et Mn que celles des roches calcoalcalines, ces valeurs apparaissent peu compatibles avec ce qui est généralement admis dans les diorites, granodiorites-tonalites et granites. En effet, dans le diagramme FeO + MnO, Fe_2O_3 + TiO_2, MgO, 4 échantillons (TAM 34, TAM 29, TAG 20, TAG 27) sortent du champ des biotites des roches ignées. Ces valeurs de FeO et Fe_2O_3 qui ne peuvent qu'être dues à des rééquilibrations subsolidus n'ont donc pas été prises en compte pour caractériser les biotites primaires. Ces rééquilibrations subsolidus expliqueraient l'absence de corrélation nette entre les teneurs en Ti des amphiboles et des biotites (Ague and Brimhall, 1988 ; Czamanske et al. 1981).

Dans le but d'avoir une estimation des conditions de cristallisation des biotites le rapport primaire Fe^{3+} / Fe^{2+} a été estimé par comparaison avec les biotites des granitoïdes de Ploumanac'h dans le diagramme [$(Fe^{tot}$ + Mn) - Mg_{Bio}]. Trois rapports différents ont été retenus : (1) Fe^{3+} / Fe^{2+} = 0.3 pour les leucogranites (MED 38, TAM 27, ASF 39), (2) Fe^{3+} / Fe^{2+} = 0.1 pour les gabbros et les méladiorites (TAG 154) et (3) Fe^{3+} / Fe^{2+} = 0.2 pour les autres diorites et les granitoïdes (GDT et monzogranites). Ces valeurs sont tout à fait comparables à celles couramment admises pour ces types de roches (cf Dodge et al., 1969 ; Speer, 1984 ou Hewitt et Wones, 1984).

Dans la figure III.5, les biotites du Massif du Tichka se situent entre le tampon HM et le tampon QFM et définissent une lignée avec un enrichissement en fer qui se fait des gabbros aux leucogranites. La plupart des échantillons des diorites quartziques, monzogranites et granodiorites-tonalites se trouvent à proximité du tampon NNO.

Projetées sur le plan T-X-fO_2 de Wones et Eugster (1965) de la figure III.6 où sont tracés le champ de stabilité de la biotite à 2070b et les courbes d'isovaleurs de X Fe (tiretés), les biotites indiquent les températures de cristallisation et les fO_2 suivantes :

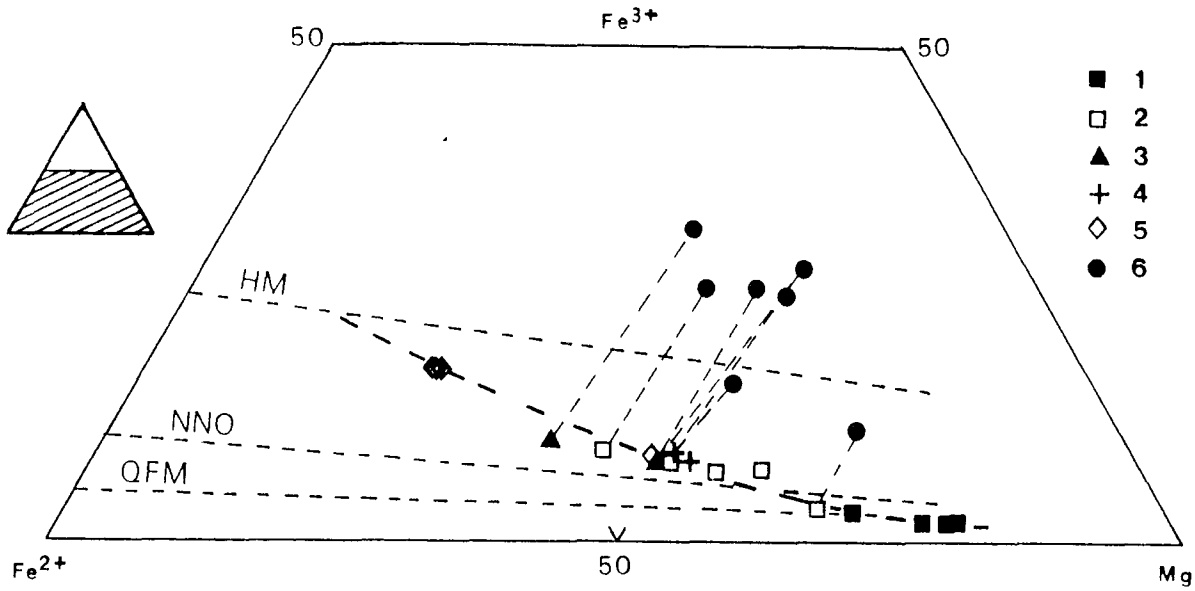


Figure III.5 - Diagramme oxybiotite-annite-phlogopite de Wones et Eugster (1965) pour les biotites du Tichka. Pour 1 - gabbros ; 2 - diorites ; 3 - GDT ; 4 : monzogranites ; 5 : granites leucocrates, les teneurs en Fe^{3+} ont été estimées par comparaison avec Barriere et Cotten (1979) ; pour 6, les teneurs ont été mesurées pour les mêmes échantillons par voie humide.

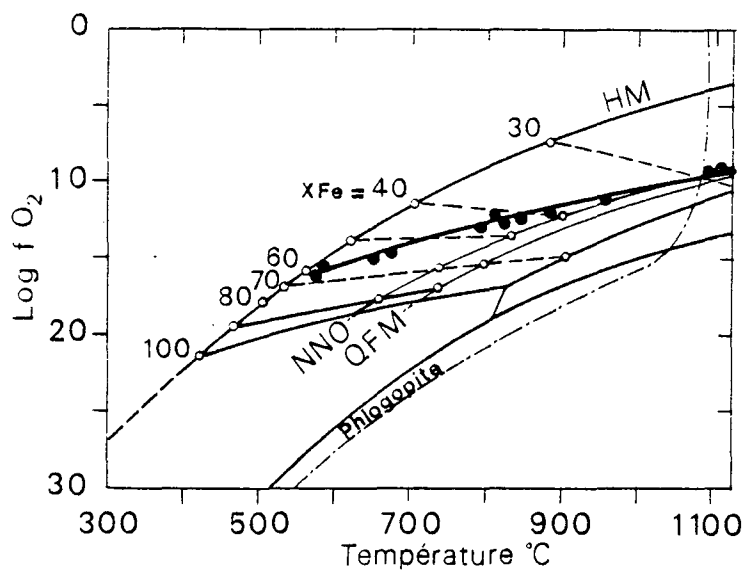


Figure III.6 - Projection des biotites du Tichka dans le diagramme Fe^{2+} / (Fe^{2+}+ Mg) - log fO_2 - T pour les différents tampons (Wones et Eugster, 1965). La courbe phlogopite indique la limite supérieure de stabilité de ce minéral. En raison de l'échelle et des superpositions des symboles, seuls quelques échantillons de la figure ci-dessus ont été reportés.

	fO_2	T°C
(1) Leucogranites à amphibole ou muscovite	10^{-16}	600°C
(2) Diorite hétérogène TAM34	10^{-15}	680 - 700°C
	fO_2	T°C
(2') Granodiorite ferrosodique TAM 29	10^{-15}	680 - 700°C
(3) Autres diorites (sauf TAG 154) Monzogranites + GDT	10^{-12}	780 - 940°C

Les températures sont imprécises et ne doivent être retenues qu'à titre comparatif. Elles sont anormalement faibles pour les groupes (1) et (2). Seul le groupe (3) correspond à des températures de cristallisation logiques, mais peu précises. Les biotites des monzogranites (et du leucogranite à biotite TAG 72) indiquent des températures de cristallisation (et des fO_2) voisines de celles des granodiorites-tonalites mais parfois supérieures. Ceci se traduit par un XFe relativement bas et des teneurs en Fe^{3+} inférieures à celles des granodiorites-diorites. Ces teneurs basses sont compatibles avec la coexistence des biotites, d'une part, et de l'ilménite et du feldspath potassique d'autre part (Albuquerque, 1973). En ce qui concerne les biotites des gabbros et de la méladiorite TAG 154, elles se trouvent au-delà de la courbe de stabilité de la phlogopite (courbe en traits-points). Force est donc de constater que les teneurs en Fe^{3+} ont été sous-estimées et que ces micas doivent être tamponnés en réalité plus près du tampon hématite-magnétite à des températures de toute façon supérieures à 900°C et des fO_2 supérieures à 10^{-10}. Ces valeurs sont compatibles avec les observations : les phlogopites (en équilibre avec la magnétite dans les gabbros) sont dans certains cas très précoces, puisqu'elles peuvent cristalliser en même temps que les olivines dans des conditions très réductrices.

En conclusion, les biotites montrent des conditions d'oxydation croissantes des gabbros aux leucogranites. Ceci peut s'expliquer soit par un fractionnement précoce de l'ilménite ce qui enrichit le magma en Fe^{3+}, soit par un accroissement de l'activité de SiO_2 et K_2O, soit, enfin, par un dégagement de H_2 du système par diffusion préférentielle (Carmichael et al., 1974 ; Barrière et Cotten, 1979). La présence de magnétite précoce, mais remobilisée, dans les monzogranites, alors que ce minéral est pratiquement absent dans les granodiorites-tonalites, montre que les monzogranites ont commencé à cristalliser à des températures supérieures et probablement même à des fO_2 supérieures. Le zoning constant des feldspaths suggère une cristallisation dans un bain

saturé en volatils. On peut donc supposer que les granodiorites et les monzogranites sont issus de deux magmas indépendants.

6 - THERMOMETRE MUSCOVITE - BIOTITE

Parmi toutes les roches analysées à la microsonde, seul l'échantillon de leucogranite ASF 39 contient à la fois muscovite et biotite. Les analyses de ces minéraux ont été reportées dans le diagramme expérimental Al / $M2^+$ / Si de Monier (1987) qui permet d'estimer les températures de cristallisation des micas dioctaédriques dans le système magnésien à 2 kb. La pression d'eau a été choisie à 2 kb ; c'est également celle que l'on peut estimer pour la Pt régnant lors de la mise en place du pluton (cf. paragraphe 3). C'est aussi une pression couramment admise pour la cristallisation des leucogranites à muscovite (Lameyre, 1973 ; Vauchelle, 1988). Avant d'utiliser le couple muscovite - biotite comme baromètre, il faut s'assurer que ces deux minéraux soient à l'équilibre. Le rapport Fe / (Fe + Mg) $_{\text{biotite}}$ / Fe / (Fe + Mg) $_{\text{muscovite}}$ est utilisé pour étudier cet équilibre. Pour les biotites-muscovites de l'échantillon ASF 39, ce rapport est proche de 1, entre 0.8 et 1.2 (Fig. III.7). La distribution de Fe et Mg s'effectue en proportion équivalente entre les deux phases cristallisant à l'équilibre. Le couple muscovite - biotite peut donc être utilisé comme géothermomètre.

L'absence du partage Fe_2O_3 / FeO dans les analyses microsondes augmente l'imprécision des résultats. La position des points (Fig. III.8) a été calculée avec FeO total. Cette méconnaisance des teneurs en Fe_2O_3 a pour effet d'augmenter le pourcentage de M2 (= Mg + $Fe2^+$) et donc de diminuer relativement Al et Si. Les températures sont donc, pour <u>les muscovites</u>, des températures minimales de cristallisation qui, toutefois, doivent être voisines des températures réelles puisque les teneurs en FeO total, donc en Fe_2O_3, sont toujours faibles dans ces minéraux. Ces températures s'échelonnent entre **450 et 650°C**. Les cœurs des cristaux atteignent les températures les plus élevées et les bordures des minéraux, les températures les plus faibles. Les bordures qui enregistrent plus facilement les réactions subsolidus sont caractérisées par une substitution d'Al par M2 provoquant un étalement des points depuis le pôle muscovite (Al < 0,5) vers le pôle phengite.

<u>Les biotites</u> du leucogranite ASF 39 se situent à proximité du joint phlogopite - muscovite. La somme des cations octaédriques (ΣVI), calculée sur 11 oxygènes, est comprise, pour ces minéraux, entre 2.800 et 2.902. Leurs températures de cristallisation s'échelonnent entre 700 et 800°C. Si l'on estime d'après Barrière et Cotten (1979) que le rapport Fe3 / Fe2 est égal à 0.3 dans ces leucogranites, le déplacement de tous les points se fait vers le joint Al-Si, **mais toujours dans l'intervalle 700-800°C.**

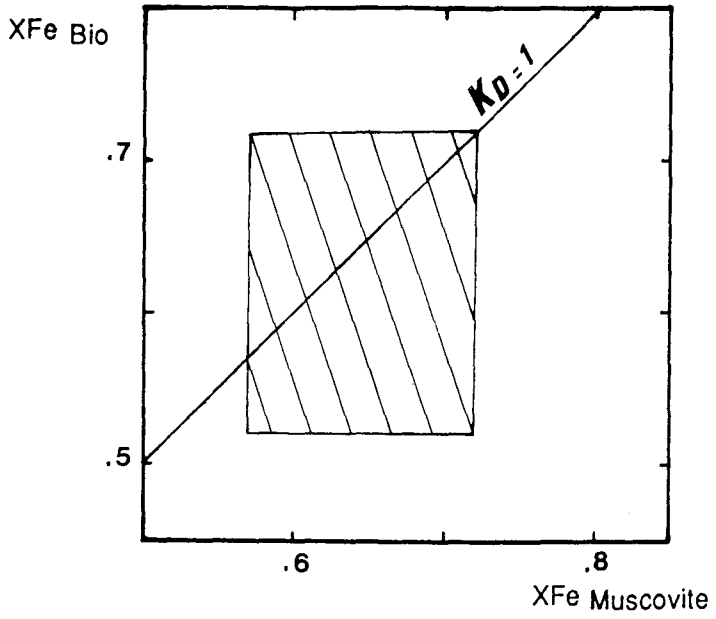


Figure III.7- Partage de Fe et Mg dans les biotites et muscovite du leucogranite ASF 39.

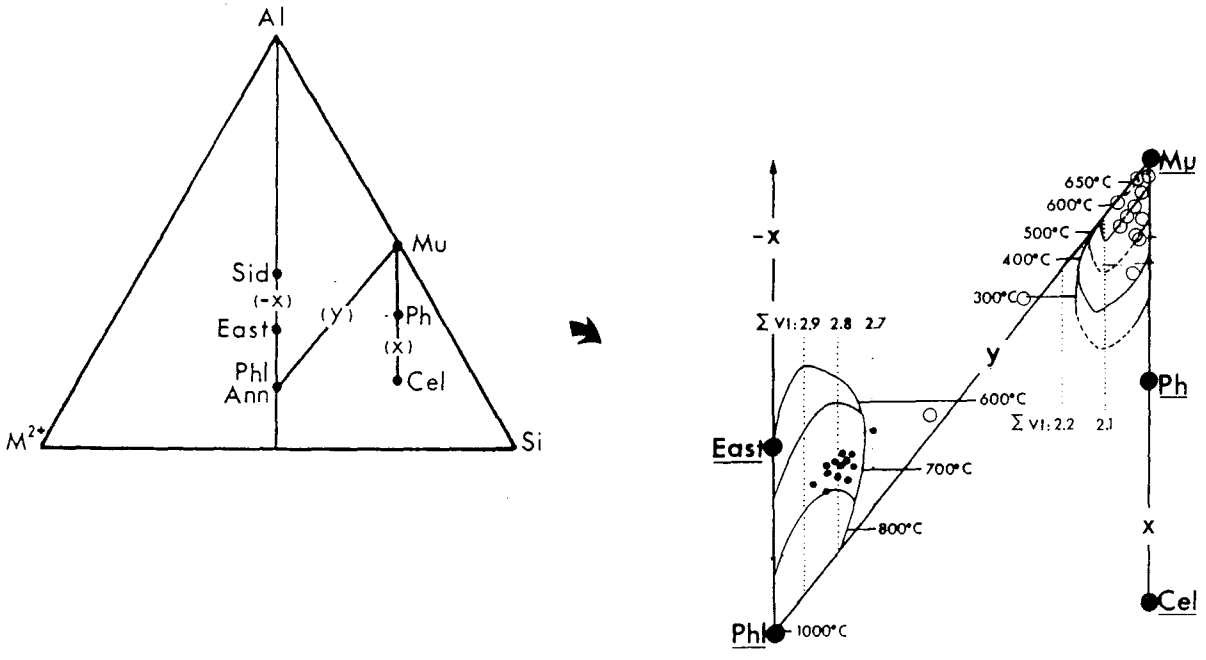


Figure III.8- Micas du leucogranite ASF 39 dans le diagramme Al, M2 (= Fe + Mg), Si de Monier (1987). Points : biotites ; cercles vides : muscovites.

La position de 2 micas (121 et 122), intermédiaire entre les biotites et les muscovites, ne permet pas d'exclure l'intervention ponctuelle de phénomènes tardimagmatiques de types hydrothermaux ou pneumatolytiques qui transformeraient la biotite en muscovite. Ce sont ces phénomènes tardifs que l'on retrouve par ailleurs, de façon plus massive, à l'origine des greisen.

7 - ESTIMATION DU POURCENTAGE D'EAU

7.1 - Rôle de l'eau

L'eau dans les magmas a un rôle important qui a été étudié depuis longtemps par de nombreux auteurs. Citons parmi eux : Tuttle et Bowen (1955) ; Yoder (1957) ; Green et Ringwood (1965) ; Von Platen (1965) ; Eggler (1972) ; Eggler et Burnham (1973) ; Maaloe et Wyllie (1975) ... et plus récemment Whitney (1988) ; Whitney et Stormer (1985). L'augmentation de la pression d'eau dans les magmas a pour conséquences, entre autres :

- de diminuer la viscosité du magma et donc de provoquer en particulier la formation de litages (Mc Birney et Noyes, 1979),
- d'abaisser la température du début et de la fin de cristallisation des minéraux,
- de favoriser la cristallisation des minéraux hydroxylés à la place des minéraux anhydres,
- de changer l'ordre d'apparition de ces minéraux et donc les textures.

Bien entendu, au fur et à mesure que la cristallisation avance et que les minéraux cristallisent, le pourcentage d'eau dans le magma varie par rapport à sa valeur initiale : il augmente tout d'abord avec la cristallisation des minéraux anhydres puis diminue quand les minéraux hydroxylés cristallisent et augmente de nouveau si le FK et le quartz apparaissent. Le magma résiduel peut ainsi passer d'un état de sous-saturation en eau à un état de sur-saturation en eau (Ragland et Butler, 1972). Nous essaierons d'apprécier l'état initial de la teneur en eau et non son évolution au cours du temps qui sera abordée dans l'étude de l'évolution rhéologique des magmas (chapitre VI). Le paramètre PH_2O étant lié aux autres paramètres (P, T, fO_2 ...), il est donc difficile de cerner le rôle joué par chacun de ces paramètres (Marsh, 1981). Les valeurs sont données à titre indicatif et pour permettre, surtout, de faire des comparaisons entre les faciès.

Le calcul de la teneur en eau peut se faire à partir de l'activité de l'eau dans la biotite, mais les erreurs potentielles sont grandes car il n'est pas aisé de connaître le rapport Fe^{3+} / Fe^{2+} qui traduit l'état d'oxydation **au moment de l'équilibre magmatique**. Les reéquilibrations dans les plutons, après le refroidissement, sont en effet importantes

(Whitney et Stormer, 1985 ; Whitney, 1988) et les tentatives de Howard et Fenn (1982) pour estimer PH_2O à partir de l'équilibre Feldspath potassique / Plagioclase, dans l'espace P / T / XH_2O, n'ont pas beaucoup amélioré les résultats par rapport à ceux obtenus par les observations pétrographiques.

Deux démarches sont utilisées ici pour approcher la teneur en eau du magma. La première utilise, pour les granites essentiellement, la position des compositions normatives dans le diagramme Q - Ab - Or, la seconde, pour les autres roches, utilise les ordres de cristallisation des minéraux.

7.2 - Données barométriques apportées par la composition des roches elles-mêmes

Les travaux expérimentaux déjà anciens de Tuttle et Bowen (1958), Von Platen (1965), Winkler (1979), permettent d'approcher les conditions barométriques de cristallisation des granites à partir de leur composition normative. C'est donc pour l'étude des granites que les diagrammes Q-Ab-Or et Ab-An-Or sont présentés ici ; les roches basiques à intermédiaires n'ont été utilisées que dans un but de comparaison avec les autres roches. En effet, certains échantillons qui comportent de la néphéline normative n'auraient pas leur place dans le diagramme Q-Ab-Or.

La norme CIPW (Annexe IIc) a donc été calculée pour : (1) tous les échantillons dont les teneurs en Fe_2O_3 ont été mesurées à Clermont-Ferrand et (2) d'autres échantillons choisis afin de compléter l'éventail des roches caractéristiques du massif. Ceux dans lesquels les isotopes, les terres rares et les minéraux ont été analysés, ont été retenus en priorité. Dans ce cas, en l'absence de dosage spécifique, Fe_2O_3 a été estimé de la facon suivante :

- 1,5% + TiO_2 pour les gabbros et diorites, selon Irvine et Baragar (1971),
- 1/6 Fe_2O_3t pour les granitoïdes selon les recommandations de Fears (1985).

Même si la valeur du rapport Fe_2O_3 / FeO est encore amplement discutée, en particulier dans les roches volcaniques (cf. Middlemost, 1989), rien de plus satisfaisant n'est proposé pour l'estimation des teneurs en Fe_2O_3 / FeO.

Les diagrammes de la figure III.9 montrent que les leucogranites, d'une part, et les monzogranites, d'autre part, sont assez bien regroupés. Les auteurs cités ci-dessus ont montré que les positions, dans le diagramme ternaire, du minimum ternaire et de la ligne cotectique, dépendent du rapport Ab / An mais aussi de PH_2O. L'augmentation des deux facteurs contribue à déplacer le minimum ternaire vers le pôle Ab (Von Platen, 1965). La valeur de PH_2O a été choisie, dans un premier temps, à 2 kb parce que la pression totale,

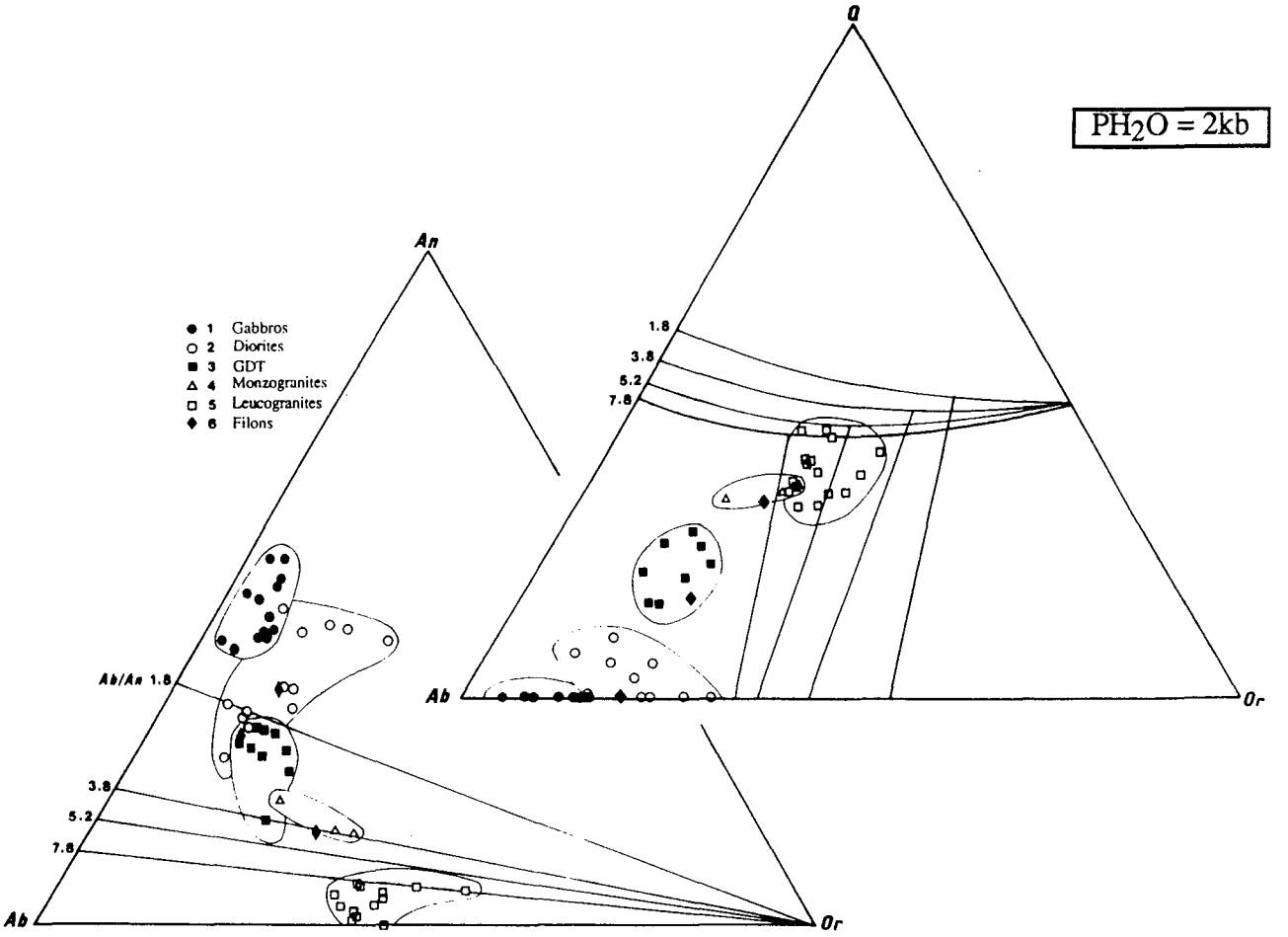


Figure III.9 - Les différents groupes de roche dans les diagrammes normatifs Q-Ab-Or et An-Ab-Or.

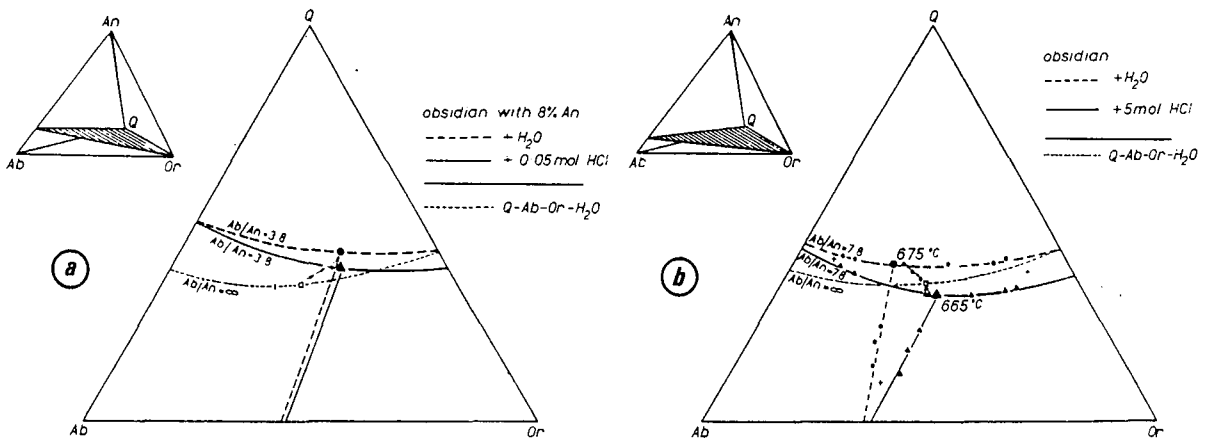


Figure III.10-Diagramme Q-Ab-Or (Von Platen, 1965) avec les lignes cotectiques et les points eutectiques pour les systèmes obsidienne - H_2O et obsidienne - H_2O - HCl et une PH_2O de 2kb. **a.** Ab/An = 3.8 et 0.05 moles de HCl, **b.** Ab/An = 7.8 et 5 moles de HCl.

estimée par les amphiboles des granites, est de cet ordre de grandeur et que PH_2O est inférieure à Pt puisqu'aucune trace de fracturation hydraulique n'a vraiment été observée dans le massif. Or :

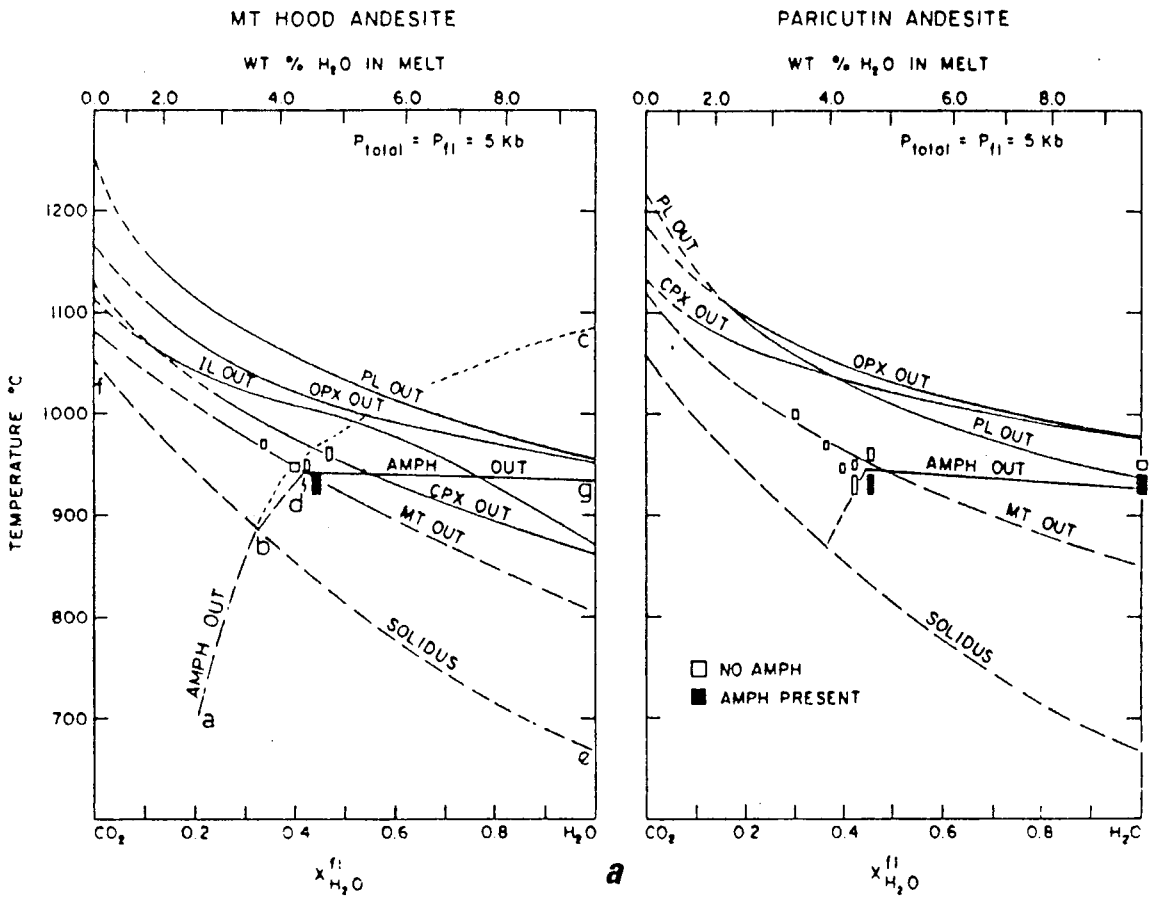
- le rapport Ab / An est > à 7,8 pour les leucogranites et voisin de 3,8 pour les monzogranites,
- la majorité des leucogranites présentent des plagioclases qui commencent à cristalliser avant le quartz et le FK.

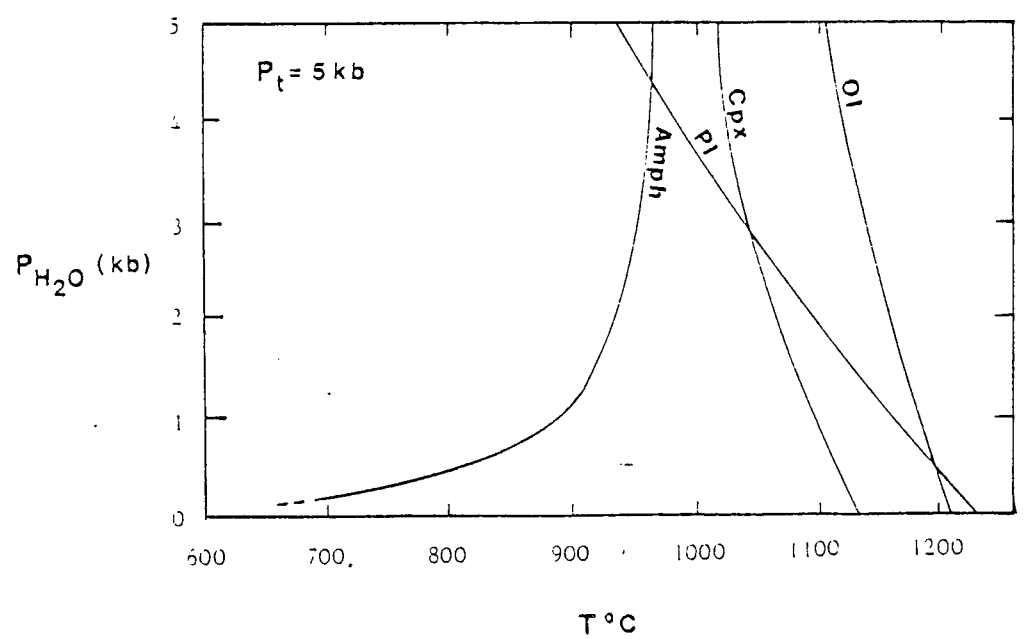
Bien que quelques leucogranites (MED 32, NFI 83) possèdent des FK automorphes et d'autres (MED 40, MED 41) contiennent du quartz à tendance automorphe, ce qui indiquerait que ces deux minéraux soient précoces, il n'est pas possible que tous les leucogranites soient franchement dans les champs du quartz ou de l'orthose ; ceci serait contraire aux observations pétrographiques. Il faut donc supposer un déplacement vers l'orthose de la ligne cotectique séparant les champs Ab et Or. Ce déplacement qui ne peut être dû à une PH_2O supérieure à 2 kb pourrait avoir des causes physiques ou chimiques multiples comme par exemple l'incorporation dans les fluides de HCl, même en faible quantité (Fig. III.10).

En résumé, pour les granites la PH_2O était inférieure ou voisine de 2 kb au moment de leur mise en place. Le diagramme Q / Ab / Or montre clairement que dans les granodiorites-tonalites, mais également dans les monzogranites, voire les diorites quartziques, le feldspath potassique ne peut être que tardif et interstitiel et qu'il ne peut commencer à cristalliser qu'après le début de cristallisaton du plagioclase et du quartz. Une pression d'eau de 2 kb maximum correspond à une teneur en eau de l'ordre de 2,7 % en poids, ce qui est couramment admis dans les magmas acides (entre 2 et 4 % d'après Whitney, 1988). Si ce pourcentage est largement supérieur à 4 %, le magma est, d'après cet auteur, saturé en eau à HP et il cristallisera durant l'ascension sous forme de granite à grain fin avant d'atteindre le gisement. Les observations de terrain indiquent que les monzogranites et les leucogranites ont cristallisé dans le gisement. Seuls les leucogranites à amphibole, qui ont un grain plus fin que les autres granites, semblent avoir cristallisé en profondeur à des pressions élevées (3 kb d'après les baromètres amphiboles). Les teneurs en eau des magmas à l'origine de ces leucogranites, pourraient donc être égales ou supérieures à 4 % poids.

7.3 - Séquences de cristallisation et teneurs en eau

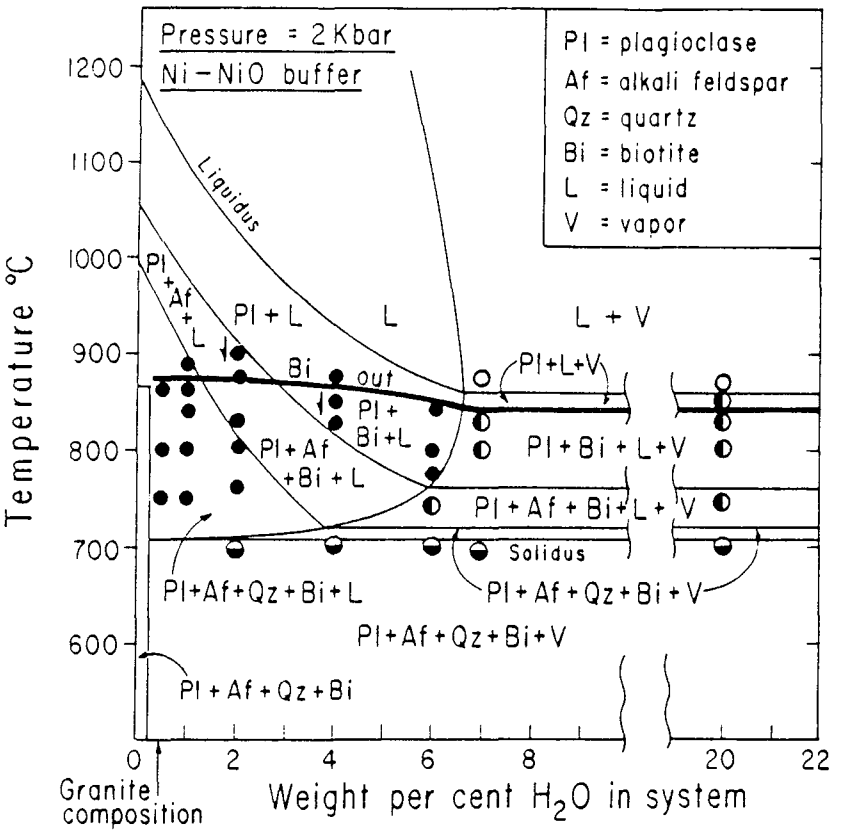
Les diagrammes des figures III.11 et III.12 permettent d'approcher, à partir des données expérimentales de Yoder et Tilley (1962), Eggler (1972), Eggler et Burnham (1973) et Maaloe et Wyllie (1975), les teneurs initiales en eau du magma (cf. Pons,



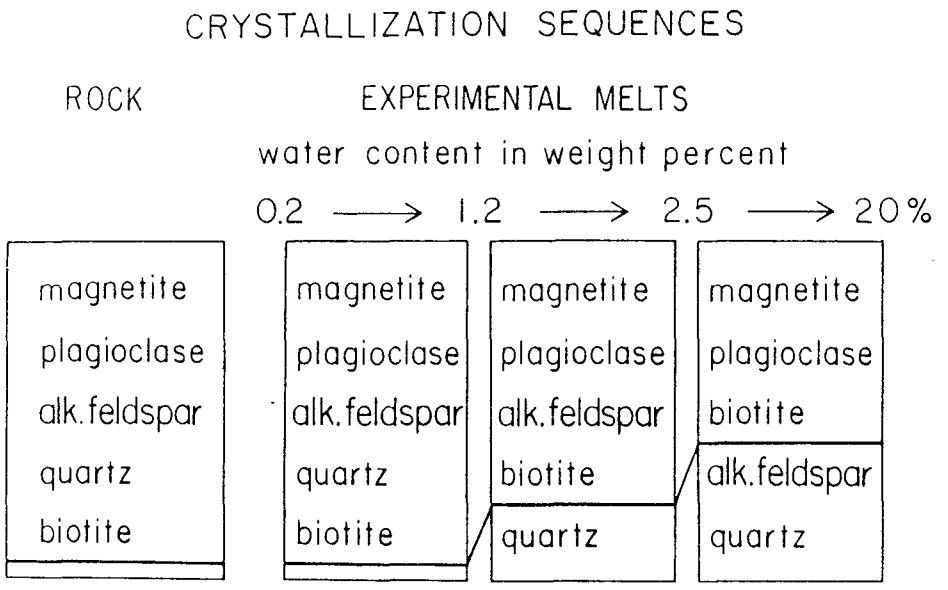


b

Figure III.11 - **a.** Sections T - X pour l'andésite de Mount Hood et l'andésite de Paracutin (Eggler, 1972). **b.** Courbes schématiques de fusion des silicates dans un liquide basaltique d'après Yoder et Tilley (1962) et Eggler (1972).



a



b

Figure III.12 - **a.** Champs de stabilité des silicates déterminés expérimentalement pour le granite MG1 à 2kb d'après Maaloe et Wyllie (1975). **b.** Séquence de cristallisation du même granite déduite d'après la texture, comparée aux séquences de cristallisation obtenues expérimentalement pour différentes teneurs en eau du même magma (idem).

1982). Examinons les groupes de roches successivement puisque les ordres de cristallisation sont radicalement différents d'un groupe à l'autre.

7.3.1 - Gabbros

- **dans le cumulat à olivine GOU 8,** l'olivine et le cpx cristallisent avant le plagioclase ce qui indique (Fig. III.12b) que PH_2O était supérieure à 3 kb. Puis, la teneur en eau a augmenté en même temps que la teneur en Na_2O, ce qui a permis la cristallisation de l'amphibole et du plagioclase relativement riche en albite. Il est en effet connu (Cawthorn, 1976) que l'amphibole ne peut cristalliser qu'à partir d'un liquide dont la teneur en Na_2O est supérieure à 3 %. Cette forte valeur en Na_2O du magma résiduel expliquerait également les teneurs élevées en Na_2O des phlogopites tardives.

- **dans les gabbros à opx GOU 34 et GOU 6,** le cpx est tardif par rapport au plagioclase et à l'olivine, donc PH_2O était inférieure à 3 kb (Fig. III.11b).

- **dans le gabbro GOU 43,** le plagioclase cristallise en même temps que le cpx, cela indique une PH_2O voisine de 3 kb (Fig. III.11b).

La pression d'eau a donc varié d'un terme à l'autre des gabbros (depuis GOU 8 jusqu'à GOU 6 ou GOU 34). Il est difficile d'avoir beaucoup de précision, mais il est sûr que le magma a toujours été hydraté puisque l'olivine cristallise avant le plagioclase.

7.3.2 - Diorites

La séparation entre les méladiorites et les autres diorites doit être faite. Pour les premières qui ont des compositions de basaltes, la figure III.11b peut être utilisée. Pour les secondes, dont les compositions se rapprochent plus de celles des andésites, la figure III.11a, construite par Eggler (1972), est plus appropriée. Ces deux diagrammes appliqués aux diorites du Massif du Tichka indiquent que :

- **les méladiorites** (TAG 154) dont l'amphibole commence à cristalliser avant le plagioclase sont issues d'un magma riche en eau ($PH_2O > 4,4$ kb). Cette pression en eau élevée permet d'expliquer l'absence totale de pyroxènes dans ces roches alors que leur chimisme est voisin de celui des gabbros.

- **les diorites TAG 20** (commune) **et TAG 130** (microgrenue), dont l'amphibole apparaît après le plagioclase, cristallisent sous une $PH_2O <$ à 4,4 kb. **Pour la diorite commune TAG 131,** les relations sont moins claires. En effet, dans cette roche le plagioclase et l'amphibole cristallisent à peu près en même temps avec une légère avance pour le plagioclase ; PH_2O était donc $\leq$ à 4,4 kb.

- **dans la diorite hétérogène TAM 34,** le cpx cristallise avant l'apparition concomittante du plagioclase et de l'amphibole donc avec une pression d'eau comprise entre 3 et 4,4 kb. Or, la pression totale donnée par les amphiboles est de 2 kb environ. Cela implique une **cristallisation étagée de l'amphibole** : un début vers 3 à 4,4 kb au moins, puis une cristallisation massive vers 2 kb, et en supposant que PH_2O soit inférieure à Pt, puisqu'il n'y a aucune trace de fracturation hydraulique dans les affleurements de diorite.

7.3.3 - Granodiorites

Les estimations des quantités d'eau sont moins faciles à faire à partir des ordres de cristallisation que pour les autres groupes. Néanmoins, le fait que le feldspath potassique apparaisse toujours après la biotite implique, d'après Maaloe et Wyllie (1975), **une quantité d'eau supérieure à 2.5 % poids dans le magma** (Fig. III.12). Le fait également que l'amphibole apparaisse avant le plagioclase (TAG 27) indiquerait même que **cette valeur devrait être plus élevée.**

Cette forte pression en eau peut expliquer l'absence d'aprés Maaloe (1985), à quelques rares exceptions près, de mégacristaux de FK, comme cela est fréquent dans d'autres granites (cf. au Maroc, Jebilet par exemple). La biotite cristallisant avant le FK épuise le stock de K_2O du magma et empêche le développement en grande quantité de cristaux automorphes de feldspaths potassiques. Elle explique également l'absence de magnétite dans les granodiorites et les diorites (riches en minéraux hydratés) parce que ce minéral n'est pas stable en présence de trop fortes teneurs en eau ($PH_2O > 2$ kb), d'après Eggler et Burnham (1973).

7.4 - Conclusions

Il ressort de ce qui précède que les teneurs en eau des magmas sont très difficiles à cerner. Seules des approximations, rassemblées dans le tableau III.4, peuvent être faites.

La provenance de l'eau contenue dans ces magmas en quantité importante sera discutée ultérieurement, au moment où seront abordées les natures des sources à l'origine des différents magmas.

8 - CONCLUSIONS : LIEUX POSSIBLES DE CRISTALLISATION DES DIFFERENTS MAGMAS.

8.1 - Rappels des résultats

Le tableau III.4 rassemble les principaux résultats de l'étude thermo-barométrique ; rappelons-les pour les cinq groupes de roches composant le massif :

Gabbros : la pression d'eau du magma gabbroïque a varié, mais on peut estimer qu'elle était voisine de 3 kb. La cristallisation primaire des pyroxènes s'est faite à des températures de l'ordre de 1100°C (avec des réajustements vers 950°C). Les phlogopites ont cristallisé à des températures supérieures à 1000°C et les amphiboles à des pressions totales au moins égales à 5 kb (avec une fin de cristallisation vers 3.5 kb).

Diorites : deux sous-groupes s'individualisent :

- les méladiorites pour lesquelles : (1) la pression d'eau était supérieure à 4.4 kb (supérieure à celle du magma gabbroïque), (2) les amphiboles ont cristallisé à des pressions totales comprises entre 3.5 et 4.5 kb (peu différentes de celles des gabbros pour les termes les plus basiques) et (3) les biotites magnésiennes sont apparues à des températures élevées (1000°C).
- les diorites communes et hétérogènes pour lesquelles : (1) les pressions d'eau étaient plus faibles ($\leq$ 4 kb) que pour les méladiorites, (2) les amphiboles et les biotites ont respectivement cristallisé à des pressions totales se situant aux environs de 2 kb et des températures de l'ordre de 800°C.

Granodiorites - Tonalites : la pression d'eau est difficile à estimer pour les magmas qui ont donné naissance à ces roches, mais il semble qu'elle ait pu atteindre les valeurs élevées de 4 kb. Les amphiboles de ce groupe ont cristallisé à des pressions inférieures à 3.7 kb (généralement de l'ordre de 2 kb) et les biotites à des températures aux environs de 800°C.

Monzogranites : les amphiboles de ces roches ont cristallisé à des pressions de 1.5 à 2 kb et les biotites à des températures de 750°C pour des pressions d'eau dans le magma initial de 2 kb au moins.

Leucogranites : les amphiboles des leucogranites qui en contiennent, ont cristallisé à 3 kb environ, les biotites vers 700°C, et la muscovite, quand elle existe, à des températures inférieures ou égales à 650°C pour des pressions d'eau de 2 kb environ.

	AMPHIBOLES			PYROXENES		BIOTITES			
	P ± 3 kb Hamm.	P ± 1kb Hollister	P ± 0.5 kb Johnson	T°C Wood	T°C Wells	T°C	f O2 (Log)	H2O WT %	P H2O kb
LEUCOGRANITES									
MED 38	3,56	3,64	2,84			700	-16	≤2,5	≤2
TAM 27	3,95	4,07	3,16				-16	≤2,5	≤2
ASF 39						*450<T<650	-16	≤2,5	≤2
MONZOGRANITES									
GOU 69	1,76	1,61	1,32						
TAG 126	2,03	1,91	1,54						
TAG 135	2,22	2,12	1,70			700<T<800	-12	2.7	
GRANODIORITES/TONALITES									
TAG 79	2,25	2,15	1,73					>2.5	
TAG 18	2,80	2,77	2,19						
NFI 105	2,86	2,84	2,24						
TAM 29	3,98	4,09	3,18				-15	>2.5	
TAG 27 (1)	3,29	3,33	2,61			750<T<850	-12	≥5.9	≥4.4
TAG 27 (2)	4,64	4,83	3,74						
DIORITES									
TAM 34	1,95	1,82	1,47				-15	<5.9	2<P<4,4
TAG 131	2,38	2,31	1,84			750<T<850	-12	5.9	4.4
TAG 45	2,42	2,35	1,87			750<T<850	-12		
TAG 151	2,59	2,54	2,02						
GOU 17	2,63	2,58	2,05						
TAG 20	2,65	2,61	2,06			750<T<850	-12	<5.9	<4.4
TAG 41	3,16	3,18	2,49						
TAG 130	3,26	3,30	2,58			950<T<1000	>-10	<5.9	<4.4
TAG 150(3)	4,14	4,28	3,32					<5.9	<4.4
TAG 150	4,24	4,39	3,41						
TAG 124	5,40	5,69	4,37						
TAG 154	5,48	5,78	4,44			T>1000		>5.9	>4.4
GABBROS									
GOU 34	4,67	4,87	3,76	1050	1144	T>1000	>-10	<4	<3
GOU 8	5,55	5,87	4,51	917	894	T>1000	>-10	>4	>3
TAG 129	6,24	6,63	5,08	1041	1063	T>1000	>-10		
GOU 43(4)	6,47	6,89	5,27	889	926	T>1000	>-10	4	3
GOU 43(4)	4,00	4,12	3,20	940	988	T>1000	>-10	4	3
GOU 6	7,08	7,57	5,79	920	934	T>1000	>-10	<4	<3
GOU 45	6,20	6,58	5,04			T>1000	>-10		
FILON DOLERITIQUE									
KMA 83	2,22	2,12	1,70						

(1) : moyennes des amphiboles
(2) : cœur d'une amphibole très magnésienne et alumineuse
(3) : amphibole incluse dans un plagioclase
(4) : le gabbro à olivine GOU 43 contient deux types d'amphibole.

Tableau III.4 - Conditions de cristallisation (P, T, fO_2, PH_2O) des minéraux des différents groupes de roches du Tichka. (cf. texte pour plus d'explications).

8.2 - Lieux possibles de cristallisation des magmas

Les estimations des conditions thermobarométriques de cristallisation des minéraux permettent de préciser les conditions de cristallisation des magmas. Les lieux possibles de ces cristallisations peuvent être ainsi approchés.

Un magma basique d'origine mantellique cristallise massivement en profondeur. **La fin de cette cristallisation marquée par les amphiboles se fait sous une pression comprise entre 4.5 et 6 kb (> 16 km).** Ce magma n'évolue que faiblement et donnera, après cristallisation, le groupe homogène des gabbros. Dans un autre magma basique, de composition méladioritique et fortement hydraté, l'amphibole cristallise massivement aux environs de 5kb (18 à 20 km) et avec une $PH_2O > 4.4$ kb. Les roches issues de ce magma auront des caractères pétrographiques et minéralogiques différents de ceux des gabbros.

Par ailleurs, un magma granodioritique s'individualise, vraisemblablement par fusion de la croûte provoquée par la montée des magmas basiques et de leur dôme thermique. L'alternance régulière dans le gisement de "lames" verticales de diorites et de granodiorites suggère que ce magma granodioritique ne s'est pas mélangé en masse au magma dioritique qui lui est pourtant systématiquement associé et qui a déja commencé à cristalliser. Un magma monzogranitique (issu de la fusion d'une autre partie de la croûte ?) est lui aussi associé aux GDT au cours de leur montée. Dans les magmas situés à la bordure de l'intrusion et refroidis plus rapidement, les amphiboles cristallisent. De la même façon à l'interface GDT / Diorite, le magma dioritique est relativement refroidi et cristallise ainsi une "écorce" qui pourra par la suite être remaniée. Ceci se passe à une pression totale de 3.5 kb environ (environ 13 km). Cette intrusion hétérogène arrive au gisement où elle cristallise massivement sous une pression totale d'environ 1.5 à 2 kb (6 à 8 km).

Enfin, les magmas leucogranitiques se mettent en place tardivement alors que le bâti avait déja un comportement cassant. Une partie (leucogranites à biotite et amphibole) se met en place entre l'encaissant et le pluton dans l'espace libéré par différence de volume au cours de la cristallisation des plutonites. L'autre partie (leucogranites à biotite et leucogranites à biotite et muscovite) se met en place sous forme de petites intrusions ou de filons. Enfin, des filons de dolérite intrudent l'ensemble des faciès.

CHAPITRE IV

ETUDE GEOCHIMIQUE

(Elements majeurs, terres rares et traces)

CHAPITRE IV

- - - - - - -

GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS, ELEMENTS TRACES ET TERRES RARES

---

1. - INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à la géochimie des éléments majeurs (185 roches analysées), des éléments traces (182 roches analysées) et des terres rares (36 spectres). Après un rappel rapide des compositions normatives des principaux faciès, seuls sont présentés les diagrammes géochimiques (majeurs, traces et terres rares) les plus démonstratifs et ceci dans le but de :

- caractériser chimiquement les différents groupes pour mettre en évidence leur individualisation et leurs relations éventuelles ainsi que la possibilité (ou non ?) de l'existence d'une série évolutive continue,

- caractériser l'évolution interne de chaque groupe : par un processus unique de cristallisation fractionnée, ou par des processus multiples (et si possible de modéliser ces processus),

- cerner le cadre géodynamique de genèse et de mise en place du pluton,

- caractériser les sources possibles des magmas,

et en second lieu de comparer :

- les roches basiques (diorites) en enclaves et celles qui sont en grandes masses,

- les différentes zones du massif (sud-ouest, centre et nord-est),

- les roches filoniennes et les plutonites,

- le Massif du Tichka avec les autres plutons hercyniens marocains.

2. - CARACTERISATION GEOCHIMIQUES DES DIFFERENTS GROUPES

2.1 - Compositions normatives

Les normes CIPW ont été calculées à partir du programme de Mc Birney (1984) en prenant en compte les teneurs en FeO mesurées dans certaines roches à Clermont-Ferrand. Pour les autres roches, analysées à Nancy, les teneurs en FeO et Fe_2O_3 ont été estimées suivant les procédures décrites au paragraphe 7.2 du chapitre III. La validité de ces méthodes a été testée en comparant les estimations avec les quelques valeurs mesurées.

Les subdivisions définies précédemment dans l'étude pétrographique et minéralogique se retrouvent à la lecture des compositions normatives (annexe IIc) :

* **Les gabbros** sont saturés à faiblement sous-saturés (nephéline entre 0 et 2 %, hypersthène entre 0 et 4 %, olivine entre 9.1 et 24.3 %). Dans le tétraèdre Ne - Ol - Hyp - Di - Qz de Yoder et Tilley (1962) ils se situent donc à la limite entre les champs des tholeiites à olivine et des basaltes alcalins. Plus précisément ils appartiennent au champ **des basaltes transitionnels** définis par Bass (1972).

* **Les méladiorites** (TAG 124, 154, ou GOU 4, 5) sont plus fortement sous-saturées que les gabbros avec la néphéline normative comprise entre 3 et 7.86 %. Cette plus forte sous-saturation normative se traduit par une quantité importante de biotite et surtout d'amphibole. Comme les gabbros, elles appartiennent au **champ des basaltes transitionnels** à olivine (entre 7.5 et 16.1%) sans hypersthène normatif. Les **diorites hétérogènes et communes** contiennent de l'hypersthène (entre 0.6 et 5.2 %) et sont saturées à faiblement sursaturées (Qz de 0 à 5.3%).

* Le degré de sursaturation augmente progressivement pour **les tonalites** puis pour les **granodiorites** où le quartz normatif peut atteindre 16.9 %. **Les monzogranites** ($23.1 \leq Qz \leq 27.9$) sont soit faiblement alumineux (corindon $\leq$ 1.4) soit avec un faible pourcentage de diopside normatif (Di = 2.2 %), (Fig. IV.I) ; l'hypersthène se situant, dans ces roches, aux environs de 2.4%.

* Les **leucogranites,** très sursaturés ($27.5 \leq Qz \leq 38.2\%$), ont toujours un pourcentage d'hypersthène normatif inférieur à 1.2% ce qui permet, dans le diagramme de la figure IV.1, de les différencier des monzogranites. Les deux leucogranites à biotite et muscovite (ASF 39 et NFI 116) sont un peu plus alumineux (Cor $\geq$ 2.90 %) que les autres leucogranites (à biotite seule ou à biotite et amphibole) pour lesquels le corindon varie de 0 à 2.3% et le diopside de 0 à 2.3%.

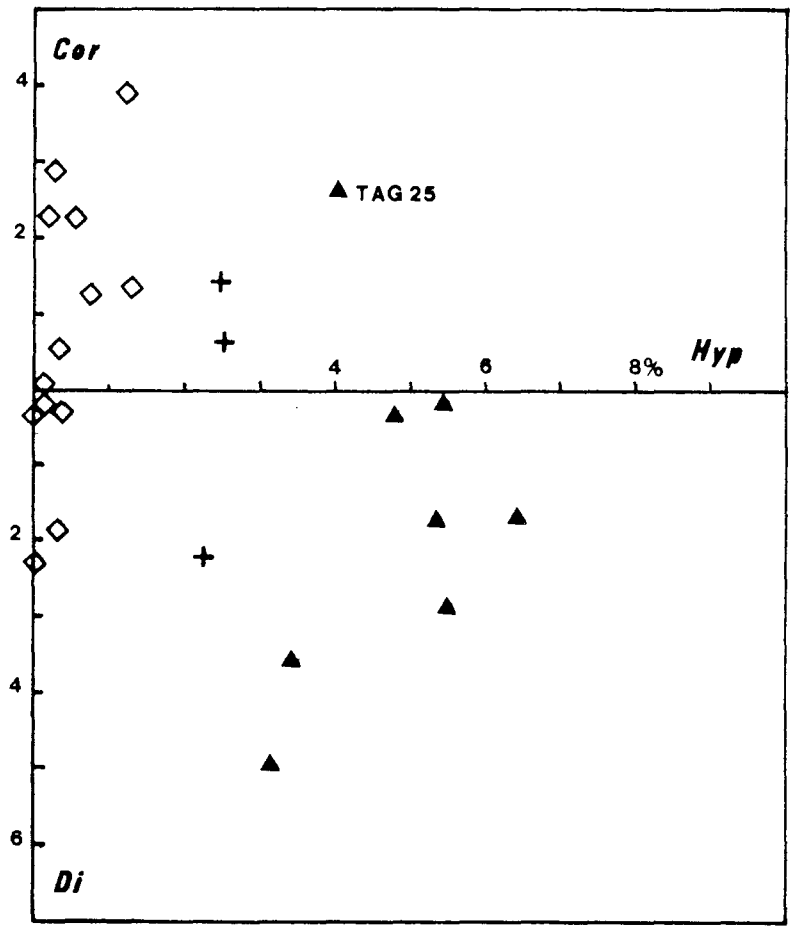


Figure IV.1 - Les granitoïdes du Tichka dans le diagramme corindon - hypersthène - diopside normatifs. Triangle plein : granodiorite - tonalite, croix : monzogranite, losange vide : leucogranite. L'échantillon TAG 25 est une tonalite à biotite seule.

Certaines roches ont une composition normative atypique fortement alumineuse qui se traduit par des caractères minéralogiques particuliers. C'est le cas, par exemple, de la leucotonalite TAG 25 très riche en biotite et sans amphibole ou du filon NFI 51 contenant des biotites plurimillimétriques et à "affinité lamprophyrique" (cf. paragraphe 6.3 du chapitre II).

2.2 - Compositions chimiques

2.2.1 - Les éléments majeurs et Cr, Ni, V, Ba, Sr, Rb.

Les diagrammes de Harker (Fig. IV 2 et 3) sont les diagrammes les plus simples et caractérisant le mieux les divers groupes. L'examen de ces diagrammes et des tableaux d'analyses (annexe IIa) montrent que :

- Les compositions chimiques varient dans une gamme étalée depuis 46 % jusqu'à plus de 79 % de SiO_2.

- Les groupes de roches définies par les études de terrain, pétrographiques et minéralogiques, sont bien individualisés.

Les variations à l'intérieur de chacun des groupes sont les suivantes :

- Dans le groupe des **gabbros** SiO_2 varie de 47.00 à 50.72 %, Al_2O_3 de 14.66 à 19.02 %, Fe_2O_3t de 7.17 à 10.97 %, MgO de 6.48 à 11.30 %, CaO de 6.34 à 10.73 %, Na_2O de 3.20 à 4.16 %, K_2O de 0.24 à 1.17 %, TiO_2 de 0.90 à 1.9 %. Les teneurs en Cr, Ni et V sont fortes et varient respectivement de 39 à 445 ppm, de 10 à 305 ppm, de 43 à 231 ppm, celles en Ba, Rb et Sr sont faibles et inférieures à 200, 55 et 700 ppm.

Par rapport aux gabbros, le cumulat à olivine GOU 8, est caractérisé par des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 plus faibles (46.03 et 13.21 %), Fe_2O_3t, MgO et Ni plus élevées (11.38, 15.63 % et 2291 ppm) et le cumulat plagioclasique GOU 45 contient plus de SiO_2, d'Al_2O_3, de CaO et de Na_2O (respectivement : 52.12, 22.41, 9.13 et 5.72 %) et moins de Fe_2O_3t et de MgO (5.94 et 1.63) %.

- Dans le groupe des **diorites** les variations sont grandes : SiO_2 varie de 47.23 à 59.13 %, Al_2O_3 de 14.86 à 20.62 %, Fe_2O_3t de 5.59 à 11.94 %, MgO de 2.63 à 7.53 %, CaO de 4.70 à 9.89 %, Na_2O de 1.81 à 5.35 %, K_2O de 0.76 à 2.26 %, TiO_2 de 0.88 à 3.45 %. Les teneurs en Cr, Ni et V sont inférieures à celles des gabbros et celles en Rb et Ba leurs sont supérieures.

*Les **méladiorites** ont les plus basses teneurs en SiO_2 (voire Na_2O) et les plus hautes teneurs en MgO et Fe_2O_3t et CaO. Les **diorites héterogènes et les diorites communes** ont des compositions très variables. Ce sont, toutefois les diorites les plus sodiques et les plus alumineuses. **La diorite microgrenue TAG 130 à les caractères chimiques des méladiorites**.*

- Dans le groupe des **granodiorites - tonalites** SiO_2 varie de 57.40 à 64.81 %, Al_2O_3 de 15.81 à 18.71 %, Fe_2O_3t de 3.72 à 6.06 %, MgO de 1.19 à 3.43 %, CaO de 2.71 à 6.26 %, Na_2O de 3.78 à 5.50 %, K_2O de 1.34 à 2.70 %, TiO_2 de 0.60 à 1.37 %. Les teneurs en Cr, V et Ni ne dépassent pas 100 ppm. Les teneurs en Rb et Sr varient respectivement de 33 à 86 et de 351 à 539 ppm, celles en Ba sont dispersés mais inférieures à 1000 ppm.

- Dans le groupe des **monzogranites**, SiO_2 varie de 67.86 à 72.80, Al_2O_3 de 13.69 à 16.06 %, Fe_2O_3t de 2.14 à 3.60 %, MgO de 0.66 à 1.70 %, CaO de 1.35 à 4.6 %, Na_2O de 3.63 à 4.68 %, K_2O de 2.13 à 3.67 %, TiO_2 de 0.27 à 0.90 %. Ces roches sont pauvres en éléments traces ($Cr < 27$, $V < 120$, $Ni < 75$, $Sr < 391$ ppm) sauf en Ba et Rb qui varient de 225 à 1272 et de 40 à 138 ppm, teneurs supérieures à celles des granodiorites.

- Dans le groupe des **leucogranites** [1] les teneurs en SiO_2 sont comprises entre 73.60 et 79.00 %, Al_2O_3 varie 11.61 à 14.39 %, Fe_2O_3t de 0.21 à 2.01 %, MgO de 0 à 0.48 %, CaO de 0.11 à 1.52 %, Na_2O de 3.03 à 4.80 %, K_2O de 3.43 à 5.80 %, TiO_2 de 0 à 0.50 %. Ces roches sont déprimées en éléments traces sauf Ba (100 à 1000 ppm) et Rb (26 à 213 ppm).

Les subdivisions définies dans l'étude pétrographique et minéralogique : leucogranites à biotite, leucogranites à biotite et amphibole, leucogranites à muscovite ne s'observent pas clairement dans les compositions chimiques (Tab. II, annexe II). Les teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Na_2O et K_2O sont fortes et variables, les autres éléments présentent des teneurs très faibles et donc assez imprécises.

---

(1) Rappel : le terme de leucogranite est employé ici sans a priori génétique pour désigner des roches contenant moins de 7% de minéraux colorés.

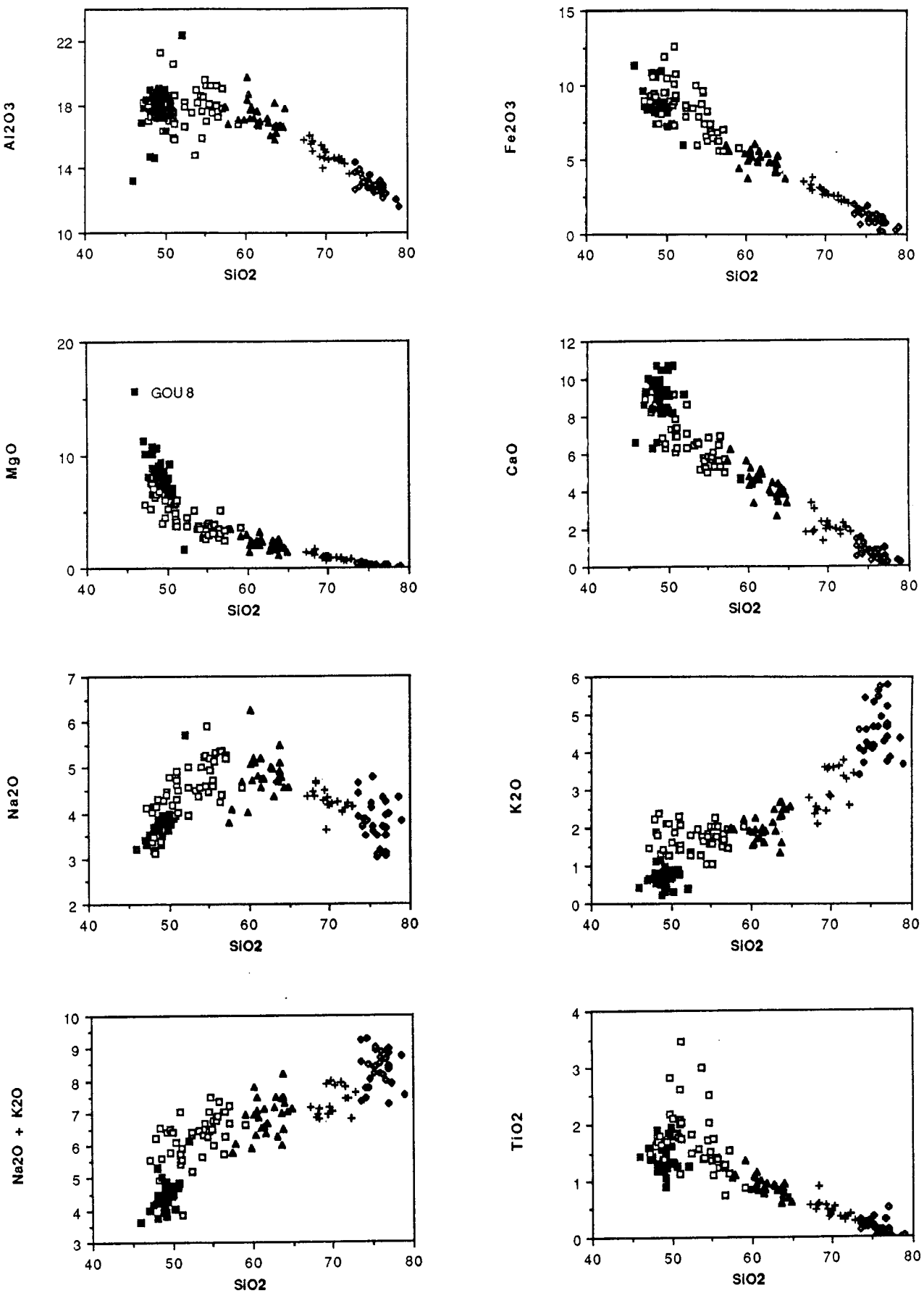


Figure IV.2 - Diagrammes oxydes - silice (%) des cinq groupes de roches composant le Massif du Tichka. Carré plein : gabbro, carré vide : diorite, triangle : granodiorite-tonalite, croix : monzogranite, losange : leucogranite.

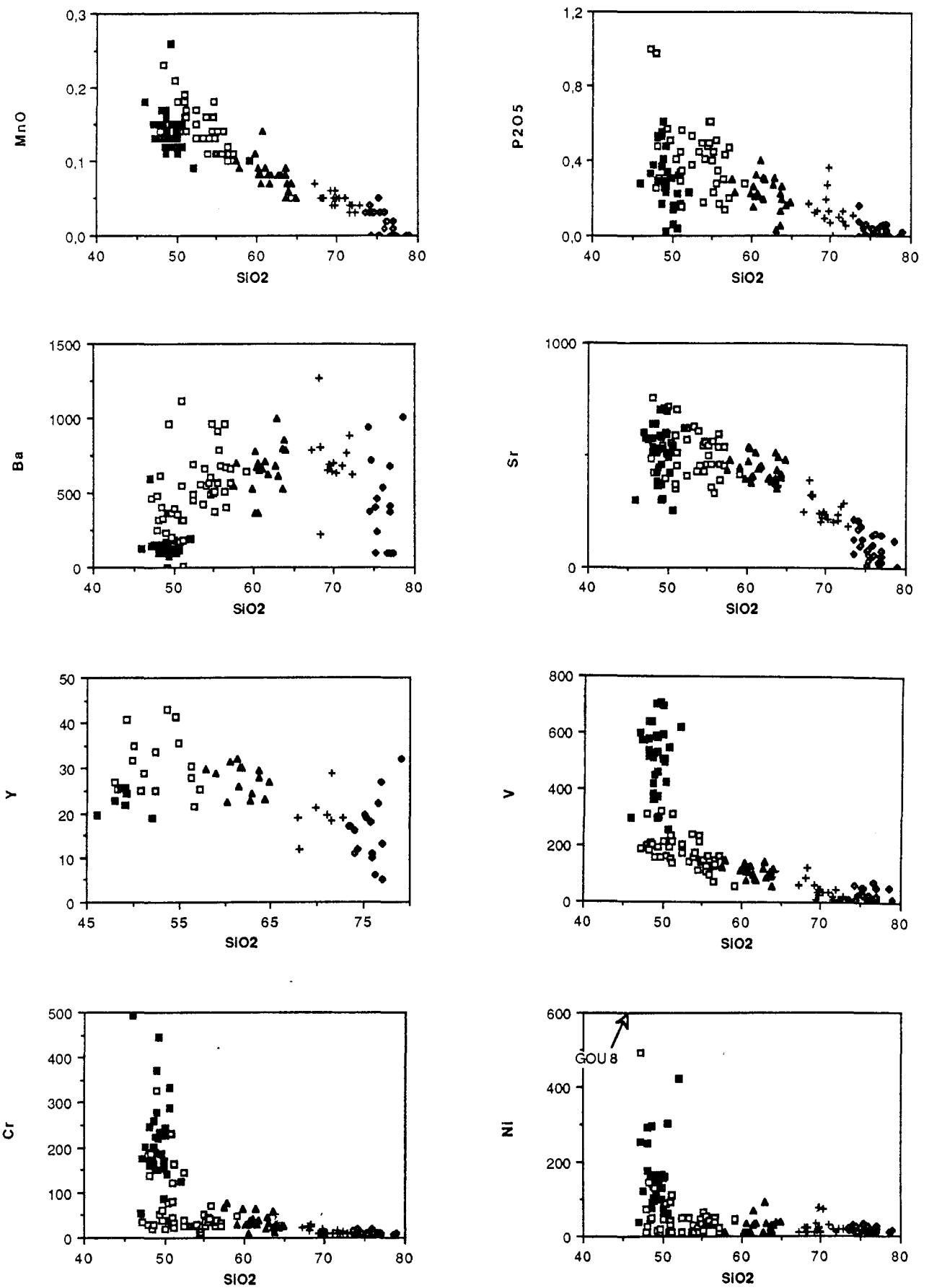


Figure IV.3 - Diagrammes oxydes - silice (suite) et éléments traces (ppm) - silice (%) des cinq groupes de roches composant le Massif du Tichka Mêmes figurés que précédemment.

- Dans le groupe des **filons** [1] les teneurs des différents éléments varient beaucoup (annexe IIa), mais on peut retenir que les élements majeurs des dolérites varient dans les mêmes fourchettes que ceux des gabbros, que les filons d'affinité "lamprophyrique" ont des compositions proches des granodiorites avec toutefois, pour les mêmes teneurs en SiO_2 des teneurs supérieures en Fe_2O_3 et Na_2O, et que l'unique analyse d'un filon de "microdiorite" (TAG 136) montre un pourcentage de SiO_2 élevé (63.95) qui le range dans le domaine des dacites à rhyodacites ce qui est comparable aux analyses données par Hoepffner (1974) dans le même type de filon dans le Massif des Rehamna.

Les teneurs en alcalins sont élevées dans l'ensemble des groupes (Fig. IV. 2) (Na_2O et $K_2O > 5\%$ sauf pour les gabbros). Cette caractéristique place les roches les plus basiques (gabbros + diorites) dans le domaine alcalin défini par Kuno (1968). Les autres groupes sont à la limite entre les domaines calcoalcalin et alcalin. Le pourcentage de **Na_2O est élevé** ($3\% < Na_2O < 6\ \%$) y compris dans les termes basiques. Rappelons qu'aucune altération ou albitisation secondaire n'est décelable dans les roches.

Le diagramme FeOtotal / MgO (Fig. IV.4) illustre la dispersion des compositions chimiques sur l'ensemble du massif et une relative homogénéité dans les différents groupes si l'on excepte le groupe des diorites (et les cumulats à olivine). La première hypothèse pour expliquer l'hétérogénéité des compositions des diorites est celle d'un processus de mélange avec les granodiorites-tonalites intimement associées. Or **le diagramme FeO - MgO montre que les diorites prélevées à proximité des interfaces** (appelées diorites intermédiaires ou hétérogènes et qui devraient être les plus contaminées) ou les diorites en enclaves n'ont pas des compositons spécialement différentes des autres diorites. Le degré d'altération de ces roches étant faible ou nul, la dispersion des teneurs des différents éléments du groupe des diorites ne peut donc s'expliquer que par des processus de genèse multiples et / ou complexes qui se sont réalisés en profondeur.

En résumé il apparaît que

- **les variations chimiques entre les roches les plus basiques et les leucogranites ne se font pas de façon continue** comme l'avait suggéré F.

---

(1) Parmi les cinq catégories de filons définies dans le chapitre II seules sont examinés ici les dolérites et les diabases, les filons d'affinité lamprophyrique et les microdiorites. Les filons de leucogranites et les filons divers sont traités avec les roches plutoniques dont ils émanent ; les aplites, les pegmatites, les greisen n'ont pas été analysés

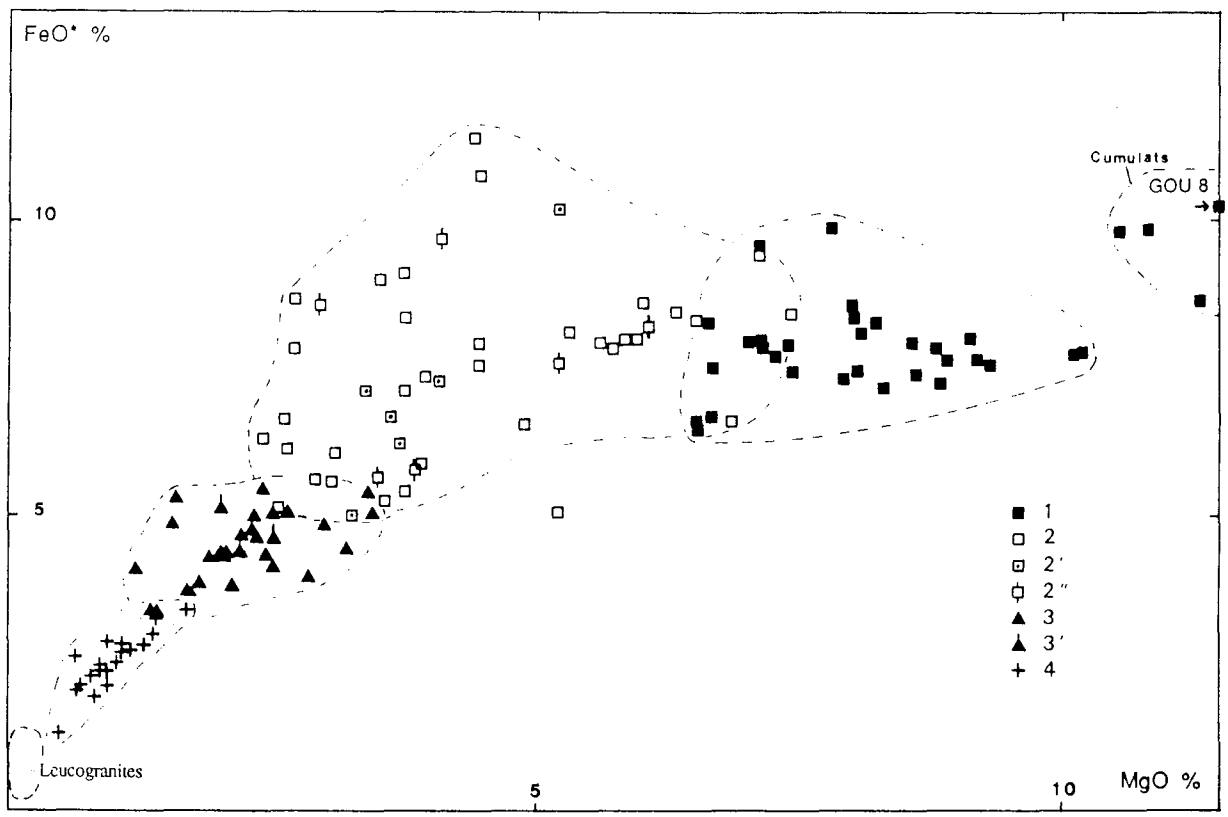


Figure IV 4 - Diagramme FeOtotal / MgO. 1 : gabbro ; 2 : diorite ; 2' : diorite en enclave ; 2" diorite proche d'une interface diorite / GDT ; 3 : GDT ; 3' : GDT proche d'une interface ou en enclave dans monzogranite ; 4 : monzogranite. Pour les leucogranites seule a été représentée leur aire de répartition (en raison de leurs faibles teneurs en FeO et MgO).

Rosé (1987). Des sauts de composition apparaissent pour certains éléments : (1) entre gabbros et diorites : pour les mêmes teneurs en SiO_2 les diorites les plus basiques sont moins riches en MgO, CaO, V, Ba, voire Cr et plus riches en K_2O, Na_2O et Ba que ne le sont les gabbros, (2) entre granodiorites et monzogranites, en particulier au niveau de la silice. Cette deuxième coupure qui ne peut pas s'expliquer par une lacune d'échantillonnage, un soin tout particulier a été apporté à l'échantillonnage des différents termes des granitoïdes, suggère des sources différentes à l'origine de ces deux types de magma.

Ces discontinuités sont nettes dans les deux diagrammes Rb / Sr et Nd / Sm (Fig. IV.5) où n'ont été reportées que les roches analysées selon les procédures décrites au chapitre V en vue des études isotopiques. Les incertitudes analytiques étant faibles et les échantillons sains, les discontinuités qui apparaissent entre les groupes et les évolutions différentes à l'intérieur de chacun des groupes sont donc liées à des processus de genèse ou à des sources différents.

- **les différents groupes qui composent le massif présentent de faibles variations chimiques internes** sauf les diorites qui ont des compositions plus hétérogènes.

2.2.2 - Les terres rares

Les teneurs en terres rares sont très variables d'un groupe à l'autre (annexe IIb) mais les spectres de la figure IV.6 montrent une **assez grande homogénéité à l'intérieur de chacun des groupes** :

* Les **gabbros ont les plus faibles teneurs en terres rares** (55 à 75 ppm), des spectres peu fractionnés [$(La / Yb)_N$ = 3 à 4] et pas d'anomalie en Eu, sauf pour un échantillon qui présente une légère accumulation de plagioclase (Eu / Eu* = 1.44). Quel que soit le minéral ferromagnésien dominant, les gabbros présentent des spectres homogènes, ce qui suggère pour ces roches une source unique puis une évolution réduite (Hanson, 1978). L'hétérogénéité de leurs compositions minéralogiques résulterait des conditions de cristallisation variables. Les gabbros ne présentent pas des spectres où l'influence de tel ou tel minéral se fait particulièrement sentir ce qui autorise l'utilisation des compositions des gabbros comme représentatives des compositions des liquides basiques primitifs.

* **Les diorites ont les plus fortes teneurs en terres rares** (jusqu'à 203 ppm), des spectres plus fractionnés que ceux des gabbros [$(La / Yb)_N$ variant de 6 à 9] et pas d'anomalie marquée (sauf TAG 124) en Eu (Eu / Eu* variant de 0.77 à

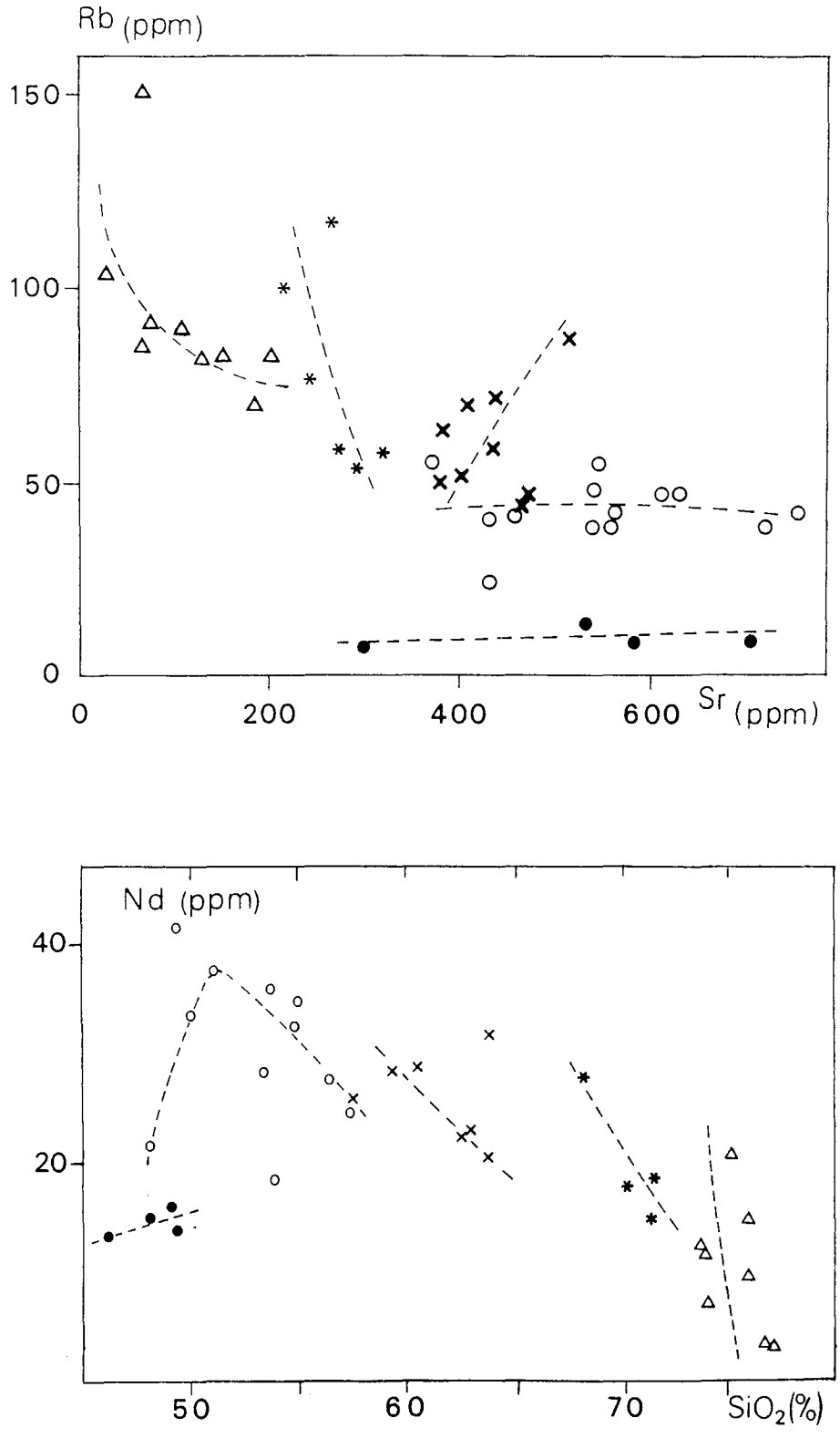


Figure IV.5 - Diagrammes Rb / Sr et Nd / SiO_2 de l'ensemble des roches du Massif du Tichka. 1 : gabbros ; 2 : diorites ; 3 : granodiorites-tonalites ; 4 : monzogranites ; 5 : leucogranites. Seules les analyses de Sr et de Nd faites pour l'étude isotopique,ont été retenues dans ces diagrammes.

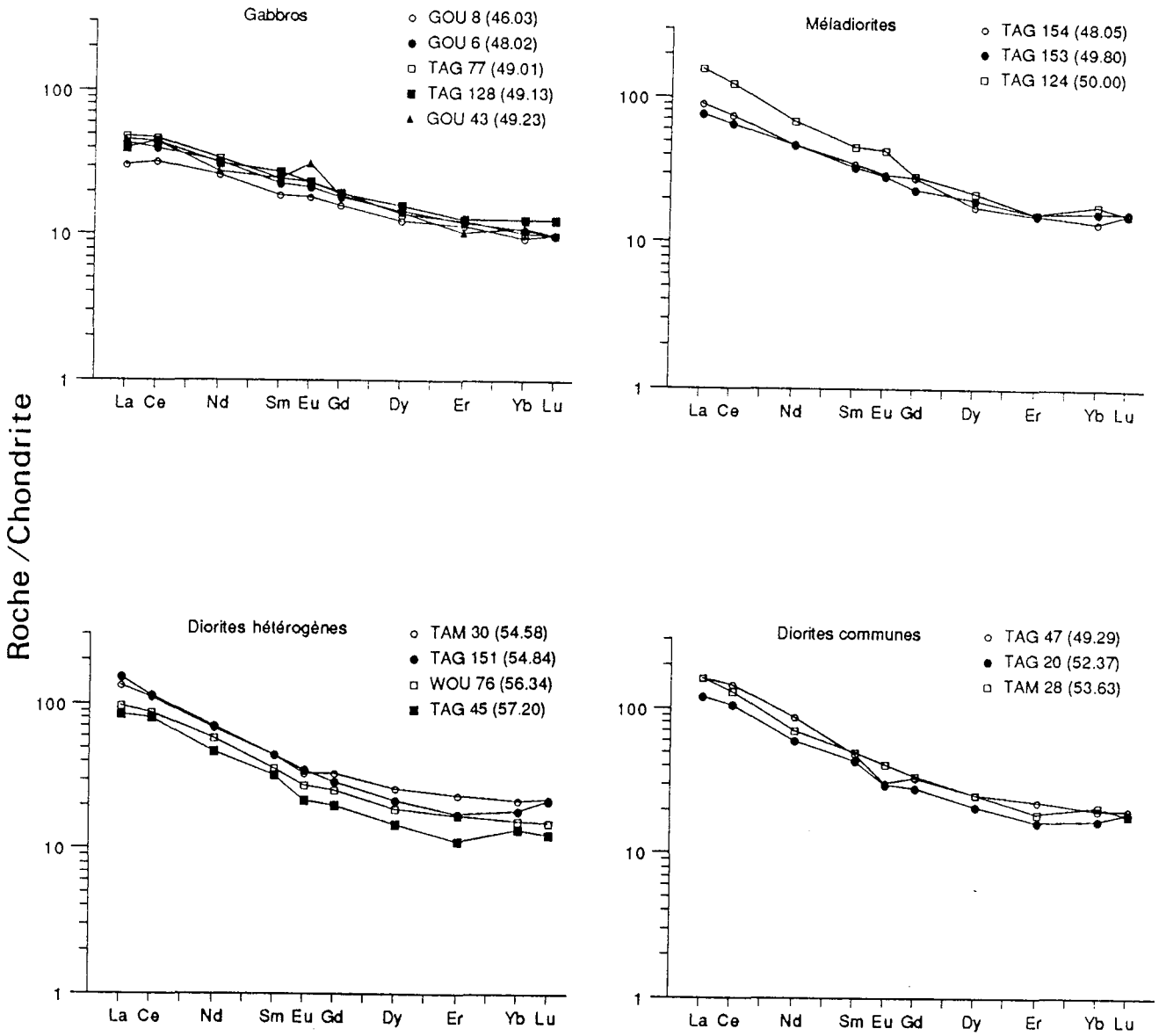
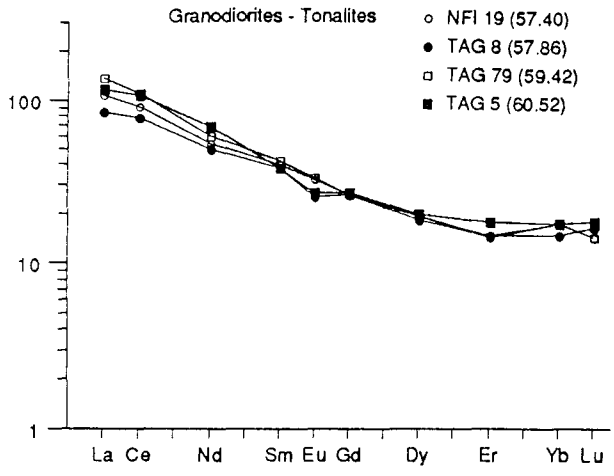
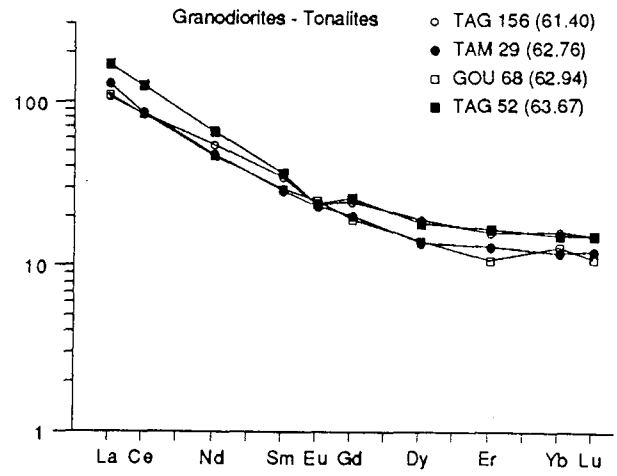
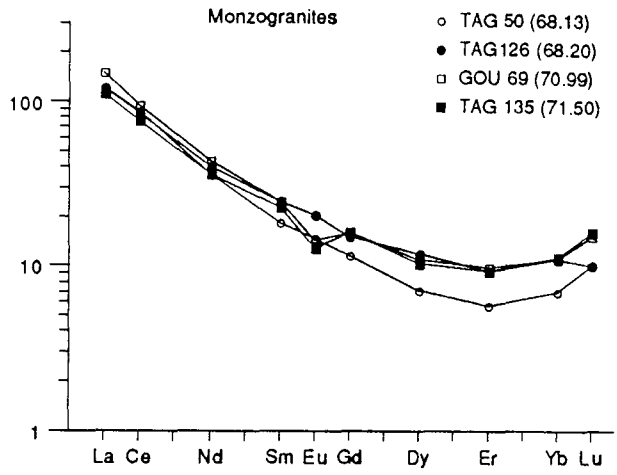


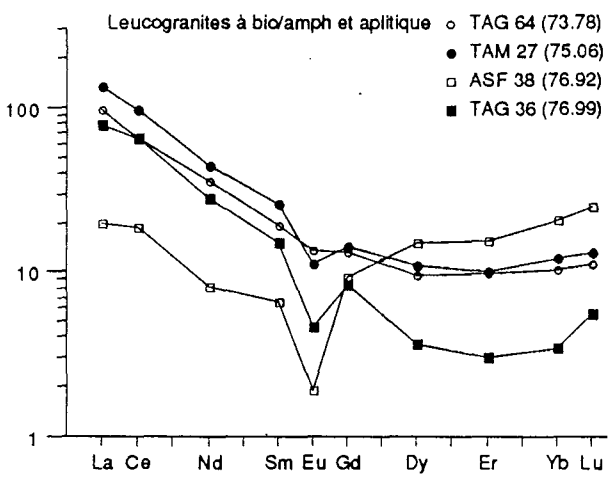
Figure IV.6 - Diagrammes de concentrations en T.R. normalisées aux chondrites des principaux types de roches du Massif du Tichka. Les valeurs de normalisation de Evensen et al. (1978) sont : La = 0.2446, Ce = 0.6379, Nd = 0.4738, Sm = 0.154, Eu = 0.05802, Gd = 0.2043, Dy = 0.2541, Er = 0.166, Yb = 0.1651, Lu = 0.02539 ppm). *Les teneurs en SiO_2 sont indiquées, entre parenthèses, à coté du numéro de chaque échantillon.*

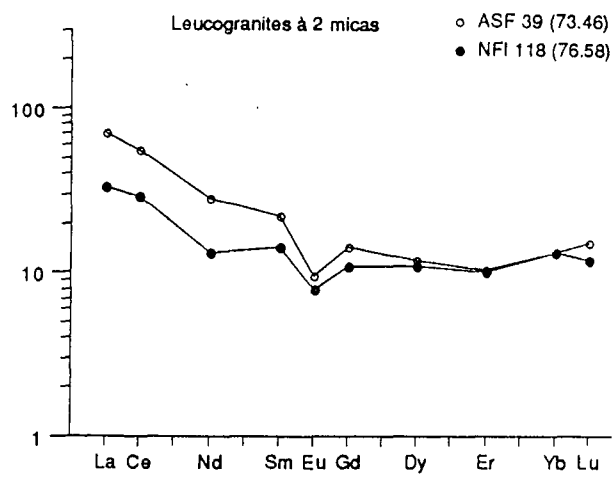






Roche / Chondrite





0.96). Les deux **méladiorites** les plus basiques (TAG 154 et TAG 153) sont les diorites les plus pauvres en terres rares. Les autres diorites ont des teneurs variables en TR et ceci quelle que soit la teneur en SiO_2 de la roche. Cette absence de corrélation entre la somme des TR et SiO_2 suggère que la cistallisation fractionnée n'est pas le seul processus géntique qui permettrait d'expliquer les variations des compositions chimiques à l'intérieur du groupe des diorites.

* **Les granodiorites - tonalites** ont des spectres de terres rares presque linéaires avec des anomalies en Eu nulles à faiblement négatives (Eu / Eu* variant de 0.76 à 1.02) et un enrichissement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes [(La / Yb_N variant de 5.7 à 10.8]. Leurs teneurs en TR sont intermédiaires (89 à 157 ppm) entre celles des gabbros et celles des diorites.

* **Les monzogranites** ont des teneurs en terres rares variant de 107 à 131 ppm, des spectres plus fractionnés que ceux de groupes précédents [(La / Yb_N = 10 à 18)] et généralement une anomalie négative en Eu (Eu / Eu* = 0.67), soulignant le fractionnement du plagioclase.

* **Les leucogranites** présentent, contrairement aux autres groupes, des spectres très variés. **Les leucogranites à biotite ± amphibole** ont des spectres qui ressemblent à ceux des monzogranites avec toutefois des anomalies en Eu un peu plus marquées (Eu / Eu* variant de 0.56 à 0.84). Ces caractères sont encore plus accentués dans un des termes les plus évolués (ASF 38) qui est déprimé en terres rares (34 ppm) avec une anomalie en Eu très prononcée (Eu / Eu* = 0.18). Ces deux traits sont caractéristiques des magmas aplitiques d'après Fourcade (1981) et Cocherie (1984). **Les leucogranites à deux micas** sont caractérisés par des spectres plats et une anomalie assez forte en Eu (Eu / Eu* = 0.6).

En résumé, ces diagrammes de terres rares montrent que :

- il n'y a pas de continuité entre les spectres des différents groupes ce qui laisse penser (comme pour les éléments majeurs et traces) qu'un processus unique tel que cristallisation fractionnée ou mélange de deux magmas ne peut expliquer la genèse de l'ensemble des roches ;

- la position des diorites (les termes les plus riches en terres rares) exclut l'hypothèse pour leur formation, d'un mélange entre le magma gabbroïque et le magma granodioritique ;

- il y a convergence de composition entre les monzogranites et les leucogranites à biotite et / ou amphibole.

3. - TYPE D'ASSOCIATION MAGMATIQUE - CADRE GEODYNAMIQUE

Le type d'association magmatique du Massif du Tichka est identifié par les diagrammes chimico-minéralogiques qui sont également présentés pour préciser les caractères chimiques des groupes définis dans les paragraphes précédents. Le cadre géodynamique du pluton est plus précisement examiné à travers les graphiques multi - éléments (ou "spidergrams") et les diagrammes géotectoniques.

3.1. Type d'association magmatique

Dans le diagramme Q / P de De la Roche (1964, 1966) modifié par Debon et Lefort (1983, 1988) de la figure IV.7 :

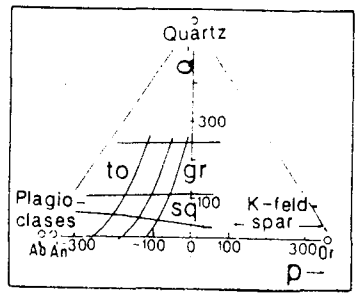
* **chacun des groupes**, définis pétrographiquement, **occupe plusieurs champs** de ces diagrammes. Ainsi, les diorites sont-elles dans le champ des monzogabbros et des monzodiorites, les GDT sont à la limite des champs des tonalites et des granodiorites, mais aussi des diorites et monzodiorites quartziques. Les monzogranites sont à la limite des champs des granodiorites et des granites. Les leucogranites recouvrent les champs des adamellites et des granites alcalins. Seuls les gabbros sont bien typés dans le champ des gabbros à olivine,

* l'association plutonique du Massif du Tichka montre une tendance subalcaline plus sodique (ou sodicalcique) que potassique.

De plus, ce diagramme confirme, comme les spectres de terres rares, que les diorites ne sont pas en position intermédiaire entre les gabbros et les granodiorites-tonalites et qu'elles ne peuvent donc pas résulter d'un simple mélange entre ces deux pôles comme l'ont suggéré Scott et Vogel (1980). Cette position des diorites indique aussi qu'une évolution par simple cristallisation fractionnée à partir d'un magma gabbroïque ne permettrait pas de passer des gabbros aux diorites puis aux granodiorites-tonalites.

Le diagramme A / B de Debon et Lefort (1983, 1988) de la figure IV.8 donne les indications suivantes :

* les plutonites du Massif du Tichka forment une association cafémique qui est enracinée dans le domaine métalumineux. Les termes les plus acides (notamment les leucogranites à deux micas) sont franchement dans le domaine peralumineux ce qui conforte l'hypothèse, probable, d'une origine supracrustale. Les granodiorites et les monzogranites qui sont dans le domaine métalumineux, sont plutôt des granitoïdes de type I,



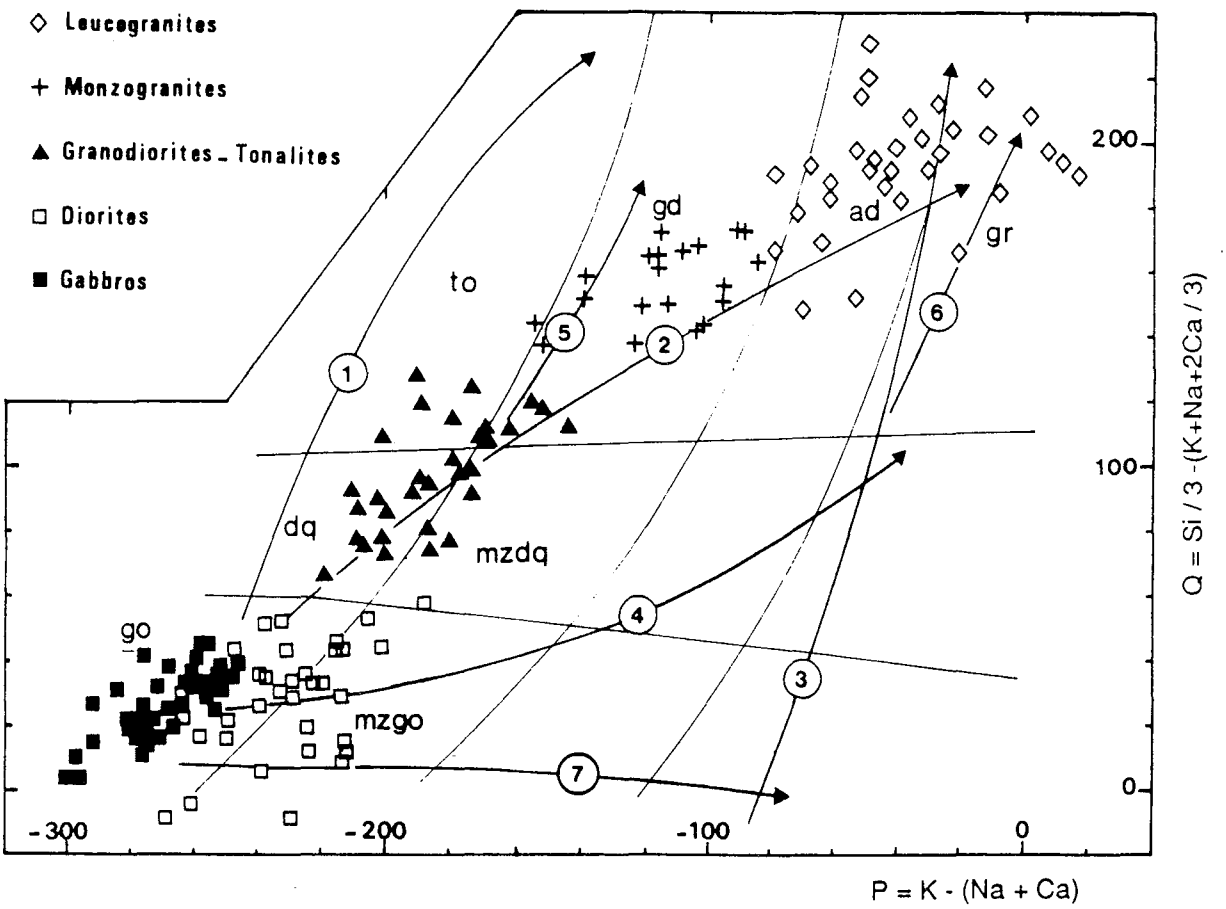


Figure IV.7 - Diagramme Q / P de de La Roche (1964, 1966) modifié par Debon et Lefort (1983, 1988). 1 : trend tholeïtique, 2 : trend calcoalcalin, 3 : tend alcalin sursaturé, 4 : trend subalcalin sombre, 5 : trend subalcalin clair sodique, 6 : trend subalcalin clair potassique, 7 : trend alcalin sombre. **ad** : adamellite, **dq** : diorite quartzique, **gd** : granodiorite, **go** : gabbro à olivine, **gr** : granite, **mzdq** : monzodiorite quartzique, **mzgo** : monzogabbro, **to** : tonalite.

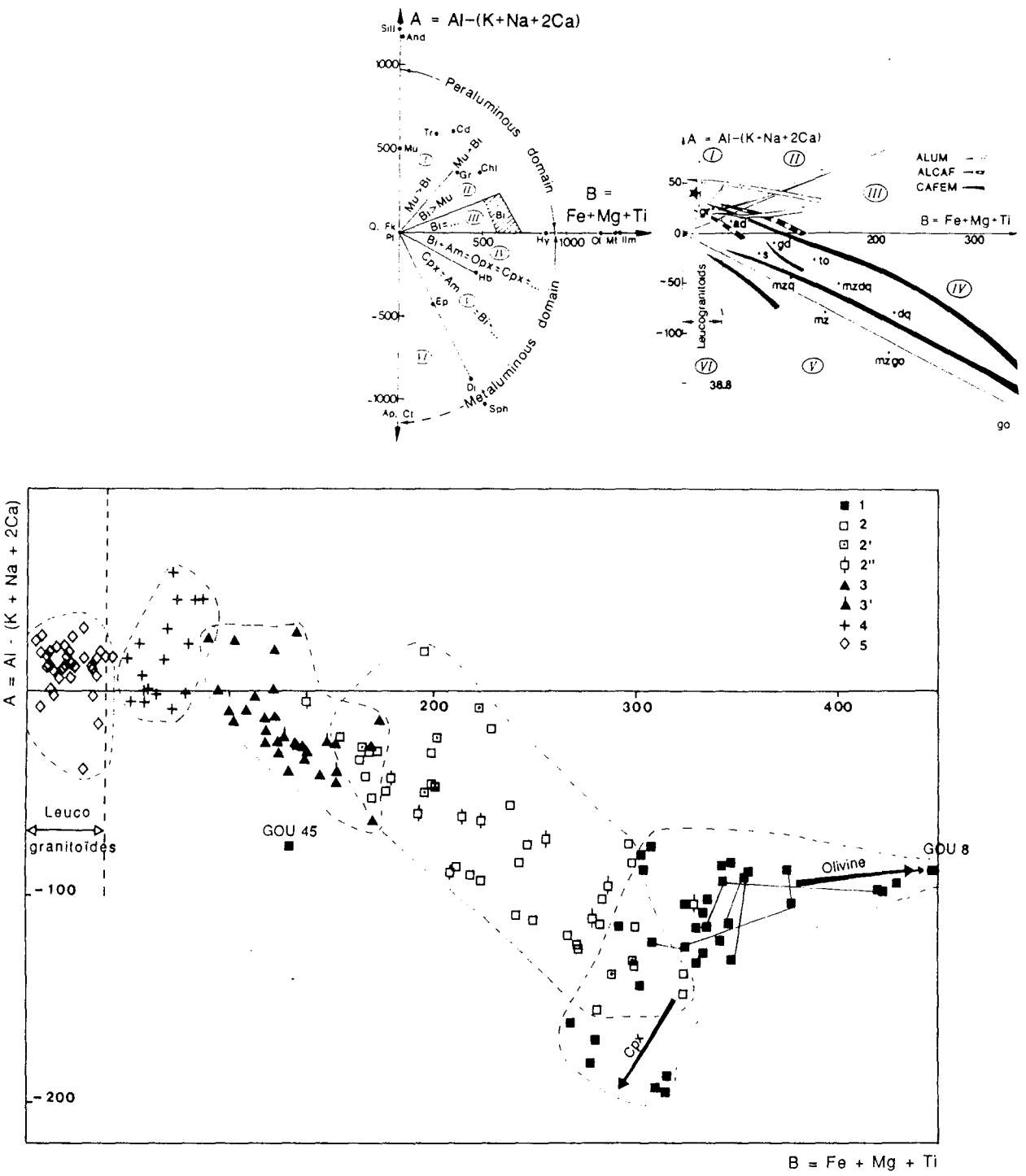


Figure IV.8 - Diagramme A / B de Debon et Lefort (1983, 1988). 1 : gabbro ; 2 : diorite 2' : diorite en enclave ; 2" diorite proche d'une interface diorite / GDT; 3 : GDT ; 3' : GDT proche d'une interface ou en enclave dans monzogranite ; 4 : monzogranite ; 5 : leucogranite.

* certaines granodiorites ont un excès d'aluminium non feldspathisable (paramètre A). Ce sont des roches TAG 25 et NFI 111 dont le seul minéral ferromagnésien est la biotite (cette tendance a été appelée "biotitique" dans l'étude pétrographique et alumino-potassique lors de l'étude minéralogique des biotites des GDT) ou des roches (TAG 42 et TAG 52) dont la biotite est en voie de chloritisation. Le paramètre A est en effet très sensible à l'altération d'après Debon et Lefort (1983). Il en de même pour les monzogranites parmi lesquels existent des roches où la biotite prédomine largement sur l'amphibole (TAG 73 par exemple). Le groupe des monzogranites déborde de toute façon sur le domaine peralumineux ce qui est classique pour les termes les plus acides des associations cafémiques (cf. les associations magmatiques de référence de la figure IV.8),

* deux tendances s'individualisent dans le groupe des gabbros : l'une vers un enrichissement en olivine dont l'échantillon GOU 8 est l'aboutissement, l'autre vers un enrichissement en clinopyroxène (et amphibole) et dont les échantillons TAG 74 et TAG 138 en sont des exemples, avec des teneurs en CaO supérieures à 10% et en MgO pouvant atteindre 8%. Le leucogabbro GOU 45 a une composition plus fortement alumineuse due à l'accumulation de plagioclase. Les autres gabbros qui ont des compositions relativement homogènes peuvent représenter les liquides basiques primaires,

* l'influence des deux tendances (enrichissement en olivine ou pyroxène) se fait sentir dans chacun des affleurements de gabbros. En effet, un échantillonnage systématique réalisé perpendiculairement à l'allongement des lentilles de gabbros (et donc aussi perpendiculairement à la structuration planaire des diorites encaissantes) montre que des variations chimiques non décelables à l'examen pétrographique existent (cf. les analyses connectées par une ligne dans le diagramme A/B). Une règle semble se dessiner : les parties internes des lentilles (c'est à dire vers l'intérieur du massif) sont un peu plus basiques. Cette augmentation de la basicité ne peut être due qu'à une accumulation, faible, d'olivine sous l'effet de la gravité. Il est donc légitime de penser que les parties internes des lentilles de gabbros étaient les parties inférieures à un instant donné (dans une chambre magmatique ?) au cours de l'évolution du magma gabbroïque et avant la mise en place dans le gisement actuel. Ceci aura des conséquences lorsque sera abordée le mode de mise en place du pluton,

* les diorites en enclaves dans les granodiorites-tonalites ont un chimisme comparable à certaines diorites en masse, mais avec une prédominance des termes les plus acides (diorites quartziques) et avec peu de méladiorites. Il est donc

probable que ces enclaves de diorite représentent des témoins du magma dioritique et non pas des restites au sens de Chappell et al. (1987). Cette hypothèse est confirmée par les diagrammes de Harker (Figs. IV.2 et 3) où les enclaves et particulièrement les méladiorites ne s'alignent pas avec les granodiorites comme tel devrait être le cas dans l'hypothèse restite.

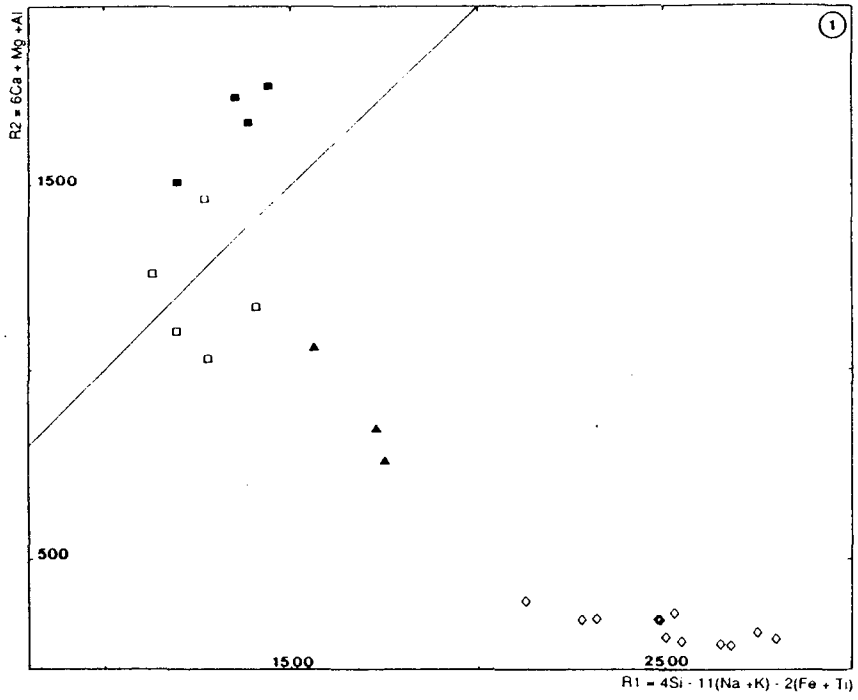
Le diagramme R1 / R2 (Fig. IV.9) de De la Roche et Leterrier (1973, 1980) montre que :

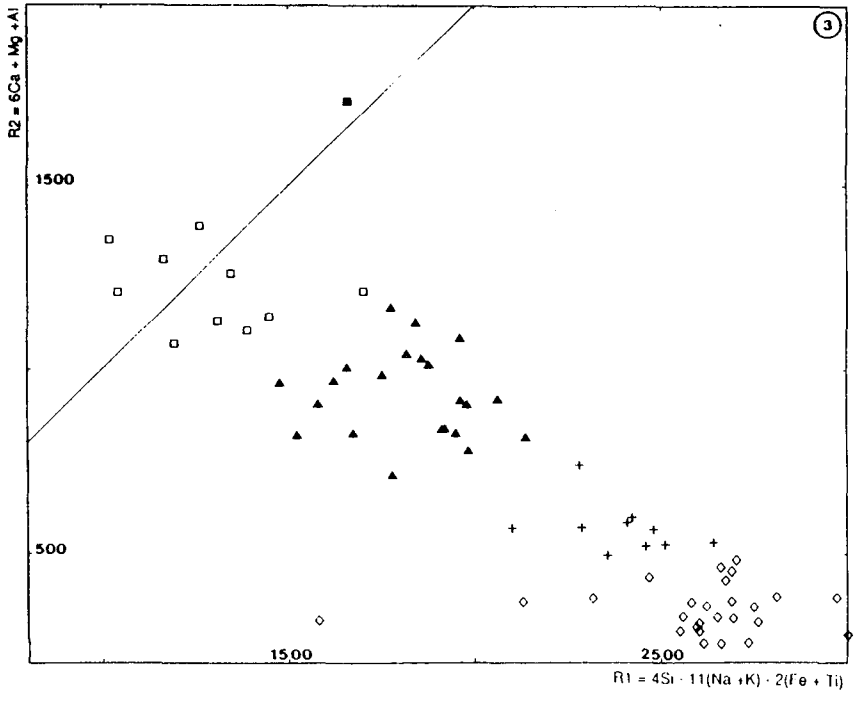
* l'association magmatique du Tichka, bien qu'ayant des affinités calco-alcalines, est moins "typique" que ne le laissait supposer l'étude de Rosé (1987). Il est clair en effet qu'une **empreinte subalcaline (ou plus exactement transitionnelle)** marque ces roches. Le diagramme R1 / R2 est en cela parfaitement net : l'association du Tichka est plus voisine de celles du Massif des Ballons (Pagel et Leterrier, 1980), ou du Massif de Ploumanac'h étudié par Barrière (1977) que de celles des granitoïdes typiquement calco-alcalins des massifs des Pyrénées. Cette tendance est particulièrement marquée dans le groupe dioritique (cf. aussi le diagamme Q / P) et le groupe des granodiorites-tonalites avec la présence de monzodiorites quartziques. **La tendance subalcaline du Massif du Tichka est plus sodique, que potassique** et ressemble, en cela, à celle définie par Debon et al. (1986) en Afghanistan dans la ceinture plutonique de Feroz Koh,

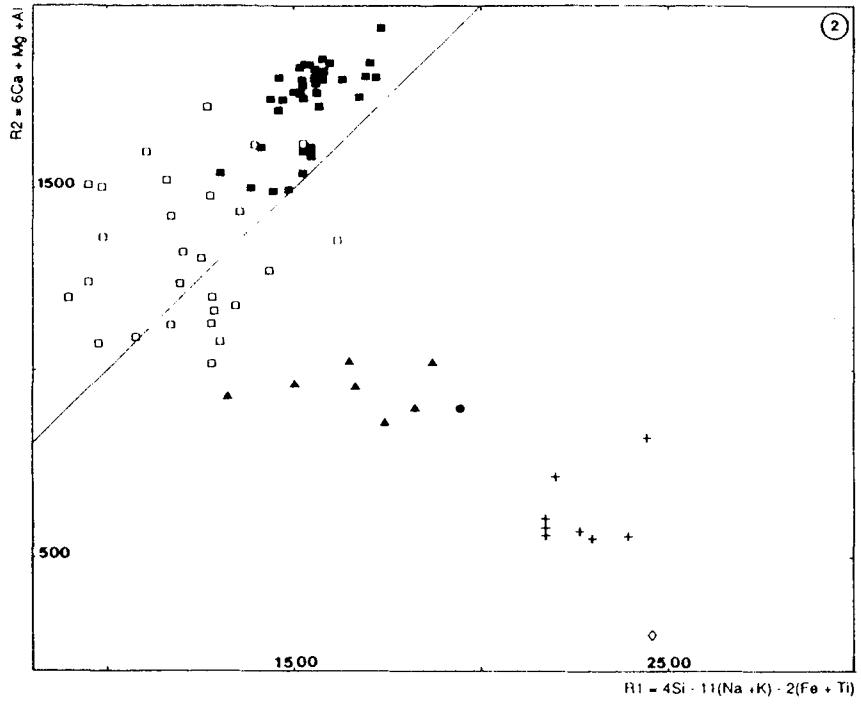
* Les trois parties reconnues dans le Massif du Tichka par les études de terrain (Chapitre II) sont formées de roches analogues dessinant **des lignées semblables** (Fig. IV.9). Toutefois, la zone sud-ouest comporte peu de monzogranites, la zone nord contient peu de roches basiques : méladiorites et gabbros et beaucoup de leucogranites, la zone centrale du Massif est la plus basique.

3.2. - Cadre géodynamique et caractérisation des sources

Deux types de diagrammes sont utilisés dans ce but : (1) les diagrammes binaires ou ternaires (éléments majeurs et éléments traces) qui permettent de replacer les roches dans les champs définis pour des environnements géotectoniques bien caractéristiques, (2) les graphiques multi - éléments (ou spectres élargis ou "spidergrams") où les éléments sont rangés par ordre d'incompatibilité décroissante et sont normalisés à plusieurs référentiels possibles. Pour les roches basiques la normalisation se fait par rapport aux chondrites (Thompson et al., 1983), aux MORB (Pearce et al., 1984) ou au manteau primitif (Sun et Nesbitt, 1977 ; Le Roex, 1985). Pour les granitoïdes elle se fait par rapport aux MORB ou aux granites des rides océaniques ou "ORG" (Pearce et al., 1984). Ces diagrammes







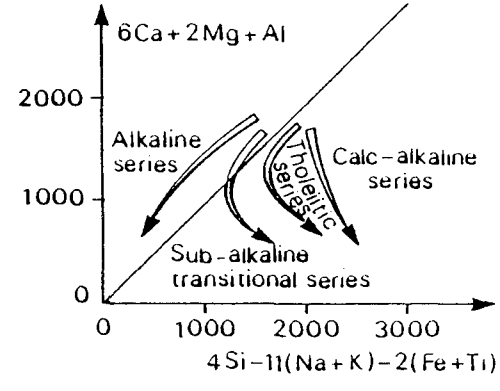


Figure IV.9 - Diagramme R1/R2 (De La Roche et Leterrier, 1973, 1980). Les analyses sont regroupées par unité géographique définie dans le chapitre II . **1** : SW du massif, **2** : centre du massif, **3** : N du massif. (Mêmes figurés que IV.7).

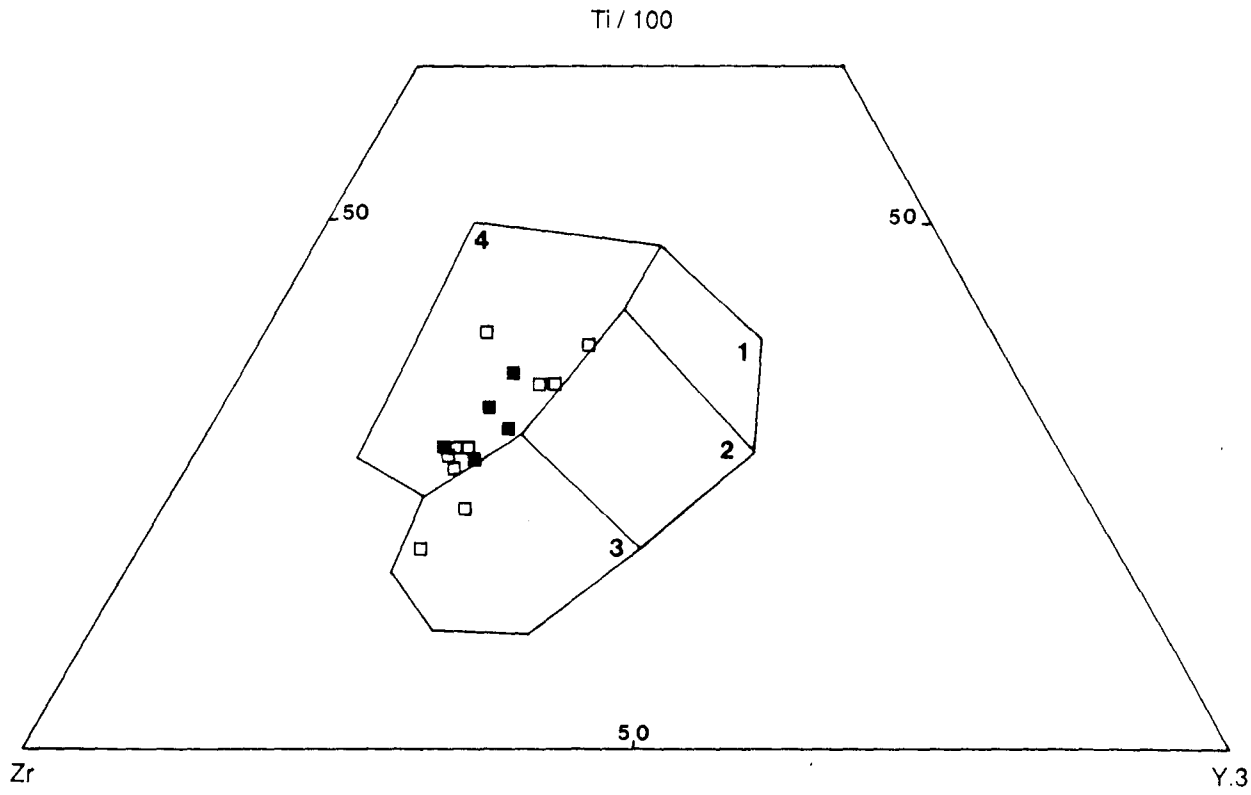


Figure IV. 10 - Diagramme Ti/100 - Zr - Y.3 de Pearce et Cann (1973) pour les gabbros (carrés pleins) et les méladiorites (carrés vides).

1 : low K tholeiites (L-KT)
2 : ocean floor basalts (OFB)
3 : calc-alkaline basalts (CAB)
4 : within plate basalts (WPB)

permettent de comparer facilement les roches entres elles et par rapport à des magmas dont le cadre géodynamique est bien caractérisé. Ils permettent également d'avoir une idée du rôle relatif de la croûte et du manteau dans la genèse des roches magmatiques. Chaque type de roche doit être considéré séparément sur la base de ses caractéristiques isotopiques et de ses éléments traces. Les roches basiques et les granitoïdes seront donc étudiés séparément à l'aide de diagrammes spécifiques.

3.2.1. - Les roches basiques

Il est toujours difficile en domaine plutonique de trouver exactement les compositions des liquides initiaux parce que les processus qui interviennent dans leur évolution sont nombreux et qu'ils peuvent modifier les compositions chimiques initiales (accumulation de cristaux, contamination...). Cependant, dans le cas du Massif du Tichka, il est apparu dans l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique (en particulier des terres rares), que les gabbros (hors cumulats) et les méladiorites ont des compositions très primitives qui peuvent représenter celles des liquides initiaux. Ce sont uniquement ces roches qui sont prises en considération pour caractériser le magmatisme basique.

Dans le diagramme "géotectonique" Ti /100 - Zr - Y.3 de Pearce et Cann (1973) de la figure IV.10, **les roches les plus basiques du Massif du Tichka (gabbros et méladiorites) appartiennent au champ des basaltes intraplaques (WPB)** caractérisés par une pauvreté relative en Yttrium et une richesse en Zirconium avec un rapport Zr / Y > 4 (cf. Pearce et Norry, 1979). Les teneurs élevées en TiO_2 et faibles en V de ces mêmes roches ($45 \leq Ti / V \leq 80$) les placent **dans le domaine des magmas anorogéniques** (Shervais, 1982). Ce caractère non orogénique est illustré dans les diagrammes de la figure IV.11. Pour des rapports FeO / MgO proches de 1, les roches basiques ont des teneurs en TiO_2 largement supérieures à celles des magmas orogéniques (notés ARC dans les diagrammes de référence). Il apparaît également dans les diagrammes de la figure IV.11 que le magmatisme basique du Tichka est assez mal typé. Ce caractère mal défini des roches basiques à déjà été noté dans d'autres plutons composites. En effet Cocherie (1984) pour les roches basiques de Corse dénote une affinité de basaltes alumineux mais avec des teneurs en Zr, Hf et Ti plus élevées et en Ba et Sr beaucoup plus basses. Dans le Massif du Quérigut les roches basiques ont des compositions de basaltes océaniques ou de basaltes d'arcs volcaniques (Fourcade, 1981). Les gabbros du Massif de Ploumanac'h ont des affinités intermédiaires entre celles des basaltes alcalins et des basaltes tholéïtiques (Barrière, 1977). Dans le cas du Massif du Tichka nous pouvons envisager la possibilité d'une mise en place à la charnière entre une période orogénique et une période anorogénique qui se développera, plus tard, avec l'ouverture de l'Atlantique.

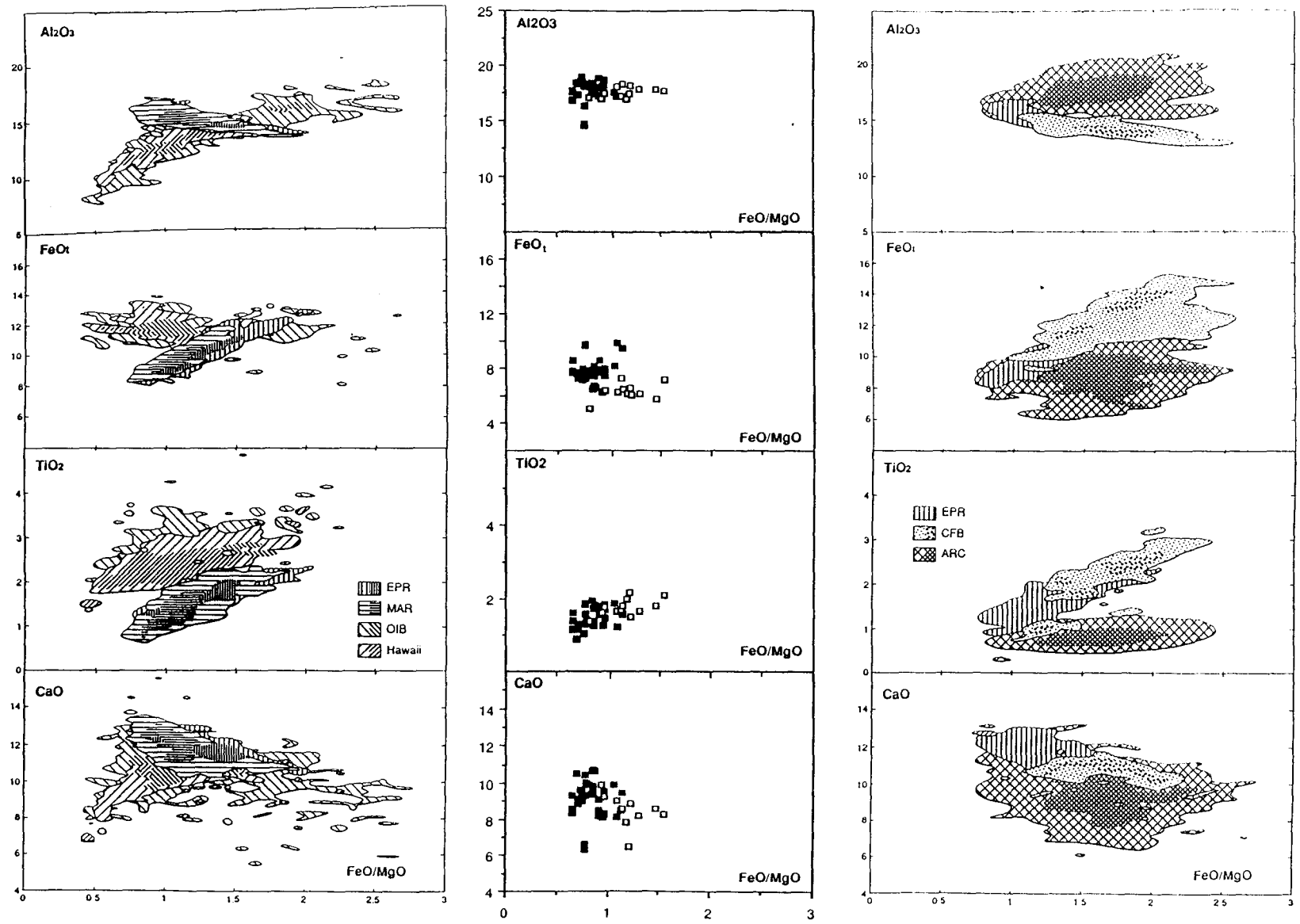
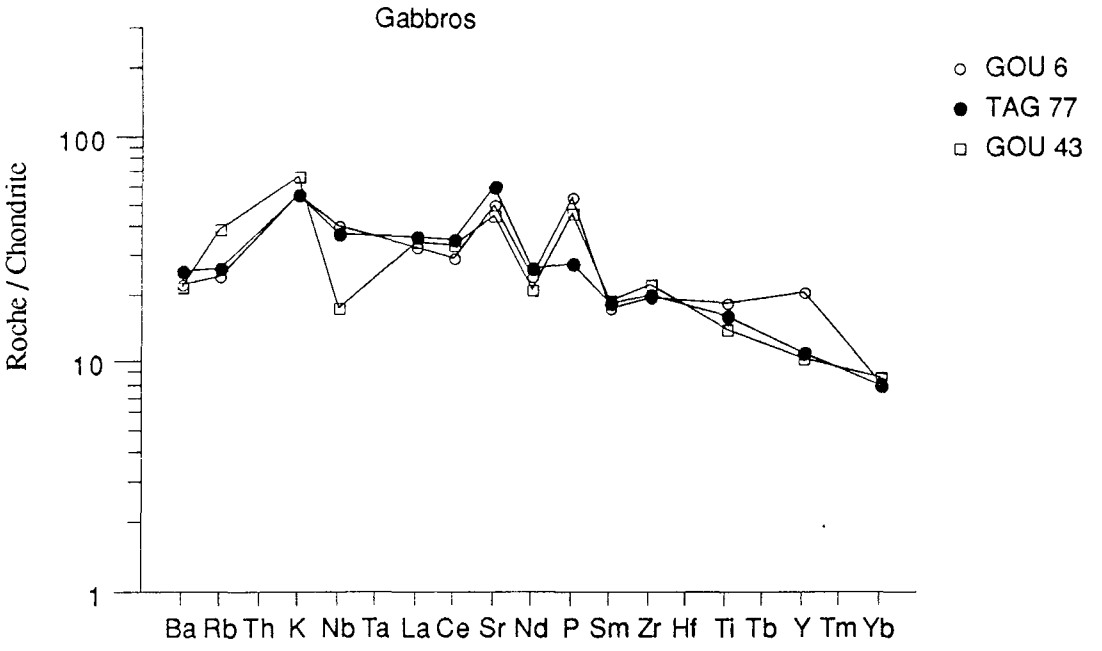
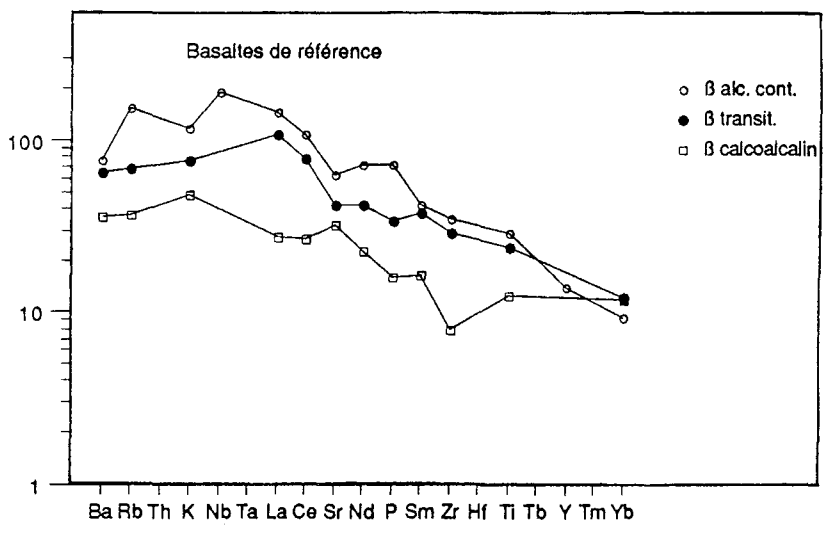
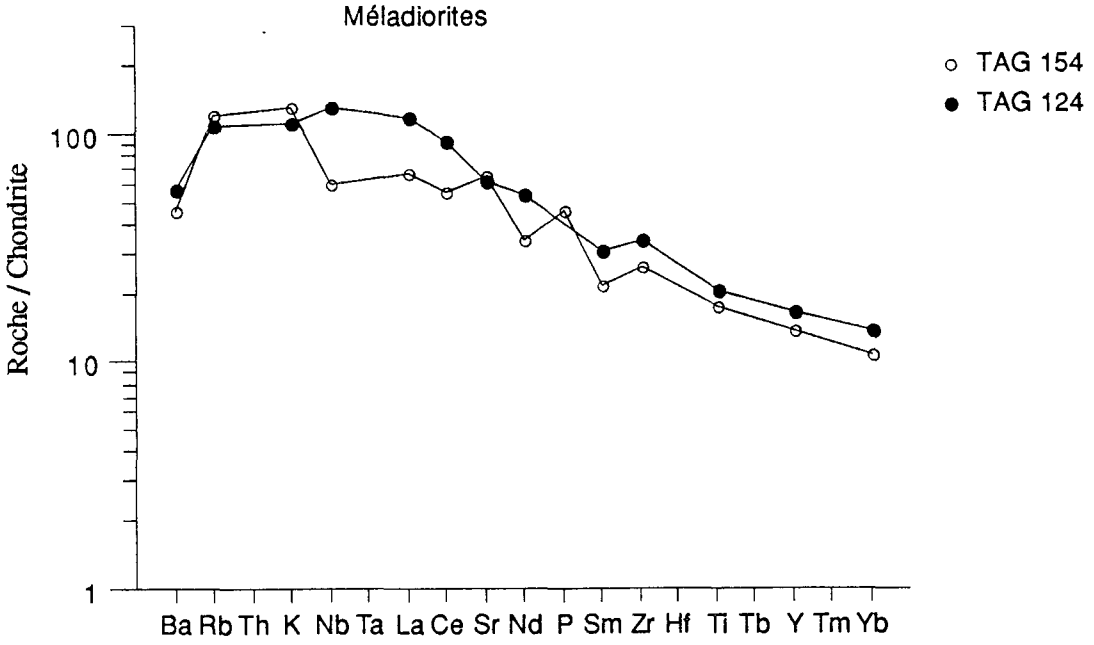


Figure IV. 11 - Diagrammes de variations des éléments majeurs (Al_2O_3, FeOt, TiO_2, CaO) en fonction de FeO / MgO. Mêmes figurés que précédemment. Les diagrammes de réfèrence sont issus de Albarède (1991) : ARC = Orogenic Basalts, CFB = Continental Flood Basalts, EPR = East Pacific Rise, MAR = Mid - Atlantic Ridge, OIB = Ocean Island Basalt.


Gabbros
Roche / Chondritic
100
10
1
Ba Rb Th K Nb Ta La Ce Sr Nd P Sm Zr Hf Ti Tb Y Tm Yb
GOU 6
TAG 77
GOU 43


Basaltes de référence
100
10
1
Ba Rb Th K Nb Ta La Ce Sr Nd P Sm Zr Hf Ti Tb Y Tm Yb
ß alc. cont.
ß transit.
ß calcoalcalin


Méladiorites
Roche / Chondrite
100
10
1
Ba Rb Th K Nb Ta La Ce Sr Nd P Sm Zr Hf Ti Tb Y Tm Yb
TAG 154
TAG 124

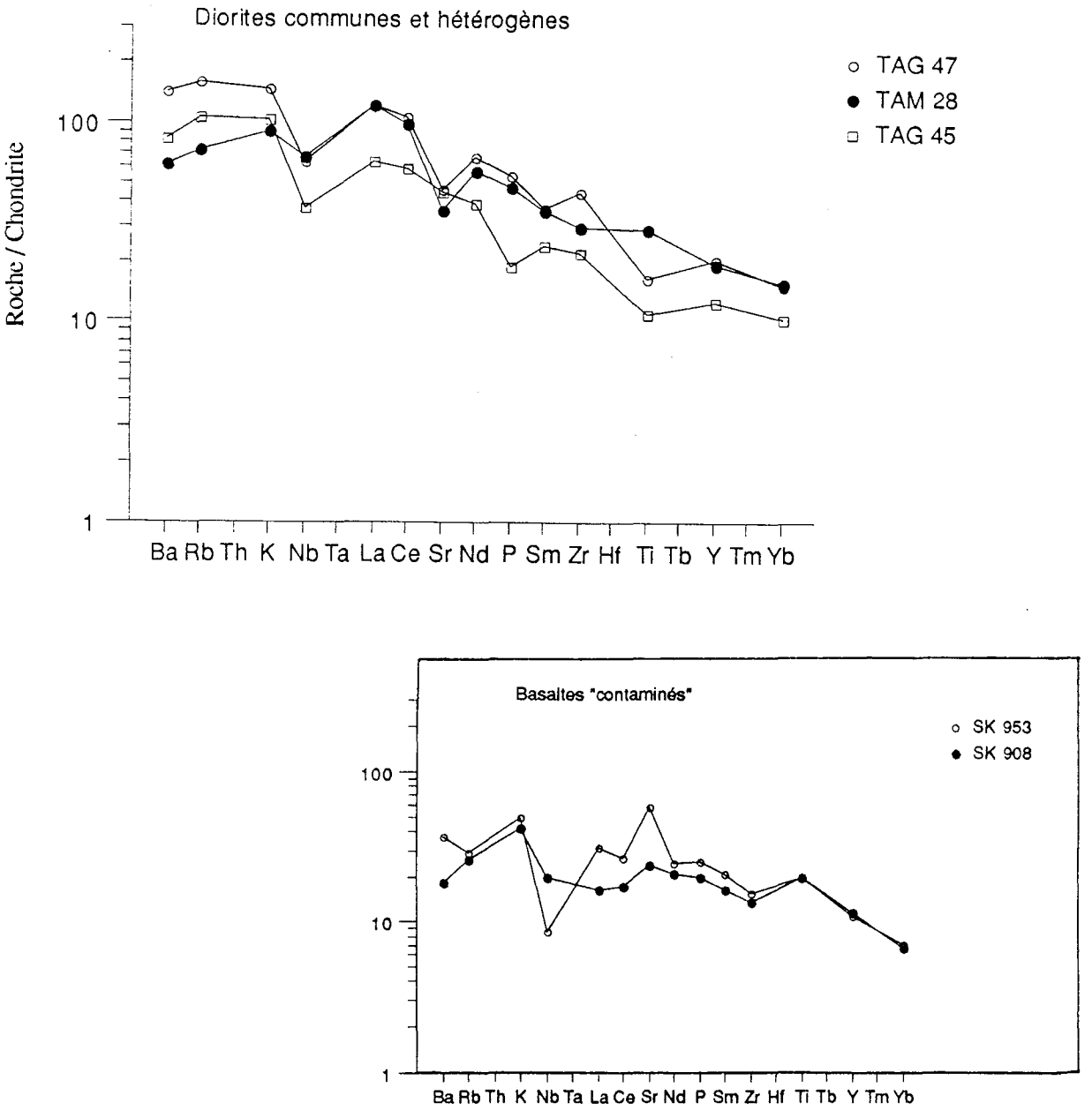


Figure IV.12 - Spectres élargis de Thompson et al. (1984) pour les gabbros et les diorites du Massif du Tichka. Les concentrations sont normalisées aux chondrites sauf Rb, K et P normalisées au manteau terrestre primitif de Sun (1980).

Les valeurs de normalisation (en ppm) sont : Ba = 6.9, Rb = 0.35, K = 120, Nb = 0.35, La = 0.328, Ce = 0.865, Sr = 11.8, Nd = 0.63, P = 46, Sm = 0.203, Zr = 6.84, Ti = 620, Y = 2.0, Yb = 0.22.

Les basaltes de référence sont issus de Briot (1988) pour le basalte alcalin intraplaque continentale (Massif Central), de Barberi et al. (1975) pour le basalte transitionnel (Ethiopie), de Lopez - Ezcobar et al. (1981) et de Deruelle (1982) pour le basalte calcoalcalin (Chili).

Les basaltes "contaminés" proviennent de Thompson et al. (1985) SK 953 : basalte contaminé par des granulites, SK 908 : basalte contaminé par des amphibolites (NW de l'Ecosse).

Dans les graphiques multi - éléments de Thompson et al. (1983) (Fig. IV.12) où les éléments sont normalisés aux chondrites (sauf Rb, K et P normalisés au manteau terrestre primitif de Sun, 1980), les gabbros sont enrichis en éléments les plus incompatibles par rapport aux chondrites. Cet enrichissement (de Rb à Ce) est encore plus important pour les méladiorites avec des teneurs en Ba du même ordre de grandeur que celles des gabbros (et pas d'anomalie négative importante en Nb), ce qui suggère qu'aucune (ou faible) contamination crustale n'est intervenue dans la genèse de ces roches mais implique un degré de fusion du manteau plus important pour la genèse des gabbros que pour la genèse des diorites. L'allure générale des spectres des gabbros et surtout des méladiorites ressemble à celles des spectres caractérisant généralement des basaltes intracontinentaux transitionnels (1) et alcalins plus que des magmas basiques calcoalcalins.

L'enrichissement encore plus important des **diorites communes et hétérogènes** en éléments incompatibles (en particulier Ba) et les anomalies négatives de ces mêmes roches en Nb, Sr, voire Ti peut, par contre, provenir d'une contamination crustale, difficile à évaluer par les éléments traces en raison du fonctionnement probable et concomitant de la cristallisation fractionnée. La nature de ce contaminant, peut être toutefois être approchée par analogie avec les travaux de Thompson et al. (1985) sur des hawaïtes et basaltes du NW de l'Ecosse (Skye et Mull). Il ressort de cette comparaison (Fig. IV.12) que la contamination, conduisant à la formation des diorites, pourrait se faire par une croûte amphibolique ou granulitique ce qui correspond bien à ce que l'on connaît de la nature chimique de la base de croûte continentale (Taylor et Mc Lennan, 1985). Une contamination de type sédimentaire (shale par ex.) ou plus généralement de type croûte supérieure, est à exclure, les teneurs en éléments les plus incompatibles (Ba et Rb) seraient beaucoup plus importantes.

3.2.2. - Les granitoïdes

Le diagramme Rb / Zr = f (SiO_2) de Harris et al. (1986) de la figure IV.13 permet de classer les **granitoïdes** du Tichka dans le groupe III défini par ces auteurs, c'est-à-dire avec **les granites post - collision**. Le rapport Rb / Zr faible les éloigne des granites syn-collision. Il est vrai que les rapports faibles Rb / Zr sont aussi caractéristiques des granites des arcs volcaniques (VAG). L'absence de données analytiques Hf et Ta ne permet pas de séparer VAG et granites tardi à post-collision. Toutefois, la position de ces roches dans le diagramme R1/R2 (Fig. IV.9), à la limite des domaines post-collision et tardi orogénique définis par Batchelor et Bowden (1985), suggérait déja une genèse post-

(1) Les clinopyroxènes des gabbros relativement pauvres en Ca (40% ≤ Wo ≥ 45%) sont également caractéristiques des magmas transitionnels (cf. Brotzu et al., 1981)

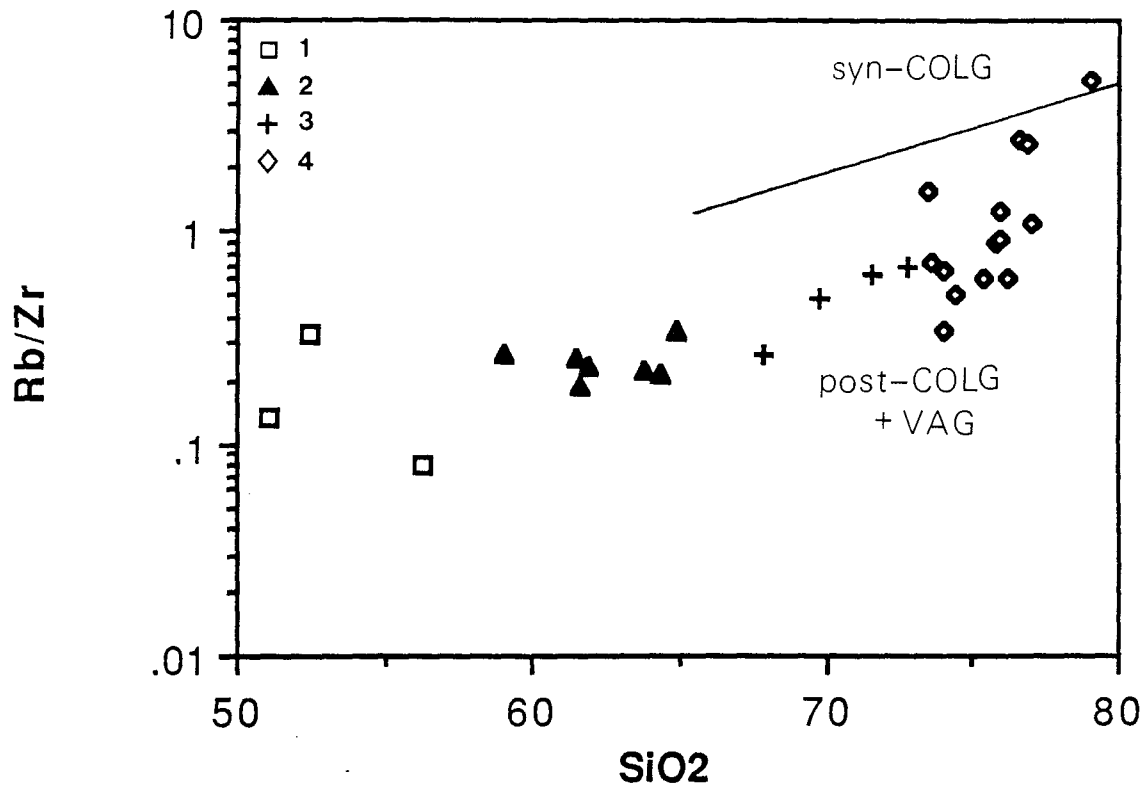


Figure IV.13 - Diagramme Rb / Zr = f (SiO2) de Harris et al. (1986). 1 : diorites ; 2 : granodiorites-tonalites ; 3 : monzogranites ; 4 : leucogranites. **Syn-COLG** : granites syn-collision, **post-COLG** : granites post-collision, **VAG** : granites des arcs volcaniques.

collision. L'ensemble des caractères de ces roches, définis dans les paragraphes précédents (éléments majeurs et traces, spectres de terres rares) permet d'écarter l'hypothèse VAG.

Les diagrammes de Pearce (1984) et Pearce et al. (1985), où les éléments sont normalisées à un hypothétique granite de ride océanique (ORG) calculé par Pearce et al. (1984), ont été choisis pour représenter les granodiorites (Fig.IV.14) et les comparer aux spectres de granitoïdes hercyniens, donnés par ces auteurs, et dont le cadre géodynamique est connu.

Les **granodiorites** TAG 79 et GOU 68 sont fortement enrichies par rapport aux ORG en éléments incompatibles et appauvries en éléments les moins incompatibles (à partir de Zr). Par rapport aux granites hercyniens des Pyrénées, ces spectres ressemblent à celui du granite du Quérigut (Fourcade, 1981) qui est un granite post-collision et diffèrent de celui du granite de Barousse donné par Pearce et al. (1984) comme exemple de granite syn-collision et pour lequel les éléments les moins incompatibles sont plus appauvris que pour les granites post-collision.

Les graphiques de Thompson et al. (1983) sont utilisés (Fig. IV.15) pour représenter les leucogranites (1) à deux micas qui ont des spectres fortement fractionnés et des anomalies négatives en Nb, Sr, Ti, analogues au spectre d'un leucogranite de type S de Cornouailles donné par Thompson et al. (1984). L'origine supracrustale de ces leucogranites déja établie dans les chapitres précédents (minéralogie, composition en éléments majeurs...) est donc également démontrée par l'étude des éléments en trace.

3.3 - Conclusions

Les différents groupes de roches constituant le Massif du Tichka forment une association discontinue (avec des discontinuités pour certains éléments entre gabbros et diorites d'une part et granodiorites - tonalites et monzogranites d'autre part). Cette association a des caractères cafémiques méta-alumineux à alumino-potassiques et une tendance transitionnelle, subalcaline Na.

Les gabbros et méladiorites ont des affinités de basaltes anorogéniques intracontinentaux pas ou très peu contaminés par rapport aux autres groupes constituant le massif. Les différences chimiques entre méladiorites et gabbros peuvent s'expliquer par un degré de fusion différent de la même source mantellique.

---

(1) Les monzogranites n'ont pas été représentés dans ce type de diagramme par manque de données analytiques (Nb, Zr...).

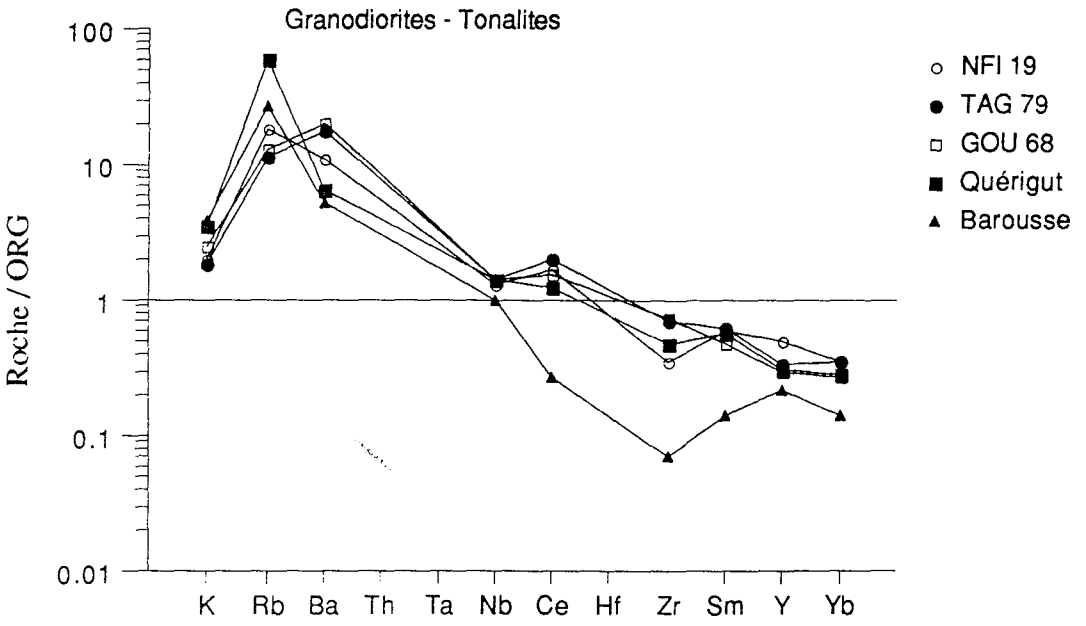


Figure IV.14 - Diagramme multi-éléments de Pearce et al. (1984 a et b) pour les granodiorites du Massif du Tichka.

Les concentrations sont normalisées aux ORG (K = 0.40%, Rb = 4.0, Ba = 50, Nb = 10, Ce = 35, Zr = 340, Sm = 9, Y = 70, Yb = 48.0 ppm). Les spectres du Quérigut (granite post-collision) et de Barousse (granite syn-collision) sont donnés en référence par ces auteurs.

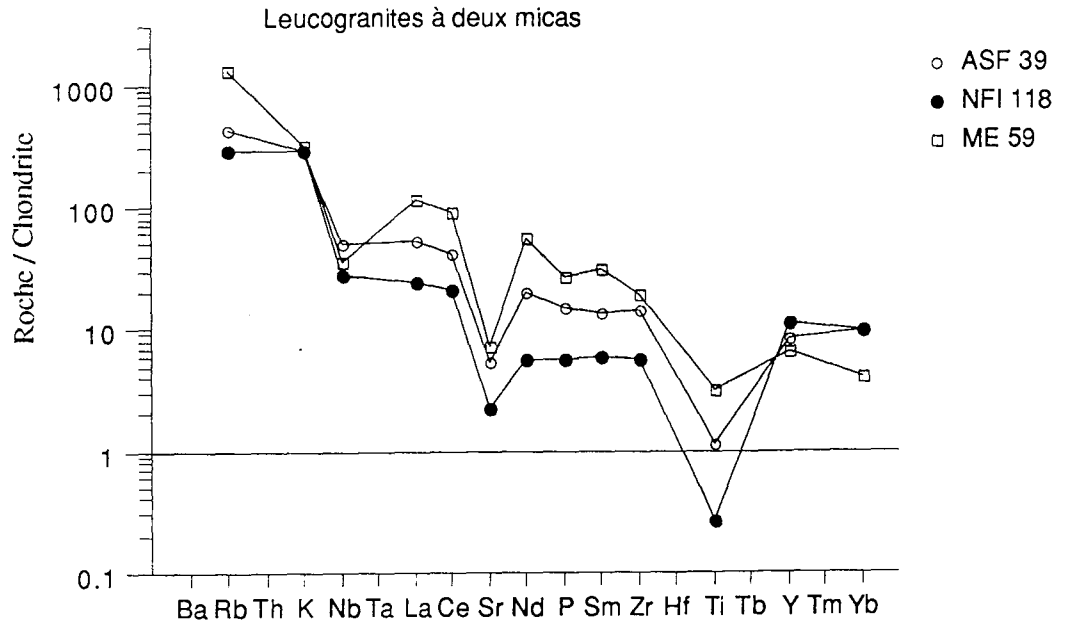


Figure IV.15 - Spectres élargis de Thompson et al. (1984) pour les leucogranites du Massif du Tichka.

Les concentrations sont normalisées aux chondrites sauf Rb, K et P normalisées au manteau terrestre primitif de Sun (1980). Les valeurs de normalisation (en ppm) sont : Ba = 6.9, Rb = 0.35, K = 120, Nb = 0.35, La = 0.328, Ce = 0.865, Sr = 11.8, Nd = 0.63, P = 46, Sm = 0.203, Zr = 6.84, Ti = 620, Y = 2.0, Yb = 0.22. Le leucogranite ME59 est un granite de type S, de Cornouailles, donné en référence par Thompson et al..

Les diorites communes sont formées par contamination de ce magma mantellique (± évolué ?) par une croûte de type amphibolite ou granulite.

Les granitoïdes dans leur ensemble ont des caractères géochimiques de granites plutôt tardi à post-collision, et les leucogranites à deux micas sont de type S. Ce caractère post-collisionnel du pluton va à l'encontre des conclusions auxquelles est parvenu Rosé (1987) dans son étude typologique des granites hercyniens du Maroc. Une trop grande confiance a probablement été portée, dans ce travail, aux âges peu précis de Termier et al. (1972), déterminés sur le Massif du Tichka. Les études structurales récentes de Lagarde et al. (1990) sont en accord avec nos propres conclusions pour attribuer au Tichka (et à d'autres massifs hercyniens marocains) une genèse post-collision.

4. - ESSAI DE CARACTERISATION DES PROCESSUS

Avant d'aborder par les isotopes la modélisation des processus complexes (chapitre V) il était intéréssant de tester le processus de cristallisation fractionnée (**CF**) pour expliquer les variations des compositions chimiques des éléments majeurs ou traces à l'intérieur de chacun des groupes de roches mais aussi d'un groupe à l'autre. Il a été démontré dans les pages précédentes que la **CF** ne peut pas expliquer l'ensemble des variations chimiques des gabbros aux leucogranites. Toutefois :

(1) la cristallisation fractionnée peut - elle expliquer les variations chimiques des gabbros aux méladiorites ?

Le diagramme La / Yb = f(Yb) de la figure IV.16 permet de répondre par la négative. En effet, le rapport La / Yb qui devrait être peu modifié au cours de la **CF** (droite parallèle à l'axe des abcisses) (Steinberg et al., 1979) varie de 4.7 à 13.

Les méladiorites ne résultent donc pas de la différenciation d'un magma gabbroïque. Le fait que les points s'alignent sur une droite à pente positive et ne passant pas l'origine, indique, par contre, **une origine par fusion partielle d'une source mantellique légèrement enrichie en éléments incompatibles et relativement hétérogène** (les points ne s'alignent pas parfaitement). Ce diagramme nous indique également, que **le taux de fusion diminue des gabbros aux diorites.**

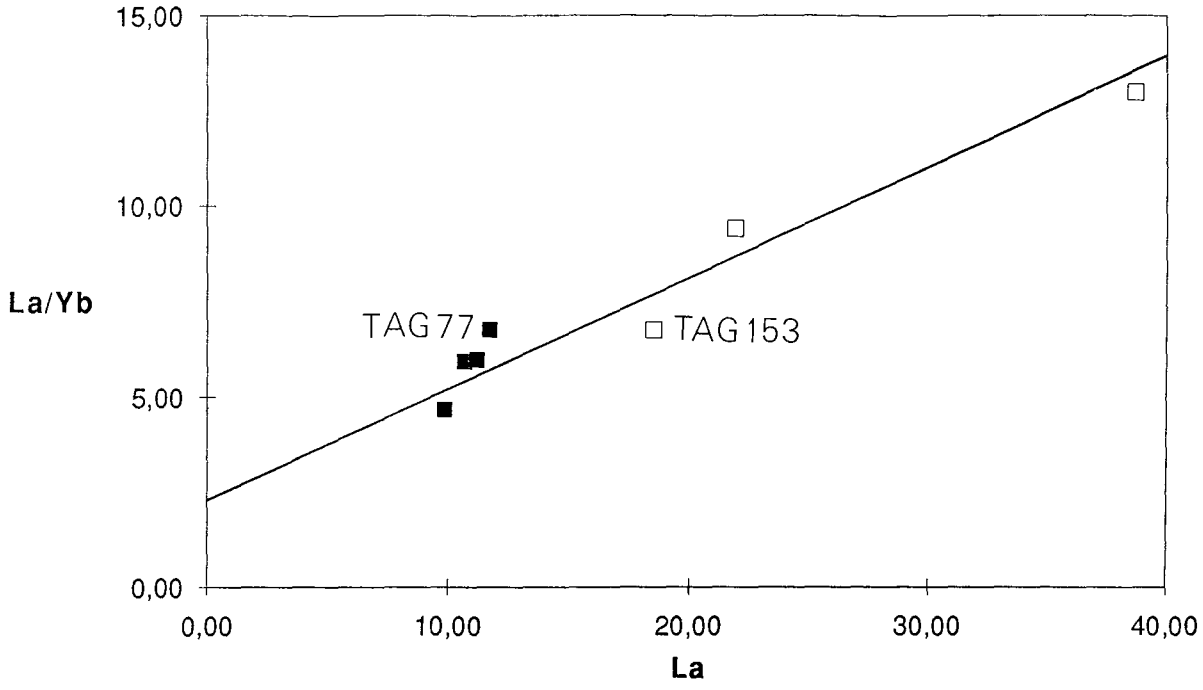


Figure IV.16 - Les gabbros (carrés pleins) et les méladiorites (carrés vides) dans le diagramme La / Yb = f (La). Les échantillons de méladiorites sont : TAG 153, TAG 154 et TAG 124.

(2) La cristallisation fractionnée permet-elle d'expliquer les variations à l'intérieur des groupes (granodiorites-tonalites, monzogranites, leucogranites (1)) et les évolutions des tonalites aux monzogranites ou des monzogranites aux leucogranites ? L'association fréquente, dans le massif, des monzogranites (voire des granodiorites) et des leucogranites à biotite ± amphibole laisse supposer, en effet, des relations de genèse entre ces termes.

Des tests de **CF**, sur éléments majeurs, par calculs des moindres carrés (programme développé par F. Albarède) permettent de répondre en partie à ces questions. Pour chacun des tests sont présentés *la composition calculée* du magma initial, *la composition mesurée* d'une roche, ou d'une moyenne de roches, supposée représenter le magma initial, *"le résidu"* qui est la différence entre les deux valeurs, calculée et mesurée, divisée par l'erreur la plus probable, *la composition modale du cumulat*, et *le pourcentage de liquide résiduel* dont la composition est celle d'une roche, ou d'une moyenne de roches.

Evolution monzogranites - leucogranites. Le liquide initial choisi est une moyenne des cinq monzogranites les plus basiques et le liquide résiduel correspond à une moyenne des quatre leucogranites à biotite les plus acides (GOU 9, KMA 8, NFI 97 et TAG 40) d'un

(1) La genèse des diorites par simple cristallisation fractionnée est exclue, en raison de la grande variabilité de leurs compositions chimiques.

groupe de leucogranites à biotite ± amphibole dont les teneurs en K_2O et Na_2O, voire CaO, ne sont pas trop dispersées (cette dispersion pouvant indiquer des processus tardi à post-magmatiques fréquents dans les leucogranites). Les moyennes des analyses de minéraux de l'échantillon TAG 126 ont été choisies pour représenter les minéraux cristallisant dans le magma monzogranitique. Le liquide initial calculé (Tab. IV.1) est en bonne concordance avec le "monzogranite basique moyen" ce qui indique que **les leucogranites peuvent résulter de la cristallisation fractionnée d'un liquide monzogranitique "basique".**

Evolution tonalites - granodiorites. La composition du magma - initial choisi est celle d'une moyenne des cinq tonalites les plus basiques et le liquide résiduel est représenté par une moyenne des trois granodiorites les plus acides. Les minéraux de TAG 27 ont été retenus comme les minéraux cristallisant dans le magma tonalitique.

Les calculs ont été menés en faisant varier la nature des différentes phases cristallisant au liquidus (avec ou sans biotite, avec ou sans magnétite...) et en prenant en compte diverses compositions pour le magma initial et le liquide résiduel. Seuls les meilleurs résultats sont présentés (Tab. IV.2) mais les incertitudes demeurent grandes. Les teneurs en MgO, Na_2O et CaO calculées sont assez éloignées de celles des mêmes éléments mesurées dans les tonalites les plus basiques. On peut donc dire que le mécanisme de **CF** n'est pas le seul qui intervienne pour expliquer les variations chimiques à l'intérieur du groupe des GDT.

Si l'on tente des tests de **CF** entre les tonalites et les monzogranites acides, les résultats sont encore moins satisfaisants que les précédents par leur imprécision mais surtout par le taux de cristallisation nécessaire pour atteindre les compositions des liquides résiduels (**Cumulat = 78.6%** avec amphibole = 16.7 ± 5.6 %, plagioclase = 69.0 ± 5.3 %, biotite = 14.3 ± 5.1% ; **Liquide = 21.4 ± 4.0%**). Ils sont encore moins satisfaisants si l'on prend pour composition du liquide résiduel la composition moyenne des leucogranites à biotite (**Cumulat = 82.8%** avec amphibole : 18.2 ± 5.8%, plagioclase = 69.0 ± 5.0%, biotite 12.8 ± 4.2% ; **Liquide = 20.8 ± 4.2%**). La fraction faible de liquide résiduel (20%) est peu compatible avec une individualisation volumétriquement importante des monzogranites et des leucogranites.

En résumé les résultats ci-dessus suggèrent que la **cristallisation fractionnée n'est pas le seul mécanisme en jeu dans la genèse du groupe des granodiorites - tonalites** mais que, par contre, ce mécanisme peut être envisagé pour expliquer à lui seul les variations chimiques des monzogranites aux leucogranites à biotite.

	Liquide résiduel Leucoγ à biotite	Amphibole TAG 126	Plagio TAG 126	Source Monzoγ basiques	Source calculée	Résidu
SiO_2	74.94	47.40	63.29	67.9	68.0	-0.2
Al_2O_3	13.04	6.83	22.79	15.7	15.3	1.0
FeOt	1.23	15.92	0.13	3.0	2.7	1.6
MgO	0.17	12.27	0.01	1.4	1.6	-1.0
CaO	0.67	11.42	4.14	2.4	3.0	-4.3
Na_2O	3.75	1.25	9.22	4.5	5.1	-3.3
K_2O	4.71	0.69	0.24	2.5	2.8	-3.0
TiO_2	0.19	1.14	0.14	0.6	0.3	22.4

***Cumulat** = 43.0% (avec amphibole = 27.9 ± 3.5%, plagio = 72.0 ± 6.3 %), **Liquide résiduel (Leucogranite à biotite)** = 57.0 ± 2.7%.*

Tableau IV.1 - Composition calculée (éléments majeurs) d'un liquide initial, dont les monzogranites les plus basiques pourraient représenter la composition, et qui par cristallisation fractionnée évoluerait vers un liquide résiduel dont la composition serait celle des leucogranites à biotite ± amphibole. Les compositions calculées sont comparables aux compositions des monzogranites les moins évolués pour un taux de cristallisation de 43%.

	Liquide résiduel GDT acides	Amphibole TAG 27	Plagio TAG 27	Source GDT basiques	Source calculée	Résidu
SiO_2	64.07	47.53	62.64	59.6	59.8	-0.4
Al_2O_3	16.84	7.05	24.20	17.5	17.3	0.7
FeOt	3.96	14.83	0.10	4.6	4.8	-0.9
MgO	1.81	12.42	0.01	2.6	2.9	-1.3
CaO	3.73	11.92	5.33	5.0	4.8	0.4
Na_2O	4.93	1.12	8.70	4.7	5.5	-4.5
K_2O	2.35	0.59	0.23	2.0	1.9	0.1
TiO_2	0.75	1.25	0.01	1.1	0.7	7.0

***Cumulat** = 53.8% (Avec amphibole = 18.6 ± 6.7% ; plagioclase = 67.3 ± 10.8%, biotite = 14.1 ± 5.0%), **Liquide (granodiorite-tonalite basique)** = 46.2 ± 6.8%.*

Tableau IV.2 - Composition calculée (éléments majeurs) d'un liquide initial, dont les tonalites les plus basiques pourraient représenter la composition, et qui par cristallisation fractionnée évoluerait vers un liquide résiduel dont la composition serait celle des granodiorites les plus acides. Les compositions calculées sont les plus proches de celles des tonalites les moins évoluées pour un taux de cristallisation de 53.8%.

Nous avons vu grâce aux terres rares (Fig. IV.16) que la **CF** ne permettait pas d'expliquer les évolutions des gabbros aux méladiorites. Les tests de **CF** sur les éléments majeurs permettent également d'arriver à la même conclusion. En effet, si on utilise comme composition du liquide initial GOU 6 (ou GOU 43 ou TAG 129) et du liquide résiduel TAG 154 (ou TAG 153), les résultats obtenus sont aberrants. Les erreurs sur les minéraux qui cristallisent, sont, en effet, supérieures aux pourcentages de ces mêmes minéraux (!) et des différences importantes existent entre le liquide initial choisi et le liquide calculé. Si l'on choisit le gabbro TAG 77 et la méladiorite TAG 153 (ces deux roches ont en effet les mêmes rapports La / Yb, ce qui laisserait penser à une éventuelle évolution du liquide gabbroïque au liquide dioritique) comme compositions respectives du liquide initial et du liquide résiduel, les résultats (Tab. IV.3) sont assez imprécis (SiO_2, K_2O et MgO) et le taux de cristallisation nécessaire est élevé (46.9%).

	Liquide résiduel TAG 153	Olivine GOU 6	Plagio. GOU 6	Cpx GOU 6	Liquide initial TAG 77	Source calculée	Résidu
SiO_2	49.80	37.46	52.21	49.99	49.0	49.6	-3.0
Al_2O_3	17.56	0.16	30.2	3.43	18.8	18.8	0
FeOt	8.59	27.18	0.06	5.87	7.5	7.2	1.2
MgO	6.03	32.24	0.03	14.66	6.6	7.0	-1.1
CaO	6.51	0	13.03	21.01	9.6	9.3	0.9
Na_2O	4.39	0	4.14	0.54	3.9	3.6	2.1
K_2O	2.10	0	0.02	0	0.8	1.1	-2.4
TiO_2	2.18	0	0.05	1.22	1.7	1.3	2.9

Cumulat = 46.9% (Avec olivine = 16.7 ± 4.7%, plagioclase = 64.6 ± 9.6%, clinopyroxène = 18.8 ± 4.5%), **Liquide (TAG 153) = 53.1 ± 6.4%.**

Tableau IV.3 - Composition calculée (éléments majeurs) d'un liquide initial, dont le gabbro TAG 77 pourrait représenter la composition, et qui par cristallisation fractionnée évoluerait vers un liquide résiduel dont la composition serait celle de la méladiorite TAG 153. Les compositions calculées sont les plus proches de celles de TAG 77 pour un taux de cristallisation de 46.9%.

Ce taux de cristallisation élevé est voisin de celui que l'on peut toutefois calculer, par les teneurs en La, avec l'équation de Rayleigh, et en prenant un coefficient de partage global du La voisin de 0 (Allègre et al., 1977). Néanmoins, le cumulat calculé (Tab. IV.3) qui est riche en plagioclase et en olivine ne correspond à aucune roche connue dans le massif et les échantillons TAG 77 et TAG 153 ne sont pas associées sur le terrain. Si,

par contre, l'on utilise des compositions de diorites et de gabbros spatialement associées (série TAG 137 - TAG 143), les résultats ne sont pas satisfaisants. Les calculs sur les deux échantillons TAG 77 et TAG 153 ne remettent donc pas en cause les déductions faites à partir des deux séries d'échantillons à savoir que **les méladiorites ne résultent pas, globalement, de la cristallisation fractionnée du liquide "gabbroïque" et que les différences chimiques observées entre ces deux groupes de roches résultent de la fusion à des degrés divers du même manteau.**

En conclusion, le mécanisme de cristallisation fractionnée ne permet pas d'expliquer les variations des gabbros aux leucogranites. Par contre, les évolutions des monzogranites aux leucogranites à biotite ± amphibole peuvent s'interpréter par un tel processus. Les variations de compositions chimiques à l'intérieur du groupe des granodiorites - tonalites sont difficilement concevables par un processus unique. Enfin, la CF est exclue pour expliquer, à elle seule, la dispersion des compositions chimiques des diorites et le passage des gabbros aux diorites. Il est donc nécessaire de faire intervenir d'autres processus (fonctionnant parallèlement) et des sources de compositions variables pour expliquer la genèse des divers groupes de roches composant le Massif du Tichka. Ces processus sont examinés dans le chapitre V par les isotopes du Sr et du Nd.

5. - CONCLUSIONS A L'ETUDE GEOCHIMIQUE ET COMPARAISONS AVEC LES AUTRES MASSIFS DE GRANITOIDES HERCYNIENS AU MAROC

En introduction de ce chapitre un certain nombre de questions restait en suspens, en particulier dans les domaines de la caractérisation des roches et de l'identification des sources et des processus à l'origine de ces roches. Si toutes n'ont pas trouvé de réponses dans l'étude géochimique, il s'avère toutefois que des précisions ont été apportées dans ces domaines.

Caractérisation géochimique

Le Massif du Tichka est caractérisé par une grande diversité géochimique des roches qui le composent depuis des gabbros à olivine jusqu'à des leucogranites à deux micas. Les cinq groupes de roches plutoniques, définis dans les chapitres précédents, ne constituent pas une série continue mais s'individualisent clairement, ce qui permet de proposer l'intervention de sources et de processus multiples pour leur genèse. L'association du Tichka est de type cafémique métalumineuse, transitionnelle à tendance subalcaline sodique. Cette tendance se trouve aussi bien dans les diorites que dans les

granitoïdes. Les termes leucogranitiques sont dans le domaine peralumineux et plus précisément alumino-potassique pour les leucogranites à muscovite.

Sources et processus

Les gabbros et les méladiorites sont d'origine mantellique et les différences chimiques qui existent entre ces deux groupes sont liées à des différences dans le taux de fusion de la source. Les évolutions à l'intérieur du groupe des diorites ne sont pas simplement dues à de la cristallisation fractionnée mais aussi à de la contamination par une croûte de type plutôt basi-crustale que supra-crustale. La cristallisation fractionnée ne permet pas, non plus, d'expliquer les variations chimiques des tonalites aux leucogranites. Ce mécanisme est par contre très probable entre les monzogranites et les leucogranites à biotite et/ou amphibole. Les termes intermédiaires de l'association (diorites et granodiorites - tonalites ne résultent pas du simple mélange entre un magma mantellique et magma granitique. Les leucogranites à deux micas ont une source supra-crustale contrairement aux autres granitoïdes. L'importance relative de ces divers processus, et leur modélisation seront abordées dans l'étude isotopique.

Cadre géodynamique

Les gabbros et les méladiorites ont plutôt des caractères de basaltes anorogéniques (basaltes intraplaques continentales). Les granitoïdes ont des traits de granites tardi à post-collision et se placent dans la catégorie des granitoïdes de type I de Chappell et White (1974), alors que les leucogranites à 2 micas se classent dans celle des granites de type S. Des précisions peuvent être apportées grâce à la typologie des granites de Pitcher (1983) qui prend en compte les caractères pétrographiques, minéralogiques et chimiques du pluton dans son encaissant. Ainsi, la présence de gabbros, de diorites et de granitoïdes de type I, d'auréoles de métamorphisme discordantes sur les structures régionales, de décrochements (accident du Tizi n' Test) et enfin l'absence de minéralisations volumétriquement importantes malgré la multiplicité des indices à Cu, Mo, Au, U, ... classent **le Massif du Tichka dans le type calédonien post-collision.** Cette appartenance est confirmée, au point de vue minéralogique, par une grande richesse en quartz de l'ensemble (caractère siliceux relevé dans les diagrammes chimico-minéralogiques) et par du FK généralement interstitiel, et au point de vue du gisement par des enclaves variées.

Comparaisons avec les autres plutons hercyniens marocains

Le Massif du Tichka est le plus composite de tous les massifs hercyniens marocains puisque tous les termes sont présents entre 46% et 79% de SiO_2 et que les deux

tendances : cafémique métalumineuse et alumino-potassique que l'on observe dans les autres massifs hercyniens marocains, séparément ou de façon incomplète (Rosé, 1987 ; Boutaleb, 1988), y sont toutes deux représentées. Ce qui confirme l'intervention de sources et de processus hétérogènes dans la genèse du Tichka. Cette superposition de plusieurs tendances, aussi complètes, dans le même massif est unique au Maroc et rare dans la chaîne hercynienne ouest-européenne (J.M. Stussi, comm. pers.).

Pour ces raisons et d'autres, comme sa situation la plus au Sud dans le massif ancien du Haut Atlas, le Massif du Tichka est à classer un peu à part des autres massifs hercyniens marocains. Néanmoins, au strict point de vue géochimique des éléments majeurs essentiellement, les massifs avec lesquels il a le plus d'affinités sont ceux de Aouli Mibladen (Rosé, 1987 ; Lama, 1989) et de façon moins nette du Zaer (Mahmood, 1980 ; Giuliani, 1982) et de certains petits stocks granitiques dans le Maroc oriental.

Le Massif d'Azegour situé, sur le versant nord du Haut Atlas, est composé uniquement de roches granitiques à tendance monzonitique, plus ou moins différenciées par cristallisation fractionnée (El Amrani, 1984 ; Rosé, 1987). Ces roches, malgré les altérations hydrothermales, rappellent les monzogranites et leucogranites à biotite du Tichka. Le massif d'Azegour a un âge plus récent (271 ± 3 Ma) que celui du Tichka (291 ± 5 Ma) et sa mise en place dans les mêmes assises cambriennes, semble tarditectonique (Ait Ayad, 1987). Toutefois, il n'est pas exclu qu'il représente dans cette portion de croûte continentale, les dernières pulsations granitiques du magmatisme tardi-hercynien à l'origine du Tichka. Le petit Massif de Medinet situé sur le versant nord de l'Erdouz (entre Azegour et Ticka), est constitué de diorites quartziques à tonalites. L'état d'altération de ces roches ne permet pas de dire si elles sont identiques à celles du Tichka, mais cela paraît probable.

Le caractère de granite post - collision attribué au Tichka, semble être le cas général dans tout le Maroc Central (Giuliani et al., 1989) et plus généralement dans les autres plutons hercyniens du Maroc (Lagarde et al., 1990).

CHAPITRE V

ETUDE ISOTOPIQUE

(Rb - Sr et Nd - Sm)

CHAPITRE V

- - - - - - -

ETUDE ISOTOPIQUE

- - - - -

L'étude isotopique sur nos propres échantillons du Massif du Tichka a été entreprise par Z. Mrini dans sa thèse (1985) sur l'âge et l'origine des granitoïdes hercyniens du Maroc. Ce travail a permis de mettre en évidence que le Massif du Tichka pourrait correspondre au pôle mantellique intervenant dans la formation des autres plutons hercyniens du Maroc. Le manteau à l'origine des plutonites du Tichka serait appauvri en éléments incompatibles et légérement contaminé par la croûte continentale. La caractérisation pétrogaphique et géochimique du Massif du Tichka n'étant pas suffisamment avancée, en raison de sa complexité, aucun âge n'a pu être déterminé. Des analyses Sr et Nd complémentaires ont donc été réalisées dans un but de géochronologie et pour caractériser plus précisément les sources et les processus intervenant dans la formation du massif. Un âge préliminaire Rb-Sr a été proposé par Gasquet et al. (1988). L'ensemble des études Rb-Sr et Nd-Sm fait l'objet d'une publication soumise à la revue Earth and Planetary Science Lettters. Le texte de cette publication est repris ici intégralement.

RESUME

Le Massif du Tichka forme un pluton complexe mis en place pendant les derniers phases de l'orogenèse hercynienne dans des séries sédimentaires à volcano-sédimentaires cambriennes du haut Atlas occidental marocain. Il présente une association acide - basique exceptionnelle dans l'ensemble de la chaine hercynienne. Il est composé de cinq unités pétrographiquement et géochimiquement bien définies : gabbros, diorites, granodiorites, monzogranites et leucogranites. Ce dernier ensemble regroupe en fait des leucogranites à biotite ± amphibole et des leucogranites à deux micas. A l'exception de ces derniers qui sont tardifs, les différents groupes présentent des relations de terrain qui indiquent clairement une mise en place quasi-synchrone et à l'état magmatique. **Une isochrone Rb - Sr donnant un âge de 291 ± 5 Ma ($^{87}Sr / ^{86}Sr$ i =**

0.70348) a pu être définie sur les monzogranites et les leucogranites à biotite ± amphibole. Les monzogranites et deux des leucogranites à biotite ± amphibole s'alignent sur une isochrone Sm - Nd indiquant un âge de 283 ± 24 Ma ($^{143}Nd/^{144}Nd_i$ = 0.51243). L'âge de 291 Ma se trouve dans la fourchette 270 - 300 Ma de la grande majorité des âges publiés actuellement sur les massifs hercyniens marocains (Tisserant, 1977 ; Mrini, 1985 ; Rafi, 1988 ; Giuliani et al., 1989).

Les données des éléments majeurs et traces ainsi que des isotopes du Sr et du Nd écartent pour la genèse du massif un processus et une source uniques. L'hétérogénéité isotopique Sm-Nd à l'échelle de chacun des groupes implique, en effet, l'existence de sources héterogènes et l'intervention de plusieurs mécanismes. L'ensemble des groupes (sauf les leucogranites à deux micas) appartient au domaine du manteau. Les magmas gabbroïque et dioritique dérivent de la fusion à des degrés divers d'un manteau appauvi dans un contexte géodynamique de type intraplaque. Un modèle de cristallisation fractionnée-assimilation (AFC) est proposé pour l'évolution du groupe des diorites. Les granitoïdes sont le résultat de l'anatexie d'une croûte continentale héterogène, mais à dominante ignée et de composition basique à intermédiaire, directement issue du manteau et avec un faible temps de résidence crustale. Ceci correspond à ce que l'on connait de la croûte inférieure (Vielzeuf, 1990) ; l'âge de cette croûte est difficile à préciser, mais les andésites ou les amphibolites cambriennes des séries encaissantes ou du Précambrien supérieur de l'Anti-Atlas voisin, peuvent en représenter des témoins possibles. Les leucogranites à deux micas résultent de la fusion d'un composant supracrustal évolué.

PETROGENESIS OF THE HERCYNIAN TICHKA PLUTONIC COMPLEX (WESTERN HIGH ATLAS, MOROCCO): TRACE ELEMENT AND RB - SR AND SM - ND ISOTOPIC CONSTRAINTS.

D. GASQUET[1], J. LETERRIER[2], Z. MRINI[3-4], P. VIDAL[4]

---

1 Laboratoire de Pétrologie, Université de Nancy I, B.P. 239, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy cedex, France and Ecole Nationale Supérieure de Géologie B.P. 452, 54001 Nancy cedex, France.

2 Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques B.P. 20, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy, France.

3 Département de Géologie, Faculté des Sciences, B.P. S15, Marrakech, Morocco.

4 UA 10 CNRS, 5 Rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

Contribution CRPG 866

1. - ABSTRACT

The late tectonic Hercynian Tichka plutonic complex in Morocco, emplaced in the lower Cambrian volcano-sedimentary sequence of the Western High Atlas display an exceptional acid-basic association in the hercynian belt. It consists of five well defined plutonic intrusions : gabbros, diorites, granodiorites-tonalites, monzogranites and two types of leucogranites : biotite ± amphibole and two mica leucogranites. Except the late two mica leucogranites, the plutonic suites present field relationships clearly indicating an almost synchronous magmatic emplacement. Monzogranites and biotite ± amphibole leucogranites plot along the same Rb - Sr isochron and, for most of them, the same Sm - Nd isochron, yielding respectively 291 ± 5 Ma and 283 ± 24 Ma ages with initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios of 0.70348 ± 4 and 0.51243 ± 4.

Major and trace element data as well as Rb-Sr and Sm-Nd isotopic results rule out any genetic process involving a unique homogeneous source. The Sm-Nd isotopic heterogeneity, even at the scale of one unit, implies the existence of contrasted source rocks as well as the combination of different mechanisms. The gabbro and diorite magmas are assumed to be derived from the melting, at different degrees, of a enriched upper mantle source in a within plate geotectonic environment, whereas a combined

wallrock assimilation - fractional crystallisation model is proposed for the evolution of the diorite suite. In contrast, the granitoids are mainly the result of the anatexis of a dominant basic to intermediate igneous heterogeneous continental crust.

2. - INTRODUCTION

The genesis and emplacement of granitoid magmas as large, often composite, batholiths in orogenic domains is one of the most important geological processes leading to the creation and growth of the continental crust [1, 2]. During the last decades, detailed geochemical and isotopic studies have demonstrated that these granitoids can be used as chronologic and petrogenetic markers of the tectono-metamorphic evolution of the orogenic belts. Although relatively rare in the Hercynian plutonic suites, the complex and synchronous association of basic to intermediate (as scattered enclaves or large intrusions) and granitoid rocks appears to be the most suitable examples for the evaluation of the different petrogenetic models [3 - 9]. For the origin of such composite plutons it is generally accepted that mantle-derived magmas uprising with their thermal anomaly into the continental crust have induced, through partial melting at different crustal levels, the formation of granitic magmas [10]. However, there is as yet no unanimity of opinion on the petrogenetic processes leading to the development of the various members of the suites. Among the different mechanisms proposed the most important are : fractional crystallization, mixing or mingling of two contrasting magmas, assimilation of crustal material, and, finally, complex models associating assimilation and fractional crystallization [11 - 19].

The Hercynian Tichka plutonic complex in Morrocco is, for the following reasons, a suitable example to conduct a detailed geochemical and isotopic study in order to define and test the validity of the mechanisms from which it was derived:

1 - The massif offers a vertical section of about 2500 m with an exceptional quality of the outcrops allowing continuous observation and sampling.

2 - It exhibits a large compositional range from gabbros to leucogranites [20, 21].

3 - The spectacular relationships between diorite and granitoid bands (called "zebra structure"), with sharp but lobate contacts, clearly suggest that the two magmas have coexisted without important mixing and/or mingling during the different steps of their emplacement [20 - 22].

4 - The geometry and diapiric emplacement of the pluton were previously shown by structural studies [23]

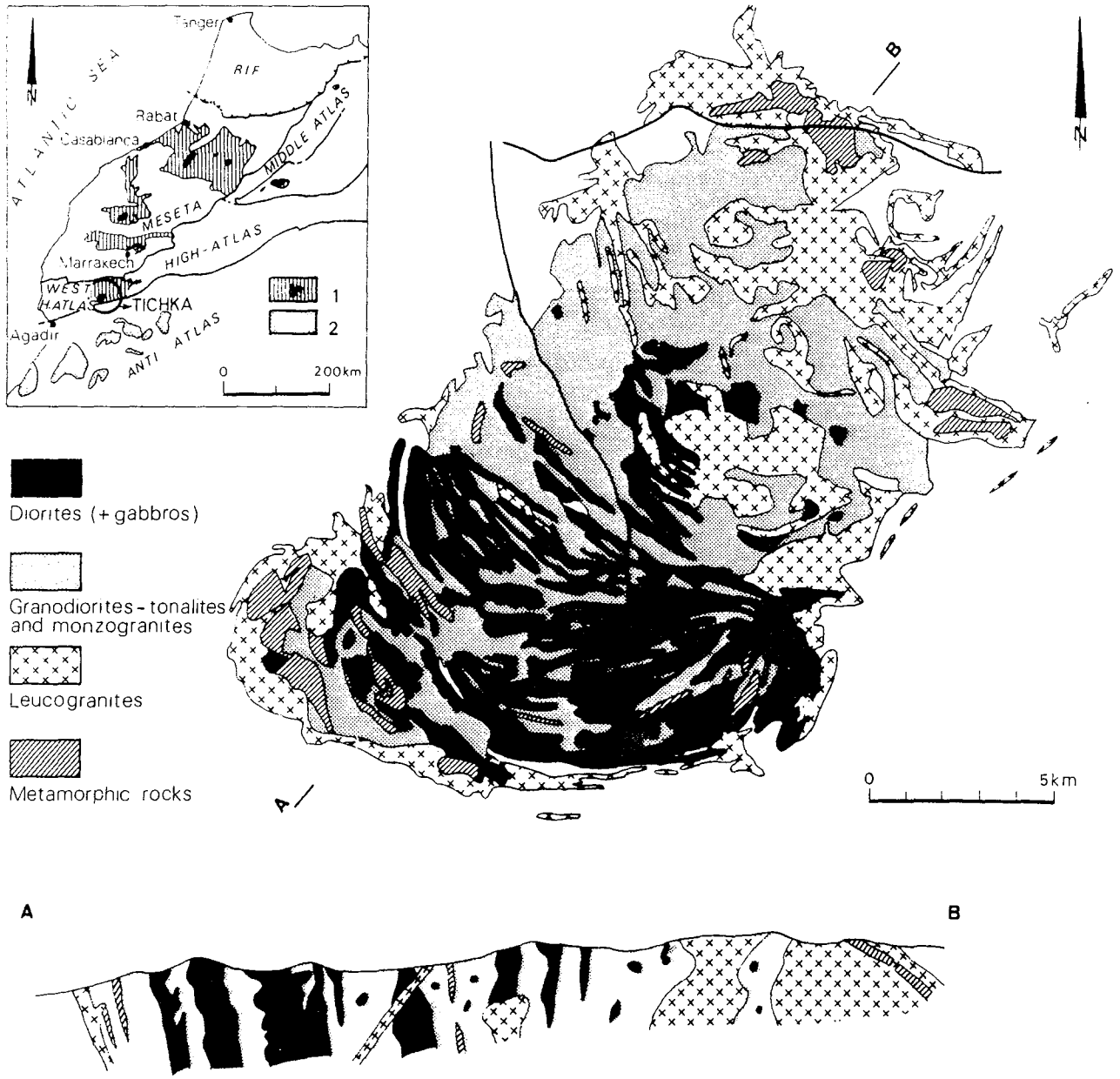


Figure V.1 - Geological sketch map of the Tichka massif, modified from Termier [20] and schematic cross section from field observations ensured by structural studies [28]. Inset : 1- Hercynian Moroccan granites in their Paleozoic cover; 2- Precambrian rocks of the Anti-Atlas domain.

5 - Petrographic, geochemical and preliminary isotopic studies [20 - 22, 24 - 26]] support a genetic model involving the fractional crystallization of a mantle-derived magma previously contaminated to various degrees by assimilation of crustal material.

The present study is devoted to a new petrographic, geochemical (combining major and trace elements) and isotopic (Rb-Sr and Sm-Nd) approach on the five most important plutonic series of the Tichka complex with three major goals :

1.- Date with precision the emplacement of the massif.

2.- Estimate the composition and nature of the source rocks.

3.- Use trace elements and isotopic data as tracers of the petrogenetic processes.

3. - GEOLOGICAL SETTING AND PETROGRAPHY

The Hercynian Tichka massif is located in the High Western Atlas in Morrocco, 120 km S.W. of Marrakech. It was emplaced in Lower Cambrian volcano-sedimentary sequences regionally affected by a low-grade metamorphism and partially melted in the immediate vicinity of the pluton [27,28]. The structural analysis of the massif and the surrounding rocks [23] has provided evidence for an almost synchronous emplacement of the different units and a syntectonic uprising of the diapir in relation to a dextral movement on the major regional Tizi n'Test shear zone.

The Tichka plutonic complex comprises the association of five major rock units quite distinctive in the field : gabbros, diorites, granodiorites-tonalites, monzogranites and leucogranites (Fig.V.1).

The fine to medium-grained *gabbros* frequently exhibit ophitic textures and are present as rare hectometric pods which are always surrounded by sharp contacts with the diorites. They are composed of olivine (1 to 26 %), augite (5 to 23 %), labradorite (45 to 65 %), calcic amphibole (kaersutite to magnesio hornblende) (4 to 22 %), hypersthene (0 to 10 %) and small amounts of phlogopite and ilmeno-magnetite.

The *diorite* suite, ranging from gabbro-diorites to quartz diorites, occurs as large intrusions alternating with granitoid strips in the southern part of the massif and essentially as metric to decametric scattered enclaves in its northern part. All these diorite types (intrusions and enclaves) display the same mineralogy but constitute an heterogeneous series because of the large variations in grain size (less than 1 mm up to 5 mm), texture (subdoleritic to intergranular) as well as modal proportions of their major

minerals. The common mineral assemblage is : plagioclase (An 52 to 19), magnesio-hornblende, biotite, sphene, ilmenite and apatite, and in the most evolved members interstitial quartz and K-feldspar. Some rare relicts of highly corroded augite crystals are present in the cores of the amphiboles.

The *granodiorite-tonalite* suite is volumetrically the dominant plutonic unit of the massif displaying with the field associated diorites sharp but highly lobate contacts indicating clearly their synchronous magmatic emplacement. They are coarse - grained and composed of 40 to 62 % plagioclase (An 35 to 18), 0 to 10 % hornblende, 9 to 21 % biotite, 12 to 20 % quartz, 0 to 17 % K-feldspar and restricted amounts of sphene, allanite, ilmenite and apatite as accessory minerals.

The *monzogranites* display sharp but lobate or progressive contacts with the spatially associated granodiorites which suggests a syn-magmatic emplacement of the two series. They include only rare and small quartz-dioritic enclaves. They are equigranular and homogeneous with a mean mineral assemblage of: 29 % quartz, 30 % K-feldspar, 28 % plagioclase (An 21 to 15), 9 % biotite, 2 % hornblende and 2 % sphene and ilmeno-magnetite.

The *leucogranites* occur as dykes or large stocks crosscutting the previous granitoid series primarily in the north-eastern part of the massif and they represent the last intrusive event. Two subgroups have been distinguished according to their mineral assemblage : biotite ± amphibole leucogranites spatially related to the monzogranites and two mica leucogranites with rare andalusite, garnet and cordierite, associated with some aplo-pegmatitic dykes and spread with crosscutting contacts throughout the different granitoids.

4. - ANALYTICAL METHODS

160 representative samples of the various rock units have been analysed for major and some trace elements (Ba, Sr, Cr, Ni, Rb) ; 42 among them were selected for REE and Sr isotope analyses and 25 for Nd isotope studies.

Most major, trace and rare earth element data were obtained (Table V.1) on the majority of samples by inductively coupled plasma emission spectrometry (ICP) [29-30]. Some samples were analysed for major and some trace elements by X-ray fluorescence spectrometry [31]. Analytical errors are < 5 % for most of the elements and in the range 5 -10 % for REE. The accuracy of the ICP method for REE analyses has been previously tested by isotope dilution [32] and the agreement between the two sets of measurements is within ± 5 % except for the low values (≤ 2 ppm). Chemical separation procedures for

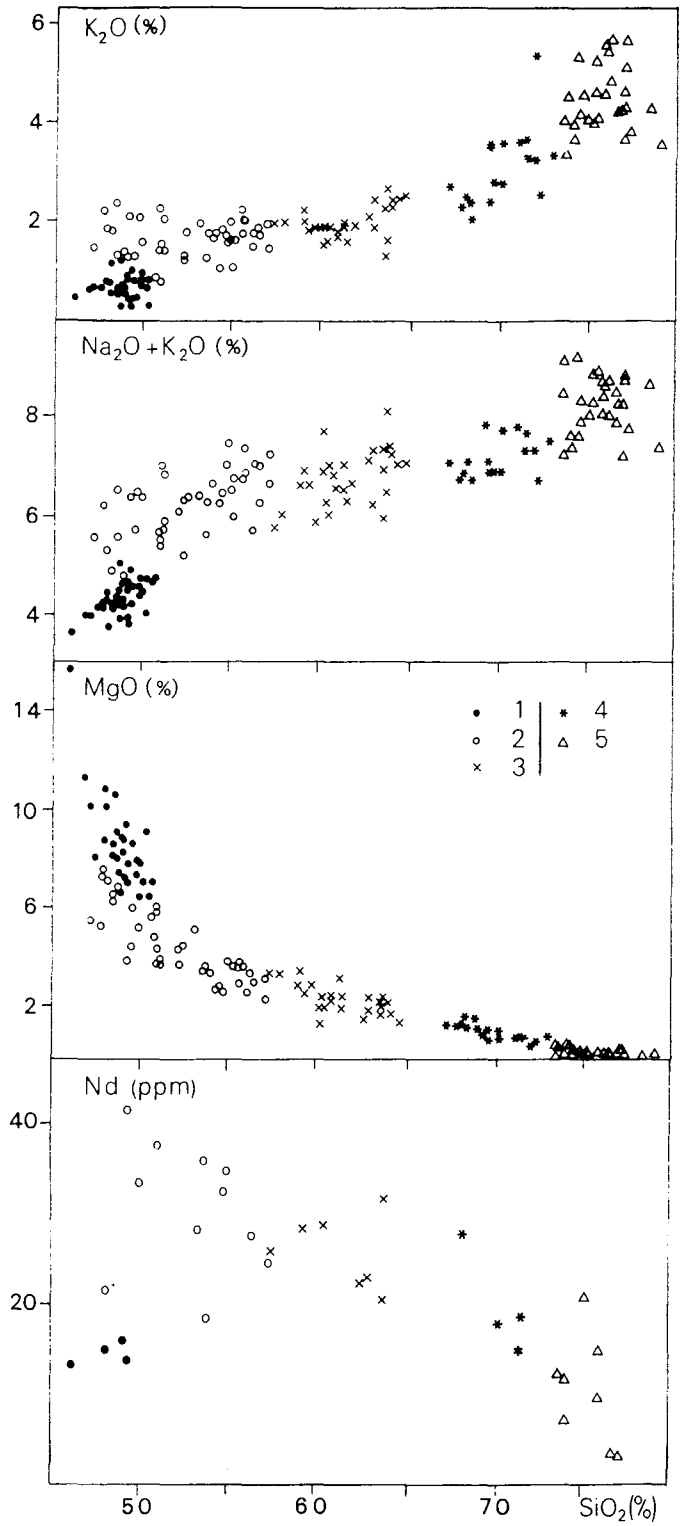


Figure V.2 - K_2O, MgO, $Na_2O + K_2O$, Nd vs SiO_2 variations diagrams for the Tichka rock suites. 1 - gabbros; 2 - diorites; 3 - granodiorites-tonalites; 4 - monzogranites; 5 - leucogranites.

Sr and Nd isotope analyses are those described by Pin and Carme [33]. Sr and Nd isotopic ratios were measured on an ISOMASS VG 54 E mass spectrometer and normalized to $^{86}Sr / ^{88}Sr = 0.1194$ and $^{146}Nd / ^{144}Nd = 0.7219$ [34].

Major, trace and rare earth element analyses of selected samples are presented in Table V.1 and isotopic data are reported in Table V.2 with data already published by Mrini [25].

5. - ANALYTICAL RESULTS

5.1 - Major and trace elements

The Tichka plutonic series displays a large range of chemical compositions (Table V.1) for major and trace elements as well (for example 46.03 % < SiO_2 < 78.5 % and 4 % < $Na_2O + K_2O$ < 8.5 %). Based on major and trace-element variation diagrams (Fig. V.2 and V.3) some discriminant characters can be established among the five major rock units (gabbros, diorites, granodiorites-tonalites, monzogranites and leucogranites).

The gabbros constitute a separate group by their significantly low K, Na, Ba and Rb and higher Mg and Ni contents. Some samples (as GOU 8) are characterized by very high Mg and Ni contents due to olivine accumulation.

Despite an apparent geochemical continuity from diorites to leucogranites, the K_2O behaviour discriminate two series : (1) diorites and granodiorites-tonalites with an almost constant K_2O content and (2) monzogranites and leucogranites with a direct correlation between SiO_2 and K_2O variations. In addition within trace element diagrams (eg Fig. 3) the plotted samples of each plutonic units draw independant elongated areas which cannot be related along a unique suite. The important scatter of the highly evolved leucogranites can be related to the existence of the two different sub - groups : biotite ± amphibole and two mica leucogranites. The last ones are characterized by higher Al contents with respect to alkalis and Ca (peraluminous tendency).

The magmatic affinities of the rock series can be evaluated with the help of the major-element parametric R1/R2 diagram of de La Roche et al. [35] which is derived from the chemical transposition of the Ol-Cpx-Qz-Ne normative tetrahedron of Yoder and Tilley [36] and a projection parallel to the critical Ol - Cpx - Pl plane (Fig. V.4). The gabbros and the most primitive diorites plot along the critical plane within the silica-undersaturated field and this indicates a clear transitional magmatic affinity for both series. Except for the two-mica leucogranites, the rock units are distributed along an array which exhibits

	GABBROS				DIORITES													GRANODIORITES-TONALITES				
	GOU 6	GOU 8	GOU 43	TAG 77	TAG 41	TAG 45	TAG 47	TAG 103	TAG 106	TAG 110	TAG 112	TAG 124	TAG 151	TAG 154	TAM 28	TAM 30	WOU 76	GOU 68	NFI 19	NFI 82	TAG 5	TAG 25
SiO2	48.02	46.03	49.23	49.01	53.81	57.20	49.29	53.25	51.11	51.05	55.7	50.00	54.84	48.05	53.63	54.58	56.34	62.94	57.40	63.70	60.52	63.60
Al2O3	17.60	13.21	18.23	18.78	18.97	19.02	21.32	17.54	16.84	17.52	19.23	17.70	18.50	17.55	14.86	15.95	17.95	16.85	17.86	16.30	17.17	18.20
Fe2O3*	9.12	11.38	8.86	8.35	6.99	5.54	8.08	8.46	9.09	10.11	6.70	10.51	7.41	9.35	9.98	9.49	6.26	4.78	5.96	4.59	5.67	4.15
MnO	.15	.18	.13	.13	.11	.10	.12	.13	.14	.18	.11	.18	.13	.17	.16	.16	.10	.08	.10	.07	.08	.05
MgO	6.58	15.63	7.03	6.65	3.74	3.27	3.99	5.19	6.06	3.76	3.11	5.20	2.62	7.41	3.50	2.93	3.48	1.88	3.42	2.50	2.00	1.70
CaO	9.90	6.60	8.35	9.58	6.55	5.68	6.82	6.46	7.39	6.09	6.10	8.30	5.26	9.27	6.61	5.33	6.46	3.95	5.64	3.50	4.42	3.70
Na2O	3.70	3.21	3.94	3.86	4.55	5.20	4.29	4.50	4.03	4.71	5.14	4.80	5.90	3.47	4.36	4.59	4.25	4.88	3.78	5.50	5.11	4.70
K2O	.79	.43	.95	.80	1.77	1.48	2.11	1.95	1.54	2.31	1.76	1.60	1.58	1.87	1.27	1.85	1.50	2.49	1.99	2.70	1.96	2.30
TiO2	1.89	1.44	1.46	1.67	1.39	1.14	1.70	1.57	1.74	2.07	1.38	2.10	1.51	1.78	2.99	2.51	1.26	.90	1.05	.75	1.15	.60
P2O5	.29	.28	.48	.29	.18	.20	.57	.45	.15	.45	.35	tr	.61	.48	.49	.49	.30	.31	.30	tr	.32	tr
L.O.I.	.94	.69	.64	1.14	1.24	1.33	1.14	.77	.78	.75	.78	.51	.43	.63	.97	.95	.90	.53	1.21	0.96	.79	0.33
Total	98.98	99.08	99.30	100.25	99.30	100.14	99.43	100.27	98.87	99.00	100.36	100.90	98.79	100.03	98.82	98.83	98.80	99.59	98.71	100.57	99.19	99.33
Ba	154	124	149	176	660	564	965	555	181	1113	785	395	960	313	422	494	510	1004	550		361	
Zr	132	152	150	134	146	152	302					234		179	202			247	122			
Nb	14	9	6	13	8	13	22					45		21	23			14	13			
Cr	159	492	152	373	25	27	52	25	163	28	41	20	27	138	26	13	35	44	68		11	
Ni	<10	2291	137	95	29	23	15	51	110	13	35	45	46	28	<10	<10	29	94	492		13	
Y	22.80	19.52	24.48	21.65	8	25.40	40.62					34.88	35.46	27.07	42.96	41.29	30.50	24.25	35.41		31.47	
La	10.67	7.49	11.20	11.69		20.59	39.84					38.69	38.01	21.92	39.72	32.39	23.71	27.15	26.58		29.01	
Ce	25.26	20.54	28.42	30.27		50.70	91.53					78.45	73.22	47.71	83.75	71.53	54.93	54.52	57.97		69.65	
Nd	15.13	12.31	13.12	16.19		22.49	41.62					32.48	33.65	22.10	33.31	32.51	27.30	22.13	25.65		32.09	
Sm	3.48	2.89	3.78	3.74		5.01	7.38					6.96	6.84	5.32	7.59	6.75	5.48	4.57	6.07		5.87	
Eu	1.26	1.05	1.81	1.36		1.25	1.79					2.54	2.04	1.73	2.36	1.92	1.57	1.45	1.85		1.53	
Gd	3.75	3.22	3.84	4.00		4.05	6.66					5.91	5.96	5.67	6.98	6.68	5.17	3.97	5.23		5.39	
Dy	3.75	3.20	3.67	3.51		3.71	6.48					5.65	5.44	4.50	6.56	6.50	4.79	3.69	4.91		5.08	
Er	2.05	1.93	1.74	2.10		1.86	3.81					2.67	2.84	2.56	3.08	3.84	2.78	1.84	2.39		2.95	
Yb	1.80	1.60	1.87	1.73		2.27	3.30					2.98	3.01	2.33	3.42	3.55	2.56	2.18	2.83		2.87	
Lu	.25	.25	.25	.25		.31	0.50					0.40	.53	.40	0.46	0.55	.38	.28	.36		0.44	

	GRANODIORITES-TONALITES				MONZOGRANITES						BIOTITE ± AMPHIBOLE LEUCOGRANITES								TWO MICA LEUCOGRANITES	
	TAG 52	TAG 79	TAG 105	TAM 29	TAG 7	TAG 28	TAG 109	TAG 114	TAG 126	TAG 135	ASF 30	ASF 32	ASF 34	ASF 38	NFI 72	NFI 99	TAG 64	TAM 27	ASF 39	NFI 118
SiO2	63.67	59.42	60.47	62.76	71.85	72.26	70.21	69.64	68.20	71.50	74.35	75.86	76.96	76.92	73.60	75.82	73.78	75.06	73.46	76.58
Al2O3	16.64	17.59	17.68	17.19	14.62	14.30	14.61	14.70	15.10	14.63	13.42	12.98	12.53	12.98	12.70	12.51	13.99	13.25	14.39	13.24
Fe2O3*	4.83	5.57	5.51	5.38	2.22	2.29	2.69	2.89	3.80	2.34	1.65	.97	.89	.21	1.30	1.21	2.08	1.97	1.42	.27
MnO	.09	.09	0.07	.08	.04	.03	.05	.06	.05	.04	.03	.01	.01	0	.03	.03	.04	.05	.03	tr
MgO	1.99	2.66	2.29	1.54	.67	.69	.89	.66	1.70	.94	.42	.23	.27	.16	.35	.18	.64	.22	.36	tr
CaO	2.71	4.96	4.52	4.05	2.32	2.07	2.11	2.14	3.10	1.95	1.22	.86	.98	.43	1.10	.57	.71	.84	.56	.11
Na2O	4.75	4.83	5.19	5.02	4.12	4.20	4.21	4.34	4.65	4.02	3.50	3.50	3.51	3.96	4.65	3.08	2.87	4.10	4.45	4.35
K2O	2.69	1.86	2.28	2.14	3.31	2.62	3.63	3.63	2.50	3.79	4.26	4.69	3.77	4.41	4.60	5.64	4.33	4.11	4.12	4.29
TiO2	.88	1.19	0.94	.93	.35	.40	.55	.42	.90	.36	.20	.09	.10	.01	.30	.12	.28	.21	.12	.02
P2O5	.22	.3	0.29	.27	.05	tr	tr	.36	tr	.13	.06	.04	.03	.03	tr	.03	tr	.04	.16	.06
L.O.I.	1.84	.88	0.75	.77	.69	.93	.58	.59	0.32	.53	.51	.46	.59	.44	0.31	.39	1.36	.52	.73	.55
Total	100.31	99.35	99.70	100.13	100.24	99.79	99.53	99.43	100.32	100.23	99.62	99.69	99.64	99.55	99.02	99.58	100.08	100.37	99.80	99.47
Ba	798	894	701	680	889	629	631	644	225	768							905	405		
Zr		244	283								137	73	74	43					96	38
Nb		14	17								11	8	7	6					18	10
Cr	21	43	28	20	<10	12	10	16	25	<10	<10	<10	<10	<10		18	<10	<10	<10	0
Ni	<10	57	57	<10	<10	18	73	75	25	20	18	16	18	19		19	<10	<10	14	14
Y	29.42	35.39		22.71					19.68	18.30	12	11	13	27		18	15.51	19.46	17	22
La	42.25	33.53		31.54					29.38	26.91				4.80			23.64	32.62	17.42	8.02
Ce	81.28	70.00		55.91					54.10	49.00				12.06			41.00	62.12	35.16	18.61
Nd	31.89	28.45		22.99					18.92	17.02				3.85			17.11	20.95	13.37	6.35
Sm	5.69	6.47		4.40					3.81	3.51				1.82			2.97	4.00	3.37	2.23
Eu	1.39	1.90		1.36					1.19	.75				0.11			.79	.65	0.56	0.46
Gd	5.33	5.36		4.14					3.07	3.26				1.88			2.71	2.92	2.93	2.23
Dy	4.69	4.95		3.53					2.99	2.64				3.84			2.42	2.79	3.02	2.77
Er	2.78	2.43		2.18					1.54	1.55				2.57			1.64	1.66	1.73	1.69
Yb	2.54	2.86		2.01					1.80	1.86				3.47			1.70	2.02	2.17	2.17
Lu	0.39	.36		.31					.25	.40				0.63			.28	.33	0.38	0.30

Table V.1 - Whole - rock major elements (w.t.%) and trace - element abundances (ppm) of the isotopically analyzed samples from the Tichka complex. Total Fe as Fe2O3 ; L.O.I. : loss on ignition ; tr : below detection limit.

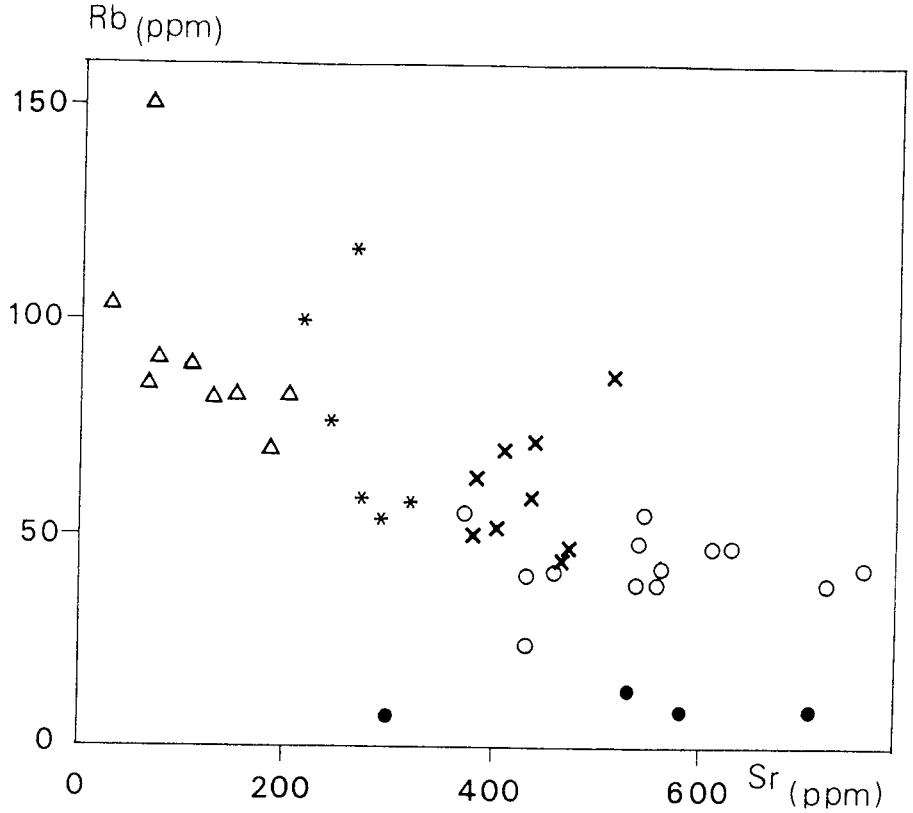


Figure V.3 - Rb vs Sr diagram. Symbols as in Fig. 2.

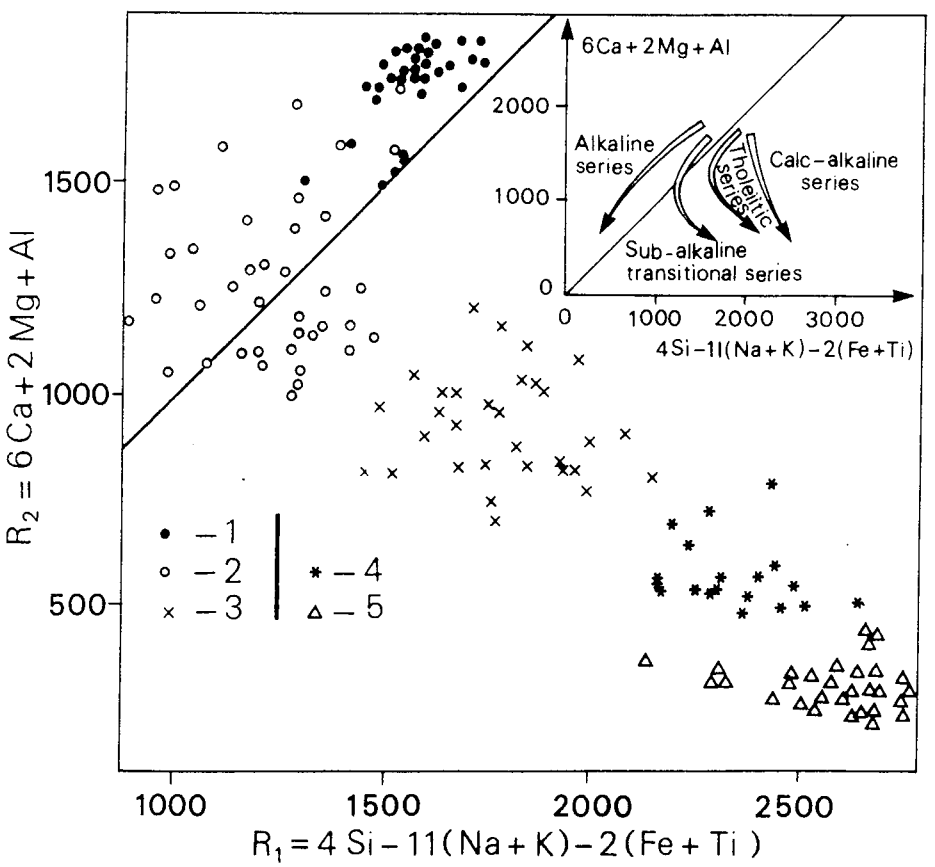


Figure V.4 - R1/R2 chemico - mineralogical diagram of De La Roche and Leterrier [35] for the Tichka rock suites showing their subalkaline affinity. Symbols as in Fig. 2.

significant affinities with the evolution trends of the Hercynian transitional (called subalkaline K) plutonic series of the Ploumanac'h and the Ballons massifs [37 - 38].

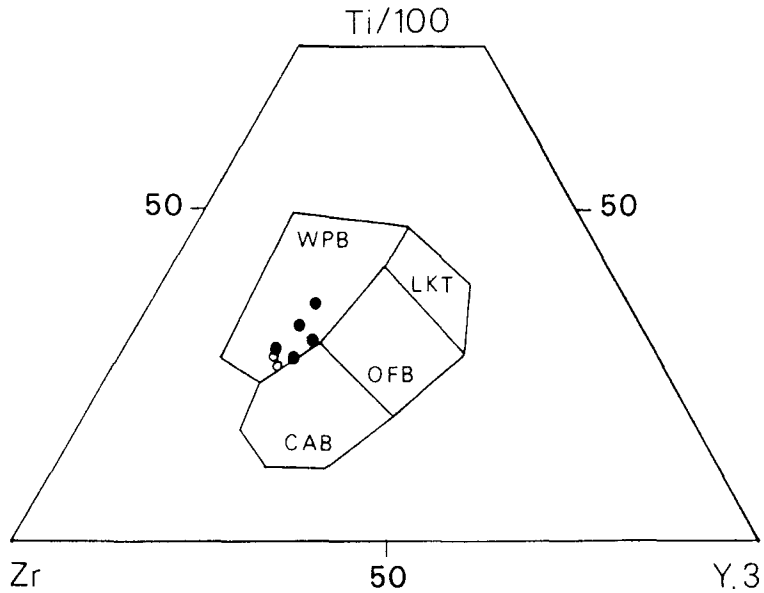


Figure V.5 - Tectonic setting discrimination diagram from Pearce and Cann [39]. Full circles : gabbros, open circles : mafic diorites. WPB : whithin-plate basalts; LKT : low-potassium tholeiites; OFB : ocean-floor basalts; CAB : calc-alkali basalts.

The transitional magmatic affinity of the two basic rock series is also evidenced by the plotting of the gabbros and most primitive diorites in the within plate basalt field (WPG) of the tectonic setting discriminant diagram (Fig. V.5) from Pearce and Cann [39].

REE concentrations (Table V.1) and normalized patterns (Fig. V.6) confirm the discrimination among the five major rock units. Gabbros have low REE concentrations (ΣREE = 55 to 75 ppm), relatively flat and linear patterns [$(La / Yb)_N$ = 3 to 4] and small positive Eu anomaly [$(Eu / Eu^*)_N$ = 1.1 to 1.3] which cannot, for most of the samples, be related to plagioclase accumulation (lack of cumulative textures and relatively low Al, Ca and Sr values). Diorites differ from the gabbros by their higher REE contents (ΣREE = 114 to 203 ppm), medium fractionated, almost linear, patterns [$(La / Yb)_N$ = 6 to 9 and $(La / Sm)_N$ = 2.6 to 3.5] and, except for one sample, small negative Eu anomalies [$(Eu / Eu^*)_N$ = 0.76 to 0.97]. Monzogranites and granodiorites-tonalites present similar REE concentrations and patterns characterized by highly fractionated LREE [$(La / Sm)_N$ = 3.3 to 6.0], concave upward HREE and, for most of them, negative Eu anomalies [$(Eu / Eu^*)_N$ = 0.6 to 0.9]. Compared to the other plutonic series the leucogranites discriminate by the large variations of their REE patterns. The biotite ± amphibole leucogranites display patterns similar to monzogranites excepted the highly evolved term of the series (ASF 38) which is REE depleted (ΣREE = 34 ppm) and presents a V shaped pattern with very high negative Eu anomaly characteristic of aplitic magmas [40]. The two mica

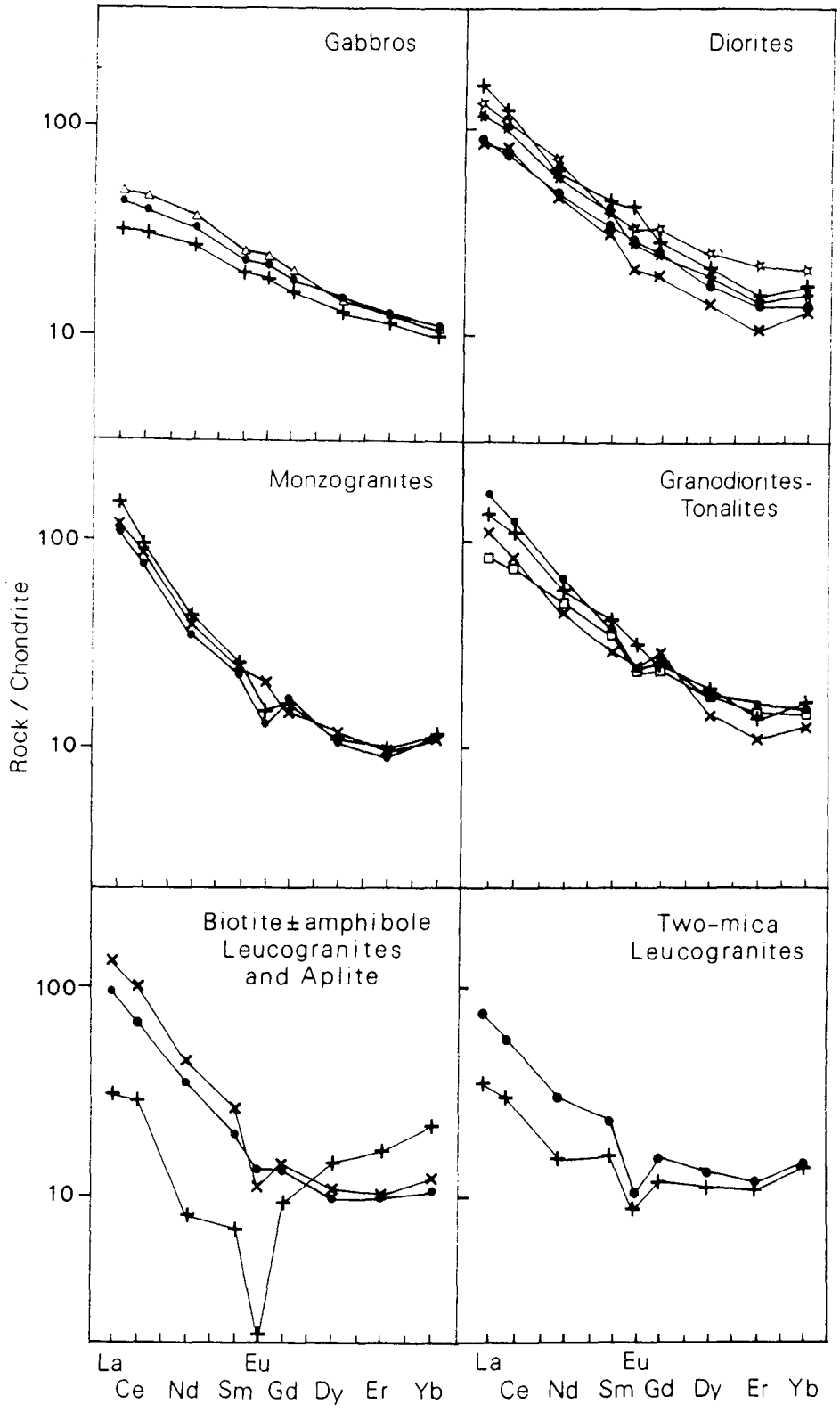


Figure V.6 - Chondrite - normalized REE patterns of the rock - types from the Tichka complex Normalizing values from Evensen et al. [65].

leucogranites discriminate by their low LREE content and fractionation [$(La / Sm)_N = 2.5$ to 3.1], almost flat HREE patterns and negative Eu anomalies [$(Eu / Eu^*)_N = 0.6$].

Each of the five major rock units of the Tichka massif is thus characterized by significantly different REE patterns without any progressive transition from one type to an other. In addition, the samples from each unit display almost equivalent patterns despite of large chemical and mineralogical evolutions. Such characters do not support any fractional crystallization model involving major (amphibole, plagioclase) or even accessory (sphene, zircon...) minerals, for (the genesis of the Tichka rock series. The geochemical data, for major, trace and rare eath elements, confirms the association within the Tichka massif of five indepedent major plutonic units evidenced by field and petrographic studies. The existence of significant gaps among the five units rules out the hypothesis of a unique igneous suite derived from a single petrogenetic process such as fractional crystallization of a pristine gabbroic magma or simple mixing between gabbroic and granitic magmas.

5.2. - Sr and Nd isotope data :

Among the five analysed rock series, only monzogranites and biotite ± amphibole leucogranites display clear alignements on $^{87}Rb / ^{86}Sr$ vs $^{87}Sr / ^{86}Sr$ diagram (Fig. V.7). Except two samples plotting significantly higher, these two granite suites define isochrons yielding respectively 291 ± 20 Ma and 290 ± 3 Ma with initial $^{87}Sr / ^{86}Sr$ ratios of 0.70349 ± 6 and 0.70354 ± 13. According to the good concordance for their ages and initial isotopic ratios, the two series can be associated along the same isochron which yield a 291 ± 5 Ma age with an initial $^{87}Sr / ^{86}Sr$ ratio of 0.70348 ± 4 and a MSWD of 3.01 (Fig. V.7a). The monzogranites and two of the biotite ± amphibole leucogranite samples plot on $^{143}Nd / ^{144}Nd$ vs $^{147}Sm / ^{144}Nd$ diagram (Fig. V.8) along an isochron which corresponds to a 283 ± 24 Ma age with an initial $^{143}Nd / ^{144}Nd$ ratio of 0.51243 ± 4 and a MSWD of 0.2.

The good agreement between the two isotopic systems ensures the reliability of the emplacement age of the Tichka massif at around 290 Ma. This age is significantly younger than the 323 and 331 Ma ages previously obtained on whole rock-orthoclase-biotite Rb-Sr internal isochrons[41] characterized by large uncertainties. In counter part our age determination is in good agreement with a recent whole rock Rb-Sr systematic study on Hercynian granitic plutons in Morocco which yielded a restricted age range (255 - 300 Ma) for their emplacement [25, 42].

The two analysed two mica leucogranites plot at significantly higher Sr and lower Nd isotopic values (Figs. V.7 and V.8) which indicates a different and more crustal source

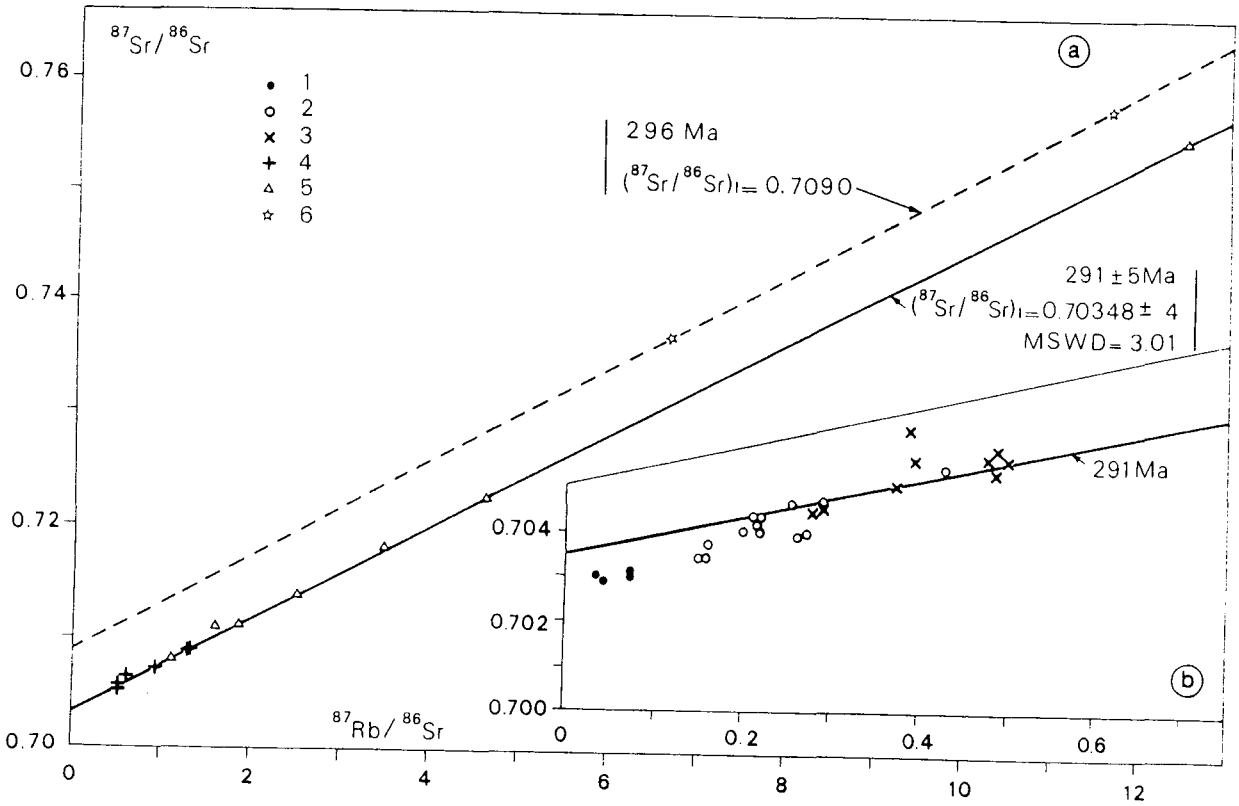


Figure V.7 - $^{87}Sr / ^{86}Sr$ isochron plot for the five main rock types of the Tichka complex. (a) monzogranites and leucogranites. (b) gabbros, diorites and granodiorites - tonalites. 1 - gabbros; 2 - diorites; 3 - granodiorites-tonalites; 4 - monzogranites; 5 - biotite ± amphibole leucogranites; 6 - two mica leucogranites.

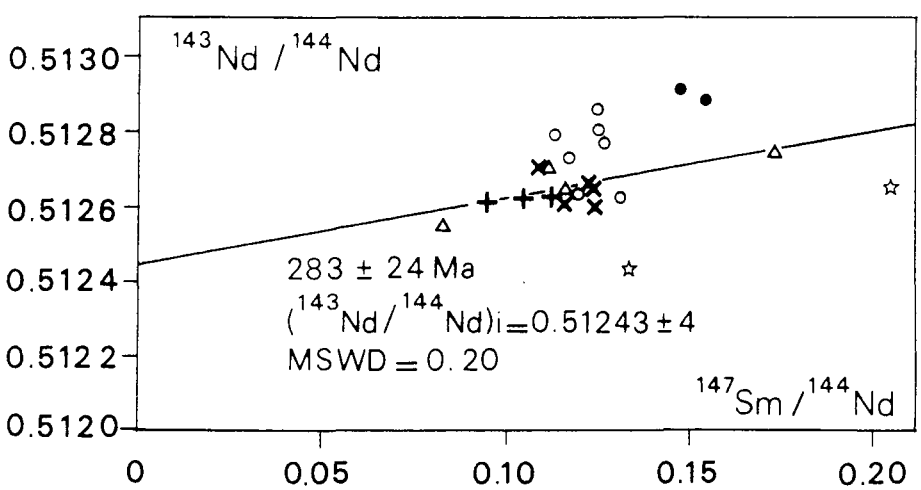


Figure V.8 - $^{147}Sm / ^{143}Nd$ isochron plot for the five main rocks types of the Tichka complex. Symbols as in Fig. 7. The Sm / Nd isochron has been calculated from the monzogranites and the two biotite ± amphibole leucogranite samples.

N°sample	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (2σ)	ε_{Sr}^{T}	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (2σ)	ε_{Nd}^{T}	T_{DM}^{Nd} Ma
Gabbros											
GOU 6[a]	8.31	580	0.042	0.70290(2)	-20.4						
GOU 8[b]	7.75	300	0.075	0.70300(2)	-20.9	3.22	13.33	0.1470	0.51292(2)	7.32	
GOU 43	13.50	530.6	0.074	0.703088(13)	-19.6	3.5	13.9	0.1532	0.512894(22)	6.43	523
TAG 77	8.96	704	0.037	0.70300(2)	-18.6						
Diorites											
TAG 41[b]	46.7	611	0.222	0.70406(2)	-14.4	3.84	18.49	0.1264	0.51278(2)	5.37	533
TAG 45	38.8	537.3	0.209	0.704323(12)	-9.9	4.8	24.6	0.1187	0.512641(18)	2.81	723
TAG 47[a]	54.6	545	0.290	0.70469(2)	-9.5						
TAG 103[b]	46.5	630	0.214	0.70420(2)	-12.0	5.48	28.67	0.1163	0.51274(2)	4.96	540
TAG 106[a]	41.9	458	0.265	0.70398(2)	-18.1						
TAG 110[b]	54.8	370	0.429	0.70542(2)	-7.2	8.12	37.8	0.1307	0.51263(2)	2.28	809
TAG 112[a]	42.7	562	0.220	0.70435(2)	-10.2						
TAG 124	38.2	717.7	0.154	0.703449(17)	-19.1	6.2	33.5	0.1126	0.512806(16)	6.26	443
TAG 151	38.8	558.2	0.201	0.704061(13)	-13.2	6.4	34.9	0.1116	0.512714(16)	4.51	570
TAG 154	41.6	755.7	0.159	0.703407(17)	-20.0	4.4	21.5	0.1245	0.512869(16)	7.04	399
TAM 28[b]	23.9	428	0.162	0.70370(2)	-16.0	7.32	35.8	0.1244	0.51281(2)	6.03	476
TAM 30[a]	40.6	431	0.273	0.70398(2)	-18.6						
WOU 76[a]	47.9	538	0.258	0.70464(2)	-8.3						
Granodiorites/Tonalites											
GOU 68	52.2	402.5	0.376	0.705111(12)	-8.5	4.3	23.2	0.1128	0.512629(21)	2.80	699
NFI 19	71.9	437.2	0.477	0.705697(13)	-6.1	5.3	26.0	0.1240	0.512594(16)	1.69	841
NFI 82[b]	59.3	435	0.395	0.70567(2)	-1.7	3.69	20.72	0.1084	0.51270(2)	4.47	556
TAG 5[a]	63.9	380	0.488	0.70535(2)	-11.7						
TAG 25[a]	86.3	513	0.488	0.70581(2)	-5.2						
TAG 52[a]	50.5	378	0.388	0.7063052)	7.7						
TAG 79	44.7	464.3	0.279	0.704410(15)	-12.8	5.68	28.59	0.1209	0.512666(20)	3.32	676
TAG 105	70.0	406	0.500	0.705628(15)	-8.5	5.89	29.0	0.1236	0.512630(13)	2.57	728
TAM 29[a]	47.5	474	0.290	0.70464(2)	-10.2						
Monzogranites											
TAG 7[a]	58.5	273	0.622	0.70651(2)	-3.1						
TAG 28	54.2	291.0	0.540	0.70555(2)	-11.9						
TAG 109	99.4	217	1.329	0.708953(16)	-9.8	3.3	17.9	0.1122	0.512628(16)	2.81	697
TAG 114[a]	117	253	1.342	0.70906(2)	-9.1						
TAG 126	57.8	317.6	0.528	0.705831(13)	-7.2	4.3	28.0	0.0934	0.512607(19)	3.11	615
TAG 135	76.9	239.8	0.930	0.707305(17)	-9.8	3.2	18.7	0.1041	0.512624(35)	3.03	651
Biotite ± amphibole Leucogranites											
ASF 30	70.1	184.7	1.101	0.70815(2)	-7.9						
ASF 32	89.5	103.5	2.509	0.713821(12)	-9.8	1.88	9.90	0.1155	0.512642(12)	3.10	676
ASF 34	82.7	150.2	1.598	0.71064(2)	-1.6						
ASF 38	110.9	25.8	12.47	0.755355(14)	-6.6	1.00	3.53	0.1724	0.512742(19)	3.00	1142 710[c]
NFI 72[a]	82.2	127	1.878	0.71111(2)	-11.4	1.60	11.89	0.0819	0.512552(12)	2.57	612
NFI 99	84.8	53.3	4.616	0.72270(2)	-7.2	2.68	14.93	0.1092	0.512708(16)	4.60	549
TAM 27	91.4	75.8	3.493	0.71802(2)	-8.2						
Two mica Leucogranites											
ASF 39	150.0	65.3	6.665	0.73710(2)	77.2	2.73	12.49	0.1330	0.512438(17)	-1.51	1157 1090[c]
NFI 118	104.0	26.0	11.61	0.75790(2)	82.8	1.21	3.60	0.2045	0.512653(29)	0.04	3976 990[c]

[a], [b] : Rb-Sr or Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data from Mrini [24]. [c] : T_{DM}^{Nd} ages calculated using the method of Liew and McCulloch [42].

Table V.2 - Sr and Nd isotopic data of the main rock suites of the Tichka massif.

ε_{Sr} and ε_{Nd} are calculated at 290 Ma using for CHUR $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7045$, $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.0824$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$ and $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$. The model ages are calculated with DM : $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7023$, $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.0494$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513114$ and $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.222$.

During this study, the $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios for the La Jolla and NBS 987 isotopic standards gave respectively 0.511853(9) and 0.710265(12).

rock than the other leucogranites. The two point isochron yields a 296 Ma age which agrees with the 290 Ma emplacement age of the massif. Nevertheless their real emplacement age must be at least slightly younger as they crosscut with sharp contacts all other granites series.

The gabbros are well grouped at low Rb / Sr and high Sm / Nd ratios and plot far below Rb-Sr and above Sm-Nd isochrons (Figs V.7 and V.8). Such distribution suggests the lack of significant magmatic evolution within this rock series and its derivation from a mantle source.

The diorite and granodiorite-tonalite samples are largely spread on Sr and Nd isotope diagrams without defining significant alignments. As the selected samples are devoid of significant alteration, such spread ensures the initial isotopic inhomogeneity of the two series reflecting the heterogeneity of their source rocks and / or the role played by syn to late magmatic processes such as hybridization or isotopic reequilibrations.

The 290 Ma age has been used to calculate initial isotopic ratios as well as ε_{Sr}^{T} and ε_{Nd}^{T} values (Table V.2).

6. - DISCUSSION

Field, petrographic, geochemical and isotopic data determine five independant plutonic units (gabbros, diorites, granodiorites-tonalites, monzogranite, amphibole leucogranites and two mica leucogranites) in the Tichka massif. The existence of significant geochemical gaps and isotopic heterogeneities rule out the hypothesis of a unique igneous suite as well as any single (simple or even combined petrogenetic process.

6.1 - Petrogenesis and source of the granitoids

The model ages (T_{DM}^{Nd}) of the monzogranites fall within a restricted 610 - 700 Ma range whereas those of the leucogranites are largely spread from 550 Ma to unreasonably high 4 Ga ages (two mica leucogranite NFI 118, Table V.2) which can be correlated to abnormally high ^{147}Sm / ^{144}Nd ratios for some of the leucogranites. Such a character is not uncommon in highly evolved granitic magmas where extraction of monazite played a significant role in the REE budget inducing a sharp increase of the Sm / Nd ratios [43].

Using the method of Liew and Mc Culloch [44], the T_{DM}^{Nd} age of such granites can be calculated, after correction of the post-intrusive radioactive decay, with a model mean "crustal" ^{147}Sm / ^{144}Nd ratio of 0.121 [6]. The resulting model ages (Table V.2) appear

to be more realistic and the granite suites can be grouped in two different model age ranges : 550 - 700 Ma for the monzogranites and the biotite ± amphibole leucogranites and 1000 - 1100 Ma for the two mica leucogranites.

The monzogranites are well grouped around similar ε^{T}_{Nd} (2.8 to 3.1) and ε^{T}_{Sr} (- 3.0 to - 11.9) values (Table V.2 and Fig. V.9) suggesting the isotopic homogeneity of their source rocks and their evolution as a closed system. The biotite ± amphibole leucogranites, although having equivalent ε^{T}_{Sr} values as monzogranites (-7.2 to -11.4), are characterized by a significant spread of their ε^{T}_{Nd} values (2.6 to 4.6).

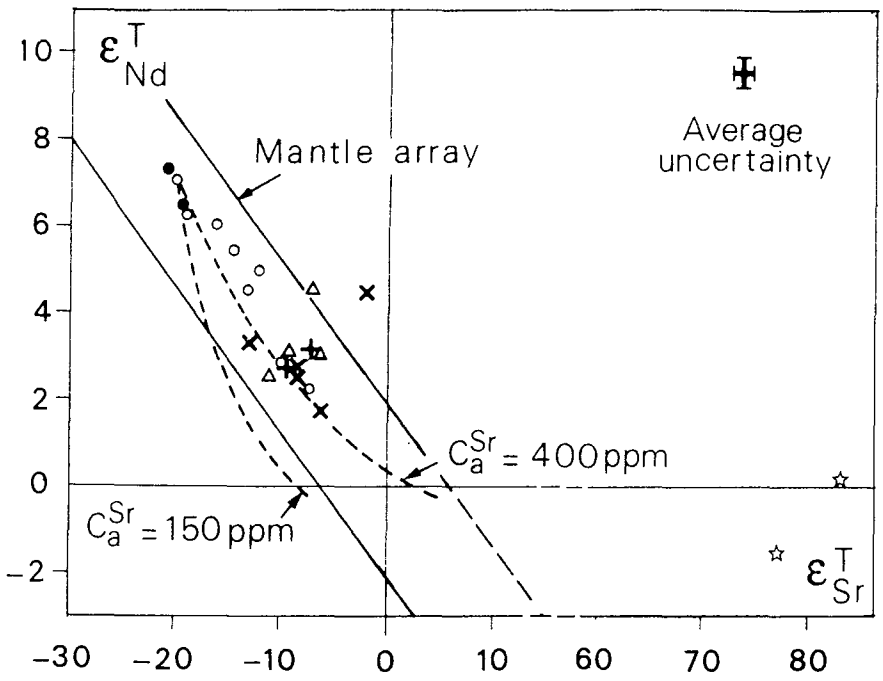


Figure V.9 - ε^{T}_{Nd} vs ε^{T}_{Sr} plot for the five main rocks types of the Tichka complex. Symbols as in Fig. 7. See text for further explanation.

Similar differential behaviour of Sr and Nd isotopes has been previously observed in composite granite plutons [4, 6, 45, 46]. Such behaviour cannot be easily related to initial source rock heterogeneities according to the larger spread in Sr in comparison to Nd isotopic compositions of the continental crust components. It was suggested that the opposition between Sr homogeneity and Nd heterogeneity can be related to chemical and isotopic reequilibration occuring between synchronous magmas during their emplacement and slow cooling by means of syn to post magmatic fluids phases. Although poorly known as yet, experimental studies [47,48], suggest that the REE partition coefficients

between magmas or crystals and a hydrous fluid is very low in comparison with that of Sr. Holden et al. [46] have suggested that the long crystallization (or even recrystallization) history of the major repository of Sr (fedspars) has afforded ample opportunity of isotopic exchange and equilibration with such kind of fluid, whilst the early crystallization (with no evidence of recrystallization) of the Nd repository accessory minerals (zircon, apatite, monazite) may have prevented the possibility of Nd equilibration.

According to the location of the monzogranite and biotite ± amphibole leucogranite samples within the mantle array (Fig. V.9) and the relatively low range of their model ages (550 - 700 Ma), one can assume that the two series may have originated from melting of a dominant basic to intermediate heterogenous magmatic source rock of mantle origin after a short crustal residence. The nature and age of the protholith from which the granites may have been issued are unknown. However, the lower Cambrian basement which includes huge andesitic sequences or the upper Precambrian amphibolites known in the neighbouring Anti Atlas domain may be reasonable candidates.

The two mica leucogranites, with high ε^{T}_{Sr} (+77 to +83) and low ε^{T}_{Nd} (0 to -1.5) values and model ages in the range 1000 - 1100 Ma, discriminate from previous granite series. These data and their highly evolved S-type character (evidenced by major, trace and rare earth elements), suggest that the rocks were entirely generated by the melting of a supracrustal source. Their relatively late genesis and emplacement with respect to other plutonic units may have prevented any possible mixing and reequilibrations.

The granodiorite-tonalite unit, although relatively homogeneous for major, trace and rare earth elements, is characterized by significant isotopic heterogenity for (ε^{T}_{Sr} = -11.7 to 7.7; ε^{T}_{Nd} = 4.5 to 1.7) (Table V.2, fig. V.9). However, the Nd isotopic compositions of these rocks and their field-related granite types are correlated. For instance, sample NFI 82 (ε^{T}_{Nd} = 4.5) has been sampled close to the biotite ± amphibole leucogranite unit represented by NFI 99 (ε^{T}_{Nd} = 4.6) whereas TAG 79 and GOU 68 (ε^{T}_{Nd} = 3.3 and 2.8) are associated with the monzogranite unit (ε^{T}_{Nd} = 2.6 to 3.1). These observations suggest the existence of a direct genetic relationship between the granodiorite-tonalite and granite

suites, but the nature of the petrogenetic process which produced the two series remains unclear. A simple fractional crystallization cannot explain the significant evolutionary gaps which exist between the two suites for major, traces (Figs. V.2-V.4) and rare earth elements (Fig. V.6). The lack of progressive chemical and isotopic evolution between granitic and tonalitic end-members rules out the hypothesis that granodiorite-tonalite suite was produced by simple mixing between granitic and dioritic magmas. Our data suggest another model calling for a predominant role of melting processes within the crust. As proposed for the genesis of complex acid-basic plutonic associations [4, 6, 49, 50] the different granite magmas were assumed to be derived from the partial melting, at various degrees, of a heterogeneous layered crustal basement induced by injection of gabbro-diorite magmas from mantle source. As discussed previously, most of the Tichka granitoids may have been issued from basic to intermediate igneous source rocks. A relatively high melting degree of such rock would imply the significant contribution to the melt of plagioclase, amphibole and accessory minerals (such as apatite and zircon) and thus produce granodioritic to tonalitic magmas. The large involvment of these minerals and their high partition coefficients for elements such as Sr and REE [51-54], are consistent with some chemical pecularities of the granodiorite-tonalite suite : low Ba/Sr ratios, general lack of significant negative Eu anomalies and highly fractionated REE patterns. Compared to the Sr isotopic homogeneity in granite series, the isotopic heterogeneity among the various terms of the granodiorite-tonalite series is intriguing. As tentative explanation of the difference isotopic behaviour of the last plutonic series, two hypothesis can be proposed:

(1) The magmas issued from different heterogeneous crustal source rocks were emplaced without a long residence time in a magma chamber where isotopic homogenization would have occurred and thus have retained, at last partially, the isotopic signature of their source [6],

(2) The strict location of the tonalite end members close to the diorite intrusions, their low ε_{Sr}^{T} (-12.8 and -11.7 respectively for TAG 79 and TAG 5) and the significant chemical convergence for some elements (Rb and Sr in particular) suggest the existence of geochemical and isotopic exchange and progressive equilibration between the two rock series during their synchronous emplacement and slow cooling in hydrous environment [4, 6, 9, 18, 46].

6.2. - Petrogenesis and sources of the gabbros and dioritic series

The gabbros and the most primitive diorite (TAG 154) present almost equivalent high ε_{Nd}^{T} (around + 7) and low ε_{Sr}^{T} (- 20) values as well as similar model ages around 400 Ma (Table V.2) and transitional magmatic affinities (Figs V.4 and V.5). These data are consistent with the derivation of the two series from the same mantle source. Because these two rocks series cannot be related through crystal fractionation, as previously demonstrated, their chemical differences (for major, trace and REE) may be related to different degrees of partial melting of a common source.The very small range of isotopic variations among the gabbro series (ε_{Nd}^{T} = 7.3 and 6.4 and ε_{Sr}^{T} = - 20.9 to - 18.6) and their essentially anhydrous mineralogy with restricted recrystallizations suggest that their transitional alkaline magmatic signature is primary and was not induced during their evolution through hybridization or equilibration processes. As the most primitive diorites display the same isotopic signature as the gabbros, it can be assumed that their equivalent transitional alkaline magmatic affinity is also a primary feature. An alkali basalt source, typical of within plate magmatism, can therefore be a reasonable candidate for the genesis of the two basic suites of the Tichka massif.

The dioritic samples are spread (Fig. V.9) from gabbro to relatively low ε_{Nd}^{T} (+ 2.3) and high ε_{Sr}^{T} (-7.2) values. A simple closed-system crystal fractionation of mafic magmas can be eliminated as a unique explanation for the isotopic evolution of the Tichka dioritic series because it cannot produce a Sr and Nd isotopic shift of the residual silicate melt. The distribution of the samples suggests a possible mixing process related to the progressive assimilation of continental crustal material by the mafic magma [44, 49, 55, 56, 57]. Two curves have been drawn (Fig. V.9) to represent the mixing of a dioritic end-member (TAG 154 : ε_{Nd}^{T} = +7, Nd = 21.5 ppm, ε_{Sr}^{T} = -20, Sr = 760 ppm) with an estimated crustal component which is discussed later (ε_{Nd}^{T} = -3, Nd = 35 ppm, ε_{Sr}^{T} = 32, Sr = 150 and 400 ppm). Although, the curvature of the mixing hyperbola for C_a^{Sr} = 400 ppm seems suitable to account for the distribution of the diorites in term of simple

mixing, such a model cannot explain the large variations of Nd and Sr contents of the diorite series as well as the spread of the experimental points within the (^{143}Nd / $^{144}Nd)_i$ vs Nd and (^{87}Sr / $^{86}Sr)_i$ vs Sr diagrams (Fig. V.10).

As it has been discussed in the preceeding section, the significant chemical and isotopic convergence between dioritic and granodioritic - tonalitic series may suggest the existence of large scale reequilibration among the the two series during their synchronous emplacement and slow cooling in hydrous environment. However, this process, efficient for the most mobile elements as Sr isotope ratios, appears to be almost ineffective for REE and Nd isotope ratios [4, 9, 18, 46].

Major and trace element variations as well as isotopic patterns of the dioritic suite can, instead, be explained by the combination of two major petrogenetic processes. Among the propounded models the combined wall rock assimilation and fractional crystallization (AFC) process originally developed by Taylor [58] and De Paolo [12] and discussed by Powell [59] appears the most suitable. The mixing equations describing trace element and isotope behaviour are :

$$C_m = C_m^0 \, F^{-Z} + \frac{r}{r - 1 + D} \, C_a \, (1 - F^{-Z}) \qquad (1)$$

$$\varepsilon_m = \varepsilon_m^0 + (\varepsilon_a - \varepsilon_m^0)\left(1 - \frac{C_m^0}{C_m} F^{-Z}\right) \qquad (2)$$

with $Z = (r - 1 + D) / (r - 1)$

where C_m^0, C_a, and C_m are the concentrations of an element (Sr or Nd) respectively in the initial magma, the crustal contaminant, and the evolved magma; ε_a or ε_m (^{87}Sr / ^{86}Sr), (^{143}Nd / ^{144}Nd) the isotopic ratio of the initial magma and the contaminant respectively ; F is the mass fraction of remaining magma ; D is the bulk distribution coefficient of Sr or Nd ; r is the ratio between the rate of assimilation and the rate of fractional crystallization.

The effects of AFC has been amply illustrated using conventional graphs of isotopic ratios versus elemental abundances or elemental ratios [12, 59] and it is shown that variations of D and r induce important deviations of the model curves from a simple mixing trajectory. The Tichka diorites are largely spread (Figs.V.10a and V.10b) and we must admit significant variations of $D_{Sr,Nd}$ and r values during the evolution of the series.

According to the possible role played by syn to late magmatic Sr isotopic reequilibrations between synchronous diorite and granodiorite - tonalite series the AFC model has been tested for Nd isotope data only (Fig. V.10).

The most primitive TAG 154 sample has been choosen to represent the initial composition of the diorite series. Although we have no direct information to constrain the composition of the crustal component, a reasonable approach may be obtained by using the Nd calculated isotopic composition of the protolith from which most of the Hercynian granites in Morocco appear to have been issued. For this calculation we have assumed, as it is generally accepted [60,61], that there is no significant fractionation of the Sm / Nd ratios during crustal melting processes. Using previously published Nd isotopic data of various granites in Morocco [25], the calculation of the ε_{Nd}^{T} at 290 Ma reveals the existence of two major components from which appear to be derived respectively, the biotite granites (0.8 to -2) and the two mica granites (-3.6 to -5.9). A medium value corresponding to ε_{Nd}^{T} = -2.9 (0.51213) combined with an assumed mean C_a^{Nd} = 35 ppm was retained for the AFC model. In contrast, the ε_{Sr}^{T} calculated values are largely spread without any gap between the two granite series (10 to 86 for biotite granites and 15 to 200 for two mica granites).

The F values for each diorite sample were approximated with the help of a crystal fractionation model using major element composition of the rocks and the most basic cores of the major minerals from sample TAG 154 (plagioclase, hornblende and biotite). The D_{Nd} values were estimated from mineral / melt partition coefficient [62 - 64]. This model involves, in relation to P_2O_5 variations, the fractionation of small but significant amounts of apatite which, according to its very high Kd_{Nd} value (around 40) [52 - 54], induce large variations of D_{Nd} and then Nd values among the diorite suite. The r values were calculated using equation (1) and tested as well as D_{Nd} by fitting the distribution of the diorite samples with AFC mixing curves for variable D and r values (Fig. V.10). The good coherence between calculated and measured ε_m^{Nd} values (Table V.3) tends to ensure the validity of the proposed AFC model for the evolution of the Tichka diorite suite.

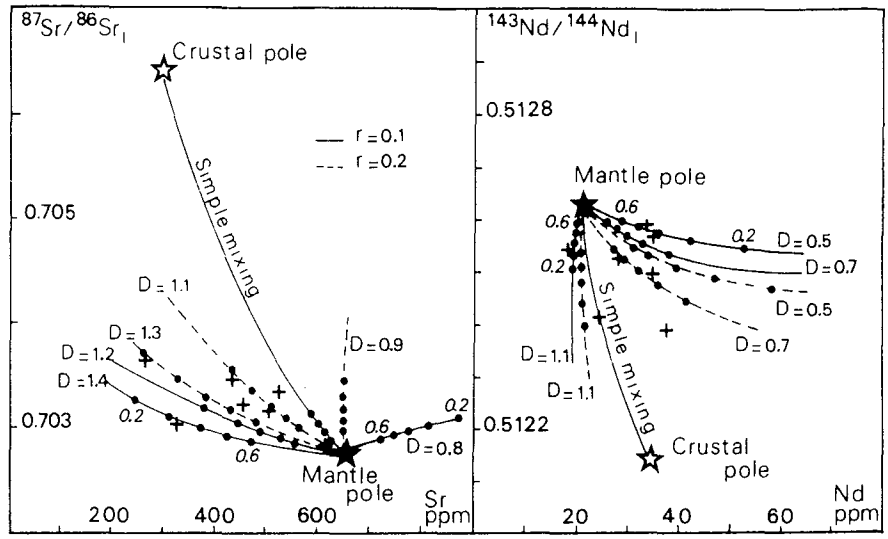


Figure V.10 - Initial $^{143}Nd / ^{144}Nd$, vs Nd and initial $^{87}Sr / ^{86}Sr$ vs Sr plots for the dioritic suite of the Tickha complex.
Mixing AFC hyperbola are shown for different D_{Nd} and D_{Sr} values and for two values of r (0.1 and 0.2). The full circles labelled 0.2 to 0.6 represent F values and the dioritic samples are shown by crosses. The mantle end - member is assumed to be represented by the TAG 154 sample ($^{143}Nd / ^{144}Nd_i$ = 0.51263, Nd = 21.5 ppm ; $^{87}Sr / ^{86}Sr_i$ = 0.70279, Sr = 760 ppm). The wall rock end - member is represented by the mean composition of the protolith from which most of the granites in Morocco were issued (data from Mrini [25]), ($^{143}Nd / ^{144}Nd$ = 0.51213, Nd = 35 ppm ; $^{87}Sr / ^{86}$ Sr = 0.70639, Sr = 300 ppm).See text for further explanation.

N° sample	F	r	D_{Nd}	ε_m^{Nd} c.	ε_m^{Nd} m.
TAG 124	0.45	0.09	0.54	0.51258	0.51259
TAM 28	0.41	0.10	0.51	0.51257	0.51257
TAG 41	0.32	0.12	1.20	0.51251	0.51254
TAG 103	0.52	0.19	0.72	0.51253	0.51252
TAG 151	0.22	0.13	0.76	0.51250	0.51249
TAG 45	0.26	0.23	1.04	0.51240	0.51241
TAG 110	0.29	0.31	0.75	0.51238	0.51238

Table V.3 - AFC model [12] applied to the dioritic suite of the Tichka massif.

Comparison between calculated (c) and measured (m) ε_m^{Nd} values.

For the calculation the two poles are :

mantle pole : C_o^{Nd} ; = 21.5 ppm and ε_0^{Nd} = 0.51263

crustal pole : C_a^{Nd} = 35 ppm and ε_a^{Nd} = 0.51213

7. - CONCLUSION

The combination of geochemical and Sr, Nd isotopic data has provided strong constraints on the petrogenetic model proposed for the genesis and evolution of the Tichka plutonic series. The Tichka massif associates five major independant plutonic units (gabbros, diorites, granodiorites-tonalites, monzogranites + biotite-amphibole leucogranites and two mica leucogranites) which cannot be associated along a single magmatic series and issued from a simple or even combined mechanism. A two step model involving different processes appears to be suitable with all available data :

(1) About 290 Ma ago the relaxation of the regional strain, in relation with the tectonic dextral shear activity of the Tizi n'Test fault [23], may have induced the progressive partial melting of the upper mantle producing successively gabbroic and dioritic magmas. During its ascent within the continental crust (or perhaps in a deep-seated crustal magma chamber) the dioritic magma was submitted to a combined wallrock assimilation and fractional crystallization process whereas the preceeding gabbroic magma, due to its limited volume has retained its primary mantle signature.

(2) The uprise of these magmas with their thermal anomaly in a compositionaly zoned) continental crust would have induced partial melting at different degrees and levels generating various independant granitoid magmas by processes as those evidenced by Vielzeuf et al. [66].

The chemical identity of each major plutonic units and the absence of Nd isotopic homogeneisation among them tend to reinforce the idea that they were emplaced without a long residence time in a large magma chamber where total chemical and isotopic homogenization would have occurred.

The magmatic history of the Tichka massif ends with the late generation and emplacement of two mica leucogranites issued from the melting of upper continental crustal rocks.

Altough limited to the Tichka complex and, to a lesser entent, to the Hercynian plutonism in Morocco, most of our petrogenetic models appear to be of more general application. Chemical and isotopic approaches on equivalent plutonic associations of various ages and from different tectonic setting [3 - 7, 9, 13 - 17, 44, 46, 55] have clearly demonstrated the major role played by combined mechanisms almost identical to those envisioned for the Tichka pluton.

Acknowledgements *: The authors thank C. Alibert, P. Barbey and J. Macaudiere for their fruitful comments, three anonymous reviewers for theirs constructive remarks and P. Larson and J. Placet for improving the english text.*

8. - REFERENCES

1 K.C. Condie, Origin and early development of the earth's crust, Precamb. Res., 11, 183-197, 1980.

2 P.J. Patchett and N.T. Arndt, Nd isotopes and tectonics of 1.9 - 1.7 Ga crustal genesis, Earth Planet. Sci. Lett., 78, 329-338, 1986.

3 J. Leterrier and F. Debon, Caractères chimiques comparés des roches granitoïdes et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques, Bull. Soc. géol. France, 7, 3-10, 1978.

4 A. Michard-Vitrac, F. Albarede, C. Dupuy and H.P. Taylor Jr, The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: interferences from Sr, Pb, and O studies on the Maladeta igneous complex, Central Pyrenées (Spain), Contrib. Mineral. Petrol., 72, 57-72, 1980.

5 J.M. Cantagrel, J. Didier J. and A. Gourgaud, Magma mixing : origin of intermediate rocks and "enclaves" from volcanism to plutonism, Physics Earth Planet. Int., 35, 63-76, 1984.

6 D. Ben Othman, S. Fourcade and Allègre C.J., Recycling processes in granite - granodiorite complex genesis : the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics, Earth Planet. Sci. Lett., 69, 290-300, 1984.

7 P.E. Brown and S.M. Becker, Fractionation, hybridisation and magma-mixing in the Kialieneq centre East Greenland, Contrib. Mineral. Petrol., 92, 57-70,1986.

8 J. Didier, Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas, Geol. Rundsch., 76, 41-50. 1987.

9 B. Linberg and O. Eklund, Interactions between basaltic and granitic magmas in a Svecofennian postorogenic granitoid intrusion, Aland, Soutwest Finland, Lithos, 22, 13-23, 1988.

10 H.E. Huppert and R.S.J. Sparks, The generation of granitic magmas by intrusions of basalt into continental crust, J. Petrol., 29, 599-624, 1988.

11 A.R. Mc Birney, Mixing and unmixing of magmas, J. volcanol. geothermal Res., 7, 357-371, 1980.

12 D.J. De Paolo, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization, Earth Planet. Sci. Lett., 53, 189-202, 1981.

13 K.A. Foland, C.H.B. Henderson and J. Gleason, Petrogenesis of the magmatic complex at Mount Ascutney, Vermont, USA. I - Assimilation of crust by mafic magmas based on Sr and O isotopic and major element relationships, Contrib. Mineral. Petrol., 90, 331-345, 1985.

14 K.A. Foland, I. Raczek, C.M.B. Henderson and A.W. Hofmann, Petrogenesis of the magmatic complex at Mount Ascutney, Vermont, USA. II - Contamination of mafic

magmas and country rock model ages based upon Nd isotopes, Contrib. Mineral. Petrol., 98, 408-416, 1988.

15 K. Mezger, R. Altherr, H.Okrusch, F. Henjes-Kunst and H. Kreuzer, Genesis of acid/basic rock associations : a case study. The Kallithea intrusive complex, Samos, Greece, Contrib. Mineral. Petrol., 90, 353-366, 1985.

16 A.G. Tindle, D.W. Mc. Garvie and P.C. Webb, The role of hybridization and crystal fractionation in the evolution of the Cairnsmore of Carphairn Intrusion, Southern Uplands of Scotland, J. Geol. Soc., London, 145, 11-21, 1988.

17 B. Barbarin, Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint Julien-la-Vêtre Monzogranite (Nord - Forez, Massif Central France), Canad. J. Earth Sci., 25, 49-59, 1988.

18 N.D.J. Cook, Diorites and associated rocks in the Anglem Complex at the Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand : an example of magma mingling, Lithos, 21, 301-314, 1974.

19 M.J. Zorpi, C. Coulon, J.B.Orsini and C. Cocirta, Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons, Tectonophysics, 157, 315-329, 1989.

20 H. Termier and G. Termier, Le massif granito-dioritique du Tichka (Haut Atlas occidental, Maroc). Volume I : Les régions et les terains, 240 pp. Note et Mémoires Service géologique Maroc, 216, 1971.

21 T.A. Vogel and B.M. Walker, The Tichka Massif, Morocco - An example of contemporaneous acidic and basic plutonism, Lithos 8, 29-38, 1975.

22 G. B. Scott and T.A. Vogel, The origin of the acidic and basic rocks of the Tichka Massif, Morocco, based on rare earth elements, Contrib. Mineral. Petrol., 75, 89-95, 1980.

23 J.L. Lagarde and B. Roddaz, Le massif plutonique du Tichka (Haut Atlas Occidental, Maroc) : un diapir syntectonique, Bull. Soc. geol. France, 7, 389-395, 1983.

24 T.A. Vogel, E.R. Williams, J.K. Preston and B.M. Walker B.M., Origin of the late Paleozoïc plutonic massifs in Morocco, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 1753-1762, 1976.

25 Z. Mrini, Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb), 156 pp., Unpublished thesis, Clermont Ferrand, 1985.

26 F. Rosé, Les types granitiques du Maroc hercynien, 363 pp. Unpublished thesis, Paris 6, 1987.

27 H. Termier and G.Termier, Le Cambrien inférieur au voisinage du massif granito-dioritique du Tichka (Haut Atlas Marocain), C.R. Acad. Sc. Paris, 262, 843-845, 1966.

28 J.P. Schaer, Volcanisme cambrien dans le massif ancien du Haut Atlas occidental, C.R. Acad. Sc. Paris, 258, 2114-2117, 1964.

29 K. Govindaraju, G. Mevelle and C. Chouard, Automated optical emission spectrochemical bulk analysis of silicate rocks with microwave plasma excitation, Analyt. Chem., 48, 1325-1331, 1976.

30 K. Govindaraju and G. Mevelle, Fully automated dissolution and separation methods for Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry rock analysis, J. Anal. Atom. Spectr., 2, 615-621, 1987.

31 K. Govindaraju and R. Montanari, Routine performance of a matrix-correction free X-ray fluorescence spectrometric method for rock analysis, X-Ray Spectrometry, 7, 148-151, 1978.

32 C. Alibert, J. Leterrier, M. Panasiuk and J.L. Zimmermann, Trace and isotope geochemistry of the alkaline tertiary volcanism in southwestern Poland, Lithos, 20, 311-321, 1987.

33 C. Pin and F. Carme, A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of western Europe : the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France), Contrib. Mineral. Petrol., 96, 406-413, 1987.

34 G.J. Wasserburg, S.B. Jacobsen, D.J. McCulloch and T. Wen, Precise determination of Sm/Nd isotopic abundances in standard solutions, Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 2311-2323, 1981.

35 H. La Roche (de), J. Leterrier, P. Granclaude and M. Marchal, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 - R2 diagram and major - element analyses - its relationships with current nomenclature, Chem. Geol., 29, 183-210, 1980.

36 H.S. Yoder and C.E.Tilley, Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems, J. Petrol., 3, 342-532, 1962.

37 M. Barriere, Le complexe de Ploumanac'h, Massif Armoricain. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi- orogénique, 291 pp., Unpublished thesis, Brest, France 1977.

38 M. Pagel and J. Leterrier, The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France) : shoshonitic affinity, Lithos, 13, 1-10, 1980.

39 J. A. Pearce and J. R. Cann, Tectonic setting of basic volcanic rocks determinated using trace element analyses, Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300, 1973.

40 S. Fourcade, Géochimie des granitoïdes, 189 pp., Unpublished thesis, Paris 7,1981.

41 H. Termier, G. Termier, F. Leutwein J. and Sonet, Sur l'âge varisque des plutonites du Massif du Tichka (Maroc). Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 95, 124-127, 1972.

42 A. Rafi, Approche pétrographique, géochimique et géochronologique (Rb-Sr) des granitoïdes du Maroc oriental, 113 pp., Unpublished thesis, Marrakech, 1988.

43 P. Vidal, J. Bernard-Griffiths, A. Cocherie, P. Le Fort, J.J. Peucat and S.M.F. Sheppard, Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites, Physics Earth Planet. Int., 35, 179-190, 1984.

44 T.C. Liew and M.T. Mc Culloch, Genesis of granitod batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crustal evolution. Evidence from a Nd-Sr isotopic and U - Pb zircon study, Geochim. Cosmochim. Acta, 49, 587-600, 1985.

45 H.P. Taylor and R.W. Forester, Low ^{18}O igneous rocks from the intrusive complexes of Skye, Mull and Ardnamurchan, western Scotland, J. Petrol., 12, 465-497, 1971.

46 P. Holden, A.N. Halliday and W.E. Stephens, Neodynium and strotium isotope content of a microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production, Nature, 330, 53-56, 1987.

47 R.T. Flynn and C.W. Burnham, An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chlorine-countaining vapor phase and silicate melts, Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 685-701, 1978.

48 E.A. Webster and J.R. Holloway, The partitioning of REE's Rb and Cs between a silicic melt and a Cl fluid, EOS Trans. Am. Geophys. Union, 61, 1152, 1980.

49 B.W. Chappell and A.J.R. White, Two contrasting granite types, Pacific geology, 8, 173-174, 1974.

50 M.J. Bickle, L.F. Bettenay, H.J. Chapman, D.I. Groves, N.I. McNaughton, I.H. Campbell and J.R. De Laeter, The age and origin of younger granitic plutons of the Shaw batholith in the archean Pilbara block, western Australia, Contrib. Mineral. Petrol., 101, 361-376, 1989.

51 M.J. Drake and D.F. Weill, 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, 1975.

52 J. Arth and F. Barker, Rare earths partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic- tonalitic magmas, Geology, 4, 534-536, 1976.

53 G.N. Hanson, The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition, Earth Planet. Sci. Lett., 38, 26-43, 1978.

54 E.B. Watson and C.J. Capobianco, Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas : an assessment of the role of apatite, Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 2349-2358, 1981.

55 G.L. Farmer and D.J. De Paolo, Origin of mesozoic and tertiary granite in the western United States and implications for Pre-Mesozoic crustal structure. 1- Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the northern Great Basin, J. Geophys. Res., 88, 3379-3401, 1983.

56 D. Ben Othman, M. Polve and C. J. Allègre, Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust, Nature, 307, 510-515, 1984.

57 D.J. De Paolo and G.J. Wasserburg, Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns, Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 615-627, 1988.

58 H.P. Taylor, The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O / ^{16}O$ and $^{87}Sr / ^{86}Sr$ systematics in igeous rocks, Earth Planet. Sci. Lett., 47, 243-254, 1980.

59 R. Powell, Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations ; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites, J. Geol. Soc. London, 141, 447-452, 1984.

60 M.T. Mc Culloch and G.J. Wasserburg, Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation, Science, 200, 1003-1011, 1978.

61 D.J. De Paolo, Age dependance of the composition of continental crust : evidence from Nd isotopic variations in granitic rocks, Earth Planet. Sci. Lett., 90, 263-271, 1988.

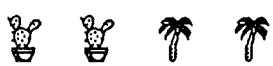
62 J.G. Arth, Behaviour of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications, J. Res. U.S. Geol. Surv., 4, 41-47, 1976.

63 A.J. Irving, A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partioning, Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 743-770, 1978.

64 B. Villemant, J.L. Joron, H.Jaffrezic, M. Treuil, R.C. Maury and R. Brousse, Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France).II Géochimie, Bull. Minéral., 103, 267-286, 1980.

65 N.M. Evensen, P.J. Hamilton and R.K. O'nions, Rare earth abundances in chondritic meteorites, Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 1199-1212, 1978.

66 D. Vielzeuf, J.D. Clemens, C. Pin and Moinet E., Granites, granulites and crustal differentiation. In " Granulites and crustal evolution", D. Vielzeuf and P. Vidal Eds, Kuwer Acad. Publ., 59-85.



CHAPITRE VI

ETUDE RHEOLOGIQUE

CHAPITRE VI

- - - - - - -

EVOLUTION DE LA RHEOLOGIE DES MAGMAS AU COURS DE LEUR CRISTALLISATION. CONSEQUENCES SUR LA MISE EN PLACE DES DIFFERENTES UNITES

- - - - -

1 - INTRODUCTION

Le Massif du Tichka présente des affleurements exceptionnels, en particulier sur le versant sud du Moulay Ali où l'évolution rhéologique de magmas chimiquement contrastés peut être suivie pas à pas au cours de leur refroidissement. On peut y observer, en effet, des figures qui permettent d'affirmer sans aucun doute, que les magmas basique et acide (ou plus exactement dioritique et granodioritique) coexistaient au moment de leur mise en place (cf. les chapitres précédents et Photos 3 et 5, Pl. X). D'autres affleurements montrent des enclaves anguleuses sous forme de brèches magmatiques (Photo 2, Pl. X) ou des enclaves ovoïdes de diorites dans des granitoïdes (Photos 5 et 6, Pl. XII) comme cela est fréquent dans les massifs composites, et qui pourraient laisser croire, *a priori*, que les diorites étaient antérieures aux granitoïdes.

Le but de ce chapitre est d'essayer de modéliser l'évolution des magmas présents dans le massif, de tenter d'expliquer les figures observées sur le terrain et de préciser l'acquisition des structures depuis l'état liquide jusqu'à l'état solide pour les différents ensembles de roches. Le but final est de mieux cerner les conditions de genèse et de mise en place de ce corps magmatique complexe qui seront plus spécialement étudiées dans le chapitre VII.

Un communication rassemblant les premiers résultats a été présentée à Nancy dans le cadre de la réunion spécialisée de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie : "De l'observation d'ensembles ignés à l'étude des propriétés physiques des magmas" (Nancy, 1988). Une synthèse fera l'objet d'une publication en préparation avec A. Fernandez (Université de Limoges).

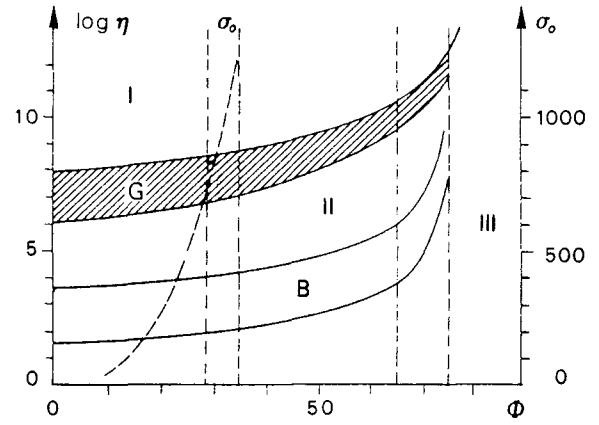
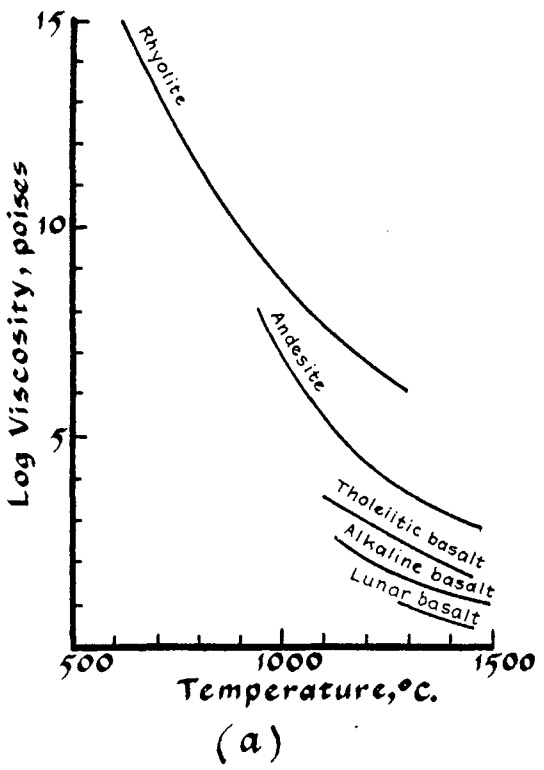
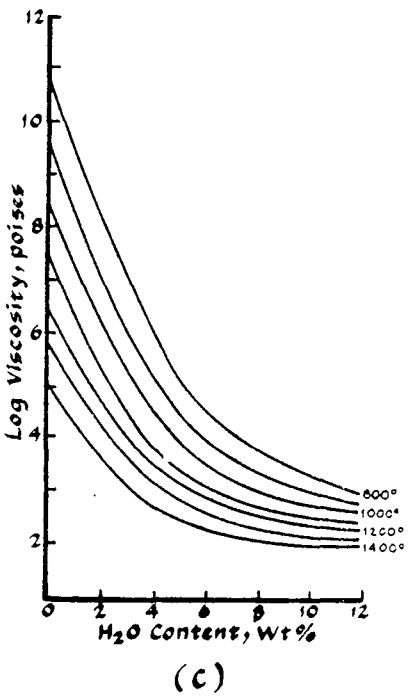


Figure VI.1 - Diagramme de comportement rhéologique des matériaux magmatiques. Domaine d'évolution de la viscosité apparente. G : granites, Gd : granodiorites, B : basaltes.En tiretés : cohésion interne σ_0 en dynes / cm^2 (d'après Fernandez, 1984, modifié).Voir le texte pour l'explication des différents stades.





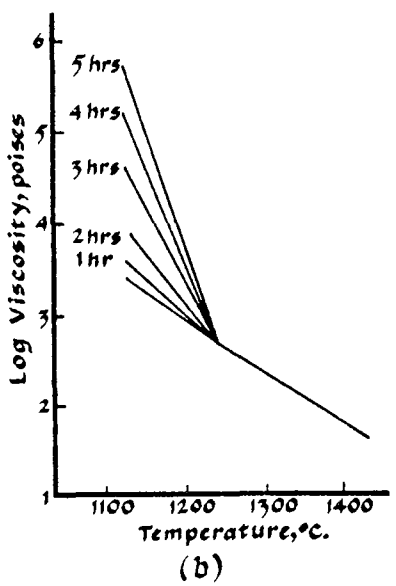


Figure VI.2 - Viscosité de quelques magmas. (**a**) en fonction de la température. (**b**) pour un liquide basaltique après refroidissement pour différentes périodes de temps (la rupture de pente de la courbe marque le début de la cristallisation du basalte). (**c**) en fonction de la teneur en eau pour un liquide granitique. D'après McBirney (1984).

2 - LES PROPRIETES PHYSIQUES DES MAGMAS

2.1. - Rhéologie des liquides silicatés

Les calculs des viscosités et des densités des matériaux naturels contribuent à une meilleure connaissance des magmas et de leur mise en place, mais aussi de la lithosphère dont les propriétés rhéologiques sont encore mal connues (Wilks et Carter, 1990), et de son évolution (Kirby, 1983). Les changements des propriétés physiques des magmas au cours de leur cristallisation sont nombreux. Parmi eux, leur comportement rhéologique, c'est-à-dire leur réponse à une sollicitation, est primordial.

Les magmas passent, au cours de leur refroidissement, par trois stades caractérisés par trois comportements mécaniques différents (Johnson et Pollard, 1973 ; Fernandez, 1984...), (Fig. VI.1).

- Un **stade I** visqueux où le matériau a un comportement newtonien.
- Un **stade II** où le matériau a un comportement viscoplastique (ou de Bingham).
- Un **stade III** où le matériau a un comportement solide (fragile).

Ces trois stades sont caractérisés par une viscosité et une cohésion différentes. Ils sont séparés par une première limite (entre I et II) à 30 à 35 % de cristaux dans le magma, et une seconde (entre II et III) lorsque le taux de cristallisation atteint le "pourcentage rhéologique critique" de 60 % environ (Arzi, 1978 ; Van der Molen et Paterson, 1979 ; Marsh, 1981). Le stade I est le domaine des ségrégations gravitaires en général, du fait de la grande mobilité du magma. Le stade II est le domaine du développement de l'orientation préférentielle des cristaux (en tant que marqueurs actifs) et des écoulements. Le stade III est le domaine où peuvent apparaître des fractures dans une charpente de cristaux remplie de liquide résiduel.

La viscosité η est une mesure de la vitesse de déformation en fonction de la contrainte. Plus précisément pour les liquides, la viscosité est une mesure de résistance à l'écoulement : elle est exprimée par la relation générale :

$$\sigma = \sigma_0 + \eta \left(\frac{du}{dz} \right)^n$$

où : σ est la contrainte de cisaillement
σ_0 est la contrainte requise pour l'écoulement initial et du / dz le gradient de vélocité dx / dt sur une distance z perpendiculaire à la direction de cisaillement x.

n dépend du fluide et du gradient de vélocité produit par la contrainte de cisaillement.

La viscosité des liquides dépend de nombreux facteurs (cf. notamment Mysen and Virgo, 1978) qui sont : la composition chimique, la température, la vitesse de refroidissement, la teneur en eau, mais aussi la pression (Fig.VI.2). La viscosité chute avec l'augmentation de température et avec la diminution de la teneur en SiO_2 du magma.

Il est très difficile de calculer la viscosité des magmas naturels parce que les paramètres évoluent au cours du refroidissement, en particulier parce que la quantité de cristaux augmente et que la composition chimique du liquide dans lequel ils baignent, évolue. La quantité d'eau varie sans cesse dans les magmas de par la cristallisation des minéraux hydratés ou anhydres. Une petite augmentation de la teneur en eau a pour effet de diminuer fortement la viscosité (Fig.VI.2 c).

La notion de viscosité effective sert à désigner la viscosité d'un fluide hétérogène (comme un magma) avec des cristaux ou des bulles en suspension. Elle est exprimée par la relation suivante, due à Roscoe (1952) :

$$\eta_{eff} = \eta_o (1-1.35\,\phi)^{-2.5}$$

η_o = viscosité d'un fluide sans cristaux en suspension
ϕ = fraction volumique des cristaux.

Quand ϕ approche de 60 %, la viscosité effective devient rapidement infinie.

La taille des particules n'est pas prise en compte dans cette formule. Or, McBirney et Murase (1984) ont montré le rôle déterminant de ce paramètre et ont proposé la relation suivante :

$$\ln(\eta_R) = \frac{0.011\,D}{\phi^{-1/3}-1} - 0.15$$

où η_R est la concentration des particules en suspension, D le diamètre moyen des cristaux (exprimé en μm) et ϕ la concentration des cristaux (fraction volumique).

Cette formule pose un certain nombre de problèmes (cf. la discussion par de Bremond d'Ars, 1990) en particulier parce qu'elle ne tient pas compte de la variation de la taille des cristaux au cours de la cristallisation. Ceci est particulièrement sensible quand les taux de cristallisation sont faibles (inférieurs à 30 - 40%) c'est-à-dire quand la taille des cristaux

est la plus éloignée de leur taille finale. Le paramètre de fraction volumique réduite Φ/Φ_M, où Φ_M représente le volume maximal d'espace occupé par la fraction solide (maximum packing fraction), a été introduit par Wildemuth et Williams (1984, 1985). Φ_M dépend de la forme des particules et pour des particules sphériques de taille uniforme, il atteindra au maximum la valeur de 0.74. On pourra ainsi, à partir des calculs de viscosité, tracer des courbes d'évolution qui ne dépendront plus de la forme des particules en suspension dans un liquide, mais de l'espace qu'elles occupent. Les comparaisons des viscosités seront ainsi facilitées.

Dans un premier temps, et pour pouvoir calculer la densité et la viscosité avec des paramètres identiques, la formule de McBirney et Murase (1984) a été choisie.

Dans les plutons composites, les propriétés physiques des magmas en présence (en général un magma "acide" et magma "basique") évoluent de façon différente en raison des contrastes de compositions et de températures. Les interactions de ces magmas coexistant à des stades d'évolution pas nécessairement identiques, vont être complexes et multiples. Les mélanges entre les deux pôles, qu'ils soient homogènes (mixing) ou hétérogènes (mingling), vont dépendre de l'évolution des comportements rhéologiques et des contrastes de rhéologie (Barbarin, 1988). Il en est de même des structures et des textures des roches qui résultent de la consolidation de ces magmas.

2.2. - La densité des magmas

La densité est une propriété physique évoluant de pair avec la viscosité. Les facteurs qui les influencent toutes deux, sont les mêmes. La masse volumique d'un corps va varier dans les magmas entre 2200 et 3100 $kg.m^{-3}$. La densité d'une roche est bien sûr plus élevée que celle du liquide qui lui a donné naissance. En ce qui concerne les roches du Massif du Tichka, les densités, mesurées par double pesée hydrostatique, varient entre 2.59 et 3.0. Le tableau VI.1 ci-dessous montre une très bonne concordance entre les densités mesurées et les densités calculées à partir des analyses chimiques selon la méthode de Bottinga et Weill (1970). Il est intéressant de constater qu'il existe également une bonne corrélation entre le pourcentage de silice des roches et les densités mesurées de ces mêmes roches. (La densité est un aussi bon indice de différenciation que SiO_2.!!).

La densité élevée des gabbros (comprise entre 2.91 et 3.00) exige pour leur montée à l'état largement cristallisé (> 60-70% de cristaux), comme cela semble être la cas, des conditions environnantes très spécifiques. En effet, le "magma transporteur" doit avoir lui aussi une densité et/ou une viscosité assez élevées pour pouvoir entraîner ces gabbros. Cela laisse donc supposer un magma assez basique et une quantité de cristaux élevée (supérieure à 30%).

Les méladiorites comme TAG 154 ou TAG 124 représentent probablement les meilleurs "magmas transporteurs" potentiels. Le fait que les amphiboles de ces roches aient cristallisé à une profondeur importante (environ 15 à 20 km, cf. chapitre III), milite également dans ce sens. De par leur densité très grande, il semble exclu que les gabbros puissent être transportés dans un magma plus acide (malgré sa viscosité élevée) ce qui explique la quasi stricte localisation de ces roches dans les diorites.

Echant.	%SiO_2	Densité roche mesurée (a)	Densité roche calculée (b)	Densité liquide calculée (c)	Différence Densité (b) - (c)
GOU 8	46.03	3.000	3.045	2.871	0.174
TAG 154	48.05	2.928	2.939	2.787	0.152
TAG 150	48.22	2.926	2.943	2.768	0.175
GOU 34	48.80	2.926	2.930	2.752	0.178
GOU 43	49.23	2.911	2.913	2.787	0.126
TAG 124	50.00	2.899	2.933	2.746	0.187
TAM 34	51.22	2.897	2.931	2.681	0.250
TAG 20	52.37	2.800	2.842	2.635	0.207
TAG 76	nd	2.802	—	—	—
TAM 28	53.63	2.840	2.912	2.689	0.223
TAG 151	54.84	2.781	2.794	2.605	0.189
TAG 45	57.20	2.696	2.765	2.562	0.203
TAG 18	60.25	2.708	2.735	2.565	0.170
TAM 29	62.76	2.721	2.740	2.581	0.159
GOU 69	70.99	2.660	2.641	2.438	0.203
TAM 27	75.06	2.629	2.601	2.395	0.206
NFI 118	76.58	2.577	2.544	2.362	0.182
ASF 38	76.92	2.586	2.555	2.365	0.190

Tableau VI.1 - Densités des principaux types de roches du Massif du Tichka : (**a**) mesurées par double pesée hydrostatique sur des échantillons dont la masse varie de 30 à 500 g (la plupart ayant une masse supérieure à 150 g) - (**b**) calculées par la méthode de Bottinga et Weill (1970) pour une température de 20°C - (**c**) **Densités des liquides** correspondant, calculées par la méthode de Shaw (1972), pour des tempéraures s'échelonnant entre 1150°C pour les gabbros et 800°C pour les leucogranites à muscovite. Les programmes de calcul sont issus de McBirney (1984).

La différence de densité[1] qui existe entre un magma de type granodioritique représenté par TAM 29 et l'andésite moyenne de Taylor et Mc Lennan (1985), qui pourrait représenter la composition de la base de la croûte continentale dans laquelle se sont formés les principaux magmas à l'origine du pluton du Tichka, est d'environ 0.3. Cette valeur est de 0.45 dans le cas d'un magma monzogranitique et peut atteindre 0.52 pour un magma leucogranitique. **Ces valeurs sont suffisantes** (Ramberg, 1967 ; 1970 ; 1972) **pour permettre la montée diapirique en force du pluton** telle qu'elle a été proposée par Lagarde et Roddaz (1983). Par contre, si l'on compare les

[1] Les densités ont été calculées à une température moyenne de 900°C.

densités moyennes des calcaires, schistes, grauwackes..., encaissants le pluton, qui sont pour ces types de roches aux environs de 2.6 d'après Meissner (1986), avec les densités des différents magmas, les écarts ne dépassent pas 0.24 avec les magmas leucogranitiques et sont proches de 0 ou même négatifs avec les magmas granodiorito-tonalitiques. Ceci expliquerait que ces derniers magmas se soient arrêtés dans ces niveaux(1) et que les magmas les plus différenciés (leucogranites), à densité la plus faible, aient pu prolonger la montée un peu plus haut. Ce sont, en effet, les leucogranites qui sont localisés dans les parties les plus élevées du massif.

Ces calculs mettent en évidence des différences de densité importantes (de l'ordre de 0.3 et même plus pour des magmas basiques partiellement cristallisés) qui existent entre, d'une part, les magmas leucogranitiques, et, dans une moindre mesure, monzo-granitiques, et, d'autre part, les magmas dioritiques. **Cette différence pourrait expliquer l'absence totale d'enclaves microgrenues dans les leucogranites à biotite et/ou amphibole** et leur extrême rareté dans les monzogranites, magmas qui pourtant ont été en relation, au moins dans la partie nord, avec des magmas basiques. En effet, les magmas basiques à intermédiaires sont trop "lourds" pour pouvoir être entraînés par les magmas les plus différenciés surtout si ces derniers sont peu cristallisés (état newtonien). Les monzogranites contiennent, rappelons-le, uniquement quelques enclaves granodioritiques et pas d'enclaves dioritiques. Leurs propriétés physiques sont donc à la limite de leur permettre de transporter des enclaves. En ce qui concerne les magmas à l'origine des leucogranites à muscovite, ils étaient très hydratés (présence de muscovite, de pegmatites...), probablement peu ou pas cristallisés au moment de leur mise en place et avaient donc une viscosité plus basse que les leucogranites à biotite et/ou amphibole. Ceci expliquerait l'absence d'enclaves dans ces roches.

2.3. - Les modèles de calcul de la viscosité des liquides silicatés

Depuis les travaux de Bondi (1967), Bottinga et Weill (1972) et Shaw (1972), on sait calculer de façon plus ou moins empirique mais relativement précise, la viscosité des liquides silicatés :

$$\ln \eta = \sum_{i=1}^{n} . X_i . D_i$$

(1) La présence fréquente de calcaires ou de conglomérats dans l'encaissant au contact du pluton, suggère que des barres massives et compétentes existaient dans les séries cambriennes. Celles-ci ont du freiner, voire arrêter l'ascension des magmas.

où X_i est la fraction molaire de l'oxyde i et D_i une constante empirique associée à l'oxyde i pour une fourchette donnée de pourcentage de SiO_2.

Les effets des composants volatils, notamment de l'eau, sont estimés avec beaucoup moins de précision que ceux des autres éléments et les modèles pour les magmas hydratés ont peu évolué depuis les travaux des auteurs ci-dessus cités.

Par contre, de nombreux travaux ont porté sur le rôle des autres paramètres intervenant dans l'évolution des viscosités et sur les mesures expérimentales des viscosités des liquides silicatés. Les liquides pris en compte sont généralement réduits à quelques éléments et sont anydres. Urbain et al. (1979, 1982), Richet (1984), Richet et al. (1986) et Richet et Bottinga (1988), ont exploré la structure et la coordination des éléments des liquides silicatés (SiO_2 - Al_2O_3 - Alcalins et MnO ou SiO_2 - FeO - Fe_2O_3 - CaO - Al_2O_3 - Alcalins). Ils ont montré que ces liquides présentent une viscosité qui dépend de la température de façon complexe en raison, en particulier, de leur degré de polymérisation variable.

Tous ces auteurs s'accordent à dire que les méthodes de calcul de Bottinga et Weill reproduisent bien les viscosités mesurées sur les liquides simples, mais que, pour les liquides naturels, la méthode de calcul de Shaw est préférable.

Les travaux de Dingwell (1987), Dingwell et Virgo (1987), ont mis en évidence une diminution de la viscosité avec une diminution de l'état d'oxydation des liquides de composition albitique et avec une augmentation des teneurs en fluor et en eau. Ces résultats ont été étendus par analogie, aux liquides granitiques. Les rôles de la pression, de la composition chimique et de la structure des liquides silicatés sur les propriétés physiques de ces liquides, ont été reprécisés récemment par Scarfe et al.(1987), Mysen (1987), Kushiro (1986, 1987). Le degré de polymérisation et l'abondance des réseaux tridimensionnels des liquides naturels augmentent depuis les plus basiques jusqu'aux plus acides. Ils augmentent également avec la pression (qui conditionne la densité du magma), ce qui entraîne l'accroissement de la viscosité. Mc Birney et Murase (1984) ont également montré que les liquides s'ordonnent et polymérisent avec le temps. Mais aucune équation synthétique n'est proposée par ces auteurs et les équations de Bottinga et Weill (1970) et Shaw (1972) restent, semble t-il, les meilleures pour les liquides naturels.

3 - CALCUL DE L'EVOLUTION DES VISCOSITES DES MAGMAS INTERMEDIAIRES DU MASSIF DU TICHKA AU COURS DU REFROIDISSEMENT

3.1 - Rappels des travaux antérieurs

La contemporanéité des magmas dioritique(s) et granodioritique(s) du Massif du Tichka est clairement établie depuis Termier et al.(1971), Vogel et al. (1975), Scott et Vogel (1980), Gasquet et al. (1983, 1988). Tous ces auteurs déclarent que les interactions entre ces deux pôles sont importantes même s'ils envisagent des processus totalement différents : métasomatose et endomorphisme pour les premiers, cristallisation fractionnée, contamination(s), mélange(s) à des degrés divers pour les autres. Les chapitres précédents ont montré que les autres magmas en présence sont soit peu représentés (gabbros), soit à géométrie mal définie (monzogranites), soit légèrement ou même franchement tardifs (leucogranites). Pour cette raison, seules les interactions diorites / granodiorites-tonalites qui montrent des figures spectaculaires depuis le stade I jusqu'au stade III (Fig. VI.1) sont étudiées en détail dans ce qui suit. Les observations étant plus importantes dans le plan vertical (la direction de l'écoulement étant subverticale) que dans le plan horizontal, le versant sud du Moulay Ali, qui présente des pentes fortes, et même des falaises, est la meilleure zone d'observation et d'étude dans le massif en raison du fort pendage des structures planaires des roches. La plupart des photographies présentées proviennent d'ailleurs de ces affleurements.

Vogel and Walker (1975), ont estimé que les différences de viscosités à 900°C, entre les magmas dioritiques et granitiques étaient comprises entre 10^1 et 10^4 poises (Tab. VI.2). Cet écart s'explique par la prise en compte de teneurs en eau variables (1% ou 5%) et de deux compositions chimiques pour le magma basique (diorite mafique ou diorite quartzique). La valeur la plus élevée (10^4 poises) est probablement plus proche de la vérité (Gasquet et Fernandez, 1988).

Type de roche	% eau	Viscosité (poises)	Log visc
Granite	1 %	6.0×10^7	7.78
Granite	5 %	7.3×10^4	4.86
Quartz diorite	5 %	9.3×10^3	3.96
Mafic diorite	5 %	3.2×10^3	3.51

Tableau VI.2 - Vicosités des liquides silicatés à 900°C, calculées par Vogel et Walker (1975).

Ces calculs supposent un taux de cristallisation ≤ 40 % et ne montrent pas l'évolution de la viscosité au cours du temps.

Lagarde 1989, pour expliquer ses propres observations, admet qu'au moment de leur mise en place, les viscosités relatives des magmas étaient les suivantes :

$$\eta \text{ gabbro} > \eta \text{ diorite Hb} > \eta \text{ diorite qz} > \eta \text{ granodiorite} > \eta \text{ granite.}$$

Ceci traduirait un taux de cristallisation très élevé dans les magmas basiques au moment de leur mise en place, et faible dans les magmas acides. La viscosité de ces derniers qui cristalliseraient plus vite, rattraperait par la suite celle des roches basiques. S'il est vrai que les observations de terrain montrent que les gabbros étaient largement cristallisés lors de la mise en place, il n'en est probablement pas de même pour une grande partie des diorites qui ont acquis leur structure planaire dans le site même.

En résumé, aucun des deux modèles ne prend en compte l'évolution complète des viscosités depuis le stade où les deux magmas "acide-basique" avaient un pourcentage de cristaux faible, inférieur à 10 %, jusqu'au stade final où les cristaux représentent 100 % dans les deux roches.

3.2. - Choix des différents paramètres

Comme nous venons de le voir, les paramètres entrant en jeu dans les calculs des viscosités au cours de la cristallisation sont nombreux : composition chimique du liquide initial, teneur en eau, composition des minéraux, mode et ordre de cristallisation pour connaître la composition du liquide résiduel, degré d'oxydation dans le liquide et dans les minéraux. Si certains de ces paramètres sont assez faciles à cerner, cela est plus délicat pour d'autres (H_2O par ex.).

3.2.1. - Les liquides initiaux

Les chapitres précédents (en particulier celui traitant de la géochimie isotopique) ont montré que les méladiorites, généralement au coeur des bandes de diorites, représentaient le magma dioritique primitif non contaminé par la croûte. Le magma à l'origine de ces roches a toutefois largement cristallisé en profondeur, probalement même avant d'avoir été en contact avec le magma granodioritique. Par contre, les diorites communes (comme **TAG 20**) ont cristallisé en grande partie dans le gisement ; ce sont elles qui ont été choisies pour représenter le magma dioritique de préférence aux diorites hétérogènes affectées de mélanges mécaniques avec les granodiorites. Enfin, les gabbros qui ne sont jamais vraiment en contact avec les granodiorites ont été, pour cette raison, écartés. Le

choix du pôle acide s'est avéré plus délicat. En effet, à proximité des interfaces, l'on trouve généralement des tonalites dont il est probable qu'elles ont subi des équilibrages chimiques même partiels mais difficiles à évaluer, avec les diorites, et dont l'étude de terrain a montré une possible contamination mécanique, très locale, par échange de cristaux (Photos. 3 et 5, Pl. X).

Deux échantillons (**TAM 29 et TAG 27**) prélevés au coeur des bandes acides ont été préférés aux tonalites proches des interfaces. Leur affinité est granodioritique et la première représente la tendance ferrosodique alors que la seconde représente la tendance moyenne calcosodique. Le rapport Fe^{3+} / Fe^{2+} de l'analyse est estimé selon les procédures explicitées au chapitre III.

Roche	Diorite	Granodiorites	
Analyse	TAG 20	TAG 27	TAM 29
SiO_2	52.37	63.06	62.76
Al_2O_3	8.16	16.13	17.19
K_2O	1.33	1.91	2.14
Na_2O	5.00	4.36	5.02
CaO	7.08	4.48	4.05
FeOc	3.69	2.25	2.51
Fe2O3c	3.78	2.30	2.57
MgO	3.76	2.44	1.54
MnO	0.13	0.08	0.08
TiO_2	1.50	0.82	0.93
P2O5	0.53	0.03	0.27
P.F.	1.54	1.47	1.10
Total	99.24	99.55	100.43

Tableau VI.3 - Composition des roches pouvant représenter les liquides initiaux pris en compte dans les calculs des viscosités.

3.2.2 - Teneur en eau des magmas initiaux

La discussion du chapitre III, sur l'estimation des teneurs initiales en eau des magmas n'est pas ici reprise. Rappelons les conclusions : pour la diorite TAG 20 la teneur en eau était au maximum de 5.9 % puisque le plagioclase cristallise avant l'amphibole. La granodiorite TAG 27 est également issue d'un magma riche en eau (5.9 %). Par contre, pour TAM 29, les estimations précises sont plus difficiles à faire mais l'on peut affirmer que ces teneurs sont supérieures à 2.5 % et probablement plus élevées et proches de celles de TAG 27 (5.9 %).

3.2.3. - La taille des cristaux

Les roches choisies sont équigranulaires ce qui facilite la prise en compte du paramètre "taille des cristaux" (avec les réserves émises au paragraphe 2.1). La taille moyenne du grain des trois roches prises en considération est la suivante :

Echant.	TAG 20	TAM29	TAG 27
Taille(mm)	0.4	2.2	1.8

Tableau VI.4 - Taille moyenne des cristaux des trois échantillons choisis.

3.2.4. - Les compositions chimiques des minéraux

La moyenne des analyses microsondes des minéraux des roches a été choisie avec une teneur en Fe_2O_3, soit calculée (amphiboles), soit estimée par comparaison avec la littérature (biotites) et de la façon suivante :

AMPHIBOLES :

La formule structurale est calculée sur la base de 23 oxygènes et 13 cations et la partition Fe^{3+} / Fe^{2+} est faite selon Leake, 1978. La répartition dans les sites est faite selon Robinson et al., 1982, ce qui donne des résultats acceptables, la formule de Papike, 1974 étant vérifiée (Na + K)A + Al6 + 2Ti + Cr + Fe3 + = Al 4 +Na M4. A partir du rapport $Fe3^{+}/(Fe2^{+}+Fe3)^{+}$ de la formule structurale et de la teneur en FeO total mesurée à la microsonde, les teneurs en FeOcalc et Fe2O3calc sont calculées de la manière suivante :

$$Fe_2O_3\ calc = FeO\ tot\ .[Fe3/^{+}(Fe2^{+}+Fe3^{+})]\ .(79.85\ /\ 71.85)$$
$$FeO\ calc = FeO\ tot\ .[Fe2^{+}/(Fe2^{+}\ Fe3^{+})]$$

BIOTITES :

La formule structurale est calculée sur la base de 22 oxygènes, mais il n'existe pas pour ce minéral de méthode de calcul satisfaisante comparable à celles utilisées pour les amphiboles. Le rapport $Fe3^{+}$ / $Fe2^{+}$ de chaque moyenne des biotites d'une roche a donc été estimé grâce à l'indice de différenciation Fe tot + Mn / Mg du minéral, et par comparaison avec les données analytiques de Barrière et Cotten (1979). Trois rapports $Fe3^{+}/Fe2^{+}$ ont été ainsi retenus pour l'ensemble des roches du massif, mais il est le même pour TAG 27, TAM 29 et TAG 20 : $Fe3^{+}$ / $Fe2^{+}$ = 0.2 et donc Fe_2O_3 / FeO = 0.222

c'est-à-dire : $Fe_2O_3\ calc = 1 - (1/(1+0.2))\ .\ FeOt\ .\ 79.85 / 71.85 = 0.185\ .\ FeOt$
$FeOcalc = 1/(1+0.2)\ .\ FeOt = 0.833\ .\ FeOt$

Roche	TAG 20			TAG 27			TAM29		
Analyse	Bio	Amph	Plagio	Bio	Amph	Plagio	Bio	Amph	Plagio
SiO_2	36.72	46.74	61.04	36.53	44.04	61.64	37.25	44.80	64.38
Al_2O_3	4.91	7.46	24.11	15.53	9.65	24.29	15.07	8.89	22.37
K_2O	9.41	0.36	0.15	8.62	0.63	0.26	9.31	0.73	0.30
Na_2O	0.03	1.08	8.09	0.05	1.86	7.89	0.05	1.39	8.94
CaO	0.01	11.93	5.71	0.05	11.22	5.91	0.04	11.59	3.86
FeO(c)	15.59	3.57	0.11	15.46	14.65	0.18	18.78	16.74	0.11
Fe_2O_3(c)	3.46	12.66	-	3.43	2.89	-	4.17	2.58	-
MgO	11.24	11.77	0.01	10.49	9.94	0.01	8.54	9.17	0
MnO	0.26	0.42	0.02	0.23	0.44	0.02	0.27	0.42	0.05
TiO_2	3.22	0.95	0	3.64	2.31	0.01	2.97	1.94	0
Total	94.52	96.58	99.24	93.90	97.14	100.21	96.05	97.99	100.01

Tableau VI.5 - Analyses des minéraux pris en compte dans les calculs (cf. texte pour la justification des différents choix).

3.2.5. - Estimation des quantités des différents minéraux ayant cristallisé à chaque instant au cours du refroidissement

L'un des problèmes posés pour les calculs de viscosité est de connaître à chaque instant dans le magma, le pourcentage des différents minéraux. Pour ce faire, a été réalisé pour chacune des 3 roches choisies, un diagramme opposant le taux de cristallisation (par pas de 10%) à l'analyse modale (Fig. VI.3). Ces diagrammes tiennent compte des ordres de cristallisation déterminés par l'étude pétrographique et des diagrammes de phase des systèmes granitiques qui servent à corriger les analyses modales trop imprécises. La surface représentant chacun des minéraux est proportionnelle à la quantité de ce minéral dans la roche. Ainsi, dans le magma TAG 20, pour un taux de cristallisation de 20 % (80 % de liquide), 1.4 % d'apatite, 0.5 % d'ilménite, 1.8 % de sphène, 3.35 % (1.1 + 2.25) de biotite, 5.0 % (1.7 + 3.3) d'amphibole et 7.95 % (3.5 + 4.45) de plagioclase auront cristallisé. Connaissant la composition moyenne des cristaux, il est ainsi possible de calculer la composition du liquide restant. Les calculs sont rendus complexes en raison de la zonation des minéraux comme les plagioclases.

Pour vérifier la validité de ces diagrammes, la composition du liquide résiduel d'un stade avancé de cristallisation a été calculée pour la granodiorite TAG 27 et comparée à l'analyse TAM 31 qui représente un des filons leucocrates issus de la granodiorite et s'injectant dans les fractures de la diorite (Tab. VI.7 et Photos 1 et 2, Pl. X).

Les biotites et les amphiboles sont celles analysées dans la roche (Tab. VI.5). Pour les plagioclases qui sont en fin de cristallisation, ont été retenues les valeurs du plagioclase du leucogranite à biotite NFI 72 qui a un % d'anorthite faible. Cette valeur a été préférée à celle des cœurs des plagioclases, fortement zonés, analysés dans TAG 27 peu représentatifs des plagioclases de fin de cristallisation. Pour les FK, non analysés dans

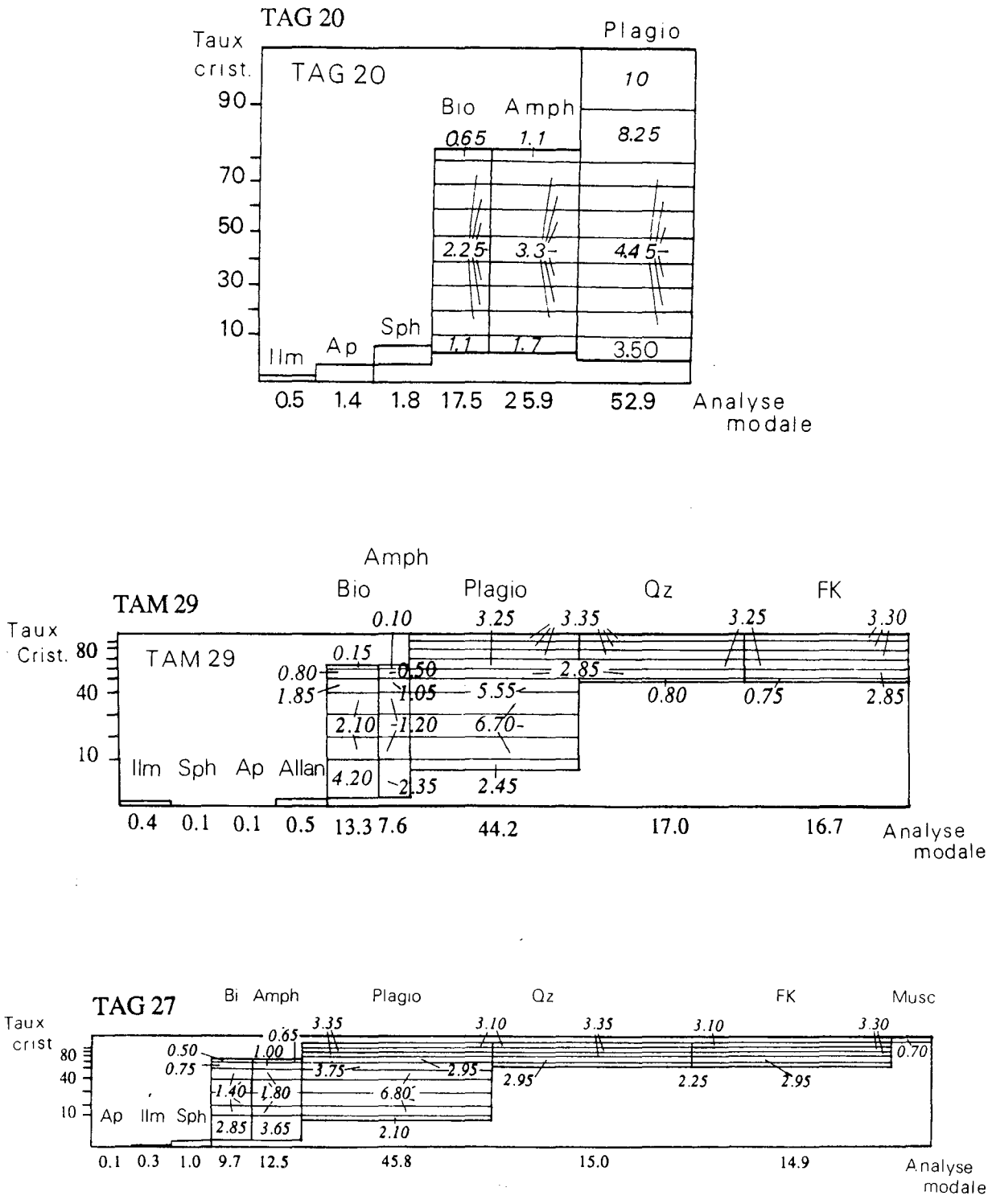


Figure VI.3 - Evolution de la quantité des minéraux cristallisant dans différents magmas de composition dioritique (TAG 20) ou granodioritique (TAM 29 et TAG 27). Les chiffres à l'intérieur des rectangles représentent les pourcentages respectifs des minéraux ayant cristallisé pour chaque pas de 10% de cristaux supplémentaires.

les roches qui en contiennent, une analyse de FK de ASF 39 a été utilisée pour TAG 27 et une orthose perthitique a été choisie dans Deer et al. (1980) pour les calculs de TAM 29. En effet, dans cette dernière roche, le FK doit contenir une quantité non négligeable de Na_2O, sinon le liquide résiduel devrait être beaucoup plus riche en K_2O. Pour le mica blanc, une analyse moyenne de muscovite de ASF 39 a été sélectionnée.

Roche	NFI 72	ASF 39	ASF 39	DHZ*
Analyse	Plagio	FK	Musc	FK
SiO_2	68.41	64.38	47.71	64.66
Al_2O_3	20.27	20.22	36.98	19.72
K_2O	0.14	14.41	9.81	11.72
Na_2O	11.54	1.38	0.63	3.42
CaO	0.57	0.01	0	0.34
FeO*	0	0.04	1.78	0.07
MgO	0	0.01	0.53	0
MnO	0.20	0	0.03	0
TiO_2	0	0	1.28	0
Total	101.13	100.45	98.75	99.94

Tableau VI.6 - Analyses des minéraux pris en compte, en plus de ceux du tableau VI.5, dans les calculs des compositions des magmas résiduels. (cf.texte pour les explications). (*) Analyse d'une microperthite in Deer et al. (1980), p. 300.

Résultats :

	TAM 31	Liquide résiduel calculé (1)	Liquide résiduel calculé (2)
SiO_2	76.81	76.03	77.38
Al_2O_3	13.01	13.85	13.46
K_2O	4.62	4.88	4.82
Na_2O	4.15	4.13	4.26
CaO	0.31	0.35	0.24
FeO*	0.61	0.59	0.29
MgO	0	0.28	0.12
MnO	0.03	0.05	0.05
TiO_2	0.10	0.10	0.02
Total	99.62	100.26	100.64

Tableau VI.7 - Comparaison entre l'analyse chimique du filonnet tardif TAM 31 et les valeurs calculées des compositons des magmas résiduels à partir des diagrammes de la figure VI.3. (**1**) 60 % de cristaux dans le magma TAG 27. (**2**) 57.95 % de cristaux dans le magma TAM 29.

NB : les mêmes calculs faits en prenant en compte les poids volumiques des minéraux (voisins pour quartz et feldspaths) montrent que les résultats sont très voisins de ceux présentés ci-dessus, les différences étant inférieures aux erreurs liées aux analyses modales.

Les résultats de cette comparaison sont très satisfaisants et une bonne concordance existe entre les valeurs données par l'analyse TAM 31 et les valeurs calculées pour un taux de cristallisation de 60% pour TAG 27 et 57.95% pour TAM 29 [1] (Tab. VI.7). Ces taux de cristallisation semblent tout à fait raisonnables pour l'expulsion de liquides résiduels, d'une charpente de silicates (en contexte dynamique).

3.2.6. - Domaines de stabilité des minéraux

Après avoir estimé la quantité des différents minéraux qui cristallisent à chaque incrément de 10% de cristallisation, il est important pour fixer les températures correspondantes, d'avoir une idée sur les domaines de stabilité ou plutôt sur les courbes d'apparition des minéraux des diorites et granodiorites. En plus des diagrammes déjà utilisés lors de l'étude minéralogique (Chapitre III), les figures IV.4 et IV.5 présentent les courbes de stabilité de la biotite et de l'amphibole rassemblées par Helz (1982) et par Hewitt et Wones (1984). Ces diagrammes permettent de fixer les **températures** au dessous desquelles apparaissent les premiers cristaux dans les différents magmas. Ainsi, sous une pression comprise entre 2 et 5 kb, l'amphibole n'apparaît pas avant 920°C dans un magma granodioritique, et avant 980°C dans un magma dioritique (Fig. VI.4). La biotite ne devrait pas apparaître au-dessus d'une température de 870°C (compatible avec les fourchettes données par l'étude thermobarométrique du chapitre III) dans un magma de type tonalo-granodioritique, sous une pression 2 à 3 kb, et dans un liquide saturé en eau (Fig.VI.5). Or, l'étude microscopique des granodiorites montre l'association étroite de la biotite et de l'amphibole qui semblent cristalliser en même temps. Nous proposons donc une température moyenne de 900°C pour le début d'apparition des minéraux ferromagnésiens dans le magma granodioritique. Pour la diorite TAG 20, dans laquelle le plagioclase cristallise avant les minéraux ferromagnésiens du fait d'une plus faible teneur en eau du magma initial, une température de cet ordre de grandeur (1000°C) doit être également retenue pour le liquidus. En ce qui concerne les **pressions**, nous retiendrons les Ptotales déterminées par l'étude des amphiboles (cf. chapitre III), c'est-à-dire pour le début de cristallisation des magmas : 4kb et pour la fin de la cristallisation : 1.8-2kb.

---

[1] Un calcul de cristallisation fractionnée, par la méthode des moindres carrés (cf. chapitre IV), montre de la même façon qu'il est nécessaire de faire cristalliser environ 60% de cristaux de plagioclase d'amphibole et de biotite pour obtenir à partir d'un liquide-source ayant la composition de TAG 27, un liquide résiduel ayant la composition de TAM 31.

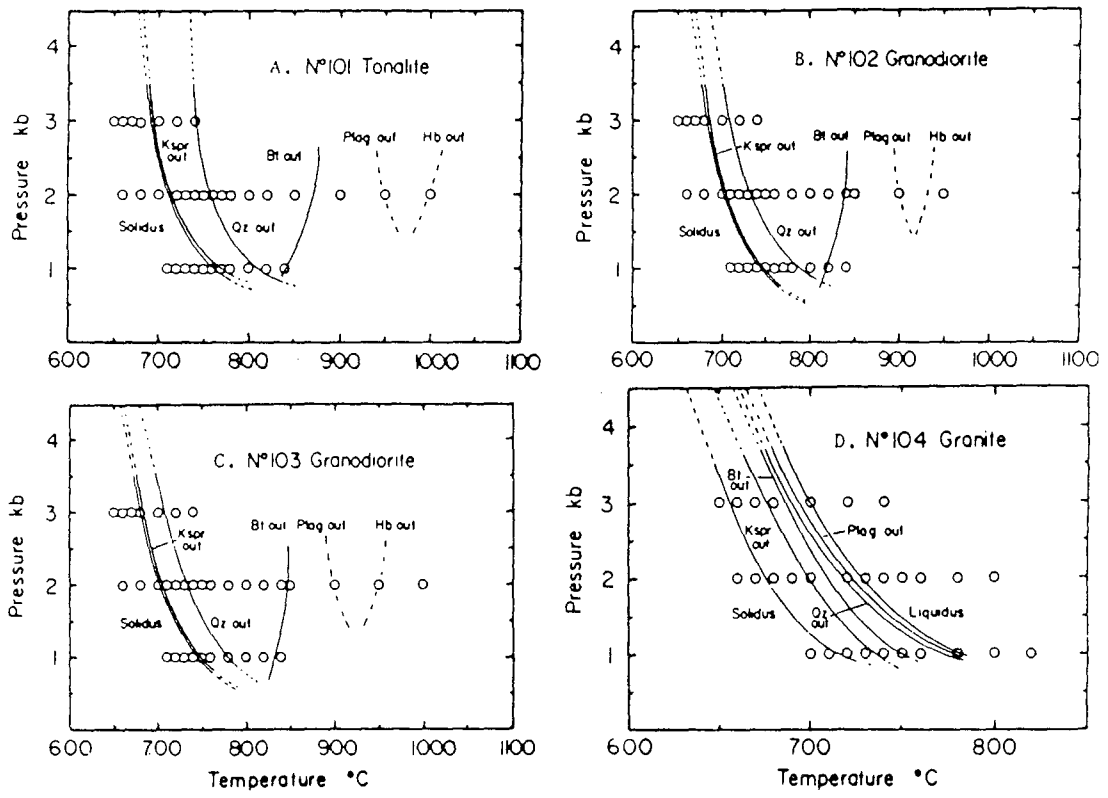


Figure.VI.4 - Domaines P - T de stabilité des phases cristallines des séries plutoniques de la Sierra Nevada pour des liquides saturés en eau. **(a)** : tonalite, **(b)** : granodiorite, **(c)** : granodiorite riche en K, **(d)** : granite. (d'après Piwinskii, 1968, in Hewitt et Wones, 1984)

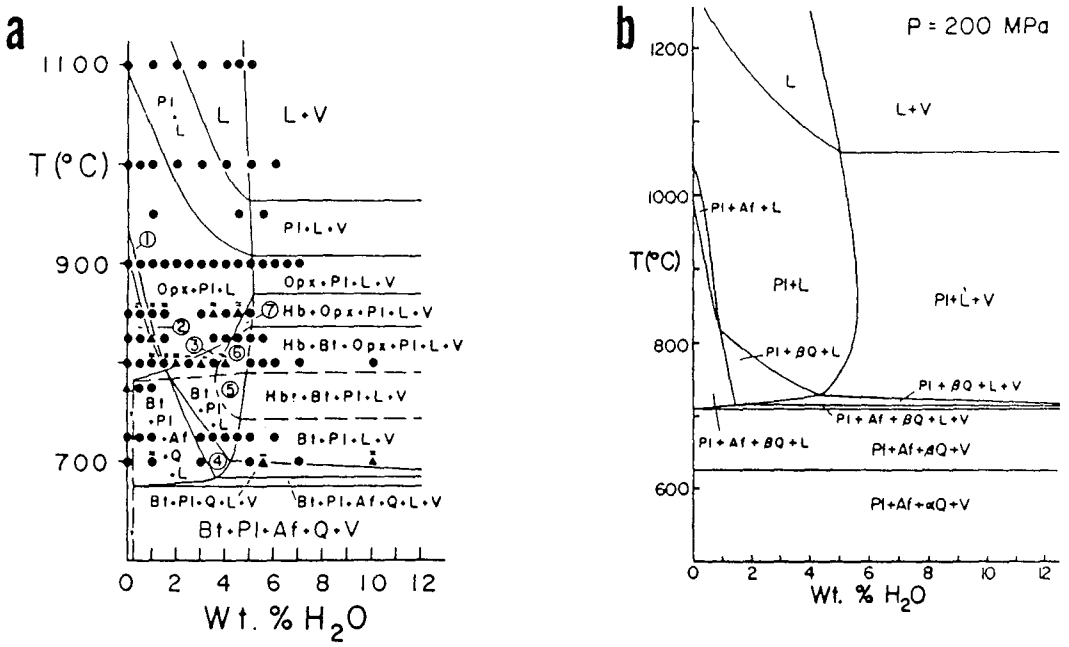


Figure VI.5 - Projections T - H_2O d'une granodiorite synthétique à 2 kb. **(a)** : avec MgO et Feo, **(b)** : sans MgO et FeO (d'après Naney, 1983, in Hewitt et Wones, 1984).

3.3. - Modélisation et explication des différentes structures observées à l'affleurement

3.3.1. - Calculs de l'évolution des viscosités par la méthode de Mc Birney (1984)

Compte tenu de tous les paramètres ci-dessus, les viscosités ont été calculées pour une série d'échantillons, en plus des trois représentant les liquides initiaux choisis (Tab. VI.8). Pour ces dernières compositions chimiques, les calculs ont également été poursuivis pour des taux de cristallisation de plus en plus grands (Tab. VI.9).

Echantillon	%SIO2	Log Visc. poises	T °C	P kb	% H2O
GABBROS					
GOU 8	46.03	1.1	1100	5.5	4
GOU 34	48.80	1.9	1100	4	3
GOU 43	49.23	1.8	1100	6	4
DIORITES					
TAG 154	48.05	1.2	1100	5	5.9
TAG 150	48.22	1.2	1100	4	5.9
TAG 124	50.00	1.3	1100	5	5.9
TAM 34	51.22	2.0	1100	2	4
TAG 20	52.37	2.6	1000	4	4.5
TAM 28	53.63	1.7	1100	4	5.9
TAG 151	54.84	1.9	1100	2.5	5.9
TAG 45	57.20	2.1	1100	2	5.9
GRANODIORITES - TONALITES					
TAG 18	60.25	3.5	900	2.5	5.9
TAM 29	62.76	4,0	900	4	5.9
TAG 27	63.06	4.4	900	1.8	4.4
GRANITES					
GOU 69	70.99	6.6	850	1.8	2.7
TAM 27	75.06	7.0	850	1.8	2.7
TAM 31	76.81	8.5	750	1.8	2.7
NFI 118	76.58	8.0	800	1.8	2.7
ASF 38	76.92	7.8	800	1.8	2.7

Tableau VI.8 - Viscosités calculées pour différentes compositions par les équations de Shaw (1972), d'après McBirney (1984).

Echant.	Log Visc. 0% cristˣ	Log Eff.Visc. 10% cristˣ
TAG 20	2.6	3.9
TAM 29	4.0	17.3
TAG 27	4.4	13.3

Tableau VI.9 - Viscosités calculées pour les quatre liquides initiaux choisis, pour un taux de cristallisation de 10% et par les équations de Shaw (1972), d'après McBirney (1984).

Les valeurs de viscosité des liquides initiaux sont comparables à celles de Vogel et Walker (1975), sauf pour les diorites les plus mafiques, qui auraient une viscosité sensiblement plus élevée. La température considérée par ces auteurs est uniforme (900°C) pour tous les magmas, ce qui laisse supposer une homogénéisation thermique totale au cours de la montée. Si cela est probablement vrai à l'échelle locale, cela est difficilement concevable à grande échelle. En effet, les équations de Jaeger (1959) appliquées au refroidisement par transfert de chaleur par conduction, montrent que le taux de refroidissement d'une masse basique dans une matrice acide varie comme l'inverse du carré de son diamètre (ou de tout autre grandeur linéaire caractéristique de la géométrie de la masse considérée). Le déséquilibre thermique entre un corps basique de grande taille et un magma granitique a tendance à persister longtemps, ce qui entraîne une grande mobilité du composant basique et des échanges chimiques importants (Fernandez et Barbarin, sous presse). Toutefois, les différences de température sont peut-être moins grandes que celles utilisées pour les calculs rassemblés dans le tableau VI.8, ce qui permettrait d'envisager une cristallisation partielle des magmas en profondeur (attestée par les pressions de cristallisation des amphiboles), en particulier des méladiorites qui peuvent entraîner vers le haut, les gabbros largement cristallisés.

Les résultats des calculs des viscosités effectives (Tab. VI.9) pour 10% de cristaux, montrent une augmentation rapide des valeurs pour les granodiorites. Cette augmentation est due, les autres paramètres étant égaux par ailleurs, d'une part à la grande taille des cristaux prise en compte qui ne correspond probablement pas à la taille des premiers germes cristallins, et d'autre part au mode de calcul à partir des minéraux virtuels de la norme et non des minéraux réels contenus dans la roche. Ainsi, la biotite et l'amphibole sont remplacées par l'olivine, le pyroxène...!. Ceci a pour effet d'augmenter artificiellement les teneurs en SiO_2, Al_2O_3 du magma résiduel et donc d'exagérer la croissance de la viscosité effective. Les calculs de Mc Birney sont acceptables pour les systèmes basaltiques mais pas pour les systèmes granitiques. Mc Birney et Murase (1984) ont d'ailleurs noté que leurs calculs étaient systématiquement plus forts que ceux de Roscoe (1952).

3.3.2 - Calculs de l'évolution des viscosités des magmas dioritique et granodioritique

Les calculs ont été menés en prenant en compte :

- la composition du liquide initial, le rapport FeO / Fe_2O_3 étant estimé,
- la quantité (analyse modale corrigée) et la composition chimique (microsonde) de chacun des minéraux présents dans le magma à chaque incrément de cristallisation.

Six incréments de cristallisation ont été choisis : 10, 20, 30, 40, 50, 60 % de cristaux présents dans le magma. Le rapport Fe^3 / Fe^2 des minéraux est calculé ou estimé (cf paragraphe 3.2.4). Pour les plagioclases zonés, les analyses des cœurs et des bordures des cristaux sont pris successivement en considération,

- la composition calculée du liquide résiduel. Les calculs se font à chaque incrément à partir de la proportion et de la composition des minéraux cristallisés dans le magma.
- la température correspondant à chaque pas, estimée par les contraintes pétrologiques et les diagrammes de phases. Nous estimerons dans une première approximation que les températures évoluent entre les liquidus et solidus de façon linéaire. Ceci n'est pas pas en accord avec les données expérimentales (D. Vielzeuf, com. pers.), mais il est, à l'heure actuelle, difficile d'estimer la course des températures entre ces deux courbes.
- les équations de Shaw (1972),

La figure VI.6 montre l'évolution de la viscosité dans les deux magmas (granodioritique : TAM 29 (1) et dioritique : TAG 20) en fonction de la température. Il s'avère :

- qu'il existe un point d'inversion des courbes des viscosités qui correspond à une température de l'ordre de 850°C.
- que la viscosité de la diorite atteint la barrière critique de 60-70 % de cristaux, alors que le magma granodioritique n'a pas encore atteint la barrière de 30 %. Cela veut donc dire que le magma dioritique acquiert un comportement plasto-rigide (stade III de la figure VI.2), alors que le magma granodioritique a un comportement visco-plastique (stade II) ou même visqueux (stade I).
- que la viscosité de la granodiorite augmente rapidement et rejoint celle de la diorite vers 800° C par cristallisation massive des minéraux. Il n'existe donc qu'un faible intervalle de température (850-800° C ?) dans lequel les viscosités sont inversées. Ceci correspond bien aux observations de terrain où il est en effet plus fréquent de voir des figures suggérant une plus faible viscosité du magma dioritique par rapport au magma granodioritique, que le contraire.

3.3.2 - Explication des structures observées à l'affleurement

Compte tenu des courbes d'évolution des viscosités, les observations de terrain rassemblées dans les photographies des planches IX à XII trouvent maintenant plus

(1) Les résultats sont a peu près identiques si l'on prend comme composition du magma granodioritique TAG 27 ou TAM 29. Seule l'évolution de la viscosité pour TAM 29 est représentée dans la figure VI. 6.

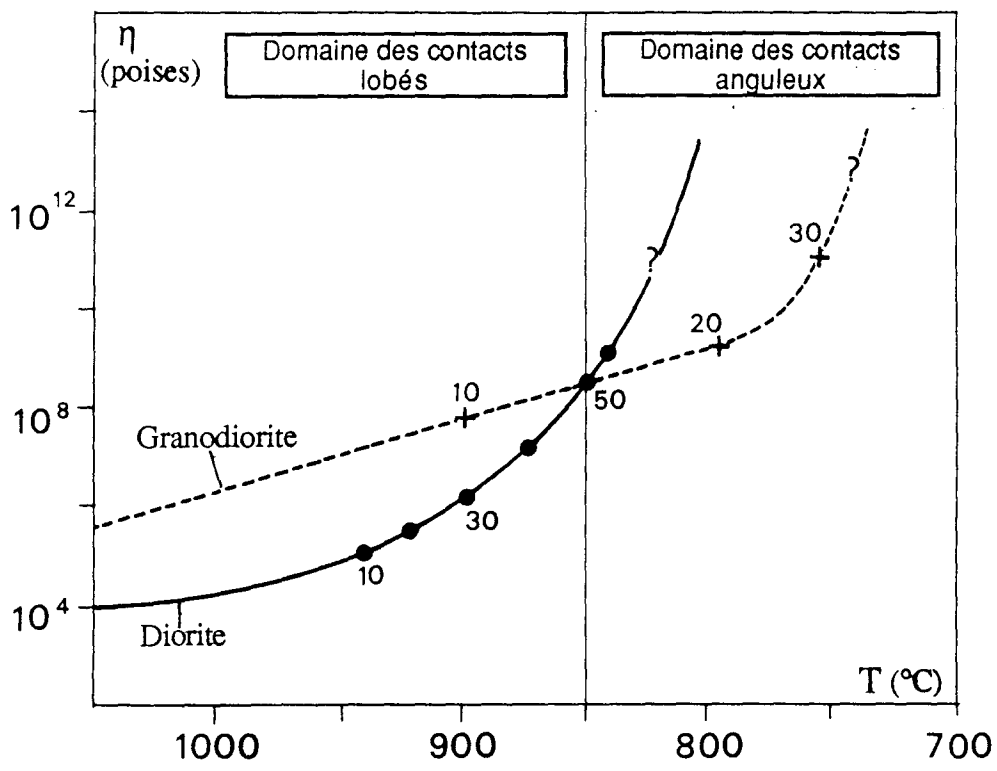


Figure VI. 6 - Diagramme d'évolution des viscosités des magmas dioritique et granodioritique en fonction de la température. Les chiffres à côté des courbes indiquent les pourcentages de cristaux dans les magmas.(cf. texte pour plus d'explications).

facilement une explication. Le tableau ci-dessous indique pour chaque observation illustrée par une photographie, le stade (I, II ou III de la figure VI.1) dans lequel se trouveraient les deux magmas contemporains (dioritique ou granodioritique) :

Photographie	IX.1	IX.2	IX.3	IX.4	IX.5	IX.6	IX.7	X.1	X.2	X.3	X.4
Stade Diorite	-	-	-	I-II	II-III	II-III	II-III	III	III	II-III	III
Stade Granodiorite	I	I	I	I	II	II	I	II-III	II-III	I	II-III

Photographie	X.5	X.6	X.7	XI.1	XI.2	XII.1	XII.2	XII.3	XII.4	XII.5	XII.6
Stade Diorite	II	I	I	III	I-II	II?	?	I	II-III	II-III	II-III
Stade Granodiorite	I	I	I	II-III	I	I	?	III	I	I	I

En résumé, les structures observées dans le massif du Tichka et présentées dans les planches photographiques peuvent être rassemblées en cinq groupes :

1 - Les structures précoces de haute température liées au **stade I** sont représentées par des contacts lobés et déversés qui ont enregistré de fortes déformations cisaillantes en conditions visqueuses d'écoulement cisaillant (ex.: Photo XI.2).

2 - Près de l'interface diorites / granodiorites-tonalites, les figures de dispersion en bulles de chacun des matériaux dans l'autre sont nombreuses. Du côté de la granodiorite, des bulles magmatiques dioritiques, relativement refroidies au contact du magma plus acide, donnent des enclaves ± étirées parallèlement au contact. Du côté de la diorite, les bulles initiales de magma granodioritique ont été relativement surchauffées et ont pris des formes de colonnes verticales témoins d'un mouvement ascensionnel produit par différence de densité par rapport à la matrice dioritique. La disposition verticale de ces colonnes indique que la structure générale du massif était acquise lorsque le magma dioritique était encore visqueux. Ces figures appartiennent au **stade I.**(ex.: Photos X.6 et X.7)

3 - Pendant le **stade II et/ou I**, s'est développée l'orientation préférentielle des cristaux dans la granodiorite et dans les bordures des "bandes" de diorites de la stucture zébrée (ex.: Photos, Pl. IX).

4 - La transition, **stade II à III**, dans la diorite, est marquée par l'acquisition de fractures métriques intramagmatiques qui présentent localement des rejets décimétriques avec un amortissement rapide (ex.: Photo XI.1).

5 - Dans le **stade III de la diorite**, alors que la **granodiorite était encore au stade II**, des venues pegmatitiques enracinées dans la granodiorite s'injectent dans la diorite ayant déjà un comportement fragile. Le résultat est la formation de brèches et l'entraînement local dans la racine des filonnets, des plans S de la fabrique dans le sens de la migration du magma résiduel acide (ex.: Photo X.1).

4. CONCLUSIONS

L'étude rhéologique a consisté à étudier l'évolution des viscosités des différents magmas au cours de la cristallisation, et à estimer leurs densités. L'étude de ces deux propriétés physiques voisines a permis de montrer que :

1 - le magma dioritique a une viscosité plus faible que le magma granodioritique, mais les viscosités peuvent s'inverser au cours de la cristallisation vers des températures de 850°C. L'évolution des viscosités au cours du refroidissement et leur inversion permettent d'expliquer toutes les figures observées aux interfaces des bandes de diorite et de granodiorite - tonalites mises en place de façon contemporaine,

2 - la stucture générale du massif était acquise lorsque le magma dioritique était encore visqueux,

3 - la différence importante des densités entre les magmas à l'origine des roches composant le massif et les roches constituant la base de la croûte (lieu de génération de ces magmas) autorise une montée par différence de gravité sous forme de diapir. Par contre, le faible écart de densité entre ces mêmes magmas et les roches formant l'encaissant immédiat du pluton explique que l'intrusion ne soit pas montée plus haut dans la croûte,

4 - les gabbros n'ont pu être transportés dans le gisement que par un magma méladioritique dont la cristallisation était avancée,

5 - malgré leur viscosité relativement élevée, les magmas leucogranitiques (à biotite et/ou amphibole) et monzogranitiques ne semblent pas pouvoir entraîner des enclaves basiques lourdes et volumétriquement importantes.

Un programme, en cours de développement en langage Turbopascal 5.5, permettra d'affiner les calculs (et de les multiplier pour des compositions variables) en tenant-compte, en plus des paramètres utilisés ci-dessus, de :

- la densité des minéraux à la température T(°C) ; celle-ci est déterminée par leur densité à la température de 20°C et par leur expansibilité thermique volumique. Pour les minéraux à chimisme variable, ces propriétés physiques sont calculées à partir des différents pôles, en utilisant, par exemple, pour les biotites et les amphiboles le XFe et pour les plagioclases le pourcentage en anorthite,

- l'évolution de la température entre solidus et liquidus.

PLANCHE IX

- Les structures dans les granodiorites - tonalites et les monzogranites ; les relations de ces faciès avec les diorites -

d = diorite, **g** = granodiorite-tonalite, **dh** = diorite hétérogène.

IX.1 - Litage magmatique dans un monzogranite au stade I. Assif Ida Oukays.

IX.2 - Ségrégations gravitaires dans une granodiorite au stade I. Versant sud de l'Amendach (Nord du massif).

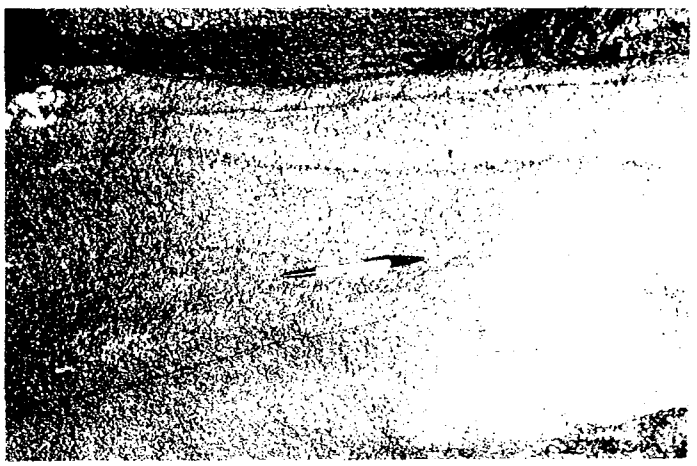
IX.3 - Litage irrégulier dans une granodiorite. Versant sud du Moulay Ali.

IX.4 - Litage magmatique grossier dans une granodiorite, marqué par une différence de couleur. A noter l'enclave de diorite allongée dans le plan du litage. Tizi n'Tafoukt (Centre Est du massif).

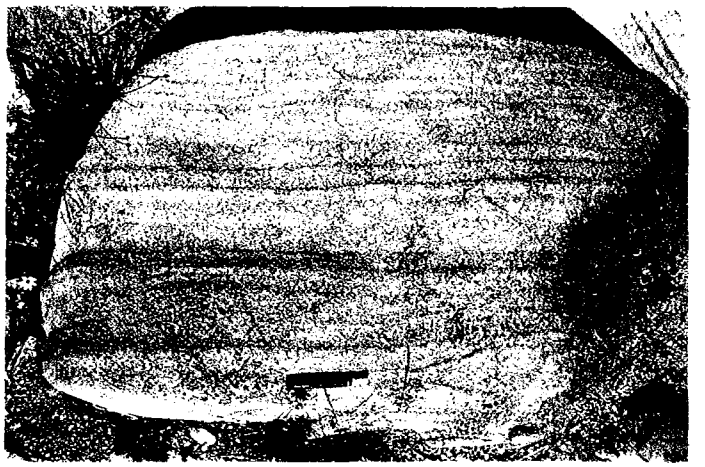
IX.5 - Interface entre une bande de granodiorite et une bande de diorite. Le magma granitique (en haut de la photographie) non fracturé et fortement structuré, est dans le stade II alors que le magma dioritique (en bas de la photographie), à la limite des stades II et III, présente à la fois des formes lobées et des formes fracturées. *N.B. : une zone de composition et de couleur intermédiaires, de 1 à 2m d'épaisseur, se développe entre les deux faciès. Ce faciès "hybride" forme l'essentiel des diorites hétérogènes (dh).* Versant sud du Moulay Ali.

IX.6 - Idem, vu dans un plan sub-vertical. Le mouvement ascensionnel des magmas est marqué, au centre de la photographie et de bas en haut, par une structuration marquant l'écoulement.

IX.7 - Diorite avec un comportement à la fois plastique (contours lobés : stade II) et rigide (fractures : stade III) "mélangé" à un magma granodioritique fortement mobile (stade I) - Est du Tizi Amguernis, Nord Est du massif.



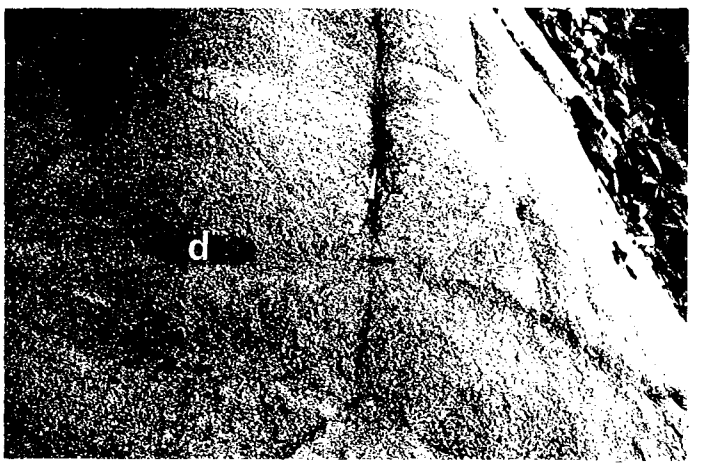
1



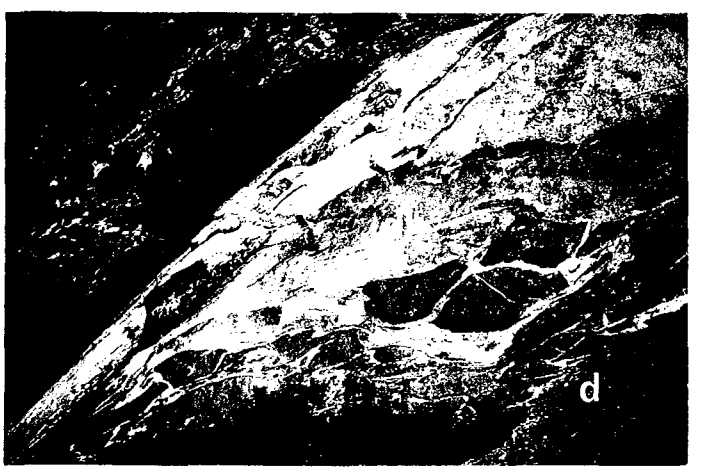
2



3



4



5



6



7

PLANCHE X

- Les structures observées aux interfaces entre les granodiorites- tonalites et les diorites -

d = diorite, **g** = granodiorite-tonalite, **dh** = diorite hétérogène.

X.1 - Phénomène de filtre - presse dans un filon de granodiorite injecté dans une diorite, montrant la succession des stades II et III. A partir du filon, à droite de la photographie, le liquide résiduel clair (avec une composition proche de celle de l'échantillon TAM31) s'injecte dans deux fractures de la diorite, ayant atteint le stade III et entraine avec lui la fluidalité de la granodiorite marquée par les minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole). Versant sud du Moulay Ali.

X.2 - Les liquides résiduels très leucocrates issus de la granodiorite "cimentent" des blocs anguleux de diorite très avancée dans le stade III. Versant sud du Moulay Ali.

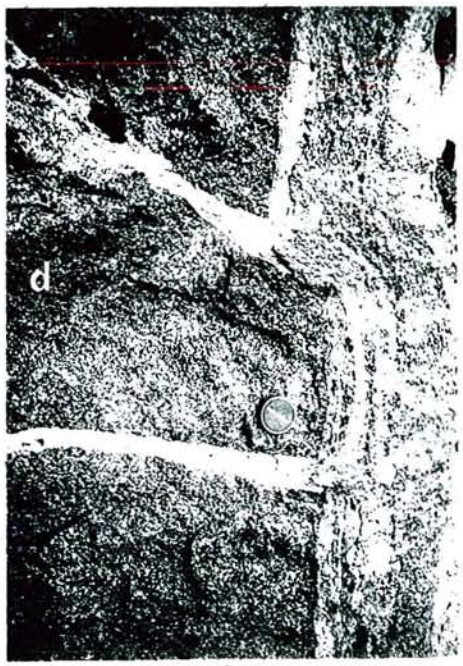
X.3 - Mélange complexe et hétérogène à l'interface diorite-granodiorite montrant des états rhéologiques différents dans chacun des faciès : granodiorite au stade I avec cisaillements intramagmatiques, diorite à la limite des stades II et III, diorite hétérogène porphyrique ("intermédiaire") injectée dans une fente de tension (au centre de la photographie) recoupant les deux faciès précédents parvenus au stade rigide. Versant sud du Moulay Ali.

X.4 - Affleurement de granodiorite - tonalite hétérogène avec une enclave de méladiorite sombre (d) recoupée par des filonnets de liquide résiduel leucocrate (flèche) émanant de la granodiorite. Tizi Amguernis.

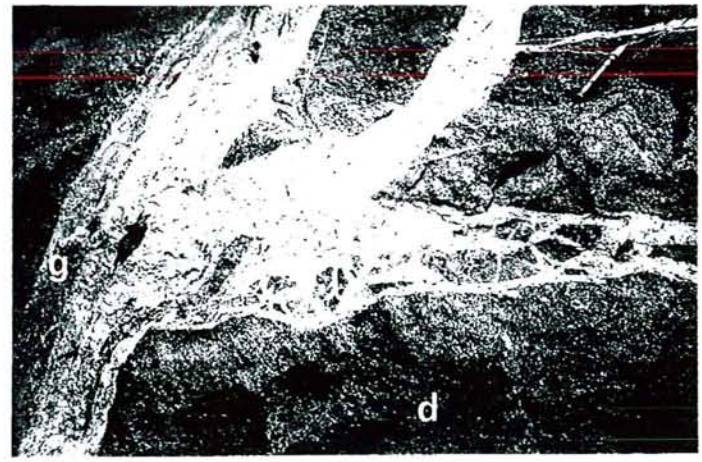
X.5 - Figures complexes à proximité d'une interface granodiorite - diorite montrant un magma granodioritique un peu moins visqueux que le magma dioritique. Des échanges mécaniques (et probablement chimiques) entre les deux magmas conduisent à la formation d'une diorite hétérogène porphyrique.

X.6 - Pseudo-enlaves, de granodiorite dans une diorite, qui sont en réalité des sections de "colonnettes" (cf photo X.7).

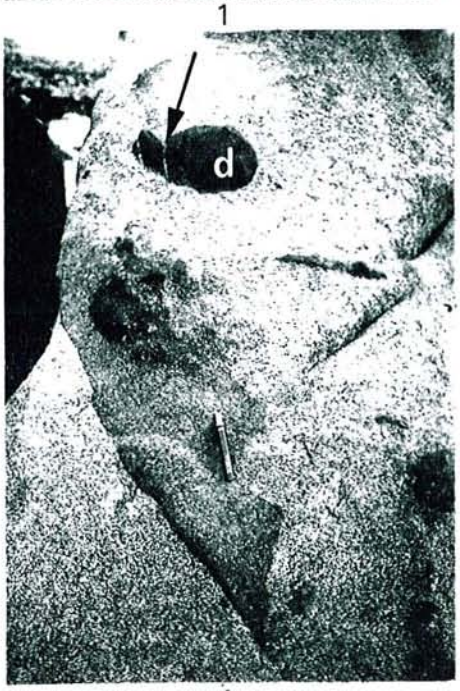
X.7 - "Colonnettes" de composition granodioritique marquant le mouvement ascensionnel de la granodiorite surchauffée dans la diorite (paleo g). A noter l'absence de racine à ces "colonnettes". Versant sud du Moulay Ali.



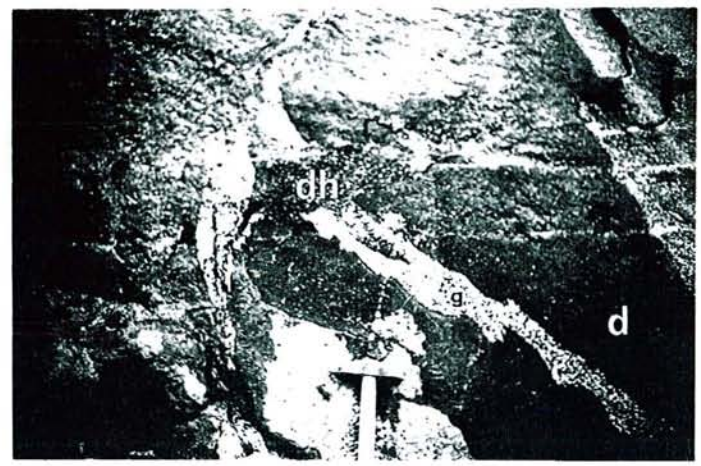
1



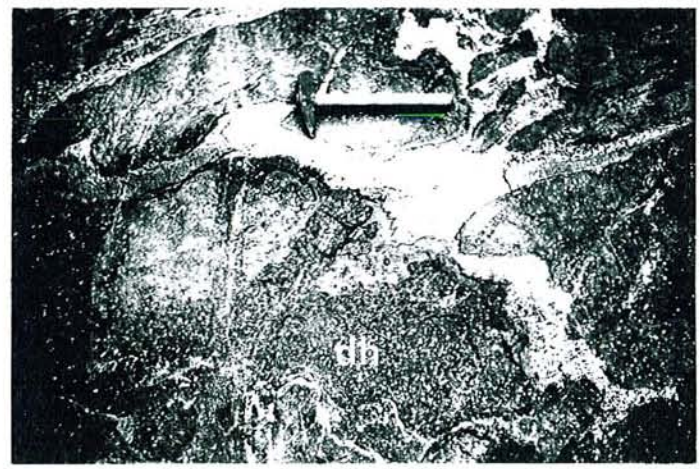
2



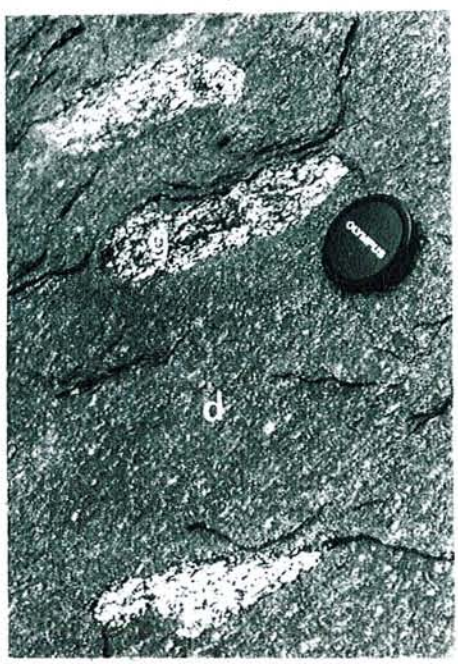
4



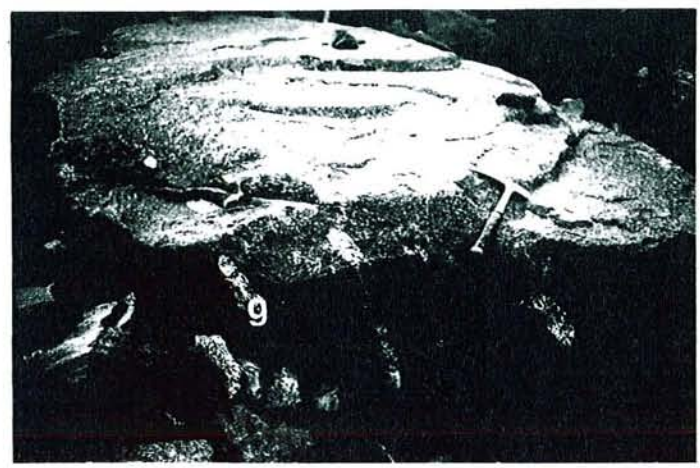
3



5



6



7

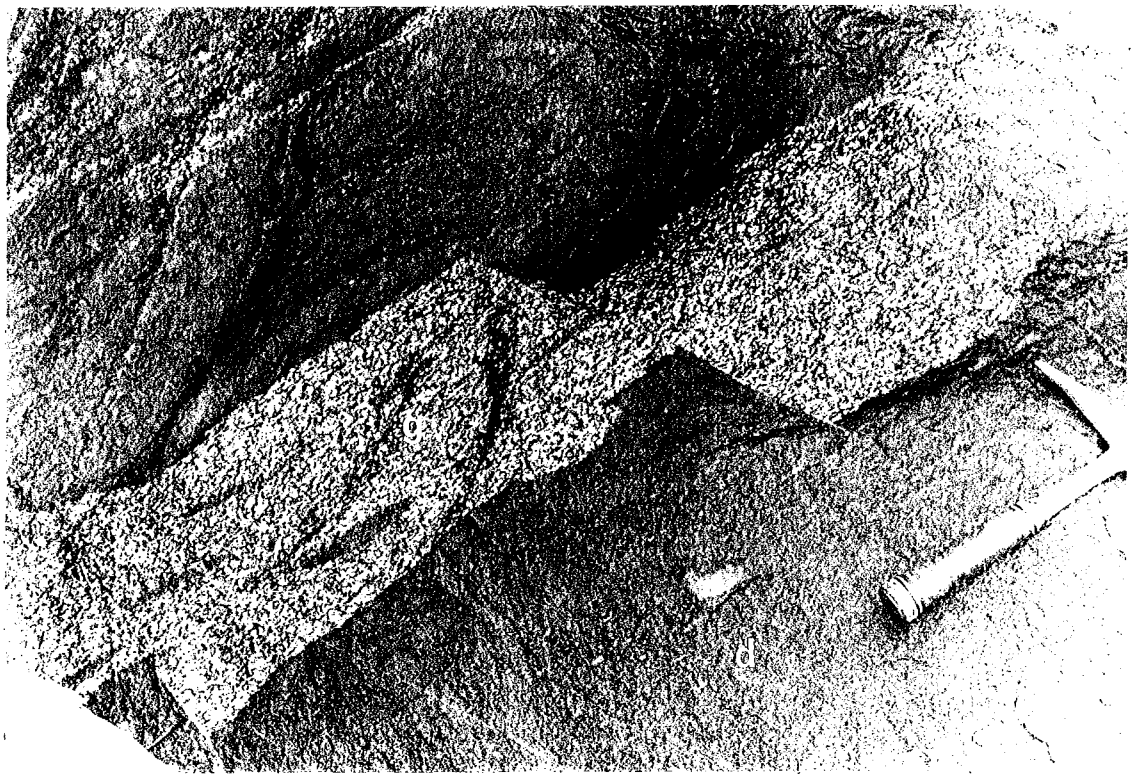
PLANCHE XI

- Les structures observées aux interfaces entre les granodiorites- tonalites et les diorites (suite) -

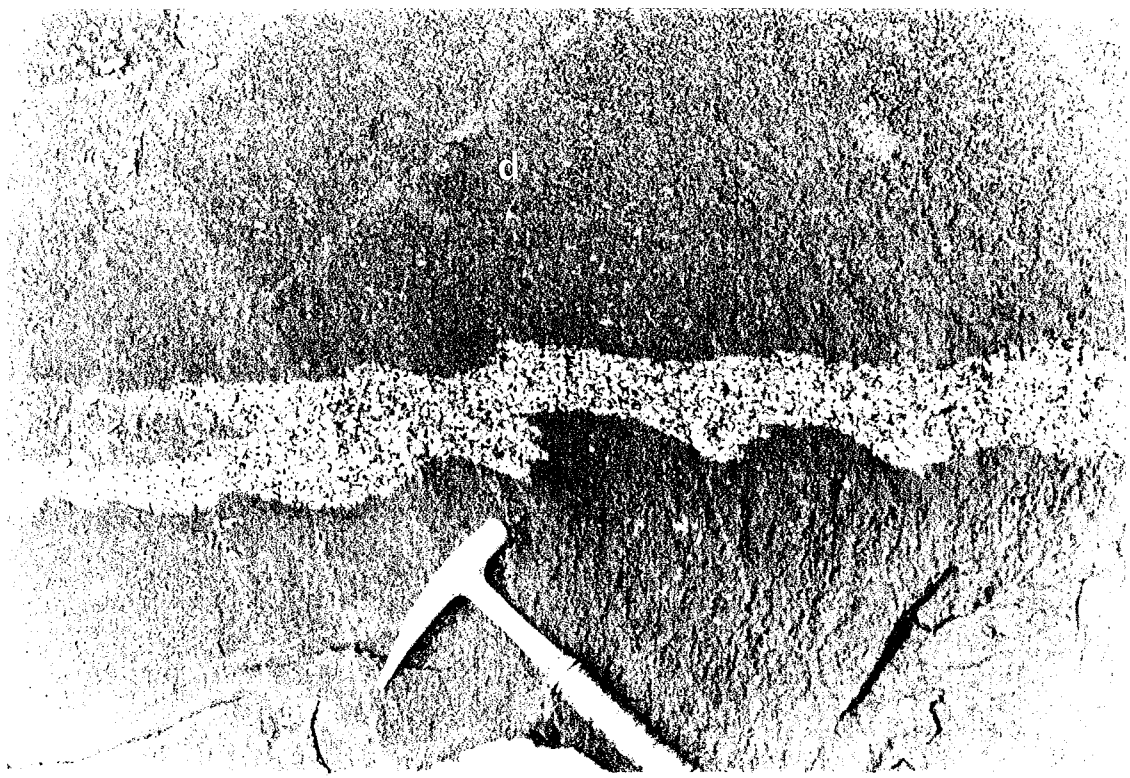
d = diorite, **g** = granodiorite-tonalite, **dh** = diorite hétérogène.

XI.1 - Fractures intramagmatiques affectant une diorite franchement dans le stade III et une granodiorite en train de passer du stade II au stade III. Les fractures s'amortissent rapidement dans la granodiorite, où le pourcentage du liquide est encore assez élevé, en cisaillant l'orientation préférentielle des premiers cristaux. Versant sud du Moulay Ali.

XI.2 - Contacts lobés et déversés avec forts cisaillements intramagmatiques à l'état visqueux (stade I de la granodiorite). Versant sud du Moulay Ali.



1



2

PLANCHE XII

- Les structures dans les granodiorites- tonalites et leurs relations avec d'autres faciès -

d = diorite, **g** = granodiorite-tonalite, **dh** = diorite hétérogène, **fl** = filon leucocrate, **fd** = filon de diabase.

XII.1 - "Emulsion" au contact d'une granodiorite et d'un filon basique très précoce. Versant sud du Moulay Ali.

XII.2 - Filon leucocrate (fl) précoce et à épontes "molles", recoupant une granodiorite (g) enclavant elle-même une diorite (d) morcelée avec des fractures remplies des derniers magmas résiduels issus de la granodiorite. Tizi n'Tafoukt (Centre Est du massif).

XII.3 - Contacts lobés entre un filon doléritique (fd) précoce et une granodiorite localement surchauffée par l'intrusion. A noter la frange centimétrique quartzo-feldspathique à l'interface (flèche). Fiyil (Centre Est du massif).

XII.4 - Enclave (au centre de la photographie) pluridécimétrique et rigide de diorite entièrement cristallisée, morcelée en 3 dans une granodiorite. Est du Tizi Amguernis, Nord Est du massif.

XII.5 - Champ d'enclaves ovoïdes de diorite quartzique dans une granodiorite. Le volume d'enclaves peut parfois avoisiner 50% de la roche. Crête du Filillis à l'Isk n'Mawa. (Nord Est du massif).

XII.6 - Autre champ d'enclaves. Est du Tizi Amguernis, Nord Est du massif.



1



2



3



4



5



6

CHAPITRE VII

LE MODELE DE MISE EN PLACE

CHAPITRE VII

LE MODELE DE MISE EN PLACE

1. - INTRODUCTION

Le but de ce chapitre est de réexaminer le mode de mise en place du pluton en intégrant nos propres observations et conclusions aux données structurales existantes sur le Massif du Tichka en particulier après les travaux de Lagarde et Roddaz (1983) et Lagarde et al. (1990) et d'essayer d'expliquer la formation de la structure "zébrée".

1.1. - Les structures internes des roches magmatiques

1.1.1. - Rappels

La déformation des roches magmatiques se fait pendant tous les stades, depuis l'état magmatique jusqu'à l'état solide. La structuration (ou fabrique) qui en résulte est complexe, et les structures acquises à l'état solide se superposent à des structures de flux liées à l'écoulement du magma. (Pitcher et Berger, 1972 ; Dixon, 1975 ; Blanchard, 1978 ; Brun et Pons, 1981 ; Fernandez et al., 1983 ;...). De plus, dans les plutons syncinématiques, la mise en place est liée aux déformations régionales, ce qui accroît la complexité des structures résultantes.

Les modélisations et expérimentations des structures acquises à l'état magmatique (Fernandez et al, 1983 et Fernandez, 1984) ont montré, à la suite des modèles théoriques de March (1932), que, dans beaucoup de processus dynamiques magmatiques, l'axe principal de l'ellipsoïde de déformation finie n'est pas parallèle à la direction d'écoulement du magma. Ceci est particulièrement vrai près des interfaces pluton-encaissant. L'analyse structurale des granitoïdes permet de définir deux types d'orientation préférentielle : l'orientation préférentielle de forme (shape preferred orientation) acquise à l'état magmatique et définie par l'orientation des éléments morphologiques des cristaux (plans basaux des biotites ...), et l'orientation préférentielle de réseau (lattice preferred

orientation) acquise à l'état solide et définie par l'orientation des plans ou des axes réticulaires dans les agrégats polycristallins.

Les résultats des modèles théoriques et expérimentaux (Fernandez, 1987) ont montré que :

- l'orientation préférentielle développée dans une déformation rotationnelle dépend de la forme des marqueurs ;

- les systèmes à 2 (ou plus) familles de marqueurs, de formes distinctes, développent une fabrique hétéroaxiale, où les différentes sous-fabriques ne présentent qu'un seul axe principal en commun (avec même orientation) ;

- dans les magmas de composition dioritique, tonalitique, ou trondhjémitique, mis en place en régime de déformation rotationnelle, le plus grand axe des enclaves allongées est fréquemment oblique sur l'axe privilégié de l'orientation préférentielle de la matrice (Fig. VII.1) ;

- l'intensité de l'orientation préférentielle augmente avec la déformation, atteint un maximum et décroît à partir d'une valeur critique. Ce phénomène est théoriquement cyclique (Fig. VII.2).

Les migmatites s'avèrent des roches remarquables pour l'étude de la superposition des fabriques acquises à l'état solide et à l'état magmatique. Blumenfeld et Bouchez (1987) ont montré que dans le cas d'une déformation par cisaillement simple, des figures d'orientation préférentielle comparables peuvent être acquises à l'état magmatique (ou partiellement fondu) comme à l'état solide. Les structures du premier stade sont bien sûr en partie effacées par les structures acquises dans l'état solide.

La distinction entre les foliations formées par des processus tectoniques et celles formées par des flux magmatiques est difficile à faire et est controversée (cf. à ce propos la discussion récente de Paterson et al., 1988). Pourtant cette distinction est importante pour comprendre le type et l'âge de mise en place des plutons. A l'état magmatique, dont la limite supérieure se situerait aux alentours de 30-50% de cristaux d'après Arzi (1978), la déformation se fait par déplacement de liquide, accompagnée d'une rotation des cristaux rigides et ceci sans les interférences entre eux qui provoqueraient des déformations plastiques. Paterson et Tobisch. (1989) proposent de classer les différents cas de figures de la manière envisagée ci-dessous.

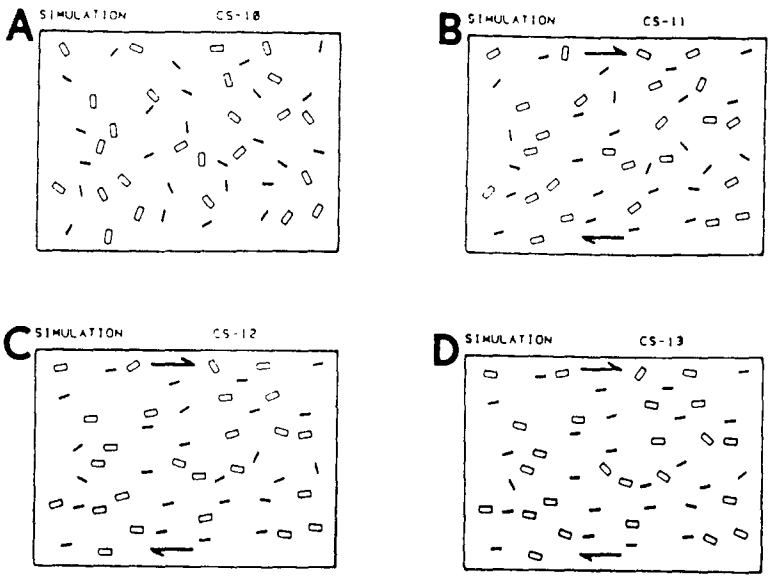


Figure VII.1 - Simulation numérique des fabriques développées par cisaillement simple. Evolution de la fabrique avec une déformation croissante dans un système à deux familles de marqueurs dont le rapport des axes est respectivement 2.2 et 6. **A** : $\gamma = 0$, **B** : $\gamma = 2.5$, **C** : $\gamma = 4$, **D** : $\gamma = 5.5$ (d'après Fernandez, 1984).

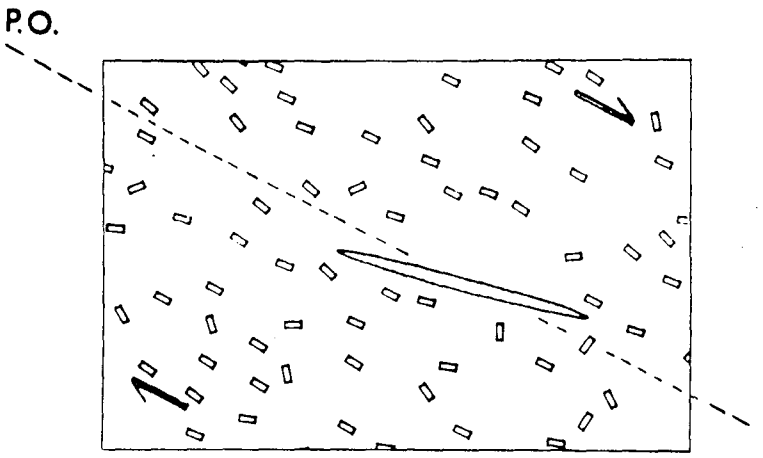


Figure VII.2 - Simulation numérique de l'obliquité entre l'allongement d'une enclave magmatique déformée et l'orientation préférentielle (P.O.) de la matrice (d'après Fernandez, 1984).

1.1.2 - Critères pour déterminer les foliations formées par des processus magmatiques

Les principaux critères pour définir les structures acquises pendant ce stade sont les suivants :

a) les cristaux ne présentent ni d'orientation préférentielle ni de déformation plastique ou de recristallisation mêmes ceux qui sont orientés. Les feldspaths sont automorphes et sont de bons marqueurs ; les biotites et amphiboles sont de moins bons marqueurs car ces minéraux peuvent être facilement orientés par un métamorphisme postérieur.
b) les cristaux orientés sont entourés par des quartz non déformés et/ou non orientés.
c) certains cristaux peuvent présenter un "tuilage" qui implique une rotation dans des fluides visqueux et donc un état magmatique.
d) le plan contenant les axes maximal et intermédiaire de l'anisotropie magnétique est parallèle à la fluidalité magmatique si les minéraux magnétiques n'ont pas été thermiquement réorientés ou déformés à l'état solide.
e) l'orientation des enclaves et la foliation interne de ces enclaves sont parallèles à celles du granitoïde hôte.
f) la foliation magmatique et les enclaves microgrenues allongées contournent les xénolithes métasédimentaires.
g) les minéraux des schlieren ne présentent pas de déformation plastique et les litages formés par ségrégations aplitique, pegmatitique ou par super saturation rythmique sont exclus.
h) les cristaux montrent une ségrégation des épontes vers le coeur de l'intrusion (effet Bagnold).

1.1.3 - Critères pour déterminer les foliations acquises à l'état solide

Ce sont :

a) des minéraux qui présentent une déformation microscopique et plastique.
b) des cristaux dont la taille est réduite et des aggrégats (rubans de quartz, muscovite, biotite secondaire, ...) étirés. Ce litage lenticulaire peut ressembler à un étirement magmatique extrêmement fort d'enclaves.
c) des hornblendes et feldspaths boudinés et fracturés.
d) des orthoses transformées en microcline.
e) une foliation qui passe à travers les enclaves.

f) des filons aplitiques plissés avec une foliation de plan axial (mais les filons peuvent être également précoces et déformés à l'état magmatique).
g) une déformation hétérogène et le développement de zones mylonitiques et d'une foliation anastomosée, lenticulaire et discontinue.
h) le développement de plans C et S dont l'angle diminue avec l'augmentation de la déformation.
i) la dissolution des cristaux.

1.1.4 - Les fabriques qui résultent de l'état intermédiaire entre l'état magmatique et l'état solide sont les plus délicates à analyser en raison des superpositions des structures. Il est néanmoins possible de retenir les principaux critères suivants :

a) des structures de glissement dans les quartz qui apparaissent près du solidus du granite saturé en eau.
b) des feldspaths qui recristallisent au-dessus de 450°C.
c) des lamelles d'exsolution d'albite dans le feldspath alcalin qui recristallise à des températures supérieures à celles de son solvus.
d) le passage d'une déformation relativement homogène de haute température (migration-recristallisation) à une déformation hétérogène de basse température (rotation-cristallisation) avec production de nouveaux grains pour le quartz.
e) des plans "C-S" qui indiquent les mêmes sens de cisaillement que les structures imbriquées des feldspaths.
f) la présence de minéraux tardimagmatiques dans les ombres de pression.

Les conditions d'apparition de ces figures sont encore discutées. Par exemple, pour les grains de quartz, il semble exister un passage continu entre les glissements C de haute température, produisant des sous-grains basaux, et les glissements A de plus basse température produisant des sous-grains prismatiques. De la même façon, les critères d) et e) apparaissent progressivement, depuis l'état magmatique jusqu'à l'état solide.

1.2 - Les relations entre la mise en place des plutons et les déformations régionales

Lors de la mise en place des granitoïdes, la poussée du magma (principalement liée aux différences de densité et de viscosité) interagit avec la tectonique régionale. Cette dernière crée en effet des discontinuités (fractures en extension, décrochements, shear - zones ductiles intralithosphériques, shear - zones transcurrentes) qui facilitent la montée dans la lithosphère en intervenant comme conduits. Elle peut également créer des ouvertures potentielles (fissures en pull - apart ou de tension) facilitant la mise place du pluton (Hutton, 1988). Les modèles mathématiques de Brun (1981) ont permis de modéliser les

effets relatifs du **gonflement des plutons (ballooning)** et des cisaillements régionaux mais aussi de préciser la nature de ces cisaillements. Les schémas de déformation finie, dans le cas d'une déformation régionale cisaillante, ont été étudiés par Brun et Pons (1981) ainsi que Courrioux (1984) et ont confirmé les modèles mathématiques. Les structures qui apparaissent dans les différentes étapes d'évolution d'un pluton sont liées à un champ de déformation propre au pluton (mise en place), ou à un champ de déformation imposé au pluton (déformation régionale), ou à la superposition des deux (In "Lagarde, 1989").

Les foliations magmatiques peuvent être parallèles aux bords de l'intrusion et être plus marquées vers les marges externes du pluton. Les plutons diapiriques montrent, dans leurs parties externes rapidement solidifiées, une foliation de l'état solide qui se superpose à une foliation magmatique précoce qui est elle, en revanche, largement développée dans les parties internes. Ces plutons induisent dans l'encaissant, une foliation parallèle à celle des plutons et une croissance de porphyroblastes syncinématiques dans leurs auréoles métamorphiques. Sous l'effet de la déformation régionale agissant pendant la mise en place, la foliation magmatique tend à être sécante sur la bordure du pluton (elle peut être même perpendiculaire) et la fabrique (O.P.) présente des caractères identiques (symétrie surtout) quelle que soit la position dans le massif (Orsini et Fernandez, 1987). De plus, la déformation régionale peut aussi, après la mise en place, provoquer une déformation à l'état solide dans le pluton. Celle-ci est favorisée par la température élevée et la présence de fluides.

En résumé, on peut dire que, dans les plutons mis en place dans un contexte de déformation régionale, les critères pour déterminer leurs caractères syntectoniques sont la continuité des foliations et des linéations développées dans l'encaissant et les granitoïdes, la présence de points triples de schistosité, la continuité entre les structures développées à l'état magmatique et à l'état solide à haute température, le caractère syncinématique des porphyroblastes dans l'encaissant, le fort gradient de métamorphisme en s'approchant du pluton, la forme allongée du pluton indiquant fréquemment une mise en place dans les zones de failles actives. De plus, dans le cas d'une mise en place dans un environnement de zone de cisaillement ductile, les foliations magmatiques sont grossièremment parallèles aux foliations développées à l'état solide (mais à haute température). Enfin, ce type de pluton a une composition fréquemment hétérogène.

Les plutons antetectoniques sont caractérisés par une foliation recoupant l'interface pluton-encaissant, postérieure à la mise en place. Le développement de cette foliation est favorisé par la présence de minéraux tels que quartz-micas en quantité

importante, d'une foliation magmatique ou de toute autre structure préexistante. Elle est hétérogène, et des zones à structures anciennes visibles, sont préservées. Les shear zones ductiles sont fréquentes le long des bordures de ce type de pluton (Paterson et Tobisch, 1988) et les zones protégées des déformations sont fréquentes autour de l'intrusion comme les "ombres de pression"autour des minéraux antecinématiques.

Les plutons postectoniques ne présentent pas de déformation significative ; ils tronquent les structures régionales préexistantes, provoquent le développement de porphyroblastes postcinématiques dans l'auréole de contact et, en déformant l'encaissant, ils vont aussi déformer les porphyroblastes préexistants.

En conclusion, la distinction entre les foliations acquises à l'état magmatique ou à l'état solide et l'étude des différents mécanismes et étapes de la mise en place est primordiale pour comprendre la genèse des plutons et des erreurs considérables peuvent être commises dans l'étude des granitoïdes si l'on néglige de telles études. Il est donc nécessaire d'examiner les microstructures dans les plutons, d'étudier les distributions des foliations dans le pluton et l'encaissant, d'étudier les relations schistosité-porphyroblastèse dans les roches métamorphiques et de déterminer les âges radiométriques des minéraux magmatiques et métamorphiques. Un simple critère n'est donc pas suffisant. Il est necessaire d'avoir le maximum de critères possibles et même dans ce cas-là, il est parfois difficile de conclure avec sûreté.

2. - LE MASSIF DU TICHKA

2.1 - Les données structurales et le mode de mise place

En ce qui concerne le massif du Tichka et en se référant principalement aux travaux de Brun et Pons (1981), Lagarde et Roddaz (1983) ont proposé une mise en place sous forme diapirique dans un régime intermédiaire entre le type cisaillement tangentiel et le type cisaillement ductile décrochant. De plus, les structures dans l'encaissant passeraient en continuité aux structures dans le pluton. Le massif aurait une géométrie en dôme dissymétrique avec un fort plongement de la linéation qui convergerait vers le centre du pluton et avec des points triples de schistosité à ses extrémités SW et NE. La mise en place du pluton serait donc syntectonique et serait facilitée par le fonctionnement ductile, en décrochement chevauchant dextre de l'accident intralithosphérique du Tizi n'Test, ce qui provoquerait la forme en ellipse du pluton (cf. Fig. I.4). Cette forme assymétrique pourrait également indiquer, selon Lagarde et al.(1990), un pendage vers le Nord de l'interface entre la source, à l'origine de la fusion, et son encaissant.

La mise en place du Massif du Tichka se ferait donc dans un contexte de raccourcissement régional NW-SE pendant une déformation intracontinentale post-collisionnelle dont l'intensité décroît entre 305 et 270 Ma. D'après Piqué et Michard (1989), la direction de racourcissement régionale est, dans la partie sud du Maroc et au Carbonifère, NNW-SSE. Elle se fait en domaine entièrement continental depuis le Namuro-Westphalien. Prost et al. (1989) ont distingué dans la région d'Azegour, 3 phases de déformation et une mise en place du pluton, comme pour le massif du Tichka, pendant la phase D3 contemporaine du fonctionnement en cisaillement dextre des accidents N70.

L'étude structurale du pluton et de son encaissant, menée actuellement par B. Roddaz, devrait préciser les nombreux points qui restent encore obscurs, en particulier les relations entre la mise en place du pluton et la porphyroblastèse dans l'encaissant. De plus, deux observations peuvent être faites à la lecture de la carte des "trajectoires de schistosité" présentée par Lagarde et Roddaz, op.cit.:

- la distinction n'a pas été faite, sur cette carte, entre les différents types de structures décrites dans les paragraphes précédents ;

- une discordance angulaire majeure apparaît dans les directions des schistosités dans la partie Sud Est du massif.

Sur la carte de la figure VII.3, ont été uniquement représentés nos propres mesures de foliations magmatiques (1) et les principaux septa métasédimentaires dont la cartographie est due à Termier H. et G. (1972). Si cette figure n'est pas en désaccord avec celle de Lagarde et Roddaz, il apparaît toutefois clairement les faits suivants :

- il existe au moins une autre discordance de foliation magmatique dans le Sud Ouest du massif ;
- les septa sont alignés ; ils séparent des zones à foliations magmatiques homogènes et on peut les rapprocher des écrans d'encaissant (= screen) décrits par Pitcher et Berger (1972) dans le Donegal ;
- les pendages des foliation s'inversent localement, ce qui résulte probablement d'une montée différentielle des différentes lames, les parties internes montant plus rapidement que les parties externes.

Ces observations s'intègrent bien dans un modèle d'intrusions emboitées, limitées en partie par des écrans d'encaissant. Trois intrusions appaissent donc clairement (Fig.

(1) Les termes de fluidalité et de foliation ont été indifféremment utilisés dans ce travail pour désigner les structures acquises à l'état magmatique.

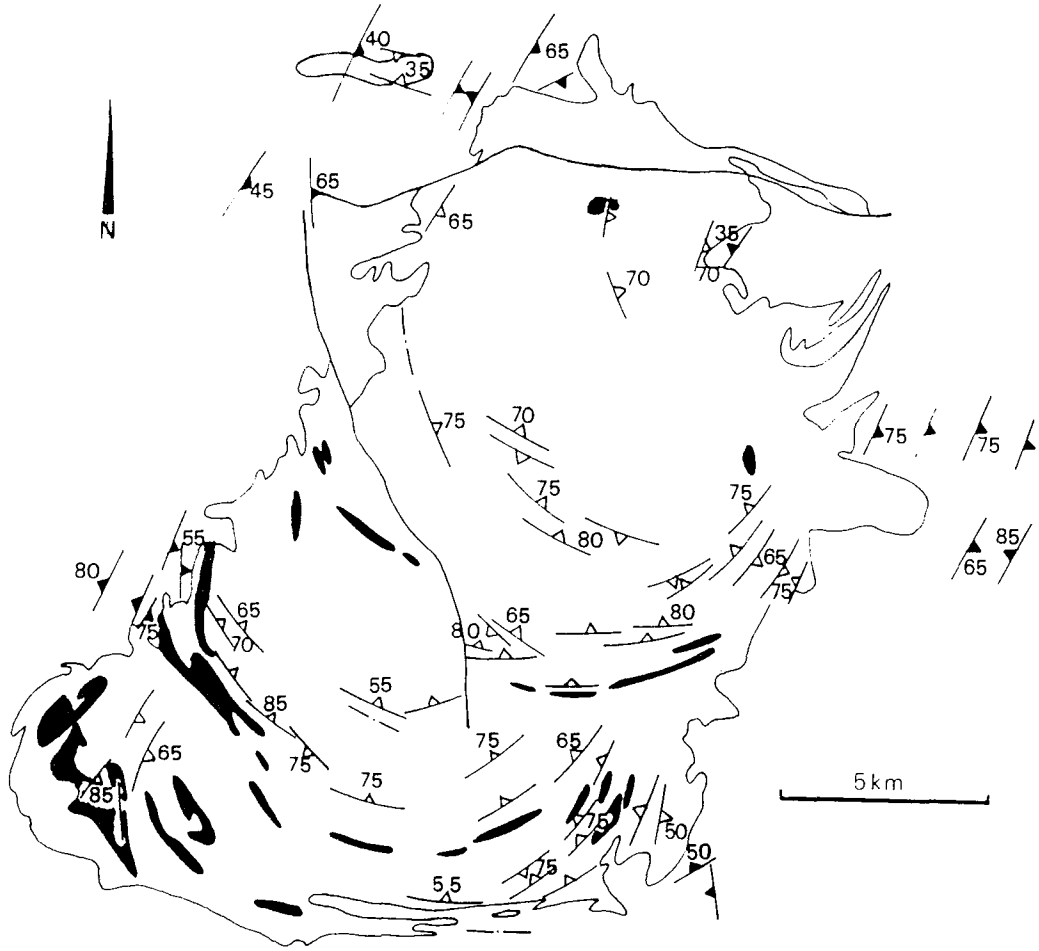


Figure VII.3 - Carte des foliations magmatiques (triangles vides) dans le pluton et des schistosités (triangles pleins) dans l'encaissant. L'échelle de cette carte n'est pas compatible avec un tracé précis des septa d'encaissant (en noir) ; pour plus de précision, cf. la carte en annexe .

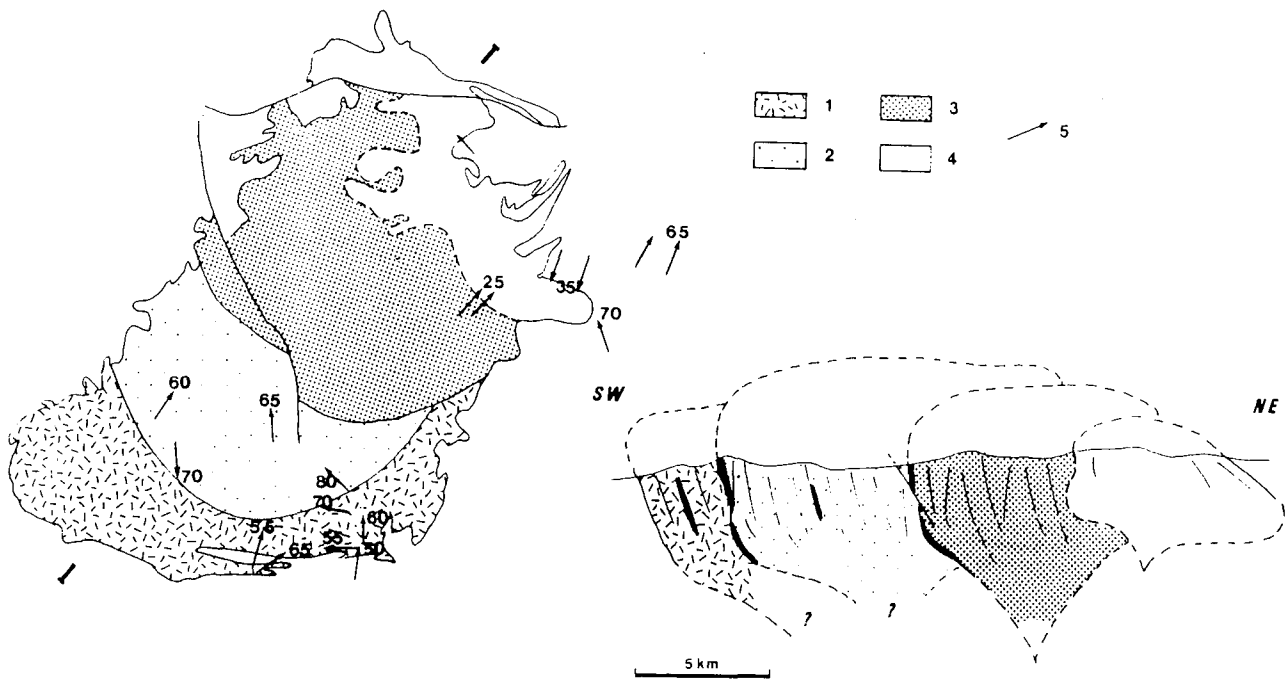


Figure VII.4 - (a) : Carte des différentes intrusions (de 1 à 4), déduites de la figure VII.3, et des linéations magmatiques (5). (b) : Coupe schématique des quatre intrusions emboitées.

VII.4), la plus précoce étant celle qui se trouve la plus au Sud. Une quatrième intrusion, au Nord Ouest du massif et à géométrie assez mal définie à ce jour, est formée probablement de petites bulles de leucogranite à biotite-muscovite et de taille décamétrique à hectométrique s'agglomérant autour du diapir leucogranitique de dimension kilométrique du Tasghimout (Photo I.5).

Ces intrusions emboîtées qui suggèrent un déplacement progressif du magmatisme vers le NE, permettent, en outre, d'expliquer la concavité systématiquement tournée vers le Nord des bandes de diorite (cf. carte en annexe) et les linéations magmatiques à plongement plutôt vers le Nord, sauf sur la bordure sud où il y a interférence avec le fonctionnement de l'accident du Tizi n'Test (Fig. VII.4) (1). En effet, on peut supposer que dans les parties manquantes des différentes intrusions, les bandes de diorite avaient une concavité vers le Nord et les linéations des plongements vers le Sud. Le cantonnement au Sud des leucogranites à biotite et amphibole se comprend mieux quand on remarque qu'ils appartiennent à une même intrusion qu'ils jalonnent dans sa partie externe. Ces faciès seraient montés sous forme d'une "enveloppe magmatique" autour de la première intrusion et auraient commencé à cristalliser en profondeur au contact de l'encaissant plus froid (cf. l'étude des amphiboles dans le chapitre III). L'existence de ces quatre intrusions, qui devaient être à peu près circulaires, remet en question la forme en ellipse du massif ainsi que le rôle important et direct de l'accident du Tizi n'Test dans la mise en place du pluton (Lagarde et Roddaz, 1983).

Il est intéressant de comparer la distribution des différents faciès des quatre intrusions. Le diagramme R1 / R2 choisi pour résumer leurs caractères chimiques (Fig. VII.5) montre que :

- les roches composant ces quatre intrusions ont des caractères chimiques semblables, mais l'importance volumétrique de chacun des faciès est variable,
- la première intrusion est celle qui est la mieux caractérisée avec des faciès peu dispersés,
- la deuxième est celle où l'on rencontre le plus de faciès, traduisant probablement des processus pétrogénétiques plus avancés ou des sources plus complexes, et des faciès basiques nombreux,
- la troisième intrusion ressemble à la précédente mais avec peu de roches basiques,
- la quatrième intrusion est essentiellement leucogranitique.

---

(1) Les rôles différentiels liés d'une part à la montée du pluton et d'autre part au fonctionnement de l'accident du Tizi n'Test ont été démontrés, à Kma, dans l'encaissant immédiatement au Sud du pluton par Roddaz et al. (1984).

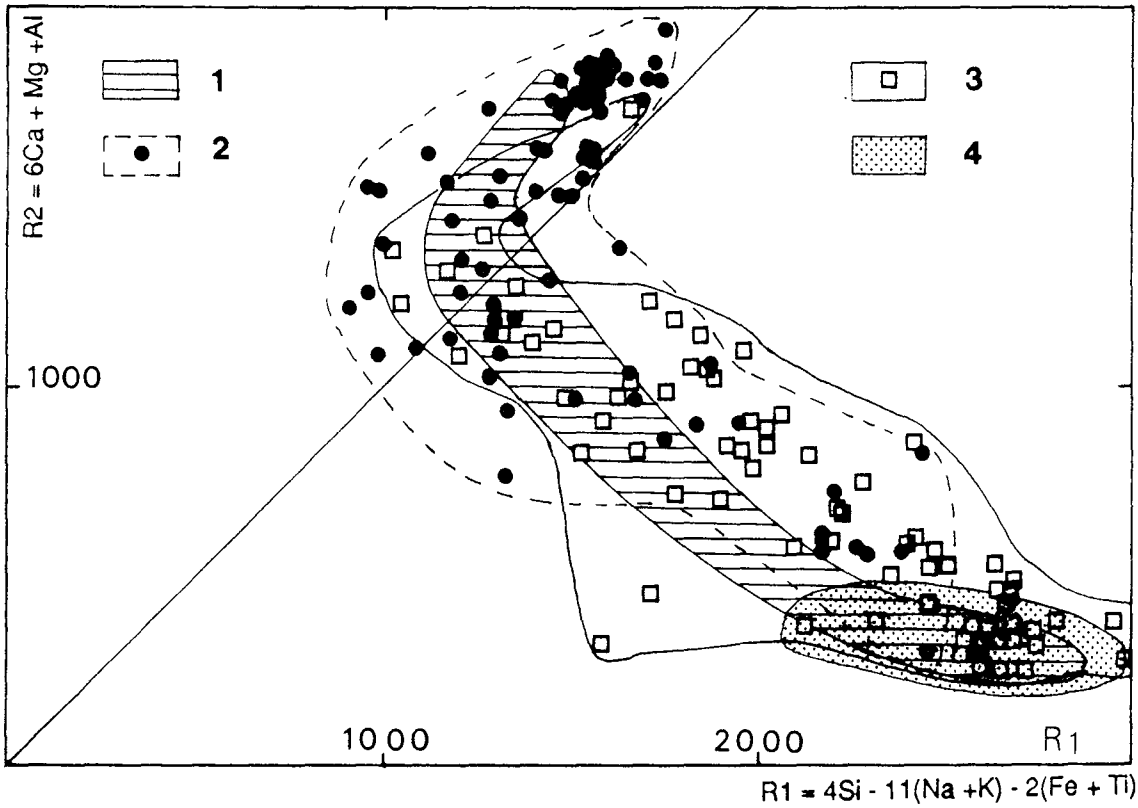


Figure VII.5 - Diagramme R1 / R2 de De la Roche et Leterrier (1973, 1980), résumant les caractéristiques chimiques des intrusions emboitées (de 1 à 4) composant le Massif du Tichka.

Le fait que les limites des trois premières intrusions, en dehors des zones d'écrans, soient magmatiques, indique que **les intrusions sont pénécontemporaines et séparées par des intervalles de temps très courts**, inférieurs au temps nécessaire au refroidissemnt et à la cristallisation totale de chacune des unités. Ceci semble confirmé par l'étude géochronologique qui a montré que les échantillons de monzogranites, quelle que soit leur provenance, s'alignent sur la même isochrone Rb-Sr. Le Massif du Tichka résulterait donc de la coalescence dans le site de mise en place, de trois intrusions composites.

Par contre, les leucogranites à deux micas du Nord Est se sont mis en place dans des granitoïdes déja cristallisés et pas tout à fait refroidis. Pendant cet épisode de mise en place, les autres faciès ont subi une déformation fragile. C'est en particulier le cas des leucogranites à biotite et amphibole qui jalonnent la bordure de l'intrusion sud et qui, dans la région de Kma, sont orthogneissifiés avec de nombreux rubans de quartz et des feldspaths étirés, boudinés, cataclasés (Photo 7, Pl. VI). Cette orthogneissification semble être liée au fonctionnement tardif de l'accident du Tizi n'Test. Les autres orthogneiss que l'on rencontre ailleurs dans le massif (ex : plateau de Tagouyamt) sont également toujours à proximité de failles majeures.

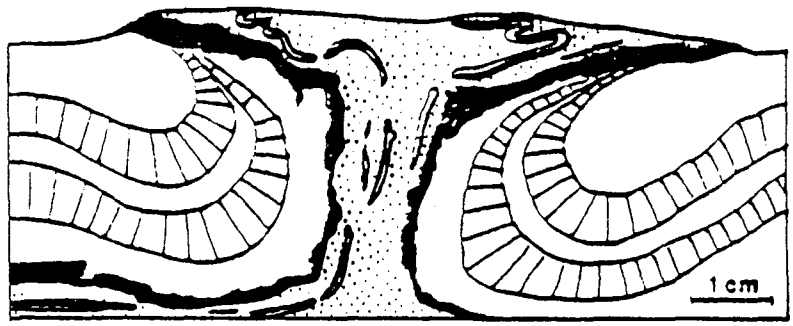
Le mode de mise en place sous la forme d'intrusions multiples, est fréquent pour de nombreux plutons hercyniens marocains. Il en est ainsi pour le Zaer (Mahmood, 1985 Diot , 1989), la Haute Moulouya (Diot et Bouchez, 1988).

2.2 - Les stades d'acquisition des structures en profondeur

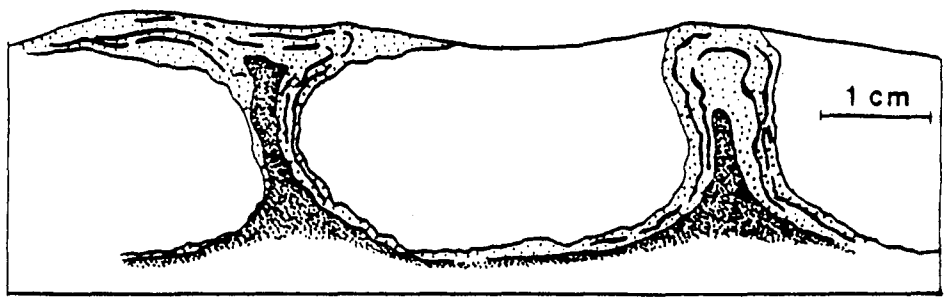
La structure la plus étonnante de la partie sud du Massif du Tichka, c'est-à-dire dans les intrusions 1 et 2 de la figure VII.4, est l'alternance de bandes de roches dioritiques et de granitoïdes (cf. la carte géologique en annexe). Or, il a été établi par Lagarde et Roddaz (1983), Lagarde et al. (1990) que la mise en place du massif s'est faite de façon diapirique et non pas sous forme de pulsions successives et par expansion latérale (selon les modèles de Hutton, 1988) et il a été démontré dans ce qui précède que ces différentes "bandes" sont arrivées dans le gisement à l'état magmatique et avec la géométrie actuelle. Ce paragraphe a pour objet de comprendre comment cette structure "zébrée" a pu se former en profondeur.

2.2.1 Les modèles de Ramberg

Les expérimentations de Ramberg (1970, 1972, 1981) ont montré que des matériaux de densité et de viscosité différentes, disposés en couches horizontales, pouvaient



1



2

Figure VII.6 - Modèles expérimentaux de Ramberg (1967) in Pons (1982) montrant les diapirs et les structures engendrés par une surcharge conduisant (1) à une inversion des "stratifications", (2) à l'entrainement d'un substratum dense.

conduire à la montée de dômes diapiriques. Les matériaux les plus denses peuvent être entraînés vers le haut par les matériaux les plus légers et former dans le tronc du diapir des litages verticaux hétérogènes (Fig. VII.6).

Les instabilités gravitaires sont donc les moteurs de la montée des matériaux magmatiques. L'amplification de cette instabilité est contrôlée par les épaisseurs des couches, leurs densités et leurs viscosités. Des phénomènes semblables ont d'ailleurs depuis longtemps été décrits dans les roches sédimentaires par Antekell et al. (1970), comme dans les roches magmatiques (cf. la synthèse de ces travaux par De Bremont d'Ars, 1990). Dans le Massif du Tichka, les bandes subverticales à fort plongement vers le Nord, sont les plus nombreuses dans les zones les moins élevées en altitude qui semblent correspondre au tronc du diapir.

Il faut maintenant essayer de comprendre comment une structure litée horizontale a pu s'organiser en profondeur avant de se mettre en place selon les modèles de Ramberg. Plusieurs modèles qui ne s'excluent pas les uns des autres, sont théoriquement possibles pour obtenir une telle structure :

- en base de croûte des "lentilles" de magmas basiques issus du manteau, pourraient alterner avec des "lentilles" de magmas de composition plus acide résultant de l'anatexie de la croûte (cf. Whitney, 1988). Dans ce cas il est peu probable que le nombre de lentilles dont l'épaisseur doit, en outre, être plurihectométrique, atteigne le chiffre d'une trentaine qui correspond à ce que l'on observe dans le Massif du Tichka. De plus, pendant la montée depuis la base de la croûte, lieu de génération de ces magmas, jusqu'au gisement, la stucture litée originelle aurait probablement disparu par mélange et homogénéisation.

- dans une chambre magmatique où le litage serait obtenu par ségrégation des cristaux les premiers formés. Ceci semble exclu dans le cas du Tichka puisqu'il a été démontré que les différents faciès ne dérivent pas de la cristallisation fractionnée d'un même magma (cf. les chapitres précédents).

- dans une chambre magmatique dans laquelle la "stratification" ne proviendrait pas de la séparation de cristaux, mais de processus complexes de convection, sans homogénéisation, qui affecteraient deux composants de composition contrastée (acide et basique). La première "couche" pourrait se former par coalescence de magmas basiques provenant directement du manteau supérieur (gabbro + méladiorite), la seconde de magmas issus de l'anatexie de la croûte inférieure (granitoïdes). Les travaux de Huppert et Sparks (1988) montrent que l'existence d'un tel bicouche est possible car les magmas basiques sont bloqués en profondeur

par les magmas acides générés par fusion de la croûte. Ces auteurs pensent que l'existence d'une chambre magmatique n'est pas nécessaire pour la génération des différents magmas en présence et que les magmas commencent à cristalliser dans leur lieu de formation. Un tel modèle paraît, toutefois, difficile pour expliquer directement les nombreuses alternances que l'on observe dans le massif. De la même façon, il est peu concevable de penser à des venues successives, et répétées un grand nombre de fois, dans une chambre, de magmas alternativement acides et basiques ; cette alimentation continue provoquerait l'instabilité de la chambre, leur mélange, voire le déclenchement d'éruptions volcaniques explosives (Sparks et al., 1977).

Les paragraphes suivants permettent d'approcher des modèles possibles pour créer de nombreux "litages" à partir d'un corps magmatique à deux composants.

2.2.2 - Les modèles de Schmeling

Avant les travaux de Schmeling (1988), seules les instabilités gravitaires de type Raleigh-Taylor (**R-T**), c'est-à-dire dues aux différences de densité avaient été modélisées, en particulier dans les travaux de Ramberg (op. cit.). Rares étaient les études où les différences de composition et de densité thermique étaient simultanément prises en compte. Les modèles numériques des instabilités de Rayleigh-Taylor superposées à la convection, de Schmeling, permettent d'avoir un éclairage nouveau sur les instabilités qui se développent dans la croûte.

Dans ces modèles, la convection thermique est représentée par le nombre de Rayleigh (**Ra**) défini par :

$$Ra = \frac{\rho g \alpha \beta h^4}{x\eta} = \frac{\rho g \alpha \Delta T h^3}{x\eta} \qquad (1)$$

où ρ = poids volumique
α = expansivité thermique
β = gradient de température
η = viscosité dynamique
g = accélération de la pesanteur
h = épaisseur totale du niveau
x = diffusivité thermique
ΔT = différence de température entre le sommet et la base du niveau convectif

La convection est possible seulement si Ra dépasse une valeur critique Ra_c de l'ordre de 1000. Ce chiffre est largement dépassé en base de la croûte partiellement fondue où tout diapirisme (par instabilité gravitaire) est donc aussi fortement influencé par les forces dues à la convection thermique.

Si Ra est en dessous de sa valeur critique, la montée d'un diapir sera seulement due à une instabilité de R-T. Cette montée aura pour conséquence de perturber fortement les isothermes et donc le flux thermique total. Pour comparer les enroulements dus à la convection et ceux dus aux instabilités de R-T et pour décrire leurs effets respectifs sur la répartition des isothermes, Schmeling a introduit le nombre de Rayleigh-Taylor (**Rt**) :

$$R_t = \frac{\Delta\rho g h^3}{x\eta} \qquad (2)$$

où $\Delta\rho$ est la différence de poids volumique à l'interface

Rt peut être déduit de (**1**) en remplaçant le contraste de densité thermique ($\rho\alpha\Delta T$) par le contraste de densité de composition ($\Delta\rho$). Rt permettra de mesurer l'importance de l'instabilité de R-T et son aptitude à provoquer la convection.

Les modèles numériques sont développés par cet auteur en deux dimensions dans la "boîte rectangulaire" de Christensen (1984) et ceci depuis la convection pure (Rt = 0) jusqu'à l'instabilité gravitaire pure (Ra = 0), (Fig. VII.7). Les conditions aux limites, au sommet et à la base de la "boite", sont libres de glissement (free slip) (modèles 1, 2, 5), ou non libres de glissement (no-free slip) (modèles 3 et 4).

Quand Ra < Rac, les deux couches de densité différentes s'inversent simplement. Quand Ra > Rac et Ra ≥ Rt, un seul "renversement" (= overturn) est provoqué, mais les interfaces sont déformées et un régime oscillatoire s'installe avec formation de petits diapirs secondaires (modèle 3). Pour qu'il y ait plusieurs "renversements", il faut que le régime convectif l'emporte. L'interface représente alors un marqueur passif. Le régime d'instabilité de R-T (Ra faible) occasionne, en plus d'un renversement, une perturbation importante des isothermes qui peut entraîner à son tour la création de cellules convectives et la distorsion des interfaces.

En conclusion, pour qu'il y ait de multiples enroulements, Ra doit être suffisamment grand par rapport à Rt (avec Ra >> Rac) c'est à dire Rt / Ra > 1/3 (**3**). Enfin, plus Ra est grand, plus le temps mis pour un enroulement est petit. Pour qu'il y ait un régime convectif, il faut donc, en utilisant (**1**), (**2**) et (**3**) que la relation suivante soit satisfaite :

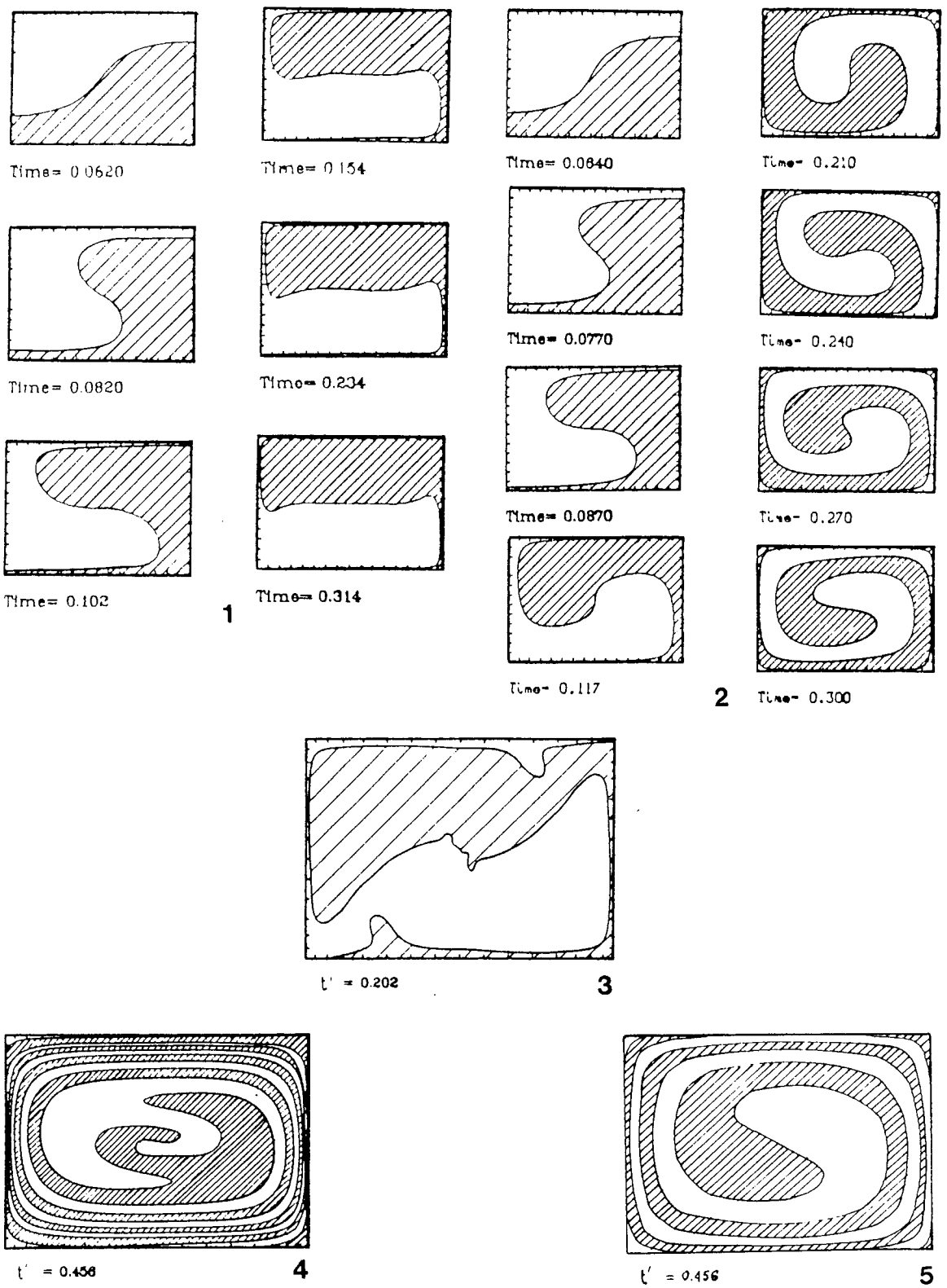


Figure VII.7 - Modèles numériques des instabilités de Rayleigh - Taylor superposées à la convection (d'après Schmeling,1988). Les valeurs de Ra et Rt sont respectivement de : **1** (0, 1276.7) ; **2** (2301.1, 478.8) ; **3** (7500, 2500) ; **4** (10000, 0) ; **5** (3287, 0). Le matériel le plus léger (hachures) était initialement placé dans la partie inférieure.Pour les modèles 3 et 4 les conditions empèchent le glissement sur les limites haute et basse; pour les modèles 1, 2, 5 le glissement est libre.

$$\frac{\Delta\rho}{\rho\alpha\Delta T} > 1/3 \qquad (4)$$

Application au Massif du Tichka

Dans le Massif du Tichka, si l'on calcule le rapport Rt / Ra d'après (**4**) sous les conditions physiques probables suivantes :

$\Delta\rho$ = 200 kg.m^{-3} (différence de poids volumique entre le magma dioritique et granodioritique)
ρ = 2.800 kg.m^{-3} (poids volumique moyen)
α = 5.10^{-6} K^{-1}
ΔT = 200° (différence de température initiale entre les magmas dioritique et granodioritique),

on obtient une valeur de l'ordre de 70 (très largement supérieure à 1/3) qui indique un régime convectif prédominant et la formation de nombreux enroulements conduisant à une chambre stratifiée où alternent des "lits" de magma basique et des "lits" de magma granodioritique. Ce régime convectif cyclique est probablement le plus satisfaisant pour permettre d'expliquer le nombre important de bandes de diorites qui est d'environ une trentaine avec une épaisseur qui varie de 100 à 800 m, la largeur moyenne étant de 200 m. La profondeur de cette chambre stratifiée est difficile à connaître. Toutefois, l'étude barométrique a montré que les amphiboles des différents faciès avaient cristallisé à trois groupes de profondeurs possibles : (1) : 6 à 8 km, (2) : 13 km, (3) : 16 à 20 km. Le premier groupe correspond à des magmas ayant cristallisé dans le gisement et le deuxième correspond plutôt à des magmas refroidis au contact de l'encaissant ; ils doivent donc être exclus. Par contre, le dernier (16 à 20 km) pourrait correspondre à la profondeur de formation de cette chambre.

Les petites apophyses décamétriques qui émanent parfois (versant sud du Moulay Ali) des diorites et qui traversent les interfaces pour pénétrer dans les granodiorites (l'inverse existe également) peuvent s'expliquer par des valeurs de Rt, qui, bien que restant faibles, ne seraient pas négligeables. Ces apophyses correspondraient aux petits diapirs secondaires décrits par Schmeling dans ces modèles (cf Fig.VII.7). Les valeurs absolues de Rt et de Ra sont difficiles à calculer puisque ces paramètres varient proportionnellement au cube de l'épaisseur (h^3) du niveau convectif et que ce paramètre est très difficile à estimer avec précision.

Après la formation de nombreux enroulements convectifs, les intrusions 1 et 2 se forment puis se mettent en place successivement. La troisième intrusion (Fig. VII.4), plus granodioritique que les deux autres et sans véritable structure zébrée, pourrait être issue de la vidange totale de la chambre magmatique et / ou de la fusion autour de cette chambre. Cette fusion interviendrait lorsque le transfert de chaleur chambre - croûte serait suffisamment important. Seules les deux premières intrusions, et principalement la seconde, présentant les alternances acide/basique, correspondraient donc au régime convectif de Schmeling.

Ce modèle, malgré sa complexité, ne tient probalement pas compte de tous les paramètres qui entrent en jeu dans la création des héterogénéités d'une chambre magmatique. En effet, les travaux de Oldenburg et al. (1989), Trial et Spera (1990), montrent que le mélange dépend aussi d'autres facteurs comme par exemple la taille de la chambre magmatique et la profondeur où se situe cette chambre". De la même façon, la forme de la chambre et l'inclinaison de ces limites interviennent également dans la création et le développement des "stratifications" (Huppert et al, 1986). Toutefois, les modèles de Schmeling permettent de mieux visualiser ce qui peut se passer dans une chambre magmatique.

2.2.3 - Les modèles de mélanges des fluides

La figure VII.8 illustre le mélange des fluides, modélisé et expérimenté par Ottino (1989 a et b). Ces expériences ont été réalisées à l'aide de "boîtes" dont le sommet et la base peuvent se déplacer dans le même sens ou dans des sens opposés et à des vitesses variables. Ceci a pour résultat de mélanger des fluides industriels, réputés immiscibles, dont l'un est placé verticalement dans l'autre et de créer des figures qui ne sont pas sans rappeler ce que l'on observe dans le massif du Tichka. On peut imaginer qu'une chambre magmatique puisse représenter la "boîte" de Ottino et que des déplacements relatifs aux limites de cette chambre se fassent par cisaillement sous l'effet de contraintes tectoniques. Si ce modèle peut expliquer, d'après son auteur, des figures que l'on observe à l'état naturel dans des migmatites mais toujours à petite échelle, il paraît peu vraisemblable pour rendre compte de ce qui se passe à l'échelle d'une chambre plurikilométrique.

3 - CONCLUSIONS

La réinterprétation des données structurales existantes, complétées par nos propres observations et mesures, montre que le Massif du Tichka est composé de quatre intrusions. Les trois premières sont arrivées dans le gisement successivement mais dans

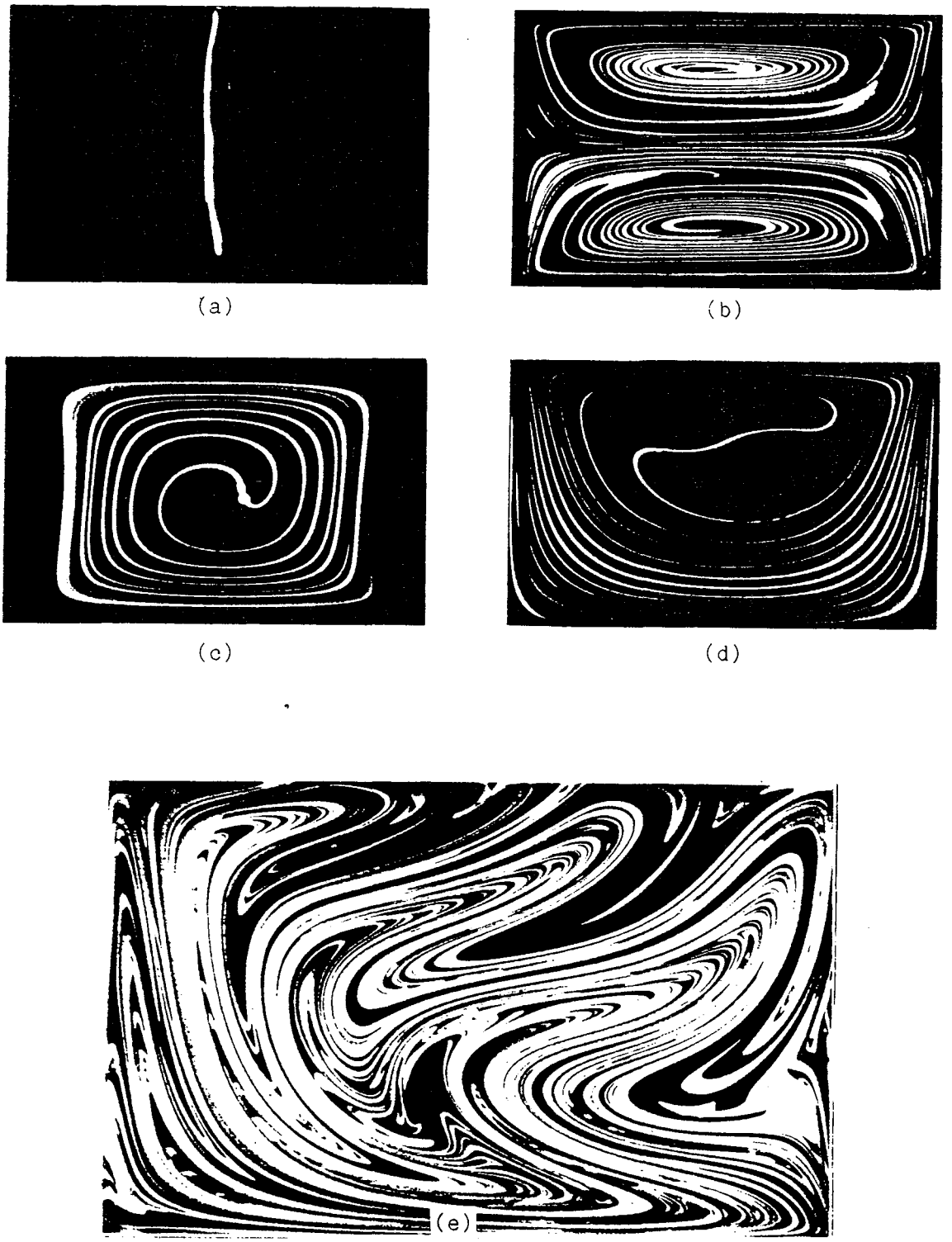
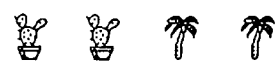


Figure VII.8 - Modèles de mélange des fluides de Ottino (1989 a et b) par étirement d'une ligne placée verticalement sous l'effet de déplacements (à la vitesse de 1.58 cm/s) du sommet et de la base d'une cavité rectangulaire. (**a**) : stade initial ; (**b**) : déplacements du sommet et de la base dans la même direction ; (**c**) : déplacements dans des sens opposés ; (**d**) : seul le sommet se déplace ; (**e**) : déplacement périodique : la figure correspond au moment ou le sommet se déplace à la vitesse maximale et la base est arrêtée.

un laps de temps court. La quatrième, formée de leucogranites pour l'essentiel, s'est mise en place alors que les trois autres étaient entièrement cristallisées. Cette étude atténue le rôle direct de l'accident du Tizi n'Test dans la mise en place du massif et indique que son jeu est en décrochement chevauchant (et pas en décrochement simple).

La spectaculaire structure "zébrée" subverticale de la moitié sud du massif (formée essentiellement de la deuxième intrusion) résulte de la transposition d'une structure horizontale acquise en profondeur. Cette dernière structure résulterait elle-même de la conjugaison de phénomènes de ségrégation et coalescence de lentilles de magmas à composition contrastée et de la convection thermique et gravitaire dans une chambre magmatique située à une profondeur qui pourrait être de 16 à 20 km d'après l'etude thermobarométrique du chapitre III .



CHAPITRE VIII

CONCLUSIONS GENERALES

CHAPITRE VIII

CONCLUSIONS GENERALES

Les objectifs définis au début de cette étude étaient de :

- préciser l'architecture du massif,
- caractériser par la pétrographie, la minéralogie et la géochimie (éléments majeurs, mais surtout éléments traces et terres rares) l'ensemble des faciès,
- préciser l'âge de la mise en place du pluton,
- caractériser les sources des différents magmas,
- cerner les processus intervenant dans la genèse du pluton,
- préciser le mode d'ascension et de mise en place des différents magmas,
- étudier l'évolution rhéologique des magmas au cours du refroidissement,
- déterminer le cadre géodynamique du Massif du Tichka et de le comparer avec les autres massifs hercyniens marocains.

Il serait illusoire de penser que des réponses définitives aient été apportées à l'ensemble des questions posées en préambule. Néanmoins, les différents volets de cette étude apportent des arguments qui permettent d'avoir une meilleure idée sur la genèse de ce massif complexe, sur l'évolution de la croûte continentale hercynienne du Maroc et sur la genèse des plutons composites en général.

Un document cartographique au 1 / 50.000° a été réalisé à partir de l'étude de terrain (en collaboration avec B. Roddaz et L. El Omari), de la carte de Termier H. et G. (1971) en tenant compte des études pétrographiques nouvelles et des photos aériennes. Ce document montre que le Massif du Tichka est formé de trois ensembles de roches, à peu près égaux en volume : (1) les diorites et gabbros associés, (2) les granodiorites-tonalites et monzogranites, (3) les leucogranites, le tout étant recoupé par de nombreux filons.

L'étude des structures du massif et leur confrontation avec les données préexistantes montrent que :

- toutes les structures existent dans le massif depuis l'état magmatique jusqu'à l'état solide,

- la structure générale du massif était acquise lorsque le magma dioritique était encore visqueux,

- le décrochement du Tizi n'Test a une composante verticale importante qui lui confère un jeu de décrochement chevauchant. Son intervention directe, dans la mise en place des intrusions, est moins importante que ce qu'il n'y paraissait avant cette étude et son rôle dans l'orthogneissification tardive de certains leucogranites de la bordure du massif est mise en évidence,

- des mouvements cisaillants inverses affectent les interfaces diorites / granodiorites-tonalites. Ils montrent l'ascension relative des zones internes par rapport aux zones les plus externes,

- la géométrie du massif est complexe mais l'étude des structures acquises à l'état magmatique montre qu'il s'organise en trois intrusions mises en place successivement dans un intervalle de temps court. Une quatrième intrusion à géométrie mal définie, située au Nord-Est s'est mise en place plus tardivement que les trois autres. Les trois premières intrusions sont séparées par des septa de roches qui font office d'écrans. Ces septa sont en continuité structurale avec l'encaissant, ce qui indique que dans le site de mise en place il n'y a pas eu de mouvements convectifs importants,

- la spectaculaire structure "zébrée" visible dans la partie sud du massif, résulte de l'entraînement et de la verticalisation d'une structuration horizontale acquise par convection thermique et gravitaire, dans une chambre magmatique située à une profondeur de 16 à 20 km

L'étude minéralogique des septa et leur comparaison avec les roches de l'encaissant immédiat du pluton indiquent que les intrusions se sont mises en place en contexte dynamique et dans un épisode **de haute température et de pression faible (inférieure ou égale à 3 kb)** se surimposant à un épisode BT - BP précédant de peu cette mise en place

Les études pétrographiques minéralogiques et géochimiques (majeurs traces et isotopes) ont montré que le Massif du Tichka est formé d'un large éventail de roches plutoniques, depuis des gabbros jusqu'à des leucogranites à muscovite, qui s'organisent en cinq groupes dont les relations de terrain indiquent une mise en place quasi synchrone et à l'état magmatique. Chacun de ces groupes est bien individualisé :

Le groupe des gabbros, mineur en volume, est constitué, en plus des cumulats à olivine ou à plagioclase, *de gabbros contenant plus ou moins d'olivine et de clinopyroxène, et de gabbronorites*. Ces roches sont localisées dans les diorites et dans la partie sud du massif. La pression d'eau du magma à partir duquel les gabbros se sont formés, a varié, mais on peut estimer qu'elle était initialement voisine de 3 kb. La cristallisation primaire des pyroxènes s'est faite à des températures de l'ordre de 1100°C (avec des réajustements vers 950°C). Les phlogopites ont cristallisé à des températures supérieures à 1000°C et les amphiboles à des pressions au moins égales à 5 kb (avec une fin de cristallisation vers 3.5 kb).

Le groupe des diorites est formé de trois sous-groupes : *les méladiorites* (localisées au cœur des bandes formant la structure zébrée), *les diorites communes* (le faciès le plus répandu dans la structure zébrée ou en enclaves dans les granodiorites-tonalites) et *les diorites hétérogènes* (à proximité des contacts avec les granodiorites). Ce dernier faciès de diorite contient souvent des cristaux de plagioclase et de feldspath potassique introduits mécaniquement à partir du magma granodioritique. Contrairement aux gabbros, les diorites ne contiennent jamais d'olivine et le cpx y est rare sauf sous forme de reliques au cœur de certaines amphiboles des faciès hétérogènes. Andésine, hornblende et biotite (plus sphène et ilménite) sont les minéraux communs à toutes les diorites mais les conditions de cristallisation de ces minéraux sont assez variables. Deux sous-groupes s'individualisent, *les méladiorites* pour lesquelles : la pression d'eau était supérieure à 4.4 kb (supérieure à celle du magma gabbroïque), les amphiboles ont cristallisé à des pressions totales comprises entre 3.5 et 4.5 kb (peu différentes de celles des gabbros pour les termes les plus basiques) et les biotites magnésiennes à des températures élevées (1000°C) ; *les diorites communes et hétérogènes* qui ont cristallisé sous des pressions d'eau plus faibles ($\leq$ 4 kb), et dans lesquelles les biotites sont apparues à des températures de l'ordre de 800°C et leurs amphiboles à des pressions totales aux environs de 2 kb. Enfin, entre les termes méladioritiques et les termes quartz-dioritiques, les passages sont progressifs tant au point de vue composition modale que composition chimique des minéraux. Tous ces caractères permettent d'affirmer que le groupe des diorites est formé de roches génétiquement liées.

Le groupe des granodiorites-tonalites est constitué de roches dont la composition s'étale depuis celle des *diorites quartziques* jusqu'à celle *des granodiorites*. Les compositions chimiques des minéraux de ces roches sont assez homogènes et rappellent celles des diorites les plus évoluées. Deux tendances s'écartent du terme moyen calco-magnésien : une tendance ferrosodique et une tendance alumineuse (ou biotitique). La pression d'eau est difficile à estimer pour les magmas qui ont donné naissance à ces roches, mais il semble qu'elle ait pu atteindre les valeurs élevées de 4.4 kb. Les amphiboles de ce groupe ont cristallisé à des pressions totales inférieures à 3.7 kb (généralement de l'ordre de 2 kb) et les biotites à des températures voisines de 800°C.

Le groupe des monzogranites contient des roches homogènes qui, malgré leurs relations spatiales et leur contemporanéité avec les granodiorites-tonalites, ont des caractères pétrographiques et minéralogiques distincts et bien typés (par exemple leurs biotites et amphiboles sont plus magnésiennes). Les amphiboles des monzogranites ont cristallisé à des pressions de 1.5 à 2 kb et les biotites à des températures de 750°C pour des pressions d'eau dans le magma initial de 2 kb au moins.

Le groupe des leucogranites est formé de roches subcontemporaines à franchement tardives par rapport aux autres faciès. Trois sous-groupes ont été définis :

- *les leucogranites à biotite seule,* généralement associés aux monzogranites avec lesquels ils ont des affinités pétrographiques et minéralogiques,
- *les leucogranites à biotite et amphibole*, localisés sur les bordures du massif et qui présentent des traits communs avec les granodiorites à tendance ferrosodique et moins clairement avec les monzogranites,
- *les leucogranites à deux micas* (± andalousite et cordiérite) présents surtout dans le Nord-Est du massif et avec les caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des granites de type S.

Les amphiboles des leucogranites qui en contiennent, ont cristallisé à 3 kb environ, les biotites vers 700°C, et la muscovite, quand elle existe, à des températures inférieures ou égales à 650°C pour des pressions d'eau de 4 kb au moins.

Grâce à l'étude thermobarométrique, les conditions physiques de cristallisation des minéraux des différentes roches et ***les lieux possibles de cristallisation des magmas*** sont maintenant mieux connus :

Les gabbros ont cristallisé massivement en profondeur. La fin de cette cristallisation, marquée par les amphiboles, se fait sous une pression comprise entre 4.5 et 6 kb (c'est-à-dire à une profondeur supérieure à 16 km). Dans les *méladiorites* qui, contrairement aux

gabbros contiennent des minéraux hydratés en quantité importante, l'amphibole cristallise massivement aux environs de 5kb (18 km) et avec une $PH_2O > 4.4$ kb. La cristallisation de la biotite accompagne celle de l'amphibole. Par ailleurs, *le magma granodioritique et le magma monzogranitique* ont cristallisé à une pression d'environ 2 kb qui correspond à la profondeur de mise en place du pluton aux environs de 6 à 8 km. Toutefois, au contact de l'encaissant, une partie des minéraux de ces magmas cristallise dans l'intrusion qui monte. De la même façon, au contact du magma granodioritique, le magma dioritique évolué est refroidi et cristallise partiellement (amphiboles). Ceci se passe à une pression totale de 3.5 kb environ (environ 13 km). Enfin, tardivement, se mettent en place et cristallisent dans le gisement *les magmas leucogranitiques* alors que le bâti avait déja un comportement cassant. Une partie (leucogranites à biotite et amphibole) se met en place entre l'encaissant et le pluton dans l'espace libéré par la variation de volume au cours de la cristallisation des plutonites. L'autre partie (leucogranites à biotite seule et leucogranites à biotite et muscovite) se met en place sous forme de petites intrusions ou de filons dans le Nord-Est du massif.

L'étude géochimique (éléments majeurs, traces, terres rares et isotopes du Sr et du Nd) a permis de montrer que les roches plutoniques constituant le massif du Tichka ne résultent ni de la différenciation d'un magma basique unique ni du mélange entre un pôle basique et un pôle acide comme cela était supposé avant ce travail. L'isochrone Rb - Sr, définie sur les monzogranites et les leucogranites à biotite ± amphibole, donne un âge de 291 ± 5 Ma avec un rapport $^{87}Sr / ^{86}Sr_i = 0.70348$. Les monzogranites et deux des leucogranites à biotite ± amphibole s'alignent sur une isochrone Sm - Nd indiquant un âge de 283 ± 24 Ma ($^{143}Nd / ^{144}Nd_i = 0.51243$) cohérent avec le précédent. L'étude des isotopes du Sr et du Nd a permis d'établir que l'ensemble des roches composant le Massif du Tichka (sauf les leucogranites à muscovite) tombe dans le domaine du manteau

($1 < \varepsilon_{Nd}^T < 8$ et $\varepsilon_{Sr}^T < 0$). Elle a amené également une meilleure connaissance des sources, des processus entrant dans la genèse des différents groupes de roches, du type d'association et du cadre géodynamique de mise en place du pluton :

Les sources : trois sources principales sont à l'origine des magmas et donc des roches identifiées dans le massif :

* mantellique pour les roches basiques (gabbros et diorites), de type manteau sous-continental appauvri et hétérogène.

* infracrustale zonée mais à dominante basique (ou intermédiaire) et d'âge précambrienne supérieure à cambrienne (550 à 700Ma) pour la majorité des

granitoïdes. Les andésites du Cambrien inférieur de l'Atlas ou du Précambrien supérieur de l'Anti-Atlas voisin peuvent représenter les témoins de cette croûte.

* supracrustale et à dominante sédimentaire mature pour les leucogranites à deux micas.

Les processus intervenant dans la genèse du massif sont la cristallisation fractionnée, la contamination, l'hybridation :

Les diorites et les gabbros résultent de la cristallisation de deux magmas distincts issus, par des taux de fusion différents, d'un manteau sous - continental. Le magma mantellique n'est pas (ou très peu) contaminé et est soumis à une différenciation faible. Par contre, le magma dioritique a été soumis dans la croûte à un processus complexe associant la cristallisation fractionnée et l'assimilation (AFC) de roches basiques, et l'introduction d'eau.

Plusieurs magmas (ou un magma hétérogène) sont probablement à l'origine *des granodiorites - tonalites,* l'hétérogénéité de ces magmas résultant de l'hétérogénéité de la croûte litée dont ils sont issus par fusion. Ils se différencient plus ou moins par cristallisation de plagioclase, de biotite et d'amphibole. Le magma à l'origine des *monzogranites* est lui, par contre, très homogène et, par cristallisation d'amphibole et plagioclase, va évoluer jusqu'aux compositions des *leucogranites à biotite ± amphibole.*

Les leucogranites à deux micas sont peu évolués par rapport au magma qui leur a donné naissance et qui s'est formé par anatexie de la croûte supérieure.

Quand on voit l'intime association entre les différents types de roches composant le massif il est légitime de penser que des interactions entre les magmas ont eu lieu au cours de la montée ou dans le gisement mais l'évaluation précise de ces processus n'a pas été possible. Néanmoins le comportement contrasté de Rb et Sr suggère l'existence de rééquilibrages isotopiques entre les groupes, pendant la mise en place et le refroidissement, et par le moyen de phases fluides.

Le type d'association magmatique et le cadre géodynamique ont été assez difficiles à établir (en particulier pour les roches basiques) en raison de la multiplicité et de la complexité des sources et processus intervenant dans leur genèse mais aussi en raison de la mise en place du massif dans une période charnière d'évolution de la croûte marocaine entre la collision hercynienne et la distension qui allait conduire à l'ouverture de l'Atlantique. Néanmoins, il apparaît assez clairement que les roches basiques constituant le Massif du Tichka ont des caractères plutôt non orogéniques (basaltes intraplaques continentales plus précisement transitionnels), et que les granitoïdes

(granodiorites et monzogranites) ont des traits de granites post collision. L'association du Tichka est de type cafémique métalumineuse, transitionnelle à tendance subalcaline sodique. Cette tendance se trouve aussi bien dans les diorites que dans les granitoïdes. Les leucogranites à deux micas appartiennent au domaine alumino-potassique. L'étude de la composition chimique des biotites indique que le massif forme une association calcoalcaline à tendance subalcaline. Cette tendance est particulièrement marquée pour les leucogranites à biotite et amphibole. Les leucogranites à muscovite sont dans le domaine des associations alumino-potassiques. Le Massif du Tichka dans son ensemble est un massif de *type calédonien post collision.*

L'étude rhéologique a consisté à évaluer les densités des différents magmas et l'évolution de leurs viscosités au cours de la cristallisation. Les calculs de ces deux propriétés physiques voisines permettent de montrer que :

- les différences importantes des densités (400 kg/m$^{3)}$ et faibles des viscosités (10^2 poises ?), entre les magmas à l'origine des roches composant le massif et les roches encaissantes en profondeur, autorisent une montée sous forme de diapir. Par contre, le faible écart de densité ($\leq$ 100 kg/m^3) et la grande différence de viscosité entre ces mêmes magmas et les roches formant l'encaissant immédiat du pluton expliquent que les intrusions ne soient pas montées plus haut dans la croûte. Ceci est accentué par la présence de barres calcaires ou conglomératiques très compétentes et difficiles à franchir, dans le Cambrien.

- les gabbros n'ont pu être transportés dans le gisement que par un magma méladioritique dont la cristallisation était avancée (>30% de cristaux dans le magma),

- malgré leur viscosité élevée (>10^6 poises) les magmas les plus acides (monzogranites et surtout leucogranites à biotite ± amphibole) ne peuvent entraîner des enclaves basiques lourdes (d > 2.8) et volumétriquement importantes,

- le magma dioritique a une viscosité plus faible (10^4 poises) que le magma granodioritique (10^6 poises), mais les viscosités peuvent s'inverser au cours de la cristallisation vers des températures de 850°C. L'évolution des viscosités au cours du refroidissement et l'inversion de leur courbe, permettent d'expliquer toutes les figures observées aux interfaces des bandes de diorite et de granodiorite - tonalites mises en place de façon contemporaine,

Le modèle pétrogénétique (Fig. VIII.1) :

Deux magmas basiques issus, par des taux de fusion différents d'un manteau sous continental appauvri, se mettent en place successivement en base de croûte. Le premier

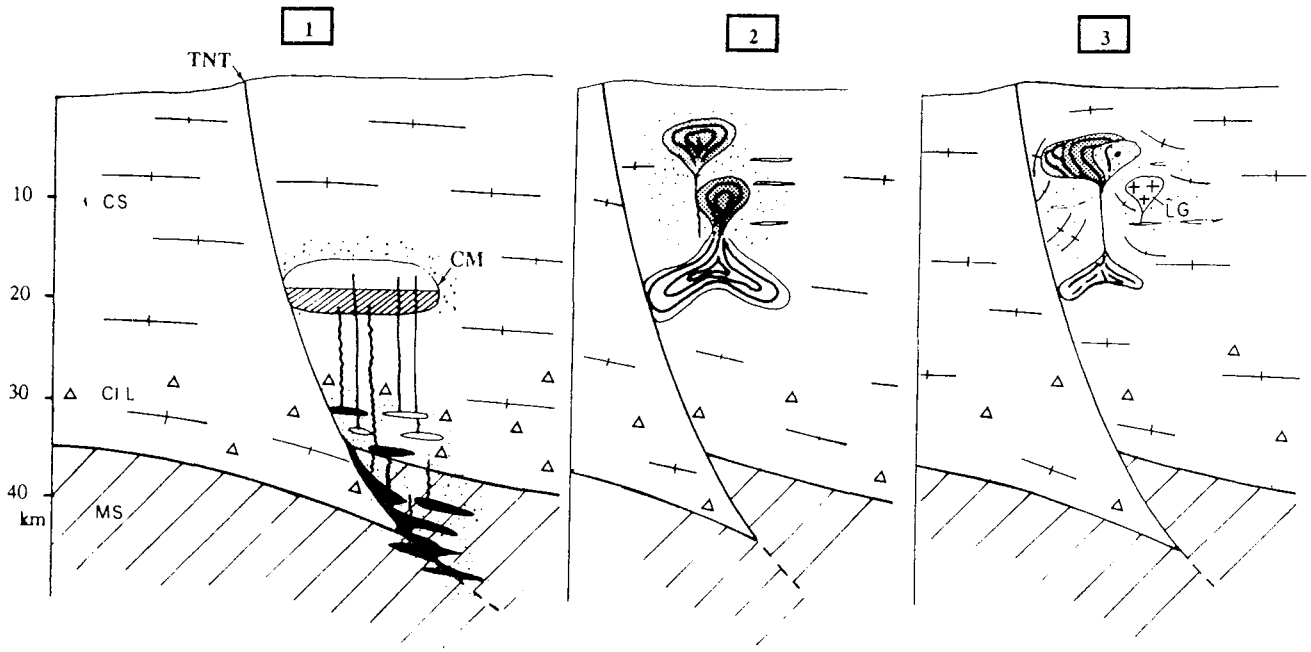


Figure VIII.1 - Modèle de genèse et de mise en place du Massif du Tichka.

1 : Le décrochevauchement du Tizi n'Test (**TNT**) facilite la formation de magmas basiques dans le manteau supérieur (**MS**). L'ascension de ces derniers entraînent la fusion de la croûte inférieure (**CI L**). Celle-ci est de nature hétérogène litée mais à dominante basique à intermédiaire. Les différents magmas se rassemblent dans une chambre magmatique (**CM**) située à une profondeur de 15 à 20 km.

2 : Une stratification se forme dans la chambre magmatique par convection et instabilité gravitaire. Puis par pulsions successives cette chambre magmatique se vide. Les diapirs ainsi formés entrainent et "verticalisent" le litage de la chambre. La croûte supérieure commencent à fondre.

3 : Trois intrusions se mettent en place quasi simultanément à une profondeur de 6 à 8 km. Une quatrième intrusion formée de magmas essentiellement leucogranitiques (**LG**) issus de l'anatexie de la croûte supérieure se met en place peu de temps après les trois premières qui ne sont pas complétement refroidies mais entièrement cristallisées.

N.B. : L'échelle verticale n'est donnée qu'à titre indicatif.

cristallise rapidement, en évoluant peu et pratiquement sans contamination ; il donnera le groupe des gabbros. Le second est soumis à un processus complexe qui allie cristallisation fractionnée et contamination par la croûte. Il formera le groupe des diorites. La montée de ces magmas et de l'anomalie thermique qui les accompagne induit la fusion de la base de la croûte de nature hétérogène et litée. Cette croûte peut avoir un âge protérozoique moyen et a été injectée de magmas basiques à intermédiaires au Cambrien inférieur . Son anatexie génère des magmas de composition variée mais essentiellement granodioritique et monzogranitique. Le magma monzogranitique évolue par cristallisation fractionnée jusqu'à des leucogranites à biotite ± amphibole.

Les magmas dioritiques et granodioritiques sont rassemblés à la profondeur de 16 à 20 km dans une chambre où une stratification est obtenue par convection et instabilité gravitaire et où des échanges entre les magmas, qui commencent à cristalliser, peuvent avoir lieu (comme dans les étapes suivantes).

L'ascension et la mise en place se font ensuite sous la forme de trois intrusions quasi contemporaines. Ce magmatisme est suivi d'une anatexie de la croûte supérieure et la formation d'un magma à l'origine des leucogranites à deux micas plus tardifs. La fin de l'activité magmatique est marquée par une activité hydrothermale localisée et par la mise en place de filons doléritiques.

La complexité des sources et processus qui entrent en jeu dans la genèse de ce pluton et la forte intervention de matériaux mantelliques ainsi que l'absence de phénomènes hydrothermaux de vaste amplitude, permettent de comprendre en partie, l'absence de concentration majeure de minerais dans et autour du pluton, malgré la multiplicité des indices. Ajoutons que la profondeur de mise en place (6 à 8 km) ne favorise pas les concentrations métalliques.

Le cadre géodynamique en relation avec les hercynides marocaines

En comparaison avec les autres plutons hercyniens marocains, le Massif du Tichka est le plus composite et les deux tendances : cafémique métalumineuse et alumino-potassique que l'on observe dans les autres massifs hercyniens marocains, séparément ou de façon incomplète, y sont toutes deux représentées. Pour ces raisons, de par sa situation la plus au Sud et la forte empreinte mantellique des roches qui le composent, le Massif du Tichka est à classer un peu à part des autres massifs hercyniens marocains. Les comparaisons sont en effet rendues difficiles par l'absence ou la rareté de termes basiques dans les autres massifs. Néanmoins, ceux avec lesquels il a, semble t-il, le plus d'affinités sont Aouli Mibladen (Rosé, 1987 ; Lama, 1989), le Zaër (Mahmood, 1980 ; Giuliani, 1982) mais de façon moins nette, et certains petits stocks granitiques dans le Maroc oriental

(Rafi, 1988). Le massif d'Azegour situé à quelques dizaines de km au Nord-Ouest du Tichka sur le versant nord de l'Atlas, étudié par El Amrani (1984) et Rosé (1987), ne comporte que des termes différenciés. Malgré l'altération qui les caractérisent, ces faciès semblent relativement analogues aux monzogranites - leucogranites à biotite du Tichka. Ils ont comme ceux du Tichka une forte empreinte mantellique ($Sr_i = 0.7051$) mais ils se sont mis en place tardivement (à 271 ± 3 Ma selon Mrini, 1985) dans l'histoire tectonique hercynienne sous forme de filons sub-annulaires (Ait Ayad, 1987) sous une pression totale de 1,5 à 2.5 kb.

Le caractère de granite de type calédonien post collision, attribué au Tichka, semble être identique pour tous les plutons du Maroc central (Giuliani et al., 1989) et probablement pour tous les autres plutons hercyniens du Maroc (Lagarde et al., 1990).

Le Massif du Tichka s'est mis en place à proximité immédiate de deux accidents (Fig.VIII.2) qui ont joué un rôle majeur dans cette partie de la croûte continentale marocaine et ceci depuis des centaines de millions d'années (au moins depuis le Namurien d'après Lefort et Van der Voo, 1981, et peut - être même depuis le Cambrien d'après Cornée, 1989). Le premier est l'accident du Tizi n'Test (de direction N70) qui se prolonge jusque dans les Appalaches et même au-delà (faille de Kelvin[1]), et qui sépare l'Atlas du socle précambrien de l'Anti-Atlas. Le second accident a une orientation subméridienne et se trouve un peu plus à l'Ouest c'est la zone faillée ouest-atlasique (ZFOA) de Cornée (1989). Il se prolonge jusqu'à Rabat et même plus au Nord ; il est dénommé "accident de Rabat-Tichka" par Diot (1989). Ces accidents globalement décrochants à décro-chevauchants pendant la période hercynienne, et associés à d'autres du même type, ont un rôle dans la genèse des plutons hercyniens marocains en induisant un sur-épaississement crustal par délamination de la lithosphère (selon les modèles de Bird, 1977 ; Arthaud et Matte, 1977 ; Mattauer, 1983) et la fusion de la croûte et du manteau (Lagarde, op. cit.). Ils sembleraient avoir également un rôle dans la mise en place et la structure des plutons même si ce rôle serait dans le cas du Massif du Tichka, moins important que ce qu'il n'y paraîssait avant cette étude (cf. chapitre VII). Dans les schémas d'évolution de la chaîne hercynienne marocaine proposés par Lagarde (1989), le Massif du Tichka se met en place à 291 Ma à la fin d'une période qui s'étale de 320 à 280

---

(1) Le prolongement de l'accident du Tizi n'Test en Amérique du Nord est moins net qu'il n'y paraissait il y a quelques années. Ainsi d'après Lefort (1989), plusieurs accidents pourraient correspondre à celui du Tizi n'Test et toute façon les effets de ceux-ci sont moins intenses de l'autre coté de l'Atlantique que ne le sont ceux de l'accident du Tizi n'Test. Ceci expliquerait, en partie, l'absence de massif similaire à celui du Tichka sur l'autre rive de l'Atlantique à la même latitude.

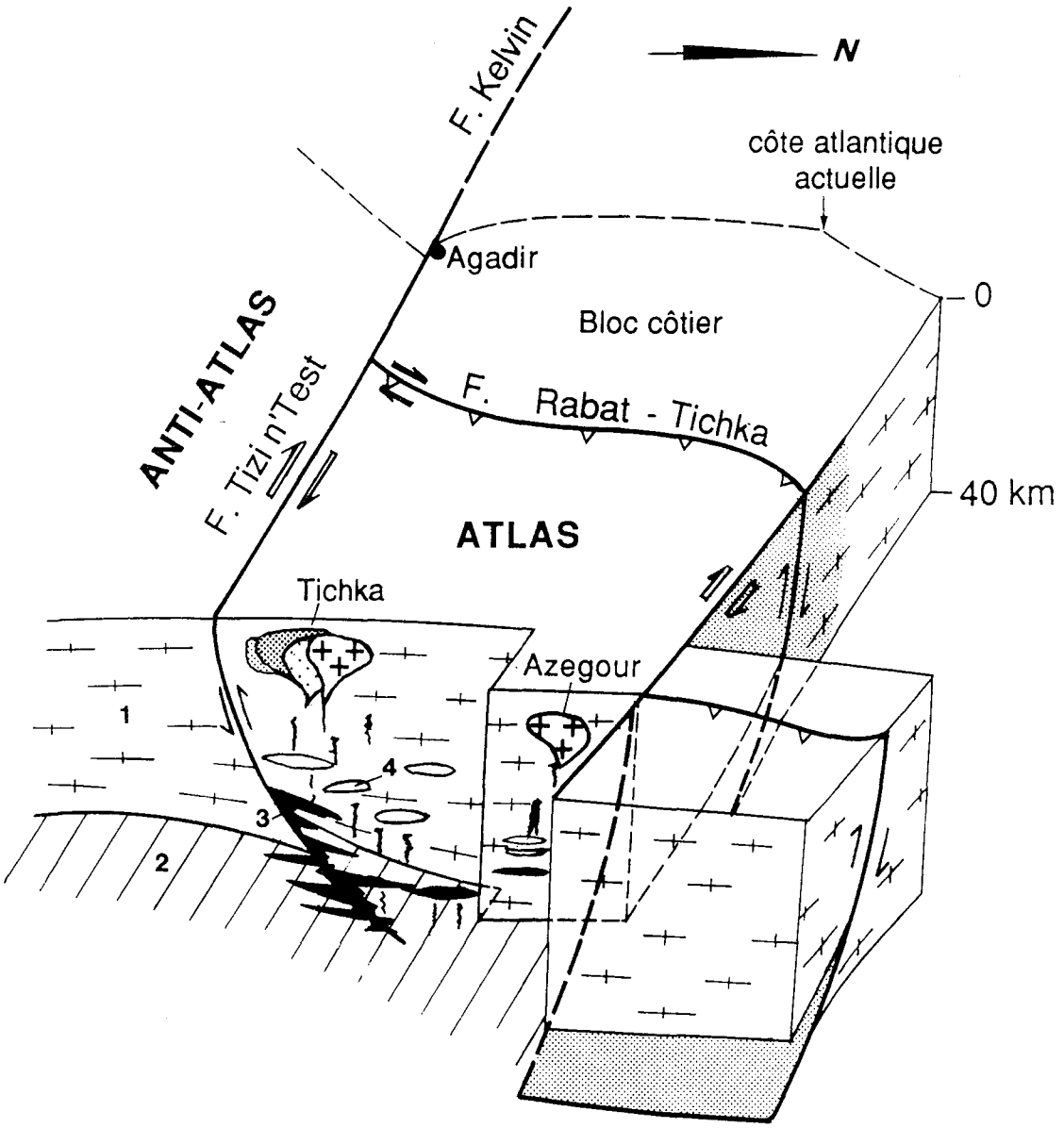


Figure VIII.2 - Schéma du bloc continental du futur Haut Atlas occidental dans la période 270-290 Ma. Les décro-chevauchements du Tizi n'Test et Rabat Tichka facilite la genèse des magmas par fusion de la lithosphère à des profondeurs variables, et la mise en place des différentes intrusions.

1 : croûte continentale. **2** : manteau supérieur. **3** : magma basique. **4** : magma "granitique".

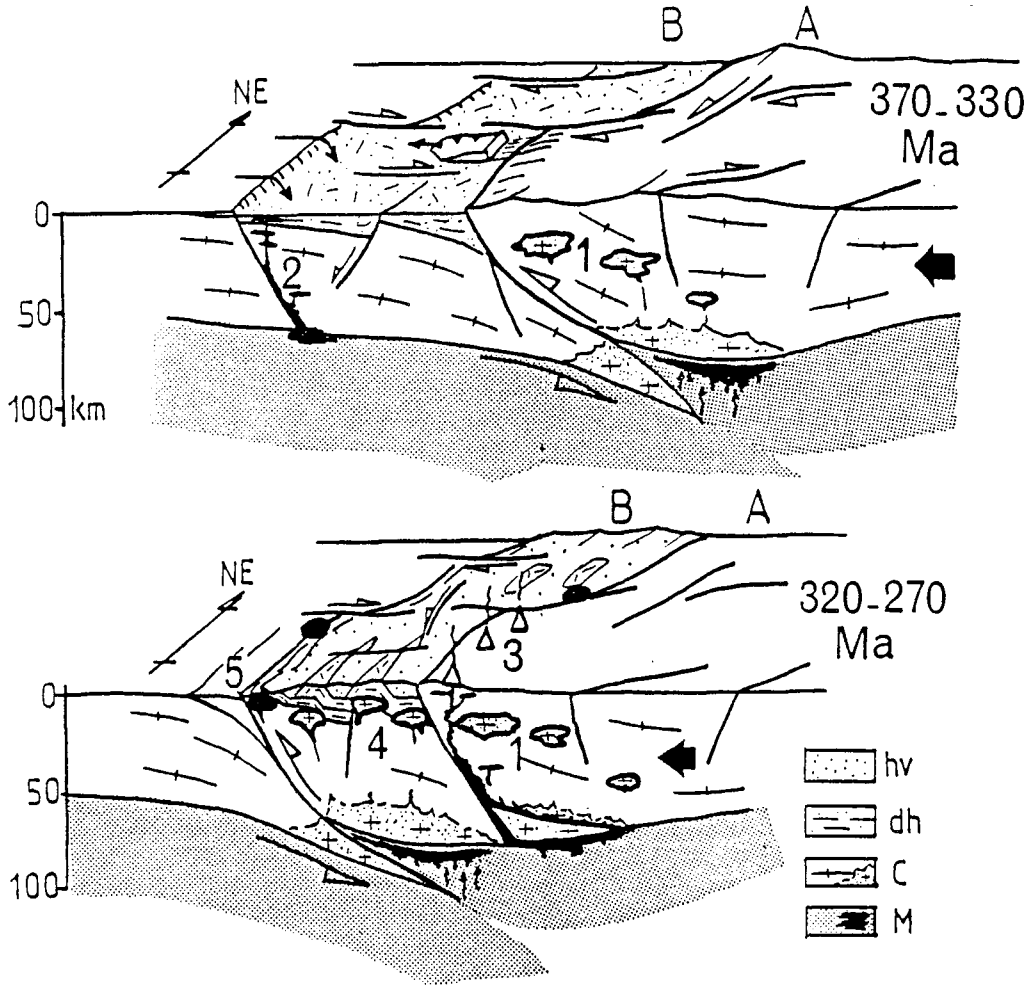


Figure VIII.3 - Evolution de la chaîne hercynienne du Maroc entre 370 Ma et 270 Ma. (d'après Lagarde, 1989).

A : Maroc Oriental (Haute Moulouya), B : Meseta, M : manteau et magmas mantelliques (noir), C : croûte continentale (Protérozoïque + Cambrien à Silurien) et magmas crustaux (gris), dh : formations dévono-carbonifères, hv : Carbonifère supérieur.

370-340 Ma : compression dans le Maroc Oriental (A) et formation de bassins en décrochement dans la Meseta (B),

340-320 Ma : mise en place des premiers granites dans le Maroc oriental (1), tectonique gravitaire synsédimentaire dans la Meseta, début de fusion partielle mantellique (2) le long de fractures crustales limitant à l'ouest les bassins dévono-carbonifères.

320-280 Ma : fin du magmatisme hercynien dans le Maroc oriental avec mise en place de volcanites calco-alcalines (3) à la limite Maroc oriental-Meseta, compression des bassins dévono-carbonifères de la Meseta et mise en place de granitoïdes calco-alcalins crustaux (4) en contexte décrochant à décro-chevauchant.

270 Ma : mise en place de granites alcalins tardi-tectoniques (5) le long des cisaillements lithosphériques non rectilignes qui limitent la Meseta.

Ma et qui est marquée, selon cet auteur, par la mise en place de nombreux autres granitoïdes mais d'affinité calcoalcaline et crustale (Fig. VIII.3). Or, la contribution mantellique dans le Massif du Tichka est importante et se traduit par un volume très grand de magmas basiques et aussi par une signature mantellique des granitoïdes. Ceci est unique au Maroc et rare dans la chaîne hercynienne de l'Europe de l'Ouest. De plus, le Tichka a un caractère postcollisionnel ; ceci a été démontré plus haut en accord avec les études structurales récentes de Lagarde et al. (1990) qui attribuent également à ce massif mais aussi à d'autres massifs hercyniens marocains, une genèse postcollision. Nous proposons donc de voir dans l'accident du Tizi n'Test un accident majeur qui permet par décompression adiabatique et introduction d'eau, la fusion du manteau et qui facilite la montée des magmas basiques. Cette genèse serait intracontinentale dans un bloc emergé (ou presque) depuis le Tournaisien (Piqué et Michard, 1989). De plus, ce type de genèse ne nécessiterait pas de subduction ni de type océan sous continent (ce qui expliquerait l'absence d'ophiolites et de métamorphisme HP dans le Maroc hercynien) ni de sous-charriage majeur de nombreux panneaux de croûte continenentale dans le manteau. Cette dernière hypothèse a été envisagée pour la genèse des volcanismes hercyniens du Tazzeka et du Maroc oriental (Chalot-Prat, 1990). Cela ne semble pas être le cas pour le plutonisme du Tichka. La genèse du Tichka se déroulerait dans cette période charnière entre la collision (épaississement) continentale carbonifère et la distension permienne (Arthaud et Matte, 1977) et juste avant la mise en place des granites monzonitiques tardi-tectoniques de type Azegour qui eux-mêmes se mettent en place un peu avant avant les faisceaux de filons de "microdiorites". On peut également voir sur la figure VIII.2 que le granite d'Azegour se trouve à proximité de l'intersection de deux accidents. Le premier est la prolongation vers le nord de l'accident de Rabat-Tichka décalé de façon dextre par le second d'orientation N70, qui marque la limite nord du Haut Atlas. La genèse des plutons d'Azegour et du Tichka qui appartiennent au même bloc continental, a donc beaucoup de traits communs.

Les données isotopiques du Sr et Nd (ce travail), en particulier les âges modéles, convergent pour montrer qu'une croûte continentale formée aux dépens du manteau au Protérozoïque moyen intervient dans la genèse du Massif du Tichka. Ce segment de croûte continentale aurait été ensuite injecté de magmas basiques à intermédiaires au Précambrien supérieur - Cambrien inférieur. D'après les données isotopiques de Mrini (1985), ce protolithe d'âge protérozoïque moyen intervient également dans la genèse d'autres massifs granitiques du Maroc.

L'étude d'un Massif aussi complexe que celui du Tichka ne pouvait se faire que par une approche pluridisciplinaire. La modélisation des processus intervenant dans sa genèse a été abordée à la lumière des données analytiques à notre disposition et la

comparaison avec les expérimentations existantes a été, si possible, systématiquement faite. Cette approche pluridisciplinaire comporte des lacunes d'ordre structural, mais qui devraient être comblées par Roddaz (travail en cours) et d'ordre analytique : analyses, notamment des terres rares, des phases minérales séparées pour affiner les modèles pétrologiques, datations sur zircons pour contraindre définitivement l'âge de mise en place (cf. les différences d'âge entre les méthodes Pb/Pb par évaporation sur zircon et Rb/Sr sur roches totales, obtenues par Cocherie et Rossi, 1991, sur le magmatisme de Corse), analyses des isotopes stables pour mieux préciser les modèles pétrogénétiques. Si ce dernier volet devrait être réalisé dans un avenir assez proche, les premiers nécessiteront de nouvelles missions sur le terrain pour renouveler l'échantillonnage et collecter les informations complémentaires.

Cette étude limitée au Massif du Tichka apporte un éclairage nouveau sur la genèse du plutonisme marocain d'âge hercynien et sur l'histoire de la croûte continentale du Maroc. Le modèle génétique, qui fait intervenir l'association de mécanismes complexes, apparaît d'une portée plus générale pour la compréhension d'associations plutoniques équivalentes, d'âge et de cadres géodynamiques variés. L'âge pourrait être soit comparable à celui du Massif du Tichka, comme par exemple le Massif du Quérigut dans les Pyrénnées (Leterrier, 1972 ; Marre, 1973), le Massif de Ploumanac'h dans le Massif Armoricain (Barrière, 1977), les Massifs de Sierra Morena en Espagne (Pons, 1982), soit plus ancien, comme le Massif du Donegal en Irlande (Pitcher et Berger, 1972). Ces massifs sont toujours à proximité d'accidents intralithosphériques majeurs qui pourraient avoir un rôle important non seulement dans leur structure et leur mise en place comme cela a été démontré par ces auteurs, mais aussi dans la genèse des magmas à l'origine des roches qui les composent. Les mécanismes d'évolution de ces magmas (cristallisation fractionnée, contamination, hybridation...) sont toujours très complexes mais ils ont beaucoup de similitude avec ceux envisagés pour le Massif du Tichka.

L'étude rhéologique des magmas, de composition contrastée, du Massif du Tichka peut servir de modèle pour mieux comprendre les figures observées dans d'autres massifs composites associant des roches basiques et acides mises en place simultanément. A la lumière de cette étude, une nouvelle intreprétation d'une association de gabbros et de tonalites précambriens dans l'Atlas de Marrakech a d'ores et déja pu être proposée (Baouch et al., 1990). Les travaux plus anciens faisaient intervenir au moins deux venues magmatiques pour expliquer les relations entre les deux faciès alors qu'elles peuvent facilement s'interpréter dans le cadre de la juxtaposition de magmas contemporains.

BIBLIOGRAPHIE

REFERENCES BIBIOGRAPHIQUES

AGARD J. (1972) - Prospection pour W - Mo sur les calcaires métamorphiques du versant sud du massif granitique du Tichka (Haut Atlas occidental, Maroc). Rap. inédit B.R.G.M. - S.G.N. / M.E.T. / G.I.T., 237, 9 p.

AGARD J. (1973) - Prospection pour wolfram et molybdène de la bordure E et NE du massif granitique du Tichka - Haut Atlas occidental. Rap. inédit B.R.G.M. - S.G.N. / M.E.T. / G.I.T., 270, 10 p.

AGUE J.J. et BRIMHALL G.H. (1988) - Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California. Geol. Soc. Am. Bull., 100, 891-911.

AIT AYAD N. (1987) - Modalités de mise en place du granite hercynien d'Azegour (Haut Atlas Occidental, Maroc). Thèse, Marrakech.

ALBAREDE F. (1991) - How deep do common basaltic magmas form and differentiate ? J. Geophys. Res., (sous presse).

ALBAREDE F., DUPUIS C. et TAYLOR H.P. (1980) - $^{18}O/^{16}O$ evidence for non-cogenetic magmas associated in a 300 Ma old concentric pluton at Ploumanac'h (Brittany, France). J. geol. Soc. London, 137, 641-647.

ALBUQUERQUE C.A.R. (1973) - Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1779-1802.

ALIBERT C., LETERRIER J., PANASIUK M. et ZIMMERMANN J.L. (1987) - Trace and isotope geochemistry of the alkaline tertiary volcanism in southwestern Poland. Lithos, 20, 311-321.

ALLEGRE C.J., TREUIL M., MINSTER J.F., MINSTER B. et ALBAREDE F. (1977) - Systematic use of trace element in igneous process. Part I : fractional crystallization processes in volcanic suites. Contrib. Mineral. Petrol., 60, 57-75.

ALNIKINE N. (1931) - Rapport CMT, archives Min. des mines, Rabat, inédit.

ANKETELL J.M., CEGLA J. et DZULYNSKI S. (1970) - On the deformational structures in systems with reversed density gradients. Ann. Soc. geol. Pologne, 40, 3-30.

ARNDT N.T. et GOLDSTEIN S.L. (1989) - An open boundary between lower continental crust and mantle : its role in crust formation and crustal recycling. Tectonophysics, 161, 201-212.

ARTH J.G. (1976) - Behaviour of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. J. Res. U.S. Geol. Surv., 4, 41-47.

ARTH J.G. et BARKER F.(1976) - Rare earth's partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic- tonalitic magmas. Geology, 4, 534-536.

ARTHAUD F. et MATTE P. (1977) - Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa : result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1305-1310.

ARZI A.A. (1978) - Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. Tectonophysics, 44, 173-184.

BAOUCH S., GASQUET D., TANE J.L. et ROCCI G. (1990) - Une nouvelle interprétation des formations plutoniques hétérogènes d'âge Panafricain à partir de l'étude des gabbros et des tonalites d'Agouns (Haut Atlas occidental). C. R. Acad. Sci., 311, 471-476.

BARBARIN B. (1988) - Field evidence for succesive mixing and mingling between the Piolard diorite and the St Julien-la-Vêtre monzogranite (Nord Forez, MCF). Can. J. Earth Sci., 25, 49 - 59.

BARBARIN B. (1988) - Mélange de magmas et origine de la zonation normale des plutons granitiques crétacés du batholite de la Sierra Nevada, Californie. C. R. Acad. Sci., 309, II, 1563 - 1569.

BARBARIN B. (1988) - Mise en évidence des différentes étapes d'un processus global de mélange de magmas acides et basiques : les interactions entre la diorite de Piolard et le monzogranite de St Julien - la-Vêtre (Monts du Forez, Massif Central, France). C. R. Acad. Sci., 306, II, 129 - 134.

BARBARIN B. (1989) - Importance des différents processus d'hybridation dans les plutons granitiques du batholite de la Sierra Nevada, Californie. Schweiz. Mineral. Petro. Mitt., 69, 303 - 315.

BARBERI F., FERRARA G., SANTACROCE R., TREUIL M. et VARET J. (1975) - A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). J. Petrol., 16, 1, 22-56.

BARRIERE M. (1976) - Flowage differenciation limitation of the "Bagnold effect" to the narrow intrusions. Contrib. Miner. Petrol., 55, 139-145.

BARRIERE M. (1977) - Le complexe de Ploumanac'h, Massif Armoricain. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi- orogénique. Thèse Sci. Brest, 291 p.

BARRIERE M. et COTTEN J. (1979) - Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granites. Contrib. Mineral. Petrol., 70, 2, 183-192.

BASS M.N. (1972) - Occurence of transitional basalts. Lithos, 5, 57-67.

BATCHELOR R.A. et BOWDEN P. (1985) - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem. Geol., 48, 43-45.

BATEMAN P.C., CLARK L.D., HUBER N.D., MOORE J.G. et RINEHART C.D. (1963) - The Sierra Nevada Batholith, a synthesis of recent work across the central part. Geol. Surv. Am. Prof. Pap., 414D, 46 p.

BATEMAN R. (1984) - On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. Tectonophysics, 110, 211-231.

BENNANI M. (1988) - Reconstitution des paléocirculations hydrothermales de la partie sud (Tarmilat-Zguit) du district stanno-wolframifère de Walmès (Maroc central). Conséquences métallogéniques. Thèse INPL, Nancy, 291 p.

BEN OTHMAN D., FOURCADE S. et ALLEGRE C.J. (1984) - Recycling processes in granite - granodiorite complex genesis : the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. Earth Planet. Sci. Lett., 69, 290-300.

BEN OTHMAN D., POLVE M. et ALLEGRE C. J. (1984) - Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. Nature, 307, 510-515.

BERNARDIN C. (1988) - Interprétation gravimétrique et structure profonde de la Meseta marocaine et de sa marge atlantique. Trav. Labo. Sci. Terre, St Jérome, 29, B, 162 p.

BICKLE M.J., BETTENAY L.F., CHAPMAN H.J., GROVES D.I., Mc NAUGHTON N.I., CAMPBELL I.H. et De LAETER J.R. (1989) - The age and origin of younger granitic plutons of the Shaw batholith in the archean Pilbara block, western Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 101, 361-376.

BIZARD C. et ZIEGLER V (1955) - Contribution à l'étude des gites hypothermaux et pyrométasomatiques en fonction de la pétrographie dans la bordure orientale du Massif du Tichka (Haut Atlas occidental). Notes Serv. géol., Maroc, 11, 123, 113-154.

BLANCHARD J.P. (1978) - Dynamique magmatique du granite porphyroïde des Ballons (Vosges méridionales). "Fluidalités planaires imbriquées" et "couloirs magmatiques". Phénomènes de percolation. Bull. Soc. Geol. Fr., 20, 157-162.

BLANCHARD J.P., BOYER P. et GAGNY C. (1979) - Un nouveau critère de sens de mise en place dans une caisse filonienne : le "pincement" des minéraux aux épontes. Tectonophysics, 53, 1-25.

BLUMENFELD P. (1983) - Le tuilage des mégacristaux, un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques. Application au granite de Barbey-Seroux (Vosges - France). Bull. Soc. géol. Fr., 25, 309-318.

BLUMENFELD P. et BOUCHEZ J. L. (1988) - Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. J. Struct. Geol., 10 - 4, 361 - 372.

BLUNDY J.D. et HOLLAND T.J.B. (1990) - Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 104, 208-224.

BOIVIN P. (1982) - Interactions entre magma basaltique et manteau supérieur. Arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Exemple du Devès (MCF) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). Thèse ès Sci., Clermont-Ferrand, 344 p.

BONDI A. (1967) - Viscosity and molecular structure. In : "Eirich F.R. ed. : Rheology, Academic Press, 4, 1-83.

BOTTINGA Y. et WEILL D.F., (1970) - Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. Am. J. Sci., 269, 169 - 182.

BOTTINGA Y. et WEILL D.F., (1972) - The viscosity of magmatic silicate liquids : a model for calculation. Am. J. Sci., 272 : 438 - 475.

BOTTINGA Y., WEILL D.F. et RICHET P., (1982) - Density calculations for silica liquids. I. Revised method for aluminosilicate compositions. Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 909 - 919.

BOUHMEDI A. (1988) - Les clinopyroxènes dans les basaltes alcalins continentaux (Massif Central Français). Implications pétrogénétiques, barométriques et caractérisation de la profondeur des réservoirs magmatiques. Thèse Univ., Clermont-Ferrand, 173p.

BOULIN J., BOUABDELLI M. et El HOUICHA M. (1988) - Evolution paléogéographique et géodynamique de la chaîne paléozoïque du Moyen - Maroc : un essai de modélisation. C.R. Acad. Sci., Paris, 306, 1501 - 1506.

BOULOTON J., GASQUET D. et TANE J.L. (1983) - Les enclaves acides des filons de microdiorite des Jebilet Centrales. Problème de leur origine. 6 p., 2 fig. Sous presse p. 125-131 à la revue marocaine Mines et Géologie. Communication aux journées de la géologie marocaine .

BOUTALEB M. (1988) - Reconstitution de l'évolution tectono-métamorphique, magmatique et hydrothermale du district stanno-wolframifère de Walmès (Maroc central). Implications métallogéniques. Thèse ès Sci., INPL, Nancy, 268 p.

BOWDEN P., BATCHELOR R.A., CHAPPELL B.W., DIDIER J. et LAMEYRE J. (1984) - Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks : a

discussion. Phys. Earth Planet. Inter., 35, 1-11.

BREMONT D'ARS (de) J., (1990) - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. Mém. Docum. CAESS, Rennes, 35, 370 p.

BRIOT D. (1988) - Genèse d'une série alcaline intraplaque continentale. Etude géochimique (éléments traces et isotopes Sr-Nd-O) du volcan des Monts Dore (Massif Central français). Thèse Université, Clermond Ferrand, 195 p.

BROTZU P., GANZERLI-VALENTINI M.T., MORBIDELLI L, PICIRILLO E.M. STELLA R. et TRAVERSA G. (1981) - Basaltic volcanism in the northern sector of the main Ethiopian rift. J. Volcanol. Geotherm. Res., 10, 365-382.

BROWN P.E. et BECKER S.M. (1986) - Fractionation, hybridisation and magma-mixing in the Kialieneq centre East Greenland. Contrib. Mineral. Petrol., 92, 57-70.

BRUN J.P. (1981) - Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons. Thèse ès Sci., Rennes.

BRUN J.P. et PONS J. (1981) - Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. J. Stuct. Geol., 7, 431-436.

CANTAGREL J.M., DIDIER J. et GOURGAUD A. (1984) - Magma mixing : origin of intermediate rocks and "enclaves", from volcanism to plutonism. Phys. Earth. Planet. Int., 35, 63-76.

CARMAN J.H. (1974) - Synthetic sodium phlogopite and its two hydrates : stabilities, properties and mineralogical implications. Am. Mineral., 59, 261-273.

CARMICHAEL I.S.E., TURNER J. et VERHOOGEN J. (1974) - Igneous Petrology. McGraw-Hill. 739 p.

CAWTHORN R.G. (1976) - Some chemical controls on igneous amphibole compositions. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1319-1328.

CHAIEB M. et RIMI A. (1979) - Etude géologique du Haut Seksaoua et du Tizi n'Tabgourt, Haut Atlas occidental. Projet de fin Etudes, Univ. Mohamed V, Ecole Mohamedia, 55 p.

CHALOT-PRAT (1990) - Petrogenèse d'un volcanisme intracontinental tardi-orogénique hercynien. Etude du complexe volcanique carbonifère du Tazzeka et de zones volcaniques comparables dans le Mekam et la région de Jerada (Maroc Oriental). Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris, 283 p.

CHAPPELL B.W. et WHITE A.J.R. (1974) - Two contrasting granite types. Pacific geology, 8, 173-174.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. et WYBORN D. (1987) - The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. J. Petrol., 28, 6, 1111-1138.

CHARLOT R. (1976) - The precambrian of the Anti-Atlas (Morocco) : a geochronological synthesis. Precamb. Res, 3, 273-299.

CHARLOT R. (1978) - Caractérisation des évènements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. Thèse ès Sciences, Rennes.

CHEILLETZ A. (1984) - Contribution à la gîtologie du district polymétallique (W - Mo - Cu - Pb - Zn - Ag) du Djebel Aouam (Maroc Central). Application à la prospection des gisements de tungstène. Thèse ès Sci., INPL - CRPG, Nancy.

CHEILLETZ A. (1984) - Une nouvelle interprétation lithostratigraphique et structurale du district du Djbel Aouam (Maroc central). Conséquences pour la prospection des minéralisations de tungstène. C.R. Acad. Sci. Paris, 299, II, 15, 1073-1078.

CHEILLETZ A. et ZIMMERMANN J.L. (1982) - Datations par la méthode K-Ar du complexe intrusif et des minéralisations en tungstène du Jbel Aouam. C.R. Acad. Sci., 295, II, 255-258.

CHEVREMONT P., GAGNY C., DE LA ROCHE H., PUPIN J.P. et ROSSI P. (1988) - Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. Document B.R.G.M. N° 152, 60 p.

CHRISTENSEN U. (1984) - Instability of a hot boundary layer and initiation of thermo-chemical plumes. Ann. Geophysicae, 2, 311-320.

CLEMENS J.D. et WALL V.J. (1981) - Origin and crystallization of some peralumious (S-type) granitic magmas. Canad. Mineral., 19, 111-131.

COCHERIE A. (1984) - Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du Sr et de l'oxygène). Thèse Sci., Rennes, Document B.R.G.M., 90, 246 p.

COCHERIE A. et ROSSI P. (1991) - Single zircon dating by stepwise Pb-evaporation constrains the hercynian history of the corsican granites. In "frontiers in isotope geosciences", NERC, Keyworth U.K., Blackwell Ed., p.2-3.

COCIRTA C. et ORSINI J.B.(1989) - Exemples de mélange de magmas en contexte plutonique : les enclaves de tonalites-granodiorites du massif de Bono (Sardaigne septentrionale). Can. J. Earth Sci., 26, 1264-1281.

CONDIE K.C. (1980) - Origin and early development of the earth's crust. Precamb. Res., 11, 183-197.

COOK N.D.J. (1974) - Diorites and associated rocks in the Anglem Complex at the Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand : an example of magma mingling. Lithos, 21, 301-314.

CORNEE J.J. (1989) - Le Haut Atlas occidental paléozoïque : un reflet de l'histoire hercynienne du Maroc occidental. Stratigraphie, sédimentation et tectonique. Thèse ès Sci., Univ. Aix Marseille, St Jérome. 901 p.

COURRIOUX G. (1984) - Etude d'une évolution magmatique et structurale dans le contexte d'une zone de cisaillement ductile active : exemple du linéament granitique hercynien de Puentedeume (Galice, Espagne). Thèse 3^{e} cycle, Nancy, 220 p.

CZAMANSKE G.K. et MIHALIK P. (1972) - Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway : Part 1: the opaques oxides. J. Petrol., 13, 3, 493-509.

CZAMANSKE G.K. et WONES D.R. (1973) - Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway : Part 2, The Mafic silicates. J. Petrol., 14, 3, 349-380.

CZAMANSKE G.K., ISHIHARA S. et ATKIN S.A. (1981) - Chemistry of rock forming minerals of the cretaceous. Paleocene batholith in southwestern japan and implications for magma genesis. J. Geoph. Res., 86, 10431-10469.

DAVIDSON J.P. (1987) - Crustal contamination versus subduction zone enrichment : examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 51, 2185-2198.

DEBON F. (1975) - Les massifs granitoïdes à structure concentrique de Cauterets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs enclaves. Sci. Terre Mem., Nancy, 33, 420 p.

DEBON F. et LE FORT P. (1983) - A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. R. Soc. Edimbourgh., 73, 135-149.

DEBON F. et LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their

magmatic associations : principles, method, applications. Bull. Minéral., 111, 493-510.

DEBON F., LE FORT P., DAUTEL D., SONET J. et ZIMMERMAN J.L. (1986) - Granites of western Karakorum and northern Kohistan (Pakistan) : A composite Mid-Cretaceous to upper Cenozoic magmatism. Lithos, 20, 19-40.

DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1980) - An introduction to the rock-forming minerals. Longman Ed., 528 p.

DE PAOLO D.J. (1985) - Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet. Sci. Lett., 53, 189-202.

DE PAOLO D.J. (1988) - Age dependance of the composition of continental crust : evidence from Nd isotopic variations in granitic rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 90, 263-271.

DE PAOLO D.J. et WASSERBURG G.J. (1988) - Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 615-627.

DERUELLE B. (1982) - Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the South Central and Meridional Andes. J. Volcanol. Geotherm. Res., 14, 77-124.

DIDIER J. (1973) - Granites and their enclaves. Elsevier Ed., 393 p.

DIDIER J. (1987) - Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. Geol. Rundsch., 76, 1, 41-50.

DIDIER J. et DUPRAZ J. (1985) - Magmatic and metasomatic cordierites in the Velay granitic massif (French Massif Central). The significance of granite genesis in the lithosphere. Theoprastus publication S.A., Athens, 35-77.

DINGWELL D.B. (1987) - Melt viscosities in the system $NaAlSi_3O_8$ - H_2O - F_2O_{-1} . Magmatic Processes : Physicochemical Principles. Geoch. Soc. Spec. Pub., 1, 423 - 431.

DINGWELL D.B. et VIRGO D. (1987) - The effect of oxydation state on the viscosity of melts in the system Na_2O-FeO-Fe_2O_3 SiO_2. Magmatic Processes : Physicochemical Principles. Geoch. Soc. Spec. Pub., 1, 195 - 205.

DIOT H. (1989) - Mise en place des granitoïdes hercyniens de la Meseta marocaine. Etude structurale des massifs de Sebt de Brikine (Rehamna) de Zaër et d'Oulmès (Massif Central), et d'Aouli Bou-Mia (Haute Moulouya). Implications géodynamiques. Thèse ès Sci., Toulouse, 182p.

DIOT H. et BOUCHEZ J.L. (1989) - Les granitoïdes hercyniens de la Haute Moulouya (Maroc) : leur structure primaire déduite de l'ASM. Indications sur leur mise en place. Bull. Soc. géol. Fr., 4, 705-716.

DIOT H., BOUCHEZ J.L., BOUTALEB M. et MACAUDIERE J. (1987) - Le granite d'Oulmès (Maroc central) : structure de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place. Bull. Soc. géol. France, III, 1, 157-168.

DIXON J.M. (1975) - Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. Tectonophysics, 28, 89-124.

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 (1975) - 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.

DUPRAZ J. (1983) - Evolution du complexe anatectique du Velay et genèse de la cordiérite (M.C.F.). Thèse 3e cycle, Clermont Ferrand, 176 p.

EGGLER D.H. (1972) - Amphibole stability in H_2O - undersaturated calc-alkaline melts. Earth Planet. Sci. Let, 15, 1, 29-35.

EGGLER D.H. et BURNHAM C.W. (1972) - Crystallisation and fractionation trends in the system andesite-H_2O - CO_2- O_2 at pressures to 10 kb .Geol. Soc. Am Bull., 84, 8, 2517-2532.

EL AMRANI EL HASSANI I. (1984) - Contribution à l'étude pétrologique, minéralogique, métallogénique et de pétrologie structurale des formations de la région d'Azegour (Haut Atlas occidental - Maroc). Thèse 3e cycle, Nancy I, 210 p.

ELLIS D.J. et THOMPSON A.B. (1986) - Subsolidus and partial melting reactions in the quartz excess CaO + MgO + Al_2O_3 + SiO_2 + H_2O system under water excess and water deficient conditions to 10 kb : same implication from the origin of peraluminous melts from mafic rocks. J. Petrol., 27, 1, 91-121.

EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. et O'NIONS R.K. (1978) - Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 1199-1212.

FABRIES J., CONQUERE F. et ARNAUD G. (1984) - The mafic silicates in the Saint Quay - Portrieux gabbro-diorite intrusion : crystallisation conditions of a calc-alkaline pluton. Bull. Mineral, 107, 715-736.

FARMER G.L. et DE PAOLO D.J. (1983) - Origin of mesozoic and tertiary granite in the western United States and implications for Pre-Mesozoic crustal structure. 1- Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the northern Great Basin. J. Geophys. Res., 88, 3379-3401.

FEARS D. (1985) - A correct CIPW program for interactive use. Comput. Geosci., 11, 787-797.

FERNANDEZ A.N. (1984) - Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques. Application à l'analyse structurale des granitoïdes. Thèse Sci., Clermont-Ferrand, 239 p.

FERNANDEZ A.N. (1987) - Structural petrology and intrusion strain analysis. Rev. Bras. Geoc., 17, 4, 372 - 381.

FERNANDEZ A.N., FEYBESSE J.L. et MEZURE J.F. (1983) - Theoretical and experimental study of fabrics developed by different shaped markers in two-dimensional simple shear. Soc. géol. France, XXV, 3, 319 - 326.

FERNANDEZ A.N. et BARBARIN (Sous presse) - Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas. Nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In "Enclaves and granites petrology", Didier J. et Barbarin B. Ed., Elsevier.

FERRY J.M. (1979) - Reactions mechanisms, physical conditions and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south central Maine, USA. Contib. Mineral. Petrol., 68, 125-139.

FLYNN R.T. et BURNHAM C.W. (1978) - An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chlorine-countaining vapor phase and silicate melts. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 685-701.

FOLAND K.A., HENDERSON C.H.B. et GLEASON J. (1985) - Petrogenesis of the magmatic complex at Mount Ascutney, Vermont, USA. I - Assimilation of crust by mafic magmas based on Sr and O isotopic and major element relationships. Contrib. Mineral. Petrol., 90, 331-345.

FOLAND K.A., RACZEK I., HENDERSON C.M.B. et HOFMANN A.W. (1988) - Petrogenesis of the magmatic complex at Mount Ascutney, Vermont, USA. II - Contamination of mafic magmas and country rock model ages based upon Nd isotopes. Contrib. Mineral. Petrol., 98,

408-416.

FOURCADE S. (1981) - Géochimie des granitoïdes. Thèse Sci., Paris VII, 189 p.

FOURCADE S. et ALLEGRE C.J. (1981) - Trace elements behavior in granite genesis : a case study the calc-alkaline plutonic association from the Querigut Complex (Pyrénées, France). Contrib. Mineral. Petrol., 76, 177-195.

FYFE S. - (1988) - Granites and a wet convecting ultramafic planet. Trans. Roy. Soc. Edinburgh : Earth Sci., 79, 339-346.

GAGNY C. (1978) - Vaugnérites et durbachites sont des cumulats de magma granitique (l'exemple du magma des Crêtes - Vosges). C.R. Acad. Sci. Paris, 287, 1361-1364.

GASQUET D. (1989) - Caractères pétrologiques et géochimiques du Massif du Tichka. Sa place dans l'orogénèse hercynienne du Maroc. Colloque de géologie Franco-Marocain, 24-26 Mai 1989, Strasbourg.

GASQUET D. et BOULOTON J. (1982).- A propos des enclaves acides des filons de microdiorite hercyniens des Jebilet Centrales (Maroc). 9e Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 647.

GASQUET D. et FERNANDEZ A.N. (1988) - Approche de l'évolution rhéologique des magmas intermédiaires au cours de la cristallisation : l'exemple du massif du Tichka. Réun. spéc. S.F.M.C., De l'observation d'ensembles ignés à l'étude des propriétés physiques des magmas, Nancy. In "Bull. liaison S.F.M.C"., 1/1, p.33.

GASQUET D. et LETERRIER J. (1986) - Evolutions magmatiques dans le massif du Tichka (Haut-Atlas occidental - Maroc). 11e Réun . Sci. Terre. Clermont-Ferrand, p. 75.

GASQUET D. et LETERRIER J. (1990) - Le Massif du Tichka, un témoin de l'évolution tardi-hercynienne de la croûte continentale du Haut Atlas Occidental marocain. 15° Coll. Geol. Afr, Nancy, Publ. Occas. CIFEG, p.372.

GASQUET D., EL OMARI L., RODDAZ B., TANE J.L. et ROCCI G. (1983) - Le massif syntectonique du Tichka, un exemple de mélange de magmas acide et basique. Sous presse à la revue marocaine Mines et Géologie. Communication aux journées de la géologie marocaine, Rabat.

GASQUET D., LETERRIER J., MRINI Z. et P. VIDAL. (1988) - Caractérisation isotopique des unités composant le massif du Tichka (Haut-Atlas occidental - Maroc). 12e Réun. Sci. Terre Lille, p. 61.

GIULIANI G. (1982) - Contribution à la géologie du Massif granitique des Zaër (Maroc Central). Etude des minéralisations à W - Sn - Mo associées. Thèse INPL, Nancy, 347 p.

GIULIANI G., CHEILLÉTZ A. et ZIMMERMANN J.L. (1989) - The emplacement, geochemistry and petrogenesis of two central Morocco Hercynian granites. Geotectonic implications. J. Afr. Earth Sci., 9, 3/4, 617 - 629.

GOVINDARAJU K et MEVELLE C. (1987) - Fully automated dissolution and separation methods for Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry rock analysis. J. Anal. Atom. Spectr., 2, 615-621.

GOVINDARAJU K, MEVELLE G. et CHOUARD C. (1976) - Automated optical emission spectrochemical bulk analysis of silicate rocks with microwave plasma excitation. Analyt. Chem., 48, 1325-1331.

GOVINDARAJU K. et MONTANARI R. (1978) - Routine performance of a matrix-correction free X-ray fluorescence spectrometric method for rock analysis. X-Ray Spectrometry, 7, 148-151.

GREEN T.H. et RINGWOOD A.E. (1968) - The genesis of the calk-alkalic rock suite. Contrib. Mineral. Petrol., 15, 103-190.

GROMET L.P.et SILVER L.T. (1983) - Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 925-939.

GUILLET P., BOUCHEZ J.L. et VIGNERESSE J.L. (1985) - Le complexe granitique de Plouaret (Bretagne). Mise en évidence structurale et gravimétrique de diapirs emboités. Bull. Soc. géol. France, 8, I, 4, 503-513.

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., PEARCE J.A. et TINDLE A.G. (1986) - Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. From Coward M.P. and Ries A.C. (eds), Collision tectonics, Geol. Soc. Spec. Pub., 19, 67-81.

HELZ R.T. (1973) - Phase relations of basalts in their melting range at PH_2O = 5 kb as a function of oxygen fugacity. Part I : mafic phases. J. Petrol., 14, 2, 249-302.

HELZ R.T. (1976) - Phase relations of basalts in their melting ranges at PH_2O = 5 kb. Part II : melt compositions. J. Petrol., 17, 2, 139-193.

HELZ R.T. (1982) - Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks. In "Reviews in mineralogy", 9B : Amphiboles : petrology and experimental phase relations. Mineral. Soc. America, 279 - 346.

HEWITT D.A. et WONES D.R. (1984) - Experimental phase relations of the micas. In Bayly (Ed.) : Micas. Mineral. Soc. America, 201-256.

HIBBARD M.J. et WATTERS R.J. (1985) - Fracturing an diking in incompletely crystallized granitic plutons. Lithos, 18, 1 - 12.

HOEPFFNER C. (1974) - Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale) : le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Est du massif. Thèse Univ. Strasbourg.

HOLDEN P., HALLIDAY A.N. et STEPHENS W.E. (1987) - Neodynium and strontium isotope content of a microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. Nature, 330, 53-56.

HOLLISTER L.S., GRISSOM G.C., PETERS E.K., STOWELL H.H. et SISSON V.B. (1987) - Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. Am. Mineral., 72, 231-239.

HOWARD W.D et FENN P.M. (1982) - Estimating the P-T-X_{H_2O} conditions during crystallisation of low calcium granites. J. Geol., 90, 485-507.

HUPPERT H.E. et SPARKS R.S.J. (1988) - The generation of granitic magmas by intrusions of basalt into continental crust. J. Petrol., 29, 599-624.

HUPPERT H.E., SPARKS R.S.J., WILSON J.R. et HALLWORTH M.A. (1988) - Cooling and crystallization at an inclined plane. Earth Planet. Sci. Lett., 79, 319-328.

HUTTON D.H.W. (1988) - Granite emplacement mechanisms and tectonic controls : inferences from deformation studies. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 79, 245 - 255.

HUVELIN P. (1971) - Faisceau de microdiorite et tectogenèse hercynienne dans les Jebilet (Maroc). C. R. Acad. Sci., Paris, 272, 28-31.

HUVELIN P. (1983) - Plutonisme à Sidi Lahcen (Paléozoïque du Mekam, région d'Oujda, Maroc oriental) et présence de cornéennes recoupées par des filons à scheelite et wolframite ou à molybdénite. C. R. Acad. Sci., Paris, 297, 57-62.

IRVINE T.N. (1978) - Density current structure and magmatic sedimentation. Canergie. Inst. Wash. Year Book, 77, 717-725.

IRVINE T.N. (1982) - Terminology for layered intrusions. J. Petrol., 23, 2, 127-162.

IRVINE T.N. (1987) - Layering and related structures in the Duke Island and Skaergaard intrusions : similarities, differences, and origins. In : "Parsons (ed.), Origins of Igneous Layering". Reidel Pub. Comp., 185-245.

IRVINE T.N. et BARAGAR W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8, 5, 523-548.

IRVING A.J. (1978) - A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partioning. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 743-770.

JAEGER J.C. (1968) - Cooling and solidification of igneous rocks. In Poldervaart A. et Hess H.H. : Basalts. Interscience Pub., New-York, 2 t.

JEFFREY D.J. et ACRIVOS A. (1976) - The rheological properties of suspensions of rigid particles. Am. Inst. Chem. Eng. J., 22, 417 - 432.

JOHNSON A.M. et POLLARD D.D. (1973) - Mechanics of growth of some laccolitic intrusions in the Henry Mountains, Utah ; I : Fields observations. Gilbert's model, physical properties and flow of the magma. Tectonophysics, 18, 261-309.

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.

JOUHARI A. (1989) - Minéralisations à Au - Mo - Cu de la bordure orientale du Massif du Tichka dans leur cadre géologique (Haut Atlas occidental, Maroc). Thèse Univ., Grenoble, 180 p.

KIRBY S. H. (1983) - Rheology of the lithosphere. Rev. Geophys. Space Physics, 21, 6, 1458 - 1487.

KRAUT F., TERMIER H. et TERMIER G. (1976) - Etude pétrographique des granites à amphiboles du massif du Tichka (Maroc). Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr., XC, 90-96.

KUNO H. (1968) - High alumina basalt. J. Petrol., 1, 121-145.

KUSHIRO I. (1986) - Density of basalt magmas at high pressures and its petrological application. In "Physical Chemistry of magmas" (Perchuk L.L et Kushiro I. eds.). Springer Verlag.

KUSHIRO I. (1987) - A petrological model of the mantle wedge and lower crust in the Japanese island arcs. Magmatic Processes : Physicochemical Principles. Geoch.Soc. Spec. Pub., 1, 165 - 181.

LAGARDE J.L. (1989) - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Meseta marocaine. Thèse ès Sci., Rennes (1987). Mém. et Doc. du C.A.E.S.S., 26, 342 p.

LAGARDE J.L. AIT OMAR S. et RODDAZ B. (1990) - Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation : examples from late Carboniferous plutons, Morocco. J. Struct. Geol., 12, 7, 805-821.

LAGARDE J.L., BRUN J.P. et GAPAIS D. (1990) - Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place : une alternative au diapirisme en

domaine épizonal. C. R. Acad. Sci., Paris, 310, 1109-1114.

LAGARDE J.L. et RODDAZ B. (1983) - Le massif plutonique du Tichka (Haut Atlas Occidental, Maroc) : un diapir syntectonique. Bull. Soc. geol. France, 7, 389-395.

LAIRD J. et ALBEE A.L. (1981) - High-pressure metamorphism in mafic schist from northern Vermont. Am. J. Sci., 281, 97-126.

LAMA C. (1989) - Contribution à l'étude pétrographique et géochimique des granitoïdes hercyniens de la Haute Moulouya (Meseta orientale, Maroc). DEA, INPL Nancy, 38 p.

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. Edinburgh., 63, 553-588.

LAMEYRE J. (1973) - Les marques de l'eau dans les leucogranites du Massif Central Français. Bull. Soc géol. France, 15, 3-4, 288-293.

LAMEYRE J. (1980) - Les magmas granitiques : leurs comportements, leurs associations et leurs sources. Mem. h. s. Soc. géol. France, 10, 51-62.

LAMEYRE J. (1988) - Granite settings and tectonics. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 43/2, 215-236.

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.

LAPIQUE F., CHAMPENOIS M. et CHEILLETZ A. (1988) - Un analyseur vidéographique interactif : développement et applications. Bull. Mineral., 111, 679-687.

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.

LA ROCHE (de) H. (1972) - Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sci. Terre, Nancy, XVII, 1-2, 31-46.

LA ROCHE (de) H. et LETERRIER J. (1973) - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. C. R. Acad. Sci. , Paris, 276, 3115-3118.

LA ROCHE (de) H., LETERRIER J., GRANCLAUDE P. et MARCHAL M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 - R2 diagram and major - element analyses - Its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., 29, 183-210.

LA ROCHE (de) H., STUSSI J.M. et CHAURIS L. (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyées sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. Sciences de la Terre, Nancy, XXIV, 1, 5-121.

LEAKE B.E. (1978) - Nomenclature of amphiboles. Can. Mineral, 16, 4, 501-520.

LEFORT J.P. (1989) - Basement correlation across the North Atlantic. Springer Verlag Ed., 148 p.

LEFORT J.P. et HAWORTH R.T. (1981) - Geophysical correlation between basement features in North Africa and Eastern New England : their control over North Atlantic structural evolution. Bull. soc. géol. minéral. Bretagne (C), XII, 2, 103-116.

LEFORT J.P. et VAN DER VOO R. (1981) - A kinematic model for the collision and complete suturing between Gondwanaland and Laurussia in the Carboniferous. J. Geol., 89, 537 - 550.

LE ROEX A.P., DICK H.J.B., REID A.M., FREY F.A., ERLANK A.J. et ART S.R. (1985) - Petrology and geochemistry of basalts from the American Antartic Ridge, Southern ocean : implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume. Contrib. Mineral. Petrol., 90, 367-380.

LETERRIER J. (1972) - Etude pétrographique et géochimique du Massif granitique de Quérigut (Ariège). Sci. Terre, Mém. Nancy, 23, 292 p.

LETERRIER J. (1978) - Aspects chimiques des interations entre les magmas basiques et leur encaissant pélitique dans le plutonisme. Bull. Soc. géol. France, 7, XX, 1, 21-28.

LETERRIER J. et DEBON F. (1978) - Caractères chimiques comparés des roches granitoïdes et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. Bull. Soc. géol. France, 7, 3-10.

LIEW T.C. et Mc CULLOCH M.T. (1985) - Genesis of granitoïd batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crustal evolution. Evidence from a Nd-Sr isotopic and U - Pb zircon study. Geochim. Cosmochim. Acta, 49, 587-600.

LINBERG B. et EKLUND O. (1988) - Interactions between basaltic and granitic magmas in a Svecofennian postorogenic granitoid intrusion, Aland, Soutwest Finland. Lithos, 22, 13-23.

LINDSLEY D.H. (1983) - Pyroxene thermometry. Am. Mineral., 68, 477-493.

LINDSLEY D.H. et ANDERSEN D.J. (1983) - A two-pyroxene thermometer. Proc. 13^{e} Lunar Planet. Sci. Conf., Part II. J. Geoph. Res., 88, 887-906.

LOPEZ-ESCOBAR L., VERGARA M. et FREY F.A. (1981) - Petrology and geochemistry of lavas from Antuco volcano, a basaltic volcano of the Southern Andes. J. Volcanol. Geotherm. Res., 11, 329-352.

MAALOE S. (1985) - Principles of Igneous Petrology. Springer Verlag. 374 p.

MAALOE S. et WYLLIE P.J. (1975) - Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallisation determined experimentally with water-undersatured conditions. Contrib. Mineral. Petrol., 52, 175-191.

MACKENZIE W.S., DONALDSON C.H. et GUILFORD C. (1984) - Atlas of igneous rocks and their textures. Longman Ed. 148 p.

MAHMOOD A. (1980) - Etude pétrologique du granite hercynien des Zaer (Massif central marocain). Thèse ès Sci. Clermont Ferrand, 421p.

MAHMOOD A. et BENNANI A. (1983) - S-type characteristics of the Hercynian granitoids of the Central paleozoic Massif, Morocco. Geol. Mag., 121, 301-309.

MAKRIS J., DEMNATI A et KLUBMAN J. (1985) - Deep sismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. Ann. geophysicae, 3, 369-380.

MALL A.P. et SHARMA R.S. (1988) - Coronas in olivine metagabbros from the Proterozoic Chotanagpur terrain at Mathurapur, Bihar, India. Lithos, 21, 291-300.

MARRE J. (1982) - Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes. Ed. B.R.G.M., 128 p.

MARSH B. (1978) - On the cooling of ascending andesitic magma. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 288, 611-625.

MARSH B. (1981) - On the cristallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. Contrib. Mineral. Petrol., 78, 85-98.

MARSH J.S. (1989) - Geochemical constraints on coupled assimilation and fractionnal crystallization involving upper crustal compositions and continental tholeiitic magma. Earth Planet. Sci Lett., 92, 70-80.

MARTIN D., GRIFFITHS R.W. et CAMPBELL I.H. (1987) - Compositional and thermal convection in magma chambers. Contrib. Mineral. Petrol., 96, 465-475.

MATTAUER M. (1983) - Subduction de lithosphère continentale, décollement croûte, manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne. C.R. Acad. Sci. Paris, 296, 481-485.

Mc BIRNEY A.R. (1980) - Mixing and unmixing of magmas. J. Volcan. geoth. Res., 7, 357-371.

Mc BIRNEY A.R. (1984) - Igneous petrology. Freeman (ed.), San Francisco, 504 p.

Mc BIRNEY A.R. et MURASE T. (1984) - Rheological properties of magmas. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 12, 487 - 554.

Mc BIRNEY A.R. et NOYES R.M. (1979) - Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. J. Petrol., 20, 487-554.

Mc CULLOCH M.T. et WASSERBURG G.J. (1978) - Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. Science, 200, 1003-1011.

MEDARIS L.G. (1969) - Partitionning of Fe and Mg between coexisting synthetic olivine and orthopyroxene. Amer. J. Sci., 267, 945-968.

MEISSNER. R. (1986) - The continental crust. A geophysical approach. Academic press ed., 425p.

MEZGER K., ALTHERR R., OKRUSH H., HENJES-KUNST F. et KREUSER H. (1985) - Genesis of acid/basic rock associations : a case study. The Kallithea intrusive complex, Samos, Greece. Contrib. Mineral. Petrol., 90, 353-366.

MICHARD A. (1976) - Eléments de géologie marocaine. Notes mém.Serv. géol. Maroc, 252, 408 p.

MICHARD A. (1982) - Le massif paléozoïque des Rehamna (Maroc) : stratigraphie, tectonique et pétrogenèse d'un segment de la chaîne varisque. Notes mém.Serv. géol. Maroc, 303, 180 p.

MICHARD-VITRAC A., ALBAREDE F., DUPUY C. et TAYLOR H.P. Jr (1980) - The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks : interferences from Sr, Pb, and O studies on the Maladeta igneous complex, Central Pyrenées (Spain). Contrib. Mineral. Petrol., 72, 57-72.

MIDDLEMOST E.A.K. (1989) - Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. Chemical Geology, 77, 19-26.

MONIER G. (1987) - Cristallochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. Thèse ès Sci., Nancy, Mém. CREGU, 14, 347 p.

MORIMOTO N. (1988) - Nomenclature of pyroxenes. Bull. Minéral., 111, 535-550.

MRINI Z. (1985) - Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb). Thèse Univ. Clermont Ferrand, 156 p.

MRINI Z., VIDAL P., CHEMSSEDOHA A., BOULOTON J., GASQUET D. et LE CORRE C. (1983) - Etude par la méthode Rb - Sr des massifs granitiques et des enclaves

acides des filons de microdiorites des Jebilet Centrales. PICG Projet n° 27, l'orogène calédonien, Symposium Rabat, Août - Septembre 1983.

MRINI Z., VIDAL P., CHEMSSEDOHA A., BOULOTON J., GASQUET D., LAGARDE J.L., LE CORRE C. et SAQUAQUE A. (1984) - Pétrogenèse des granitoïdes des Jebilet (Maroc) : Données de la géochimie isotopique du Strontium. 10e Réun. Sci. Terre, Bordeaux, p. 409.

MRINI Z., VIDAL P., GASQUET D. et F. ROSE (1985) - Age and origin of hercynian granitoids from Morrocco. EUG Strasbourg, Terra cognita, 5, p 279.

MYSEN B.O. (1987) - Magmatic silicate melts : Relations between bulk composition, structure and properties. Magmatic Processes : Physicochemical Principles. Geoch. Soc. Spec. Pub., 1, 375 - 399.

MYSEN B.O. et VIRGO D. (1978) - Influence of pressure, temperature and bulk composition on melt structures in the system $NaAlSi_2O_6$-$NaFe^{3+}Si_2O_6$. Amer. J. Sci., 278, 1307-1322.

NACHIT H., RAZAFIMAHEFA 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.

NANEY M.T. et SWANSON S.E. (1980) - The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic melts. Am. mineralogist, 65, 639-653.

NICKEL K.G., BREY G.P. et KOGARKO L. (1985) - Orthopyroxene-clinopyroxene equilibria in the system CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 (CMAS) : new experimental results and implications for two pyroxene thermometry. Contrib. Mineral. Petrol., 91, 44-53.

NIXON G.T. (1988) - Petrology of Younger Andesites and dacites of Iztaccitinuatl Volcano, Mexico : I Desequilibrium phenocyst Assemblages as indicators of magma chamber process. J. Petrol., 29, 2, 213-264.

NWE Y.Y. (1976) - Electron probe studies of the earlier pyroxenes and olivines from the Skaergaard intrusion, East Greenland. Contrib. Mineral. Petrol., 55, 105-126.

OLDENBURG C.M., SPERA F.J., YUEN D.A. et SEWELL G. (1989) - Dynamic mixing in magma bodies : theory, simulations and implications. J. Geoph. Res., 94, B7, 9215-9236.

ORSINI J.B. et FERNANDEZ A. (1987) - Signification de la discordance structurale entre fluidalité magmatique et zonalité pétrographique dans les intrusions de granitoïdes : l'exemple de l'intrusion de Budduso (Sardaigne septentrionale). C. R. Acad. Sci., 304, 16, 993-996.

OTTINO J. (1989a) - Le mélange des fluides. Pour la Science, 137, 32 - 43.

OTTINO J.M. (1989b) - The kinematics of mixing : stretching, chaos and transport. Cambridge Univ. Press, 364 p.

PAGEL M. (1981) - Facteurs de distribution et de concentration de l'Uranium et du Thorium dans quelques granites de la chaîne hercynienne d'Europe. Thèse ès Sci., INPL, Nancy, 555 p.

PAGEL M. et LETERRIER J. (1980) - The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France) : shoshonitic affinity. Lithos, 13, 1-10.

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.

PARSONS I. (Ed) (1987) - Origin of Igneous Layering. D. Reidel Publishing Company Ed., 655 p.

PATCHETT P.J. et ARNDT N.T. (1986) - Nd isotopes and tectonics of 1.9 - 1.7 Ga crustal genesis. Earth Planet. Sci. Lett., 78, 329-338.

PATERSON S.C. et TOBISCH O.T. - (1989) - Using pluton ages to date regional deformations : problems with commonly used criteria. Geology, 16, 1108 - 1111.

PATERSON S.C., VERNON R.H. et TOBISCH O.T. (1988) - A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. J. Struct. Geol., 11, 3, 349 - 363.

PEARCE J.A. (1984) - Role of the Sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In "Continental basalts and mantle xenoliths". Hawkesworh C.J. et Norry M.J. Ed., Shiva Pub. Ltd, 272p.

PEARCE J.A. et CANN J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.

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.

PEARCE J.A. et NORRY M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33-47.

PERMINGEAT F. (1954) - Les filons de minette, satellites du granite d'Azegour, Haut Atlas. Notes et Mem. Serv. geol. Maroc, 122, 1-90.

PETIT J.P. (1976) - La zone de décrochements du Tizi n'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère. Thèse 3e cycle, Montpellier.

PIN C. et CARME F. (1987) - A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of western Europe : the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). Contrib. Mineral. Petrol., 96, 406-413.

PIQUE A. (1981a) - Un segment de chaîne intracontinentale : la Meseta marocaine nord-occidentale. Influence des fractures du socle précambrien sur la sédimentation et la déformation de la couverture paléozoïque. Bull. Soc. Géol. Fr., 23, 3-10.

PIQUE A. (1981b) - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale et son prolongement dans le Nord-Ouest de l'Afrique. Sci. Géol., 34, 123-130.

PIQUE A. et MICHARD A. (1989) - Moroccan hercynides : a synopsis. The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of west Africa. Am. J. Sc., 289, 286-330.

PITCHER W.S. (1979) - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. J. geol. Soc. London, 136, 627-662.

PITCHER W.S. (1982) - Granite type and tectonic environment. In : "Mountain building processes" (Hsu K.J. ed.), Academic Press, London, 19-40.

PITCHER W.S. (1983) - Granite : typology, geological environment and melting relationships. In : "Atherton, M. & P. Gribble C.D. Eds, Migmatites, Melting and metamorphism", Nantwich : Shiva Pub., 277-287.

PITCHER W.S. et BERGER A.R. (1972) - The geology of Donegal. A study of granite emplacement and unroofing. Wiley Interscience Ed., 435 p.

PLATEN (Von) H. (1965) - Experimental anatexis and genesis of migmatites. In : "Controls of metamorphism", Pitcher et Flinn, Ed., Oliver and Boyd, Edinburgh, 203-218.

PONS J. (1982) - Un modèle d'évolution de complexes plutoniques : gabbros et granitoïdes de la

Sierra Morena occidentale (Espagne). Thèse Sci., Toulouse, 451 p.

POWELL R. (1984) - Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations ; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. J. Geol. Soc. London, 141, 447-452.

PROST A.E., BADRA L. et EL HASNAOUI H. (1989) - Superposition de trois déformations ductiles hercyniennes dans le Haut Atlas (région d'Azegour - Erdouz, Maroc). C. R. Acad. Sci., Paris, 309, 627-632.

PROUST F. (1962) - Tectonique de socle par failles inverses en liaison avec d'anciennes failles normales dans le Haut Atlas (Maroc). C. R. somm. Soc. géol. Fr., 1, 9-11.

PUPIN J.P. (1976) - Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Sci., Nice, 394 p.

RAASE P. (1974) - Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature metamorphism. Contrib. Mineral. Petrol., 45, 231 - 236.

RAFI A. (1988) - Approche pétrographique, géochimique et géochronologique (Rb-Sr) des granitoïdes du Maroc oriental. Thèse, Marrakech, 113 p.

RAGLAND P.C.et BUTLER J.R. (1972) - Crystallization of the West Farrington pluton, North Carolina, USA. J.Petrol., 13, 381-404.

RAMBERG H. (1952) - Chemical bonds and the distribution of cations in silicates. J. Geol., 60, 331 - 355.

RAMBERG H. (1970) - Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In Mechanism of igneous intrusion, Newall G. and Rast N. Ed., Gallery Press, Liverpool, 261-286.

RAMBERG H. (1972) - Theoretical models of density stratification and diapirism in the earth. J. Geoph. Res., 77, 5, 877-889.

RAMBERG H. (1981) - Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic press, London, 452 p.

RICHET P. (1984) - Viscosity and configurational entropy of silicate melts. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 471 - 483.

RICHET P. et BOTTINGA Y. (1984) - Glass Viscosity and configurational transitions and thermodynamic properties of amorphous SiO_2, $NaAlSi_nO_{2n+2}$ and $KAlSi_3O_8$. Geochim.Cosmochim. Acta, 48, 453 - 470.

RICHET P., ROBIE R.A. et HEMINGWAY B.S. (1986) - Low - temperature heat capacity of diopside glass ($CaMgSi_2O_6$) : A calorimetric test of the configurational-entropy theory applied to the viscosity of liquid silicates. Geochim. Cosmochim. Acta, 50, 1521 - 1533.

ROBINSON P., SPEAR F.S., SCHUMACHER J.C., LAIRD J., KLEINE C., EVANS B.W. et DOOLAN B.L. (1982) - Phase relations of metamorphic amphiboles : natural occurence and theory. In : "Amphiboles, petrology and experimental phases relations". Veblen D.R. et Ribbe P.H. eds., Mineral. Soc. Am. Rev., 9, 1-227.

RODDAZ B., GASQUET D. et EL OMARI L. (1984) - Rôle de l'accident du Tizi n'Test sur la bordure sud du Massif du Tichka (Haut-Atlas occidental marocain). 10e Réun. Sci. Terre, Bordeaux, p. 478.

RODDAZ B., GASQUET D., TANE J.L. et ROCCI G. (1982) - Mise en place syntectonique du pluton hercynien du Tichka (Haut Atlas Occidental Marocain). 9e Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 650.

ROEDER P.L. et EMSLIE R.F. (1970) - Olivine - liquid equilibrium. Contr. Mineral. Petrol., 29, 275-289.

ROLIN P., GONORD H. et CAILLEUX Y. (1988) - Strike-slip faulting in north moroccan meseta : expression of a large shear zone at the edge of Africa. In terranes in the variscan belt of France and western Europe. IGCP, proj 233, Montpellier.

ROSCOE R. (1952) - The viscosity of suspensions of rigid spheres. J. Appl. Phys. 3, 267-269.

ROSE F. (1987) - Les types granitiques du Maroc hercynien. Thèse Univ. Paris 6, 363 p.

ROSSI P. et CHEVREMONT P. (1987) - Classification des associations magmatiques granitoïdes. Géochronique 21, 14-18.

ROSSI Ph. (1986) - Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique, le batholite calco-alcalin de Corse. Thèse Sci., Doc. B.R.G.M., 107, 292 p.

SCARFE C.M., MYSEN B.O. et VIRGO D. (1987) - Pressure dependance of the viscosity of silicate melts. Magmatic Processes: Physicochemical Principles. Geoch. Soc. Spec. Pub., 1, 59 - 67.

SCHAER J.P. (1962) - Problèmes de chronologie des granites dans la partie occcidentale du massif ancien du Haut Atlas. C.R. Acad. Sci., Paris, 255, 2152-2154.

SCHAER J.P. (1962) - Problèmes de granitisation dans la partie occidentale du massif ancien du Haut Atlas. C.R. Acad. Sci. Paris, 2270-2272.

SCHAER J.P. (1964a) - Aspect de la tectonique dans le bloc occidental du massif ancien du Haut Atlas. C.R. Acad. Sci. Paris, 258, 2353-2356.

SCHAER J.P. (1964b) - Volcanisme cambrien dans le massif ancien du Haut Atlas occidental. C.R. Acad. Sci. Paris, 258, 2114-2117.

SCHAER J.P. (1967) - Interférence entre les structures du socle et celles de la couverture dans le Haut Atlas marocain. In Etages tectoniques, Coll. Neuchâtel, 297-306.

SCHAER J.P. (1987) - Evolution and structure of the High Atlas. In : "the anatomy of Mountain Ranges". Princeton Univ., 107-127.

SCHAER J.P. (1988) - Deformation of igneous dikes in and around the Tichka granite, High Atlas - Morocco. In : "Jacobshagen V.H. (Ed.) : The Atlas System of Morocco", Springer-Verlag Ed., 131-137.

SCHMELING H. (1988) - Numerical models of Raleigh - Taylor instabilities superimposed upon convection. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 14, 95 - 109.

SCOTT G. B. et VOGEL T.A. (1980) - The origin of the acidic and basic rocks of the Tichka Massif, Morocco, based on rare earth elements. Contrib. Mineral. Petrol., 75, 89-95.

SHAND S.J. (1927) - Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposit. : Murby.Ed., London.

SHAW H.R. (1972) - Viscosities of magmatic silicate liqids: an empirical method of prediction. Am. J. Sci., 272, 870 - 893.

SHERVAIS J.W. (1982) - Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett., 59, 101-118.

SIMKIN T. et SMITH J.V. (1970) - Minor element distribution in olivine. J. Geol., 8, 304-325.

SPARKS S.R.J., SIGURDSSON H. et WILSON L. (1977) - Magma mixing : a mechanism for triggering acid explosive eruptions. Nature, 267, 315-318.

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.

SPEER J.A. (1984) - Micas in igneous rocks. In Bayley : Micas. Min. Soc. America, 299-356.

SPERA F.J., BORGIA A. et STRIMPLE J. (1988) - Rheology of melts and magmatic suspensions. 1. Design and calibration of concentric cylinder viscometer with application to rhyolitic magma. J. Geophys. Res., 93, B9, 10273 - 10294.

STEINBERG M., TREUIL M. et TOURAY J.C. (1979) - Géochimie : principes et méthodes. II : Cristallochimie et éléments en traces. Doin Ed., 599 p.

STEPHENSON N.C.N. - Coexisting hornblendes and biotites from precambrian gneisses of the south coast of western Australia. Lithos, 10, 1, 9-27.

STRECKEISEN A. (1976) - To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. rev., 12, 1-33.

STUSSI J.M. (1989) - Granitoid chemistry and associated mineralisation in the french Variscan. Economic Geology, 84, 1363-1381.

SUN S.S. (1980) - Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and islands arcs. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A297, 409-445.

SUN S.S. et NESBITT R.W. (1977) - Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the earth and mantle evolution. Earth Planet. Sci. Lett., 35, 429-448.

TAYEBI M. (1989) - Le segment hercynien du Haut-Atlas occidental dans les Ait Chaib, Maroc. Stratigraphie, tectonique et rôle de la zone faillée ouest atlasique. Thèse Univ. Aix Marseille, St Jérome. 243 p.

TAYLOR H.P. (1980) - The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O / ^{16}O$ and $^{87}Sr / ^{86}Sr$ systematics in igeous rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 47, 243-254.

TAYLOR H.P. et FORESTER R.W. (1971) - Low ^{18}O igneous rocks from the intrusive complexes of Skye, Mull and Ardnamurchan, western Scotland. J. Petrol., 12, 465-497.

TAYLOR S.R. et Mc LENNAN S.M. (1985) - The continental crust : its omposition and evolution. Blackwell Ed., 312 p.

TERMIER H. et G. (1963) - Sur un faciès particulier de schistes à mica blanc et chlorite du Haut - Aghbar (Grand- Atlas). Bull. Soc. fr. Minér. Crist., LXXXVI, 72-77.

TERMIER H. et G. (1964) - Les failles dans le massif du Tichka (Haut Atlas marocain). Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., 2, VI, 4, 279-290.

TERMIER H. et G. (1966) - Le Cambrien inférieur au voisinage du massif granito-dioritique du Tichka (Haut Atlas Marocain). C.R. Acad. Sci. Paris, 262, 843-845.

TERMIER H. et G. (1970) - Sur une roche cristalline renfermant une écaille d'Echinoderme (Massif du Tichka, Haut Atlas occidental, Maroc). C.R. Acad. Sci. Paris, 270, 1092-1095.

TERMIER H. et G. (1971a) - Sur la genèse du granite et du diorite dans le massif du Tichka (Haut Atlas, Maroc). C.R. Acad. Sci. Paris, 272, 535-537.

TERMIER H. et G. (1971b) - Le massif granito-dioritique du Tichka (Haut Atlas occidental, Maroc). Volume I : Les régions et les terrains. Note et Mém. Serv. géol. Maroc, 216, 240 p.

TERMIER H. et G. (1980) - Les skarns dans le massif du Tichka (Haut Atlas, Maroc). Notes Serv. géol. Maroc, 41, 285, 249-266.

TERMIER H. et G. (1982) - Origine multiple de la diorite dans le Massif du Tichka (Haut Atlas, Maroc). In transformists' petrology. Theophrastus publications Athens, 37-63.

TERMIER H., TERMIER G. et PINET M. (1977) - Le massif granito-dioritique du Tichka (Haut Atlas occidental, Maroc). Contribution à l'étude de la minéralisation. Mém. Muséum nat. Hist. Nat., C, 39, 143 p.

TERMIER H., TERMIER G., LEUTWEIN F. et SONET J. (1972) - Sur l'âge varisque des plutonites du Massif du Tichka (Maroc). Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 95, 124-127.

THOMPSON R.N., DICKIN A.P., GIBSON I.L. et MORRISON M.A. (1985) - Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hebridean palaeocene mantle-derived magmas by Archean Sial. Contrib. Mineral. Petrol., 79, 159-168.

THOMPSON R.N., MORRISON M.A., DICKIN A.P. et HENDRY G.L. (1983) - Continental flood baslts. Arachnids rule O.K. In "Continental basalts and mantle xenoliths" Eds Hawkesworth and Norry, Shiva Press, 158-185.

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., A 310, 549-590.

TINDLE A.G., Mc GARVIE D.W. et WEBB P.C. (1988) - The role of hybridization and crystal fractionation in the evolution of the Cairnsmore of Carphairn Intrusion, Southern Uplands of Scotland. J. Geol. Soc., London, 145, 11-21.

TISSERANT D. (1977) - Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mesetiens. Thèse Univ. Strasbourg, 103 p.

TRIAL A.F. et SPERA F.J. (1990) - Mechanisms for the generation of compositional heterogeneities in magmas chambers. Geol. Soc. Am. Bull. 102, 353-367.

TURNER J.S. et CAMPBELL I.H. (1986) - Convection and mixing in magma chambers. Earth Sci. Rev., 23, 255-352.

TUTTLE O.F. et BOWEN N.L. (1958) - Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si_3O_8 - KAl Si_3O_8 - SiO_2 - H_2O. Geol. Soc. Am. Mem., 74, 153 p.

URBAIN G., BOTTINGA Y. et RICHET P. (1982) - Viscosity of liquid silica, silicates and aluminosilicates. Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 1061 - 1072.

URBAIN G., CARRON J.P. et CALAS G. (1979) - Etimation de la viscosité de certains alumino-silicates liquides d'intérêt géologique. In Hautes températures et sciences de la terre, Ed. C.N.R.S., 73 - 87.

VAN DEN BOSCH J.W.H. (1981) - Mémoire explicatif de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1/500 000^e. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 234 bis, 219 p.

VAN DER MOLEN I. et PATERSON M.S. (1979) - Experimental deformation of partially-melted granite. Contrib. Mineral. Petrol, 70, 299-318.

VANCE J.A. (1969) - On synneusis. Contrib. Miner. Petrol., 24, 7-29.

VAUCHELLE L. (1988) - L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif Central Français). Thèse Univ. P.&M.Curie, Paris, 395 p.

VIDAL P., BERNARD-GRIFFITHS J., COCHERIE A., Le FORT P., PEUCAT J.J.

et SHEPPARD S.M.F. (1984) - Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. Physics Earth Planet. Int., 35, 179-190.

VIELZEUF D., CLEMENS J.D., PIN C. et MOINET E. (1990) - Granites, granulites, and crustal differentiation. In "Granulites and crustal evolution" ; Vielzeuf D. and Vidal P. Eds, Kuwer Acad. Publ., 59-85.

VILLEMANT B., JORON J.L., JAFFREZIC H., TREUIL M., MAURY R.C. et BROUSSE R. (1980) - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). II Géochimie. Bull. Minéral., 103, 267-286.

VOGEL T.A. et WALKER B.M. (1975) - The Tichka Massif, Morocco - An example of contemporaneous acidic and basic plutonism. Lithos 8, 29-38.

VOGEL T.A. WILLIAMS E.R. PRESTON J.K. et WALKER B.M. (1976) - Origin of the late Paleozoic plutonic massifs in Morocco. Geol. Soc. Am. Bull., 87, 1753-1762.

WASSERBURG G.J., JACOBSEN S.B., Mc CULLOCH D.J. et WEN T. (1981) - Precise determination of Sm/Nd isotopic abundances in standard solutions. Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 2311-2323.

WATSON E.B. et CAPOBIANCO C.J. (1981) - Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas : an assessment of the role of apatite. Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 2349-2358.

WEBSTER E.A. et HOLLOWAY J.R.(1980) - The partitioning of REE's Rb and Cs between a silicic melt and a Cl fluid. EOS Trans. Am. Geophys. Union, 61, 1152.

WEISBROD A. (1970) - Pétrologie du socle métamorphique des cevennes médianes (Massif Central Français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorpisme. Thèse ès Sci., Nancy, 4 t.

WELLS P.R.A. (1977) - Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contr. Mineral. Petrol., 62, 129-139.

WHITE A.J.R. et CHAPPELL B.W. (1977) - Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics 43, 7-22.

WHITNEY J.A. (1988) - The origin of granite : the role and source of water in the evolution of granitic magmas. Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1886-1897.

WHITNEY J.A. et STORMER J.C. (1988) - Mineralogy, petrology, and magmatic conditions from the Fish Canyon Tuff, central San Juan volcanic field. Colorado. J. Petrol, 26, 726-762.

WICKAM S.M. (1987) - The segregation and emplacement of granitic magmas. J. Geol. Soc., London, 144, 281 - 297.

WILDEMUTH C.R. et WILLIAMS M.C. (1984) - A new interpretation of viscosity and yield stress in dense slurries: coal and other irregular particles. Rheol. Acta, 24, 75 - 91.

WILDEMUTH C.R. et WILLIAMS M.C. (1984) - Viscosity of suspensions modeled with a shear-dependent maximum packing fraction. Rheol. Acta, 23, 627 - 635.

WILKS K.R. et CARTER N.L. (1990) - Rheology of some continental lower crustal rocks. Tectonophysics, 182, 57 - 77.

WINKLER H.G.F. (1980) - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer - Verlag Ed, 334 p.

WONES D.R. et EUGSTER H.P. (1965) - Stability of biotite : experiment, theory and application. Am. Mineral., 50, 1228-1272.

WOOD B.J. et BANNO S. (1973) - Garnet orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contr. Mineral. Petrol. 42, 109-124.

WYLLIE P.J., COX K.G. et BIGGAR G.M. (1962) - The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. J. Petrol., 3, 238-242.

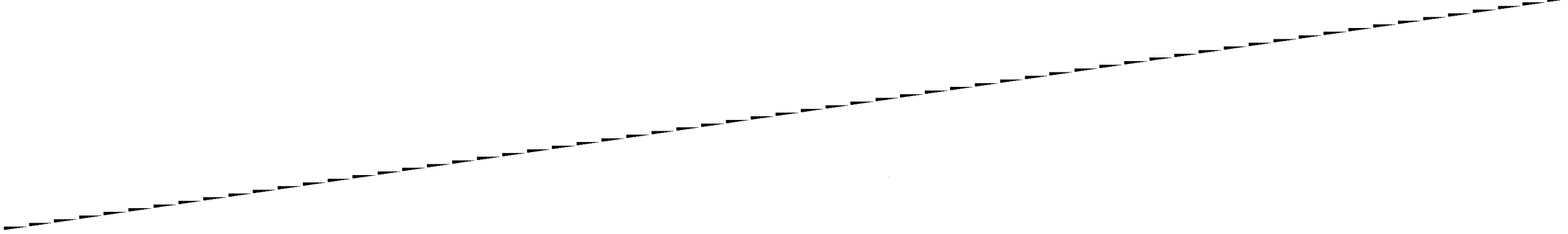
YODER H.S. (1955) - Diopside - anorthite - water systems at 5000 bars. Bull. Geol. Soc. Am., 66, 1638 - 1639.

YODER H.S. et TILLEY C.E. (1962) - Origin of basaltic magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol., 3, 342-532.

ZORPI M.J. (1988) - Mélanges magmatiques dans les granitoïdes de Sardaigne septentrionale : implications sur l'hybridation, la zonation et la mise en place des plutons calco-alcalins. Thèse Université Aix-Marseille III, 238 p.

ZORPI M.J., COULON C., ORSINI J.B. et COCIRTA C. (1989) - Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. Tectonophysics, 157, 315-329.

ANNEXES



A N N E X E I

LISTE DES ECHANTILLONS ANALYSES

- Colonne 1 : numéro de l'échantillon.
- Colonne 2 : nature pétrographique succincte. Les diorites marquées d'un astérisque sont des faciès hétérogènes prélevés à proximité de granodiorites-tonalites.
- Colonne 3 : degré d'altération : depuis 1 le moins altéré, jusqu'à 5 le plus altéré.
- Colonne 4 : localisation dans le massif. (1) : intrusion SW, (2) : intrusion centre, (3) : intrusions NE regoupant les intrusions 3 et 4 de la figure VII.4, (?) : appartenance imprécise : pour les échantillons prélevés à la limite de deux intrusions ou en dehors du pluton pour les filons.
- Colonne 5 : analyse des terres rares.
- Colonne 6 : analyse isotopique.
- Colonne 7 : analyse des minéraux à la microsonde.

N° Ech.	Nature pétrographique	Alt.	Loc	REE	Isot	µsd
ASF 13	Tonalite en enclave métrique	2	3			
21	Tonalite	2	3			
30	Granite leuco à biotite seule	2	3		x	
31	Tonalite	2	3			
32	Granite leuco à biotite ± muscovite	2	3		x	
33	Monzogranite ± muscovite	2	3			
34	Granite leuco à biotite seule	2	3		x	
36	Granite leuco à biotite seule	3	3			
38	Granite leuco à biotite + muscovite	2	3	x	x	
39	Granite leuco à biotite ± muscovite	2	3	x	x	x
40	Monzogranite	2	3			
41	Monzogranite	3	3			
GOU 4	Mélaiorite à grain fin		2	2		
5	Mélaiorite à grain grossier	4	2			
6	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2	x	x	x
7	Diorite quartzique autour GOU 8	2	2			
8	Gabbro à accumulation d'olivine	1	2	x	x	x
9	Granite leuco à biotite	2	2			
11	Diorite entre gabbro et tonalite GOU 12	5	2	x	x	
12	Tonalite	4	2	x	x	
17	Diorite quartzique	2	2			x
24	Diorite	3	2			
25	Diorite	3	2			
28	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
29	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
30	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
31	Gabbro riche en olivine	1	2			
34	Gabbro avec opx et cpx centimétriques	1	2			x
35	Gabbro	1	2			
36	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
37	Gabbro	1	2			
39	Gabbro riche en olivine	1	2			
40	Gabbro riche en olivine	2	2			
41	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
42	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
43	Gabbro	1	2	x	x	x
44	Gabbro	1	2			x
45	Cumulat plagiocalasique (enclave ds GOU 46)	1	2			x
46	Gabbro	1	2			
47	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
50	Gabro avec cpx centimétriques	2	2			
51	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
52	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
55	Granodiorite	1	2			
67	Diorite	1	2			
68	Granodiorite	1	2	x	x	
69	Monzogranite	2	2	x		x
KMA 8	Granite leuco à biotite	3	1			
9	Granite leuco à amphibole bleue	3	1			
27	Filon dolérite	3	1			
28	Filon dolérite	3	1			
29	Diorite ± quartzique	1	1			
30	Diorite à gros grain	2	1			
33	Filon dolérite	2	1			
35	Tonalite (ou qzdiorite) en filon	3	1			
83	Filon dolérite (diabase)	3	1			x
87	Diorite à grain fin	5	1			

N° Ech.		Nature pétrographique	Alt.	Loc	REE	Isot	µsd
MED	23	Filon de granite leuco à amphibole bleue	2	1			
	25	Granite leuco à amphibole bleu-vert + biotite	2	1			
	27	Granite leuco à amphibole bleu-vert + biotite	2	1			
	30	Granite leucocrate à biotite	3	1			
	32	Granite leuco à amphibole bleu-vert + biotite	2	1			
	38	Granite leuco à amphibole bleu-vert + biotite	2	1			x
	40	Granite leuco à amphibole bleu-vert + biotite	2	1			
	41	Granite leuco à amphibole bleu-vert + biotite	3	1			
NFI	19"	Tonalite à biotite seule	1	3		x	
	23B	Filon de granite leuco à musco.± bio.	2	3			
	30	Diorite ± contaminée par encaissant	1	3			
	48	Filon mésocrate	2	3?			
	49	Filon mésocrate	2	3?			
	51	Filon mésocrate	2	3?			x
	60	Filon mésocrate	1	3?			
	61	Filon acide	2	3?			
	66	Filon microdiorite	2	3?			
	72	Granite leuco à biotite	2	3		x	x
	82	Granodiorite	2	3		x	
	83	Granite leuco à biotite	2	3			x
	91	Granite leuco à biotite	2	3			
	95	Granodiorite	2	3			
	97	Granite leuco à biotite	2	3			
	98	Tonalite en enclave métrique dans NFI 82	2	3			
	99	Granite leuco à biotite	2	3		x	
	100	Monzogranite	1	3			
	102	Granite leuco à biotite	2	3			
	105	Tonalite en enclave 1/2 métrique	2	3			x
	109	Tonalite	3	3			
	111	Granodiorite à biotite seule	2	3			
	116	Leucogranite à muscovite en filon plurimétrique	1	3		x	
	118	Granite leuco à muscovite seule	1	3	x	x	
	119	Granite leuco à biotite seule	1	3			
	120	Granite leuco à bio + ms (Ilaire probable)	1	3			
TAG	5	Tonalite à feldspaths centimétriques	1	3	x	x	
	7	Monzogranite	1	3		x	
	8	Tonalite	3	3	x		
	13	Monzogranite leuco déformé	2	3	x	x	
	16	Diorite quartzique en enclave décimétrique	4	3			
	18	Tonalite	1	3			x
	19	Granodiorite - tonalite injectée dans TAG 20	4	3			
	20	Diorite	2	3	x		x
	21	Filon de granite leuco à biotite	2	3			
	25	Tonalite à biotite seule	1	3		x	x
	27	Granodiorite	2	3			x
	28	Monzogranite	1	3		x	
	29	Diorite en enclave dans TAG 27	2	3			
	30	Filon de granodiorite	3	3			
	32	Granite leuco à biotite	1	3			
	35	Tonalite avec P.F.M. marquée	1	3			
	36	Granite leuco à biotite	2	3	x		
	40	Granite leuco à biotite	3	3			
	41	Diorite quartzique	1	3		x	x
	42	Tonalite	3	3			

N° Ech.	Nature pétrographique	Alt.	Loc	REE	Isot	µsd
TAG 45	Diorite quartzique	1	3	x	x	x
46	Filon sombre	3	3			
47	Diorite en enclave pluricentimétrique	1	3	x	x	
50	Monzogranite	3	3	x		
52	Granodiorite	3	3	x	x	
61	Monzogranite	4	3			
64	Filon de granite leuco à bio, muscovite	1	3	x	x	
73	Monzogranite	1	2			
74	Gabbro	1	2			
77	Gabbro	3	2	x	x	x
78	Diorite quartzique en enclave décimétrique	2	2		x	x
79	Tonalite encaissant TAG 78	1	2	x	x	x
102	Diorite quartzique	4	2			
103	* Diorite quartzique	1	2		x	
104	Diorite quartzique	4	2			
105	Tonalite	1	2		x	
106	* Diorite quartzique à plagio.1/2 cm	1	2		x	
108	Diorite à feldspaths plurimm.	3	2			
109	Monzogranite	1	2		x	
110	Diorite	1	2		x	
111	Filon microgabbro	2	2		x	
112	* Diorite quartzique	1	2		x	
113	Monzogranite	1	2			
114	Monzogranite	1	2		x	
115	Microgabbro en filon (ou bordure figée?)	2	2			
117	Gabbro riche en olivine	1	2			
118	Diorite	1	2			
119	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
120	* Diorite à feldspaths centimétriques	3	2			
123	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
124	Méladiorite	1	2	x	x	x
126	Monzogranite	1	2	x	x	x
127	Filon "basique"	1	2			
128	Gabbro - diorite avec plagio en lattes	4	2	x		
129	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			x
130	Diorite microgrenue	2	2			x
131	Diorite encaissant "cheminées" de granite	2	2			x
134	Gabbro	3	2			
135	Monzogranite	1	2	x	x	x
136	Filon de microdiorite guartzique	2	2			
137	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
138	Gabbro riche en olivine	1	2			
139	Gabbro	3	2			
140	Gabbro avec cpx centimétriques	1	2			
141	Gabbro	3	2			
142	Filon de "pegmatoïde"	2	2			
143	* Diorite	1	2			
150	Méladiorite à texture sub doléritique	4	2	x		x
151	Diorite feldspathique	1	2	x	x	
152	Méladiorite	3	2	x		
153	Méladiorite	2	2	x		
154	Méladiorite	1	2	x	x	x
155	Monzogranite	2	2			
156	Tonalite	2	2	x		

N° Ech.	Nature pétrographique	Alt.	Loc	REE	Isot	µsd
TAM 27	Granite leuco à amphib. bleue + biotite	1	1	x	x	x
28	Diorite quartzique	2	1	x	x	
29	Granodiorite	1	1	x	x	x
30	*Diorite contact TAM 28-TAM 29	1	1	x	x	
31	Filon aplopegmatitique	1	1			
34	* Diorite quartzique	1	1			x
50	Granodiorite	2	1			
RE 116	Méladiorite	5	2	x	x	
WOU 40	Monzogranite	3	3			
41	Diorite à gros grain	4	3			
42	Diorite à grain fin	5	3			
55	Monzogranite	2	3			
64	Filon aplitique	2	3			
76	*Diorite quartzique	1	3	x	x	
77	Diorite évoluée	4	3			
78	Diorite quartzique à grain fin	2	3			
79	*Tonalite (enclave ?)	1	3			
80	Granite leuco à biotite	2	3			
86	Filon de granite leuco à muscovite ±bio	2	3			

ANNEXE II

ANALYSES CHIMIQUES SUR ROCHES TOTALES

Annexe IIa : les analyses des éléments majeurs et traces ont été réalisées dans trois laboratoires :

- Au C.R.P.G., par quantométrie (cf. Govindaraju et al., 1976)
- A l'Université de Clermont II, par absorption atomique ; majeurs : F. Cantagrel et S. Couturié, traces : J. Serange (cf. Pin et Carme, 1987).
- A l'Université de Nancy I, par fluorescence X (cf. Govindaraju et Montanari, 1978).

Annexe IIb : les analyses de terres rares ont été réalisées au C.R.P.G., par émission plasma, I.C.P., (cf. Govindaraju et Mevelle, 1987).

N.B. : les analyses isotopiques sont rassemblées dans le tableau V.2 du chapitre V.

Annexe IIc : les normes CIPW ont été calculées suivant le protocole décrit dans le paragraphe 7.2 du chapitre III.

Gabbros

Ech	GOU 6	GOU 8	GOU 28	GOU 29	GOU 30	GOU 31	GOU 34	GOU 35	GOU 36	GOU 37	GOU 39	GOU 40	GOU 41	GOU 42	GOU 43	GOU 44
SiO2	48.02	46.03	48.77	48.58	49.21	48.68	48.89	49.25	50.30	49.50	48.19	47.28	47.51	48.87	49.23	49.87
Al2O3	17.60	13.21	17.93	18.03	18.45	14.66	18.60	18.50	18.40	18.10	17.59	17.77	18.33	18.36	18.23	18.93
Fe2O3	9.12	11.38	8.98	9.16	8.70	10.83	4.42	2.79	3.53	3.67	8.62	8.59	8.33	8.37	8.86	8.78
FeO	--	--	--	--	--	--	4.04	5.05	4.48	4.62	--	--	--	--	--	--
MnO	0.15	0.18	0.14	0.14	0.13	0.16	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
MgO	6.58	15.63	8.06	8.18	8.78	10.60	9.10	9.30	9.20	8.60	10.18	10.13	8.06	7.44	7.03	7.41
CaO	9.90	6.60	9.63	9.51	9.31	6.60	9.00	10.50	9.10	9.30	8.38	9.29	9.99	9.86	8.35	8.49
Na2O	3.70	3.21	3.70	3.69	3.51	3.85	3.75	3.50	3.75	3.75	3.67	3.33	3.53	3.65	3.94	3.94
K2O	0.79	0.43	0.24	0.50	0.44	1.17	0.50	0.30	0.30	0.80	0.75	0.66	0.64	0.64	0.95	0.66
TiO2	1.89	1.44	1.32	1.26	1.05	1.57	1.30	0.90	1.30	1.85	1.17	1.38	1.43	1.38	1.46	1.61
P2O5	0.29	0.28	0.61	0.37	0.23	0.53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.53	0.33	0.38	0.41	0.48	0.31
P.F.	0.94	0.69	0.53	0.70	0.34	0.84	0.15	0.16	0.11	0.48	0.49	0.90	0.80	0.63	0.64	0.30
Total	98.98	99.08	99.91	100.12	100.15	99.49	99.78	100.37	100.59	100.80	99.70	99.79	99.13	99.74	99.30	100.43
Ba	154	124	124	107	108	155	100	--	100	100	128	146	150	142	149	129
Co	40	39	122	100	136	121	75	75	80	65	124	285	114	115	114	126
Cr	159	492	224	188	221	259	150	445	140	185	177	175	201	189	152	169
Cu	17	26	13	10	10	28	30	50	30	50	31	13	15	26	20	37
Ni	10	2291	134	142	164	296	150	120	160	155	249	253	122	105	137	166
Sr	580	300	449	421	372	387	365	460	425	710	536	575	573	526	531	507
V	231	167	159	140	110	121	135	150	150	165	107	146	147	148	116	148
Rb	8	8	10	25	10	11	5	5	5	10	--	--	--	10	14	10
Nb	14	9	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	6	--
Zr	132	152	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	150	--
Zn	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	22.80	19.52	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	24.48	--

Gabbros (suite)

Ech	GOU 45	GOU 46	GOU 47	GOU 50	GOU 51	GOU 52	TAG 74	TAG 77	TAG117	TAG 119	TAG 123	TAG 128	TAG 129	TAG 134	TAG 137	TAG 138
SiO2	52.12	50.15	49.90	49.90	48.50	48.10	50.63	49.01	48.19	48.64	47.00	49.13	50.72	49.06	49.45	50.03
Al2O3	22.41	18.65	17.60	17.20	18.60	19.00	17.44	18.78	14.77	17.30	16.90	17.99	18.09	17.33	17.28	16.40
Fe2O3	5.94	8.89	4.95	4.69	2.59	3.69	7.37	8.35	10.88	10.57	3.83	8.60	8.79	8.08	10.97	8.13
FeO	--	--	3.47	4.33	5.05	4.33	--	--	--	--	5.20	--	--	--	--	--
MnO	0.09	0.14	0.14	0.15	0.12	0.13	0.12	0.13	0.17	0.17	0.15	0.26	0.15	0.13	0.15	0.13
MgO	1.63	7.08	8.00	8.00	8.60	8.80	6.48	6.65	10.79	7.10	11.30	7.24	7.09	8.87	7.80	7.93
CaO	9.13	8.26	9.40	9.10	9.60	9.60	10.67	9.58	6.34	9.44	8.60	8.18	8.14	8.88	8.13	10.43
Na2O	5.72	3.98	3.65	3.65	3.65	3.20	3.90	3.86	4.16	3.87	3.40	3.81	3.95	3.32	3.83	3.79
K2O	0.4	0.79	0.90	0.80	0.65	0.55	0.80	0.80	1.12	0.50	0.60	0.65	0.81	0.84	0.42	0.69
TiO2	1.26	1.82	1.95	1.80	1.30	1.30	1.85	1.67	1.87	1.59	1.60	1.58	1.26	1.17	1.22	1.32
P2O5	0.23	0.14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.22	0.29	0.52	0.17	n.d.	0.27	0.04	0.25	0.34	0.16
P.F.	0.98	0.43	0.42	0.24	0.56	0.32	0.94	1.14	0.79	0.60	0.45	2.02	0.45	1.19	0.18	0.59
Total	99.91	100.33	100.38	99.86	99.22	99.02	100.42	100.26	99.60	99.95	99.03	99.73	99.49	99.12	99.77	99.60
Ba	190	178	100	100	100	100	134	176	142	112	595	363	119	172	77	123
Co	--	47	55	60	70	70	104	17	64	74	45	63	100	70	145	116
Cr	125	228	85	155	175	190	289	373	248	165	55	151	333	280	233	39
Cu	313	39	45	60	70	75	39	28	34	28	15	10	26	38	18	10
Ni	425	158	100	130	160	175	62	95	291	93	40	115	305	165	164	56
Sr	623	510	700	595	640	640	548	704	518	365	600	299	258	589	305	495
V	130	192	195	195	165	160	169	210	138	183	180	120	147	152	43	96
Rb	6	16	15	10	15	10	30	9	--	--	55	--	10	--	12	26
Nb	6	--	--	--	--	--	--	13	--	--	--	--	--	--	--	--
Zr	109	--	--	--	--	--	--	134	--	--	--	--	--	--	--	--
Zn	58	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	19	--	--	--	--	--	--	21.65	--	--	--	25.65	--	--	--	--

Annexe IIa - Teneurs en éléments majeurs (%) et traces (ppm) des principaux faciès du Massif du Tichka.

Gabbros (suite) Diorites

Ech	TAG 139	TAG 140	TAG 141	GOU 4a	GOU 4b	GOU 5a	GOU 5b	GOU 7	GOU 11	GOU 17	GOU 24	GOU 25	GOU 67	KMA 29	KMA 30	NFI 30
				mélad.	mélad.	mélad.	mélad.	d. hétér.	?	d. hétér.	d.com.	d.com.	mélad.	d. hétér.	mélad.	d. hétér.
SiO2	48.72	49.10	50.06	47.86	48.50	47.23	48.60	57.19	56.59	54.43	55.16	52.45	51.05	56.32	52.40	64.38
Al2O3	17.81	19.02	18.54	17.87	18.40	18.21	18.10	17.79	17.29	18.61	19.20	16.67	17.03	19.28	17.93	16.63
Fe2O3	7.40	8.03	7.17	8.98	3.63	8.92	3.75	7.00	5.59	8.72	6.25	8.67	8.96	6.87	8.46	4.35
FeO	--	--	--	--	5.20	--	4.91	--	--	--	--	--	--	--	--	--
MnO	0.11	0.12	0.11	0.14	0.15	0.15	0.16	0.11	0.11	0.14	0.11	0.17	0.18	0.12	0.15	0.05
MgO	6.64	8.31	6.50	5.30	6.30	5.59	6.50	2.39	5.19	2.69	2.92	4.47	5.79	2.63	4.43	2.03
CaO	10.73	9.36	10.66	8.23	8.60	8.91	9.00	5.02	6.92	5.74	5.88	6.30	7.83	5.59	8.60	3.96
Na2O	3.77	3.94	3.98	4.01	4.15	4.12	4.30	5.26	4.40	5.23	5.19	4.58	4.30	5.35	3.96	3.58
K2O	0.69	0.73	0.76	2.23	2.40	1.46	1.30	1.98	1.86	1.04	1.59	1.81	1.43	1.71	1.26	1.99
TiO2	1.72	1.32	1.34	1.64	1.80	1.50	1.65	1.53	0.74	1.71	1.09	1.82	1.99	1.23	1.81	0.68
P2O5	0.55	0.02	0.06	0.98	--	1.00	--	0.47	0.14	0.48	0.23	0.38	0.34	--	--	0.33
P.F.	0.59	0.53	1.06	1.32	1.13	1.83	1.55	0.63	1.67	0.65	1.45	1.97	0.98	0.66	0.82	1.02
Total	98.73	100.48	100.24	98.56	100.26	99.12	99.82	99.37	100.50	99.44	99.07	99.29	99.88	99.76	99.82	99.00
Ba	119	95	107	481	400	461	330	662	406	566	514	489	--	965	455	448
Co	109	134	123	36	65	39	65	10	12	113	10	10	--	--	--	29
Cr	203	150	245	30	20	35	30	31	415	10	35	144	121	25	26	42
Cu	30	22	33	10	20	17	35	10	32	10	10	16	37	26	38	28
Ni	77	139	75	10	45	494	50	10	50	24	15	10	92	31	49	485
Sr	511	583	510	1164	1425	1072	1320	454	394	546	501	410	510	593	571	379
V	83	89	70	202	210	190	205	163	150	115	150	173	--	73	207	97
Rb	23	10	16	55	55	31	35	45	47	38	39	39	28	37	31	89
Nb	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	15	15	11	--
Zr	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	214	468	92	--
Zn	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	52	55	--
Y	--	--	--	--	--	--	--	--	21.35	--	--	--	29	28	25	--

mélad. : méladiorite d.hétér. : diorite hétérogène ? : diorite altérée d. com.: diorite commune

Diorites (suite)

Ech	RE 116	TAG 16	TAG20	TAG 29	TAG 41	TAG 45	TAG 47	TAG 78	TAG 102	TAG 103	TAG 104	TAG 106	TAG 108	TAG 110	TAG 112	TAG 118
	?	encl.	d.com.	encl.	d.com.	d. hétér.	encl.	encl.	d.com.	d. hétér.	d.com.	d. hétér.	d.com.	d.com.	d. hétér.	d. hétér.
SiO2	50.83	54.00	52.37	55.50	53.81	57.20	49.29	55.53	55.14	53.25	56.60	51.11	51.24	51.05	55.70	51.04
Al2O3	17.63	18.18	18.16	17.99	18.97	19.02	21.32	18.09	16.96	17.54	17.59	16.84	18.65	17.52	19.23	15.89
Fe2O3	8.62	7.91	7.91	7.40	5.99	5.54	8.08	6.93	8.23	8.46	6.22	9.09	9.30	10.11	6.70	12.61
FeO	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
MnO	0.14	0.13	0.13	0.11	0.11	0.10	0.12	0.11	0.14	0.13	0.11	0.14	0.16	0.18	0.11	0.19
MgO	5.69	3.40	3.76	3.63	3.74	3.27	3.99	3.70	3.96	5.19	3.05	6.06	3.75	3.76	3.11	4.38
CaO	9.13	5.12	7.08	5.69	6.55	5.68	6.82	5.86	6.82	6.46	5.30	7.39	6.27	6.09	6.10	7.31
Na2O	3.94	5.00	5.00	4.61	4.55	5.20	4.29	4.74	4.94	4.50	5.35	4.03	1.81	4.71	5.14	4.64
K2O	0.89	1.67	1.33	2.26	1.77	1.46	2.11	2.03	1.05	1.95	1.70	1.54	2.06	2.31	1.76	0.77
TiO2	1.77	1.42	1.50	1.41	1.39	1.14	1.70	1.39	1.75	1.57	1.27	1.74	2.03	2.07	1.38	2.62
P2O5	0.32	0.41	0.53	0.28	0.18	0.20	0.57	0.51	0.45	0.45	0.43	0.15	0.56	0.45	0.35	0.29
P.F.	1.50	2.08	1.05	1.11	1.24	1.33	1.14	0.84	0.60	0.77	0.97	0.78	1.05	0.75	0.78	0.69
Total	100.46	99.32	98.82	99.99	99.30	100.14	99.43	99.73	100.04	100.27	98.59	98.87	99.88	99.00	100.36	100.43
Ba	177	544	695	570	660	564	965	911	376	555	675	181	9.09	1113	785	316
Co	25	10	10	53	10	10	10	46	102	66	50	48	40	43	67	64
Cr	230	29	40	35	25	27	52	44	26	25	39	163	21	28	41	45
Cu	41	10	18	10	11	10	17	11	12	10	36	10	10	13	19	10
Ni	10	11	10	32	29	23	15	52	67	51	37	110	11	13	35	32
Sr	512	455	624	358	611	537	545	461	544	630	463	453	704	370	562	350
V	197	172	195	126	157	162	193	106	151	145	135	141	215	217	163	238
Rb	17	40	35	10	47	39	55	37	33	47	10	42	10	55	43	--
Nb	--	--	--	--	8	13	22	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Zr	--	--	--	--	146	152	302	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Zn	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	25.03	--	33.63	--	--	25.40	40.62	--	--	--	--	--	--	--	--	--

mélad. : méladiorite encl. : enclave d. com. : diorite commune d.hétér. : diorite hétérogène

Diorites (suite)

Ech	TAG 120	TAG 124	TAG130	TAG 131	TAG 143	TAG 150	TAG 151	TAG 152	TAG 153	TAG 154	TAM 28	TAM 30	TAM 34	WOU 41	WOU 42	WOU 76
	d. hétér.	mélad.	d.micro	d.com.	d. hétér.	mélad.	d. hétér.	mélad.	mélad.	mélad.	d.com.	d. hétér.	d. hétér.	d.com.	d.com.	d. hétér.
SiO2	55.79	50.00	47.97	50.41	54.63	48.22	54.84	49.03	49.80	48.05	53.63	54.58	51.22	49.66	50.97	56.34
Al2O3	17.56	17.70	17.02	17.03	17.63	17.24	18.50	17.17	17.56	17.55	14.86	15.95	15.85	16.34	20.62	17.95
Fe2O3	6.43	4.73	9.20	8.94	9.63	10.53	7.41	7.36	9.54	9.35	9.98	9.49	10.75	11.94	7.29	6.26
FeO	--	5.20	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
MnO	0.14	0.18	0.15	0.14	0.18	0.23	0.13	0.15	0.15	0.17	0.16	0.16	0.17	0.21	0.16	0.10
MgO	3.86	5.20	7.53	5.94	2.70	7.10	2.62	6.84	6.03	7.41	3.50	2.93	4.08	4.47	4.88	3.48
CaO	5.28	8.30	9.92	7.30	5.58	8.49	5.26	9.89	6.51	9.27	6.61	5.33	6.93	6.28	6.96	6.46
Na2O	5.32	4.80	3.39	4.18	5.27	3.11	5.90	3.38	4.39	3.47	4.36	4.59	4.51	4.48	4.91	4.25
K2O	2.05	1.60	0.82	1.90	1.76	1.82	1.58	1.41	2.10	1.87	1.27	1.85	1.42	1.28	0.76	1.50
TiO2	1.23	2.10	1.61	1.83	2.02	1.70	1.51	1.39	2.18	1.78	2.99	2.51	3.45	2.83	1.13	1.26
P2O5	0.17	--	0.25	0.41	0.61	0.31	0.61	0.31	0.51	0.48	0.49	0.49	0.35	0.51	0.17	0.30
P.F.	1.32	0.64	0.86	1.03	0.45	1.91	0.43	1.69	0.91	0.63	0.97	0.95	0.53	1.91	1.74	0.90
Total	99.15	100.45	98.72	99.11	100.46	100.46	98.79	98.62	99.68	100.03	98.82	98.83	99.26	99.91	99.59	98.80
Ba	678	395	250	355	605	614	960	234	205	313	422	494	320	362	552	510
Co	54	50	76	66	10	71	52	62	40	60	20	10	10	10	52	44
Cr	70	20	182	78	19	186	27	327	60	138	26	13	32	38	81	35
Cu	16	15	22	24	10	10	10	33	10	24	28	10	12	16	10	10
Ni	44	45	72	88	10	148	46	132	18	28	10	10	10	10	41	29
Sr	331	718	485	559	562	421	558	529	605	756	428	431	515	399	591	538
V	99	215	313	164	217	185	142	157	161	207	241	236	315	325	153	129
Rb	--	38	--	--	41	45	39	23	44	42	24	41	27	29	14	48
Nb	--	45	--	--	--	--	--	--	--	21	23	--	--	--	--	--
Zr	--	234	--	--	--	--	--	--	--	179	202	--	--	--	--	--
Zn	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	--	34.88	--	--	--	25.32	35.46	--	31.67	27.07	42.96	41.29	--	--	--	30.50

d.hétér. : diorite hétérogène mélad. : méladiorite d.micro. : diorite microgrenue d. com. : diorite commune

Diorites (suite) Granodiorites-Tonalites

Ech	WOU 77	WOU 78	ASF 13	ASF 21	ASF 31	GOU 12	GOU 55	GOU 68	NFI 19	NFI 82	NFI 95	NFI 98	NFI 105	NFI 109	NFI 111	TAG 5
	d.com.	d.com.				?										
SiO2	59.13	55.00	61.01	59.85	61.62	60.26	64.00	62.94	57.40	63.70	64.32	61.43	63.72	59.02	64.81	60.52
Al2O3	16.80	19.59	17.17	17.08	16.75	19.75	16.60	16.95	17.86	16.30	16.74	16.79	16.61	17.05	17.79	17.17
Fe2O3	5.77	6.51	6.06	5.37	5.61	3.76	2.36	4.78	5.96	2.33	4.28	4.92	4.84	4.41	3.72	5.67
FeO	--	--	--	--	--	--	2.60	--	--	2.03	--	--	--	--	--	--
MnO	0.10	0.11	0.09	0.11	0.07	0.09	0.06	0.08	0.10	0.07	0.07	0.08	0.07	0.10	0.05	0.08
MgO	3.56	3.89	2.42	3.00	2.53	1.35	2.30	1.88	3.42	2.50	1.81	3.22	2.19	2.87	1.38	2.00
CaO	4.70	4.97	4.78	5.64	5.13	4.29	4.10	3.95	5.64	3.50	3.86	5.03	4.37	4.60	3.42	4.42
Na2O	4.58	4.47	4.83	4.01	4.75	6.25	4.80	4.98	3.78	5.50	4.57	4.56	4.91	4.70	4.56	5.11
K2O	2.05	2.05	1.73	1.91	1.61	1.55	2.50	2.49	1.99	2.70	2.49	2.01	1.61	2.25	2.57	1.96
TiO2	0.88	1.36	0.99	0.84	0.85	1.08	0.95	0.90	1.05	0.75	0.69	0.78	0.83	1.37	0.61	1.15
P2O5	0.28	0.40	0.40	0.22	0.30	0.15		0.31	0.30		0.16	0.19	0.19	0.28	0.18	0.32
P.F.	1.94	1.48	0.95	1.10	0.73	1.09	0.48	0.53	1.21	1.19	0.84	0.83	0.61	1.40	0.76	0.79
Total	99.79	99.83	100.43	99.13	99.95	99.62	100.75	99.59	98.71	100.57	99.83	99.84	99.85	100.05	99.85	99.19
Ba	645	500	663	533	--	363	790	1004	550	--	--	--	--	--	--	361
Co	58	10	10	25	--	10	45	140	14	--	--	--	--	--	--	10
Cr	47	52	43	64	29	29	30	44	68	--	24	65	27	30	27	11
Cu	10	10	27	65	24	10	15	10	16	--	7	16	11	13	7	10
Ni	46	36	10	--	34	10	30	94	--	--	40	69	32	41	39	13
Sr	415	460	516	400	450	474	495	403	437	435	414	440	351	449	482	380
V	58	147	130	114	81	129	120	146	124	--	--	--	--	--	--	110
Rb	37	50	40	45	48	33	60	52	72	59	54	50	47	65	78	64
Nb	--	--	--	--	13	--	--	--	--	--	5	7	11	9	7	--
Zr	--	--	--	--	254	--	--	--	--	--	248	197	209	242	226	--
Zn	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	--	--	--	--	30	22.48	--	24.25	35.41	--	23	26	28	29	27	31.47

Granodiorites-Tonalites (suite) — Monzogranites

Ech	TAG 8	TAG 18	TAG 19	TAG 25	TAG 27	TAG 35	TAG 42	TAG 52	TAG 79	TAG 105	TAG 156	TAM 29	TAM 50	WOU 79	ASF 33	ASF 40
SiO2	57.86	60.25	63.62	63.60	63.06	61.82	60.77	63.67	59.42	60.47	61.40	62.76	63.82	60.38	71.48	72.80
Al2O3	16.85	18.36	15.81	18.20	16.13	17.04	17.86	16.64	17.59	17.68	17.67	17.19	16.74	18.71	14.50	13.69
Fe2O3	5.62	4.95	4.22	1.25	4.82	5.15	5.18	4.83	5.57	5.51	4.84	5.38	4.55	5.07	2.55	2.14
FeO	--	--	--	2.61	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
MnO	0.09	0.08	0.08	0.05	0.08	0.08	0.14	0.09	0.09	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.03	0.04
MgO	3.43	2.00	2.08	1.70	2.44	2.37	2.24	1.99	2.66	2.29	2.05	1.54	1.19	2.49	0.81	0.82
CaO	6.26	4.76	3.77	3.70	4.48	4.89	3.38	2.71	4.96	4.52	4.59	4.05	3.48	5.20	1.68	1.87
Na2O	4.09	5.07	4.68	4.70	4.36	4.77	5.11	4.75	4.83	5.19	5.22	5.02	5.12	4.71	4.06	4.14
K2O	1.97	1.89	1.34	2.30	1.91	1.93	1.74	2.69	1.86	2.28	1.89	2.14	2.36	1.59	3.39	3.48
TiO2	1.11	0.84	0.62	0.60	0.82	0.94	0.82	0.88	1.19	0.94	0.88	0.93	0.87	1.06	0.31	0.27
P2O5	0.23	0.26	0.13	0.05	0.03		0.22	0.22	0.30	0.21	0.31	0.27	0.26	0.21	0.08	0.11
P.F.	1.30	0.98	2.06	0.62	1.15	0.87	2.10	1.84	0.88	0.75	0.53	0.77	0.49	0.89	0.73	0.40
Total	98.81	99.44	98.51	99.33	99.28	99.86	99.56	100.31	99.35	99.91	99.46	100.13	98.85	100.39	99.62	99.76
Ba	702	777	528	--	617	628	654	798	894	701	708	680	860	671	--	--
Co	10	10	10	--	68		10	10	83	63	36	10	31	10	--	--
Cr	78	28	58	--	33	38	39	21	43	28	31	20	12	29	15	10
Cu	10	10	10	--	10	14	10	10	10	10	18	10	40	10	10	10
Ni	10	13	24	--	36	36	13	10	57	34	30	10	14	13	21	20
Sr	479	539	399	513	382	456	409	378	464	406	440	398	374	530	214	187
V	149	117	106	--	85	76	111	94	106	75	98	119	55	137	22	19
Rb	44	48	33	86	70	51	47	51	45	70	55	49	50	48	96	92
Nb	--	--	--	--	--	18	--	--	14	17	--	--	--	--	13	15
Zr	--	--	--	--	--	214	--	--	244	283	--	--	--	--	151	131
Zn	--	--	--	--	--	43	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	29.83	--	--	--	--	30	--	29.42	35.39	--	32.14	22.71	--	--	29	19

Monzogranites (suite)

Ech	ASF 41	GOU 69	NFI 100	TAG 7	TAG 28	TAG 50	TAG 61	TAG 73	TAG 109	TAG 113	TAG 114	TAG 126	TAG 135	TAG 155	WOU 40	WOU 55
SiO2	69.74	70.99	67.86	71.85	72.26	68.13	69.44	67.17	70.21	69.48	69.64	68.20	71.50	69.27	68.36	69.95
Al2O3	15.21	14.66	16.06	14.62	14.30	15.54	15.51	15.85	14.61	14.00	14.70	15.10	14.63	14.76	15.75	15.05
Fe2O3	2.98	2.56	3.12	2.22	2.29	3.32	3.07	3.60	2.69	2.72	2.89	1.88	2.34	3.15	3.01	2.78
FeO	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	1.73	--	--	--	--
MnO	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05
MgO	1.08	0.87	1.31	0.67	0.69	1.38	1.08	1.39	0.89	0.89	0.66	1.70	0.94	0.96	1.18	1.05
CaO	2.02	2.00	3.40	2.32	2.07	1.81	1.35	1.84	2.11	4.60	2.14	3.10	1.95	2.35	1.93	2.41
Na2O	4.18	4.25	4.48	4.12	4.20	4.37	4.50	4.36	4.21	3.63	4.34	4.65	4.02	4.28	4.68	4.18
K2O	2.87	3.67	2.37	3.31	2.62	2.56	2.47	2.81	3.63	3.56	3.63	2.50	3.79	3.63	2.13	2.84
TiO2	0.38	0.37	0.49	0.35	0.40	0.56	0.49	0.57	0.55	0.35	0.42	0.90	0.36	0.57	0.60	0.46
P2O5	0.13	0.10	0.12	0.05	--	--	0.19	0.17	--	0.27	0.36	--	0.13	0.09	0.13	0.07
P.F.	0.92	0.41	0.55	0.69	0.93	1.39	1.56	2.00	0.58	0.55	0.59	0.32	0.53	0.59	1.29	0.84
Total	99.55	99.93	99.81	100.24	99.79	99.11	99.70	99.83	99.53	100.10	99.43	100.13	100.23	99.71	99.11	99.68
Ba	--	682	--	889	629	1272	697	790	631	685	644	225	768	650	805	699
Co	--	58	--	10	82	10	74	10	132	105	203	65	80	63	10	10
Cr	18	10	27	10	12	16	10	24	10	10	16	25	10	10	28	10
Cu	10	10	6	10	36	10	10	24	10	10	10	35	10	54	10	10
Ni	25	30	25	10	18	10	36	10	73	16	75	25	20	10	10	10
Sr	253	207	391	273	291	325	206	249	217	225	253	318	240	244	324	235
V	25	38	--	46	12	85	10	61	38	37	46	--	10	64	121	48
Rb	86	78	48	59	54	52	40	80	99	138	117	58	77	128	53	88
Nb	13	--	3	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Zr	174	--	182	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Zn	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	21	19.54	19	--	--	11.73	--	--	--	--	--	19.68	18.30	--	--	--

Leucogranites

Ech	ASF 30	ASF 32	ASF 34	ASF 36	ASF 38	ASF 39	GOU 9	KMA 8	KMA 9	MED 25	MED 27	MED 30	MED 32	MED 38	MED 40
	Lg b	Lg bm	Lg b	Lg b	Lg apl	Lg bm	Lg b	Lg b	Lg ba	Lg ba	Lg ba	Lg b	Lg ba	Lg ba	Lg ba
SiO2	74.35	75.86	76.96	79.00	76.92	73.46	75.25	74.49	76.94	75.40	77.00	78.50	74.20	75.20	76.60
Al2O3	13.42	12.98	12.53	11.61	12.98	14.39	12.87	13.11	12.21	13.60	12.75	12.10	13.70	12.80	12.80
Fe2O3	1.65	0.97	0.89	0.51	0.21	1.42	1.34	1.35	0.95	0.48	0.48	0.30	0.65	1.00	0.51
FeO	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0.29	0.29	--	--	0.72	0.58
MnO	0.03	0.01	0.01	0	0	0.03	0.03	0.03	0.02	0	0	0	0	0	0
MgO	0.42	0.23	0.27	0.13	0.16	0.36	0.03	0.08	0	0.09	0.05	0.05	0.15	0.25	0.05
CaO	1.22	0.86	0.98	0.22	0.43	0.56	0.34	0.75	0.29	0.69	0.35	0.32	0.64	0.80	0.49
Na2O	3.50	3.50	3.51	3.84	3.96	4.45	3.61	3.85	3.67	4.80	4.25	4.35	3.85	4.20	3.70
K2O	4.26	4.69	3.77	3.70	4.41	4.12	5.33	4.61	4.76	4.20	4.70	4.40	5.45	4.20	4.30
TiO2	0.20	0.09	0.10	0.02	0.01	0.12	0.15	0.19	0.12	0	0	0	0.25	0.35	0.30
P2O5	0.06	0.04	0.03	0.02	0.03	0.16	0	0.01	0.06	0	0	0	0	0	0
PF	0.51	0.46	0.59	0.42	0.44	0.73	0.46	0.64	0.40	0.86	0.18	0.21	0.41	0.17	0.30
Total	99.62	99.69	99.64	99.47	99.55	99.80	99.41	99.11	99.42	100.41	100.05	100.23	99.30	99.69	99.63
Ba	--	--	--	--	--	--	462	378	415	245	100	1005	945	100	100
Co	--	--	--	--	--	--	10	140	112	40	30	35	50	30	55
Cr	10	10	10	10	0	10	10	10	10	5	5	5	5	5	10
Cu	10	10	26	10	10	10	10	19	10	0	0	30	0	0	0
Ni	18	16	18	16	19	14	33	26	11	5	10	10	10	5	10
Sr	185	104	150	8	26	65	86	104	74	35	25	120	95	15	20
V	10	10	11	10	10	10	28	10	10	50	50	50	60	50	70
Rb	70	90	83	200	111	150	111	190	82	105	115	110	110	115	115
Nb	11	8	7	19	6	18	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Zr	137	73	74	38	43	96	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Zn	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	12	11	13	32	32.77	22.82	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Lg : Leucogranite b : à biotite apl. : aplitique m : à muscovite a: à Amphibole

Leucogranites (suite)

Ech	MED 41	NFI 72	NFI 83	NFI 91	NFI 97	NFI 99	NFI 102	NFI 118	NFI 119	NFI 120	TAG 32	TAG 36	TAG 40	TAM 27	WOU 80
	Lg ba	Lg b	Lg b	Lg b	Lg b	Lg b	Lg b	Lg bm	Lg b	Lg bm	Lg b	Lg b	Lg b	Lg ba	Lg b
SiO2	77.30	73.60	75.91	74.02	75.33	75.82	74.04	76.58	76.20	73.59	76.97	76.99	74.68	75.06	76.12
Al2O3	12.40	12.70	12.82	12.86	13.04	12.51	13.95	13.24	12.59	13.74	12.46	12.17	13.16	13.25	13
Fe2O3	0.32	0.66	1.12	1.54	1.30	1.21	1.71	0.27	1.35	2.01	1.11	0.76	1.49	1.97	0.79
FeO	0.43	0.58	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
MnO	0	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02
MgO	0.22	0.35	0.11	0.26	0.21	0.18	0.48	0	0.04	0.43	0.23	0.03	0.35	0.22	0.03
CaO	0.26	1.10	0.70	0.87	0.65	0.57	1.52	0.11	0.81	1.49	0.56	0.13	0.92	0.84	0.37
Na2O	4.00	4.65	3.03	3.71	3.71	3.08	3.74	4.35	3.19	3.91	3.13	3.05	3.83	4.10	3.09
K2O	3.90	4.60	5.51	4.03	4.70	5.64	3.72	4.29	4.96	3.43	5.23	5.80	4.20	4.11	5.78
TiO2	0	0.30	0.10	0.17	0.13	0.12	0.21	0.02	0.14	0.24	0.50	0.07	0.28	0.21	0.07
P2O5	0	0	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05	0.06	0.05	0.08	0.01	0	0	0.04	0
PF	0.41	0.45	0.38	2.26	0.47	0.39	0.41	0.55	0.47	0.90	0.49	0.36	0.49	0.52	0.57
Total	99.24	99.02	99.73	99.79	99.61	99.58	99.87	99.47	99.82	99.85	100.36	99.38	99.43	100.37	13
Ba	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	684	374	723	405	538
Co	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	128	10	10	10	10
Cr	--	--	10	5	5	18	18	0	0	15	10	10	10	10	10
Cu	--	--	3	2	5	2	2	10	10	10	10	10	10	10	10
Ni	--	--	26	29	30	19	22	14	17	23	27	10	10	10	10
Sr	--	127	146	176	59	53	213	26	156	220	78	54	131	76	59
V	--	--	--	--	--	--	--	0	10	11	10	22	27	38	26
Rb	--	82	81	48	71	85	76	104	65	90	60	141	87	91	122
Nb	--	--	0	2	13	7	3	10	5	11	--	--	--	--	--
Zr	--	--	88	138	119	95	114	38	107	123	--	--	--	--	--
Zn	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	--	--	10	11	19	18	16	23.20	6	17	--	5.10	--	19.46	--

Lg : leucogranite b: à biotite m: à muscovite a: à amphibole

Filons

Ech	KMA 27	KMA 28	KMA 33	KMA 35	KMA 83	MED 23	NFI 23	NFI 48	NFI 49	NFI 51	NFI 60	NFI 61	NFI 66	NFI 116
	dolér.	dolér.	dolér.	tonal.	dolér.	Lgba	Lgbm	"lampro"	"lampro"	"lampro"	"lampro"	Lgb	"lampro"	Lgm
SiO2	48.52	47.07	48.04	58.23	50.43	72.9	75.7	63.61	64.96	68.33	65.62	73.17	62.23	77.49
Al2O3	16.79	16.4	17.36	17.97	16.99	13.5	13.27	15.72	15.77	15.43	15.42	14.21	15.31	12.63
Fe2O3	10.61	10.72	8.78	5.83	9.57	0.93	0.48	4.77	4.98	3.54	5.6	2.44	4.49	0.42
FeO	--	--	--	--	--	0.87	--	--	--	--	--	--	--	--
MnO	0.21	0.21	0.16	0.11	0.18	0.04	0.02	0.06	0.06	0.05	0.08	0.04	0.06	0.01
MgO	7.71	8.42	7.8	2.74	5.22	0.32	0.03	2.25	1.6	1.12	1.89	0.48	2.03	0.03
CaO	8.98	9.38	9.74	5.35	8.54	1.05	0	4.24	2.86	2.09	2.51	1.59	4.04	0.05
Na2O	3.99	3.58	3.62	5.31	4.14	4.3	3.94	4.4	4.83	4.33	4.02	5.1	4.39	3.82
K2O	0.33	0.62	0.72	0.87	1.47	4.9	4.33	2.21	2.44	3.11	2.5	1.24	1.88	4.5
TiO2	1.59	1.84	1.34	1.14	1.92	0.2	0.12	0.73	0.75	0.51	0.62	0.33	0.69	0.07
P2O5	--	--	--	--	--	--	0.01	0.24	0.28	0.16	0.23	0.1	0.23	0.03
P.F.	1	1.54	2.14	1.89	1.39	0.17	0.95	1.61	1.17	0.97	1.19	1.06	4.13	0.64
Total	99.73	99.78	99.70	99.44	99.85	99.18	98.85	99.84	99.70	99.64	99.68	99.76	99.48	99,69
Ba	70	130	252	309	465	890	473	--	--	--	--	--	--	--
Co	--	--	--	--	--	40	10	--	--	--	--	--	--	--
Cr	302	241	133	28	114	5	10	17	16	10	45	10	17	18
Cu	64	46	49	29	41	5	10	22	10	10	10	39	10	20
Ni	143	140	116	32	63	10	448	27	24	27	36	15	24	32
Sr	314	467	807	514	629	100	58	409	369	292	349	326	370	21
V	144	172	151	82	172	50	41	63	47	33	61	15	59	0
Rb	11	17	17	22	38	70	134	68	145	133	120	44	48	119
Nb	7	12	29	13	23	--	--	12	17	12	11	12	12	10
Zr	105	144	191	339	211	--	--	232	319	213	230	249	229	50
Zn	70	72	60	34	5	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	25	29	26	29	31	101	--	22	24	18	21	20	22	20

Lg : leucogranite b : à biotite m : à muscovite a : à amphibole "lampro" : affinité lamprophyrique

Filons (suite)

Ech	TAG 13	TAG 21	TAG 30	TAG 46	TAG 64	TAG 111	TAG 115	TAG 127	TAG 136	TAG 142	TAM 31	WOU 64	WOU 86
	Monzogr	Lgb	GDT	granite	Lgb	gabbro	gabbro	tonal.	µdiorite	pegmat.*	pegmat.	aplit.	granite
SiO2	71.85	73.21	63.65	66.25	73.78	50.23	50.84	61.6	63.95	64.08	76.81	76.76	68.88
Al2O3	14.81	13.92	16.55	16.11	13.99	15.69	15.47	17.00	16.13	17.17	13.01	13.3	15.81
Fe2O3	1.45	1.77	4.63	4.13	2.08	11.64	11.22	1.94	4.64	3.31	0.61	0.89	1.17
FeO	--	--	--	--	--	--	--	3.03	--	--	--	--	--
MnO	0.02	0.04	0.12	0.1	0.04	0.21	0.21	0.08	0.07	0.11	0.03	0.04	0.04
MgO	0.51	0.67	2.27	1.72	0.64	7.33	7.49	3.2	2.28	1.9	0.00	0.44	0.22
CaO	0.00	1.17	3.77	2.5	0.71	7.83	7.7	5.1	4.46	2.92	0.31	0.21	1.29
Na2O	5.16	4.19	4.68	4.41	2.87	4.03	4.02	4.9	4.53	7.92	4.15	5.74	4.07
K2O	5.48	3.75	2.26	2.14	4.33	0.56	0.54	1.5	2.13	0.26	4.62	1.95	5.93
TiO2	0.23	0.3	0.73	0.71	0.28	1.61	1.68	1.00	0.75	0.56	0.1	0.02	0.37
P2O5	0,00	0.06	0.16	0.23	--	--	--	--	--	0.27	--	--	0.08
P.F.	0.62	0.93	1.66	1.5	1.36	0.68	0.56	0.48	0.85	0.72	0.38	0.73	0.66
Total	100.13	100.01	100.48	99.80	100.08	99.81	99.73	99.83	99.80	99.22	100.02	100.08	98.52
Ba	401	474	1169	799	905	148	143	725	791	35	26	87	1029
Co	10	10	48	10	10	--	--	45	--	258	10	99	10
Cr	10	10	30	30	10	228	271	30	49	10	10	10	10
Cu	10	10	10	10	10	29	35	5	19	10	10	10	10
Ni	33	10	16	10	10	122	179	40	37	35	10	10	10
Sr	33	165	494	291	203	231	404	450	425	75	22	19	185
V	32	35	84	86	43	146	144	155	55	10	29	10	50
Rb	80	86	74	63	83	20	13	65	50	10	149	31	105
Nb	--	--	--	--	--	8	12	--	12	--	--	--	--
Zr	--	--	--	--	--	104	133	--	251	--	--	--	--
Zn	--	--	--	--	--	108	80	--	34	--	--	--	--
Y	7.81	--	--	--	15.51	29	29	--	25	--	--	--	--

* = pegmatite à plagioclase et amphibole Lgb = leucogranite à biotite GDT = granodiorite-tonalite

	Gabbros					Diorites					
Ech	GOU 6	GOU 8	GOU 43	TAG 77	TAG 128	GOU 11	RE 116	TAG 20	TAG 45	TAG 47	TAG 124
						?	mélad.	d.com.	d. hétér.	encl.	mélad.
La	10.67	7.49	11.20	11.69	9.84	16.49	12.21	29.28	20.59	39.84	38.69
Ce	25.26	20.54	28.42	30.27	28.06	32.99	23.43	66.83	50.70	91.53	78.45
Nd	15.13	12.31	13.12	16.19	14.68	15.54	15.33	28.55	22.49	41.62	32.48
Sm	3.48	2.89	3.78	3.74	4.27	3.29	3.91	6.59	5.01	7.38	6.96
Eu	1.26	1.05	1.81	1.36	1.36	1.01	1.39	1.72	1.25	1.79	2.54
Gd	3.75	3.22	3.84	4.00	3.96	3.57	4.37	5.80	4.05	6.66	5.91
Dy	3.75	3.20	3.67	3.51	4.09	3.40	4.27	5.28	3.71	6.48	5.65
Er	2.05	1.93	1.74	2.10	2.12	2.19	2.33	2.75	1.86	3.81	2.67
Yb	1.80	1.60	1.87	1.73	2.11	1.95	1.91	2.78	2.27	3.30	2.98
Lu	0.25	0.25	0.25	0.25	0.32	0.30	0.27	0.47	0.31	0.50	0.40

	Diorites (suite)					
Ech	TAG 151	TAG 153	TAG 154	TAM 28	TAM 30	WOU 76
	d. hétér.	mélad. ?	mélad.	d.com.	d. hétér.	d. hétér.
La	38.01	18.51	21.92	39.72	32.39	23.71
Ce	73.22	40.98	47.71	83.75	71.53	54.93
Nd	33.65	22.37	22.10	33.31	32.51	27.30
Sm	6.84	5.15	5.32	7.59	6.75	5.48
Eu	2.04	1.66	1.73	2.36	1.92	1.57
Gd	5.96	4.73	5.67	6.98	6.68	5.17
Dy	5.44	4.98	4.50	6.46	6.50	4.79
Er	2.84	2.68	2.56	3.08	3.84	2.78
Yb	3.01	2.74	2.33	3.42	3.55	2.56
Lu	0.53	0.41	0.40	0.46	0.55	0.38

mélad. : méladiorite d. com. : diorite commune d. hétér. : diorite hétérogène encl. : enclave

	Granodiorites-Tonalites							
Ech	GOU 68	NFI 19	TAG 5	TAG 8	TAG 52	TAG 79	TAG 156	TAM 29
La	27.15	26.58	29.01	20.79	42.25	33.53	26.53	31.54
Ce	54.52	57.97	69.65	50.52	81.28	70.00	53.41	55.91
Nd	22.13	25.65	32.09	23.70	31.89	28.45	25.78	22.99
Sm	4.57	6.07	5.87	5.76	5.69	6.47	5.34	4.40
Eu	1.45	1.85	1.53	1.46	1.39	1.90	1.39	1.36
Gd	3.97	5.23	5.39	5.35	5.33	5.36	4.98	4.14
Dy	3.69	4.91	5.08	4.64	4.69	4.95	4.92	3.53
Er	1.84	2.39	2.95	2.47	2.78	2.43	2.63	2.18
Yb	2.18	2.83	2.87	2.46	2.54	2.86	2.74	2.01
Lu	0.28	0.36	0.44	0.41	0.39	0.36	0.39	0.31

	Monzogranites				Leucogranites					Filons	
Ech	GOU 69	TAG 50	TAG126	TAG 135	ASF 38	ASF 39	NFI 118	TAG 36	TAM 27	TAG 13	TAG 64
					Lg apl	Lg bm	Lg bm	Lg b	Lg ba		Lg b
La	36.44	29.55	29.38	26.91	4.80	17.42	8.02	19.34	32.62	20.06	23.64
Ce	59.56	54.94	54.10	49.00	12.06	35.16	18.61	41.24	62.12	40.14	41
Nd	20.33	17.17	18.92	17.02	3.85	13.37	6.35	13.26	20.95	14.9	17.11
Sm	3.83	2.84	3.81	3.51	1.82	3.37	2.23	2.33	4.00	2.32	2.97
Eu	0.84	0.85	1.19	0.75	0.11	0.56	0.46	0.27	0.65	0.46	0.79
Gd	3.24	2.34	3.07	3.26	1.88	2.93	2.23	1.70	2.92	1.75	2.71
Dy	2.79	1.79	2.99	2.64	3.84	3.02	2.77	0.93	2.79	1.28	2.42
Er	1.63	0.95	1.54	1.55	2.57	1.73	1.69	0.50	1.66	0.85	1.64
Yb	1.83	1.13	1.80	1.86	3.47	2.17	2.17	0.57	2.02	0.84	1.7
Lu	0.38	0.25	0.25	0.40	0.63	0.38	0.30	0.14	0.33	0.15	0.28

Lg : leucogranite apl ; aplitique b : à biotite m : à muscovite a : à amphibole

Annexe IIb - Teneurs en terres rares (ppm) des principaux faciès du Massif du Tichka.

GABBROS

	GOU 6	GOU 8	GOU 34	GOU 35	GOU 36	GOU 37	GOU 43	GOU 45	GOU 47	GOU 50	GOU 51	GOU 52	TAG 123	TAG 129
SiO2	48.02	46.03	48.80	49.25	50.30	49.50	49.23	52.12	49.90	49.90	48.50	48.10	47.00	50.72
TiO2	1.89	1.44	1.30	0.90	1.30	1.85	1.46	1.26	1.95	1.80	1.30	1.30	1.60	1.26
Al2O3	17.60	13.21	18.60	18.50	18.40	18.10	18.23	22.41	17.60	17.20	18.60	19.00	16.90	18.09
Fe2O3	3.39	2.94	4.42	2.79	3.53	3.67	2.96	5.94	4.95	4.69	2.59	3.69	3.83	2.76
FeO	5.16	7.60	4.04	5.05	4.48	4.62	5.31	-	3.47	4.33	5.05	4.33	5.20	5.43
MnO	0.15	0.18	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13	0.09	0.14	0.15	0.12	0.13	0.15	0.15
MgO	6.58	15.63	9.10	9.30	9.20	8.60	7.03	1.63	8.00	8.00	8.60	8.80	11.30	7.09
CaO	9.90	6.60	9.00	10.50	9.10	9.30	8.35	9.13	9.40	9.10	9.60	9.60	8.60	8.14
Na2O	3.70	3.21	3.75	3.50	3.75	3.75	3.94	5.72	3.65	3.65	3.65	3.20	3.40	3.95
K2O	0.79	0.43	0.50	0.30	0.30	0.80	0.95	0.40	0.90	0.80	0.65	0.55	0.60	0.81
PF	1.51	1.53	0.15	0.16	0.11	0.48	1.23	0.98	0.42	0.24	0.56	0.32	0.45	1.05
P2O5	0.29	0.28	-	-	-	-	0.48	0.23	-	-	-	-	-	0.04
Total	98.98	99.08	99.78	100.37	100.59	100.80	99.30	99.88	100.38	99.86	99.22	99.02	99.03	99.49
Ap	0.63	0.57	-	-	-	-	1.05	0.51	-	-	-	-	-	0.09
Ilm	3.54	2.55	2.33	1.61	2.39	3.31	2.76	2.41	3.57	3.36	2.38	2.40	2.86	2.43
Mt	4.84	3.97	6.04	3.82	4.95	5.01	4.27	4.03	5.77	6.68	3.61	5.20	5.22	4.06
Or	4.59	2.36	2.78	1.67	1.71	4.44	5.56	2.37	5.11	4.63	3.68	3.15	3.33	4.85
Ab	29.19	24.62	29.63	25.79	30.64	28.59	33.05	44.35	29.69	30.28	25.98	26.25	24.19	33.85
An	28.59	18.93	30.50	31.91	31.38	28.35	29.00	34.45	27.86	27.63	31.14	34.77	27.30	29.61
Di	15.61	8.57	10.16	15.00	10.77	13.22	7.81	8.39	15.14	14.74	12.74	10.06	11.24	9.59
Hy	-	-	-	-	3.27	-	1.47	1.17	2.17	3.54	-	1.75	-	3.95
Ol	12.16	38.09	18.46	19.07	14.89	16.43	15.03	2.32	9.90	9.13	18.49	16.41	24.34	11.57
Ne	0.86	0.34	0.11	1.14	-	0.66	-	-	-	-	1.98	-	1.52	-
Cor	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Qz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hem	-	-	-	-	-	-	-	-	0.79	-	-	-	-	-
Rut	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Woll	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

DIORITES

	GOU 4	GOU 5	GOU 17	TAG 20	TAG 41	TAG 45	TAG 124	TAG 130	TAG 131	TAG 150	TAG 151	TAG 154	TAM 34
SiO2	48.50	48.60	54.43	52.37	53.81	57.20	50.00	47.97	50.41	48.22	54.84	48.05	51.22
TiO2	1.80	1.65	1.71	1.50	1.39	1.14	2.10	1.61	1.83	1.70	1.51	1.78	3.45
Al2O3	18.40	18.10	18.61	18.16	18.97	19.02	17.70	17.02	17.03	17.24	18.50	17.55	15.85
Fe2O3	3.63	3.75	3.21	3.00	2.89	2.64	4.73	3.11	3.33	3.20	3.01	3.28	4.95
FeO	5.20	4.91	4.96	4.42	3.69	2.61	5.20	5.48	5.05	6.42	3.96	5.46	5.22
MnO	0.15	0.16	0.14	0.13	0.11	0.10	0.18	0.15	0.14	0.23	0.13	0.17	0.17
MgO	6.30	6.50	2.69	3.76	3.74	3..27	5.20	7.53	5.94	7.10	2.62	7.41	4.08
CaO	8.60	9.00	5.74	7.08	6.55	5.68	8.30	9.92	7.30	8.49	5.26	9.27	6.93
Na2O	4.15	4.30	5.23	5.00	4.55	5.20	4.80	3.39	4.18	3.11	5.90	3.47	4.51
K2O	2.40	1.30	1.04	1.33	1.77	1.46	1.60	0.82	1.90	1.82	1.58	1.87	1.42
PF	1.13	1.55	1.20	1.54	1.65	1.62	0.64	1.47	1.59	2.62	0.87	1.24	1.11
P2O5	-	-	0.48	0.53	0.18	0.20	nd	0.25	0.41	0.31	0.61	0.48	0.35
Total	100.26	99.82	99.44	98.82	99.30	100.14	100.45	98.72	99.11	100.46	98.79	100.03	99.26
Ap	-	-	1.13	1.22	0.42	0.46	-	0.54	0.90	0.67	1.42	1.02	0.79
Ilm	3.32	3.06	3.47	2.99	2.81	2.27	3.87	3.01	3.46	3.20	3.04	3.28	6.72
Mt	5.11	5.31	4.98	4.57	4.46	4.01	6.65	4.43	4.81	4.60	4.62	4.61	7.36
Or	13.74	7.49	6.55	8.23	11.10	9.01	9.15	4.75	11.15	10.64	9.86	10.68	8.58
Ab	19.51	26.27	47.21	44.30	40.86	45.94	30.42	27.73	35.14	26.04	52.72	22.77	39.04
An	23.73	25.59	25.85	24.27	27.71	25.32	21.32	28.25	21.95	27.41	20.41	25.89	19.25
Di	15.40	15.72	1.01	7.71	4.83	2.42	16.27	16.08	9.94	10.63	2.54	13.57	12.11
Hy	-	-	6.02	4.06	6.17	5.32	-	-	0.61	0.72	4.89	-	3.67
Ol	11.31	11.57	-	2.66	-	-	7.51	14.99	12.05	16.09	-	15.15	-
Ne	7.86	4.98	-	-	-	-	4.81	0.22	-	-	-	3.03	-
Cor	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Qz	-	-	3.78	-	1.64	5.26	-	-	-	-	0.49	-	2.48
Hem	-	-	-	-			-	-	-	-		-	
Rut	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Woll	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Annexe IIc - Normes CIPW.

GRANODIORITES-TONALITES MONZOGRANITES LEUCOGRANITES

	GOU 55	NFI 82	NFI 105	TAG 18	TAG 25	TAG 27	TAG 79	TAM 29	GOU 69	TAG 135	TAG 126	ASF 39	MED 23	MED 25
SiO2	64.00	63.70	63.72	60.25	63.60	63.06	59.42	62.76	70.99	71.50	68.20	73.46	72.90	75.40
TiO2	0.95	0.75	0.83	0.84	0.60	0.82	1.19	0.93	0.37	0.36	0.90	0.12	0.20	0
Al2O3	16.60	16.30	16.61	18.36	18.20	16.13	17.59	17.19	14.66	14.63	15.10	14.39	13.50	13.60
Fe2O3	2.36	2.33	0.81	0.83	1.25	0.80	0.92	0.90	0.43	0.39	1.88	0.24	0.93	0.48
FeO	2.60	2.03	3.63	3.71	2.61	3.62	4.18	4.04	1.92	1.76	1.73	1.07	0.87	0.29
MnO	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.08	0.09	0.08	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04	0
MgO	2.30	2.50	2.19	2.00	1.70	2.44	2.66	1.54	0.87	0.94	1. 70	0.36	0.32	0.09
CaO	4.10	3.50	4.37	4.76	3.70	4.48	4.96	4.05	2.00	1.95	3.10	0.56	1.05	0.69
Na2O	4.80	5.50	4.91	5.07	4.70	4.36	4.83	5.02	4.25	4.02	4.65	4.45	4.30	4.80
K2O	2.50	2.70	1.61	1.89	2.30	1.91	1.86	2.14	3.67	3.79	2.50	4.12	4.90	4.20
PF	0.48	1.19	1.01	1.39	0.62	1.55	1.35	1.21	0.62	0.72	0.32	0.84	0.17	0.86
P2O5	-	-	0.19	0.26	-	0.03	0.30	0.27	0.10	0.13	-	0.16	-	-
Total	100.75	100.47	99.95	99.44	99.33	99.28	99.35	100.13	99.93	100.23	100.13	99.80	99.18	100.41
Ap	-	-	0.44	0.61	-	0.07	0.71	0.63	0.23	0.29	-	0.35	-	-
Ilm	1.84	1.46	1.67	1.71	1.18	1.67	2.44	1.88	0.72	0.70	1.73	0.23	0.39	-
Mt	3.49	3.45	1.25	1.29	1.88	1.24	1.44	1.39	0.64	0.58	2.76	0.35	1.137	0.70
Or	15.01	16.25	10.06	11.96	14.04	12.08	11.82	13.40	22.30	22.87	14.94	24.43	29.28	24.94
Ab	41.28	47.42	43.95	45.97	41.10	39.50	43.98	45.01	36.98	34.74	39.81	37.79	36.80	40.83
An	16.63	12.04	19.60	23.31	18.97	20.13	22.41	19.13	9.53	9.01	13.10	1.74	3.10	3.17
Di	3.54	5.00	1.71	0.14		2.94	1.67	0.25			2.19	-	1.85	0.23
Hy	3.43	3.13	5.27	5.46	4.00	5.48	6.36	4.74	2.50	2.50	2.33	1.21	0.28	0.14
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cor	-	-	-	-	2.59	-	-	-	0.62	1.39		3.97		
Qz	14.79	11.25	16.05	9.53	16.24	13.89	9.18	13.59	26.48	27.92	23.13	29.93	26.94	29.98
Hem														
Rut	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Woll	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

LEUCOGRANITES (suite) FILONS

	MED 27	MED 30	MED 32	MED 38	MED 40	MED 41	NFI 72	NFI 116	NFI 83	TAM 27	TAG 127	KMA 83	NFI 51
SiO2	77.00	78.50	74.20	75.20	76.60	77.30	73.60	77.49	75.91	75.06	61.60	50.43	68.33
TiO2	0	0	0.25	0.35	0.30	0	0.30	0.07	0.10	0.21	1.00	1.92	0.51
Al2O3	12.75	12.10	13.70	12.80	12.80	12.40	12.70	12.63	12.82	13.25	17.00	16.99	15.43
Fe2O3	0.48	0.30	0.65	1.00	0.51	0.32	0.66	0.07	0.19	0.33	1.94	3.42	0.59
FeO	0.29	0	0	0.72	0.58	0.43	0.58	0.32	0.90	1.48	3.03	5.54	2.66
MnO	0	0	0	0	0	0	0.03	0.01	0.03	0.05	0.08	0.18	0.05
MgO	0.05	0.05	0.15	0.25	0.05	0.22	0.35	0.03	0.11	0.22	3.20	5.22	1.12
CaO	0.35	0.32	0.64	0.80	0.49	0.26	1.10	0.05	0.70	0.84	5.10	8.54	2.09
Na2O	4.25	4.35	3.85	4.20	3.70	4.00	4.65	3.82	3.03	4.10	4.90	4.14	4.33
K2O	4.70	4.40	5.45	4.20	4.30	3.90	4.60	4.50	5.51	4.11	1.50	1.47	3.11
PF	0.18	0.21	0.41	0.17	0.30	0.41	0.45	0.67	0.41	0.68	0.48	2.00	1.26
P2O5	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0.02	0.04	-	-	0.16
	-	-	-	-	-	-	-						
Total	100.05	100.23	99.30	99.69	99.63	99.24	99.02	99.69	99.73	100.37	99.83	99.85	99.64
Ap	-	-	-	-	-	-	-	0.07	0.04	0.09	-	-	0.36
Ilm	-	-	-	0.67	0.57	-	0.58	0.13	0.19	0.40	1.98	3.62	1.00
Mt	0.70			1.32	0.74	0.47	0.97	0.10	0.28	0.49	2.93	4.93	0.89
Or	27.82	25.97	32.49	24.96	25.30	23.16	27.49	26.53	32.87	24.58	9.20	8.61	19.00
Ab	36.03	36.77	32.88	35.75	31.18	34.02	39.80	32.25	25.89	35.12	43.04	33.74	37.89
An	1.74	0.49	3.20	3.69	2.42	1.30	0.20	0.05	3.37	3.95	20.72	23.22	9.64
Di		0.31		0.27			2.31				4.83	16.30	-
Hy	0.13		0.25	0.34	0.14	0.56		0.21	0.71	1.21	5.16	-	3.33
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.05	-
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.53	-
Cor	0.07		0.61		2.33	2.27		2.91	1.31	1.27	-	-	3.16
Qz	33.51	35.84	29.66	32.90	37.32	38.22	27.52	37.74	35.34	32.90	12.15	-	24.73
Hem		0.30	0.66	0.10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rut	-	-	0.25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Woll		0.31					1.13				-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

ANNEXE III

ANALYSES CHIMIQUES DES MINERAUX

Elles ont été réalisées au service commun de micro-analyses de Nancy-Besançon-Strasbourg avec les conditions analytiques suivantes :

Pour la Camebax :

- Courant échantillon : 10 nA
- Tension d'accélération : 15 kV
- Temps d'analyse : 8 s par groupe de 3 éléments
- Taille du faisceau : 1 à 3 µm
- Programme de correction ZAF MBXCOR de J. HENOC et M. TONG (1978) :

Trois spectomètres sont utilisés :

1° LIF : (Fluorure de Lithium), dosage de Fe, Mn, Ni, Zn, V,
2° PET : (Penta érythriol), dosage de Ti, Ca, K, Cr,
3° TAP : (Phtalate acide de thallium), dosage de Si, Al, Mg, Na.
Les éléments alcalins ont été dosés en premier.

Pour la SX 50

- Courant échantillon : 10 nA
- Tension d'accélération : 15 kV
- Temps d'analyse : 10 s par groupe de 4 éléments
- Taille du faisceau : 1 µm
- Programme de correction PAP.

Quatre spectromètres sont utilisés : LIF, PET, TAP (2 fois)

Les standards sont les suivants :

Na	albite	Ca	apatite
K	orthose	Cr	chromite
Al	corindon	Ti	rutile
Si	orthose (Camebax) wollastonite (Sx)	Mn	rhodonite
Fe	hématite	Ni	busénite
Mg	forstérite		

Tableaux des analyses des minéraux à la microsonde

Les formules structurales ont été calculées sur le nombre d'oxygènes suivant :

- 4 oxygènes pour les olivines
- 6 oxygènes pour lespyroxènes
- 23 oxygènes pour les amphiboles
- 24 oxygènes pour les biotites
- 8 oxygènes pour les feldspaths
- 32 oxygènes pour les oxydes
- 28 oxygènes pour les muscovites

C : analyse au cœur du minéral, **B** : analyse sur la bordure du minéral, **I** : analyse intermédiaire.

N°Ech	GOU 8				TAG 129					GOU 34						GOU 43		GOU 6	
N°Anal	6	7	8	15	28	29	38	49	50	34	35	55	56	65	66	25	37	17	19
SiO2	38.19	38.21	38.4	37.82	37.78	38.75	39.21	38.45	38.65	37.6	37.27	37.33	37.17	37.86	37.78	35.94	34.92	37.35	37.56
Al2O3	0	.04	.04	0	0	0	.02	.01	.01	0	0	.02	.04	-	-	.01	.03	0	.31
TiO2	0	.05	0	.01	.04	0	.04	0	0	.02	0	.01	0	-	-	.01	0	0	0
FeO	26.11	27.19	24.92	26.03	23.06	19.31	19.59	22.56	24.18	34.18	34.72	32.68	33.19	28.71	29.11	35.02	38.88	27.56	26.8
MgO	35.81	35.1	37.05	35.18	36.37	42.12	40	37.29	37.39	29.3	29.31	30.56	30.2	29.11	33.53	29.13	26.08	32	32.47
MnO	.34	.38	.45	.39	.4	.32	.24	.38	.51	.41	.46	.42	.57	.4	.31	.54	.47	.6	.73
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-	-	0	0	0	0
NiO	0	0	.17	.14	.23	.08	.17	0	.23	.05	.05	0	.08	-	-	.06	.04	.11	.01
Total	100.45	100.97	101.03	99.57	97.88	100.58	99.27	98.69	100.97	101.56	101.81	101.02	101.25	96.08	100.73	100.71	100.42	97.62	97.88
Si	1.006	1.006	1.001	1.006	1.01	.989	1.013	1.014	1.005	1.017	1.009	1.009	1.006	1.056	1.006	.991	.986	1.023	1.021
Al	0	.001	.001	0	0	0	.001	0	0	0	0	.001	.001	0	0	0	.001	0	.01
Ti	0	.001	0	0	.001	0	.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	.575	.599	.543	.579	.516	.412	.423	.498	.526	.773	.786	.739	.752	.669	.649	.807	.918	.631	.609
Mg	1.406	1.377	1.44	1.396	1.449	1.602	1.54	1.466	1.449	1.181	1.183	1.232	1.219	1.21	1.332	1.197	1.097	1.306	1.316
Mn	.008	.008	.01	.009	.009	.007	.005	.008	.011	.009	.011	.01	.013	.009	.007	.013	.011	.014	.017
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	.004	.003	.005	.002	.004	0	.005	.001	.001	0	.002	0	0	.001	.001	.002	0
Total	2.995	2.992	2.999	2.993	2.99	3.012	2.987	2.986	2.996	2.981	2.99	2.991	2.993	2.944	2.994	3.009	3.014	2.976	2.973
%Fa	.29	.303	.274	.293	.262	.205	.216	.253	.266	.396	.399	.375	.381	.356	.328	.403	.455	.326	.317
%Fo	.71	.697	.726	.707	.738	.795	.784	.747	.734	.604	.601	.625	.619	.644	.672	.597	.545	.674	.683

Tableau I - Analyses et formules structurales des olivines des gabbros.

N°Ech	GOU 8			TAG 129						GOU 6			
N°Anal	3	4	94	21	22	44	39	71	40	11	12	16	20
	B------C		Ds Opa	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
SiO2	49.42	48.73	55.14	54.04	53.44	54.56	50.56	50.33	51.07	53.45	53.8	54.87	49.99
Al2O3	4.85	4.91	.17	1.57	1.73	.58	3.37	4.21	3.24	.83	.66	.9	3.43
TiO2	1.75	1.68	.08	.4	.7	.13	1.45	1.27	1.07	0	0	0	1.22
FeO	6.11	6.56	16	13.23	13.77	17.19	6.6	7.74	6.65	18.16	18.36	18.95	5.87
MgO	14.46	14.5	27.86	26.9	26.98	25.49	16.06	13.52	15.87	23.14	23.52	24.66	14.66
CaO	21.68	21.47	.14	2.14	1.86	1.08	19.34	21.28	19.58	.29	.33	.16	21.01
MnO	.15	.09	.39	.35	.26	.45	.06	.24	.2	.77	.81	.8	.08
Cr2O3	.43	.38	.08	0	.05	0	.64	0	.54	0	.08	0	.11
NiO	0	.03	0	0	.01	.05	.13	.13	.09	.03	0	.14	.12
Na2O	.58	.47	.03	.02	0	.06	.49	1.05	.49	0	0	0	.54
Total	99.43	98.82	99.89	98.65	98.8	99.59	98.7	99.77	98.8	96.67	97.56	100.48	97.03
Si	1.84	1.83	1.99	1.962	1.943	1.992	1.886	1.878	1.903	2.017	2.014	1.996	1.899
Al4	.16	.17	.007	.038	.057	.008	.114	.122	.097	0	0	.004	.101
Al6	.053	.047	0	.029	.017	.017	.034	.063	.045	.037	.029	.035	.053
Ti	.049	.047	.002	.011	.019	.004	.041	.036	.03	0	0	0	.035
Fe	.19	.206	.483	.402	.419	.525	.206	.242	.207	.573	.575	.577	.186
Mg	.803	.812	1.499	1.456	1.462	1.387	.893	.752	.881	1.301	1.312	1.338	.83
Ca	.865	.864	.005	.083	.072	.042	.773	.851	.782	.012	.013	.006	.855
Mn	.005	.003	.012	.011	.008	.014	.002	.008	.006	.025	.026	.025	.003
Cr	.013	.011	.002	0	.001	0	.019	0	.016	0	.002	0	.003
Ni	0	.001	0	0	0	.001	.004	.004	.003	.001	0	.004	.004
Na	.042	.034	.002	.001	0	.004	.035	.076	.035	0	0	0	.04
Fe2C	.133	.129	.472	.402	.419	.525	.184	.146	.19	.573	.575	.577	.163
Fe3C	.057	.076	.009	0	0	0	.022	.093	.017	0	0	0	.024
Total	4.02	4.025	4.002	3.993	3.998	3.994	4.007	4.032	4.005	3.966	3.971	3.985	4.009
%En	43.1	43.1	75	74.6	74.6	70.5	47.7	40.6	47	68.1	68.1	68.8	44.3
%Fs	10.5	11.1	24.8	21.1	21.8	27.4	11.1	13.5	11.4	31.3	31.2	30.9	10.1
%Wo	46.4	45.8	.2	4.3	3.6	2.1	41.2	45.9	41.6	.6	.7	.3	45.6
XFe	.192	.202	.244	.216	.223	.274	.187	.243	.19	.306	.305	.301	.183
Alt	.213	.217	.007	.067	.074	.025	.148	.185	.142	.037	.029	.039	.154

Tableau II - Analyses et formules structurales des pyroxènes des gabbros.

Ds Opa : en inclusion dans un minéral opaque.

N°Ech	60U 34								60U 43					
N°Anal	27	28	38	39	61	62	50	63	33	43	44	35	38	20
	C	C	C	C	C------B		C	C	C	C------B		Cour Ol	Cour Ol	C
SiO2	54.74	54.44	54.29	54.04	54.58	54.81	52.73	52.53	49.4	47.2	49.44	53.15	52.86	52.55
Al2O3	.69	.72	1	1.05	.733	.92	2.15	2.04	3.85	4.06	2.42	.79	.52	.42
TiO2	0	.01	.03	0	.09	0	.66	.83	1.14	1.67	.89	.08	.11	.05
FeO	20.59	20.67	20.9	21.19	18.91	19.89	8.73	9.59	10.16	8.73	8.94	22.21	22.49	24.15
MgO	23.38	23.63	23.38	23.28	24.7	24.17	16.51	15.97	13.85	13.85	15.57	23.65	23.38	22.07
CaO	1.02	.4	.38	.38	.92	.74	18.89	18.43	18.28	20.27	18.31	.192	.304	.45
MnO	.54	.43	.43	.5	.53	.4	.23	.25	.14	.06	.3	.49	.63	.56
Cr2O3	0	0	0	0	-	-	0	0	0	.21	.2	0	0	0
NiO	.02	.06	.12	.06	-	-	.01	0	.08	0	0	.09	0	.01
Na2O	0	.02	0	0	0	.12	.35	.34	1.14	.57	.42	0	0	.02
Total	100.98	100.38	100.53	100.5	100.46	101.05	100.26	99.98	98.04	96.62	96.49	100.65	100.29	100.28
Si	1.999	1.997	1.991	1.986	1.989	1.991	1.942	1.945	1.884	1.832	1.905	1.964	1.966	1.971
Al4	.001	.003	.009	.014	.011	.009	.058	.055	.116	.168	.095	.034	.023	.019
Al6	.029	.028	.034	.031	.02	.03	.035	.034	.057	.018	.015	0	0	0
Ti	0	0	.001	0	.002	0	.018	.023	.033	.049	.026	.002	.003	.001
Fe	.629	.634	.641	.651	.576	.604	.269	.297	.324	.283	.288	.687	.7	.757
Mg	1.272	1.292	1.278	1.276	1.342	1.309	.906	.882	.787	.801	.894	1.303	1.296	1.234
Ca	.04	.016	.015	.015	.036	.029	.745	.731	.747	.843	.756	.008	.012	.018
Mn	.017	.013	.013	.016	.016	.012	.007	.008	.005	.002	.01	.015	.02	.018
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.006	.006	0	0	0
Ni	.001	.002	.004	.002	0	0	0	0	.002	0	0	.003	0	0
Na	0	.001	0	0	0	.008	.025	.024	.084	.043	.031	0	0	.001
Fe2C	.629	.634	.641	.651	.576	.604	.251	.297	.205	.147	.207	.636	.638	.696
Fe3C	0	0	0	0	0	0	.018	0	.116	.133	.079	.039	.038	.037
Total	3.988	3.986	3.986	3.991	3.992	3.992	4.005	3.999	4.039	4.045	4.026	4.016	4.02	4.019
%En	65	66.1	65.6	65.2	68.1	67	47	46	42.3	41.5	45.9	64.7	63.9	60.9
%Fs	33	33.1	33.6	34.1	30.1	31.6	14.3	15.9	17.6	14.8	15.3	34.9	35.5	38.2
%Wo	2	.8	.8	.7	1.8	1.4	38.7	38.1	40.1	43.7	38.8	.4	.6	.9
XFe	.331	.329	.334	.338	.3	.316	.229	.252	.292	.261	.244	.345	.351	.38
Alt	.03	.031	.043	.045	.031	.039	.093	.089	.173	.186	.11	.034	.023	.019

Tableau III - Analyses et formules structurales des pyroxènes des gabbros (suite).

Cour Ol : en couronne autour d'une olivine.

N°Ech	GOU 45											
N°Anal	27	28	35	49	50	51	52	53	54	55	56	68
	C	C	C	C------	C------	B	C	C	C	C------	B	C
SiO2	51.81	52.4	50.46	51.38	51.55	43.85	49.39	47.52	48.74	50.11	52.26	50.91
Al2O3	2.09	1.48	4.03	3.18	2.38	11.6	6.34	7.92	3.81	4.64	2.92	3.8
TiO2	.45	.38	.92	1.12	.98	2.23	.74	.95	2.04	1.49	.6	.69
FeO	6.25	6.12	6.33	7.99	7.45	13.26	14.81	15.24	8.63	8.49	6.84	7.11
MgO	13.71	13.73	13.75	14.05	13.7	12.29	13.9	13	12.96	13.5	13.9	14.3
CaO	22.31	22.33	19.99	22.39	22.56	11.58	12.19	11.93	20.53	20.58	22.87	21.21
MnO	.31	1.09	.13	.22	.25	.2	.07	.08	.18	.21	.16	.23
Cr2O3	0	0	.08	0	.02	.06	0	.03	.01	.05	0	.08
NiO	.06	0	.09	0	0	.09	0	0	.07	0	.01	0
Na2O	.41	.36	.94	.58	.57	2.58	1.62	1.8	.85	.98	.49	1.05
Total	97.4	97.89	96.72	100.91	99.46	97.74	99.06	98.47	97.82	100.05	100.05	99.38
Si	1.964	1.98	1.918	1.898	1.928	1.684	1.865	1.813	1.864	1.866	1.934	1.899
Al4	.036	.02	.082	.102	.072	.316	.135	.187	.136	.134	.066	.101
Al6	.057	.046	.099	.036	.033	.209	.147	.169	.036	.07	.061	.066
Ti	.013	.011	.026	.031	.028	.064	.021	.027	.059	.042	.017	.019
Fe	.198	.193	.201	.247	.233	.426	.468	.486	.276	.264	.212	.222
Mg	.775	.773	.779	.774	.764	.704	.782	.74	.739	.749	.767	.795
Ca	.906	.904	.814	.886	.904	.477	.493	.488	.841	.821	.907	.848
Mn	.01	.035	.004	.007	.008	.007	.002	.003	.006	.007	.005	.007
Cr	0	0	.002	0	.001	.002	0	.001	0	.001	0	.002
Ni	.002	0	.003	0	0	.003	0	0	.002	0	0	0
Na	.003	.026	.069	.042	.041	.192	.119	.133	.063	.071	.035	.076
Fe2C	.198	.193	.201	.178	.197	.171	.368	.341	.208	.188	.201	.115
Fe3C	0	0	0	.067	.036	.246	.096	.14	.067	.075	.01	.104
Total	3.991	3.988	3.997	4.023	4.012	4.084	4.032	4.047	4.022	4.025	4.004	4.035
%En	41	40.6	43.3	40.4	40	43.6	44.8	43.1	39.7	40.7	40.6	42.5
%Fs	11	12	11.4	13.3	12.6	26.8	26.9	28.5	15.1	14.7	11.5	12.2
%Wo	48	47.4	45.3	46.3	47.4	29.6	28.3	28.4	45.2	44.6	47.9	45.3
XFe	.204	.2	.205	.242	.234	.377	.374	.397	.272	.261	.216	.218
Alt	.093	.066	.181	.138	.105	.525	.282	.356	.172	.204	.127	.167

Tableau IV - Analyses et formules structurales des pyroxènes des gabbros (suite).
GOU 45 : leucogabbro en enclave.

ECH	GOU 6					GOU 8		GOU 34					TAG 129							GOU 43		
	3	5	7	10	13	1	2	31	32	33	64	3483	26	32	41	45	46	32	33	4323	4330	4334
Si02	42.69	41.37	42.42	45.42	43.98	42.87	42.89	44.22	44.75	44.72	47.27	42.41	42.17	43.71	43.54	44.44	43.9	43.79	44.03	43.14	43.2	43.52
Ti02	1.85	4.73	.06	.02	.52	4.64	4.59	3.59	3.08	3.12	1.49	1.12	.25	.07	2.34	3.16	3.4	2.33	2.33	3.1	0	3.25
Al203	14.33	11.8	13.92	11.08	12.34	11.16	10.61	10.24	9.94	9.86	7.61	15.63	15.32	14.84	11.76	9.75	10.01	10.5	10.51	9.05	11.76	9.05
Cr203	.02	.02	0	0	0	.02	0	0	0	0	0	.02	.07	0	0	.03	0	0	0	.03	0	0
FeO	10.16	10.91	11.48	10.42	10.94	10.11	10.32	11.7	11.97	11.64	9.99	11.16	8.58	6.54	10.38	10.17	9.85	9.44	9.1	14.71	13.76	15.14
MnO	.26	.26	.18	.39	.29	.08	.16	.08	.11	.15	.14	.12	.18	.1	.13	.25	.09	.22	.29	.2	.12	.23
MgO	13.59	12.25	13.46	15.35	13.94	13.78	13.74	14	14.05	14.4	15.49	13.27	15.37	16.58	14.17	14.8	14.06	15.75	15.97	12.81	14.34	12.58
NiO	0	.03	0	0	.1	.04	0	0	0	.01	0	0	0	.03	.1	0	.02	0	.1	.03	.05	0
CaO	11.06	11.35	10.21	9.68	10.47	11.07	11.01	10.75	10.74	10.58	14.12	11.02	11.01	11.87	11.22	11.05	11.53	10.89	11.1	10.38	9.87	10.11
Na20	2.71	2.83	2.77	2.32	2.5	3.29	3.47	2.65	2.5	2.59	1.74	2.76	2.95	2.68	2.68	2.4	2.43	2.6	2.68	2.55	2.67	2.59
K20	.33	.69	.28	.16	.21	.58	.52	.61	.7	.62	.02	.43	.05	0	.12	.16	.07	.57	.42	.54	.16	.6
Total	97	96.24	94.78	94.84	95.29	97.64	97.31	97.84	97.84	97.69	97.87	97.94	95.95	96.42	96.44	96.21	95.36	96.09	96.53	96.54	95.93	97.07
Si	6.168	6.189	6.369	6.734	6.411	6.28	6.315	6.407	6.475	6.457	6.813	6.064	6.17	6.206	6.348	6.482	6.518	6.361	6.365	6.39	6.436	6.411
AlIV	1.831	1.81	1.63	1.265	1.588	1.719	1.684	1.592	1.524	1.542	1.186	1.935	1.829	1.793	1.651	1.517	1.481	1.638	1.634	1.58	1.563	1.572
AlVI	.609	.271	.834	.671	.532	.207	.157	.157	.171	.136	.107	.699	.813	.681	.37	.159	.271	.16	.157	0	.502	0
Ti	.201	.532	.006	.002	.057	.511	.508	.391	.335	.338	.161	.12	.027	.007	.256	.346	.379	.254	.253	.345	0	.36
Cr	.002	.002	0	0	0	.002	0	0	0	0	0	.002	.008	0	0	.003	0	0	0	.003	0	0
Fe3	.571	0	0	0	.925	0	0	.456	.519	.614	.265	.771	.106	.736	.481	.496	.068	.739	.701	.784	.258	.823
Fe2	.656	1.365	1.146	.933	.408	1.238	1.271	.961	.928	.791	.938	.563	.692	.039	.784	.744	1.155	.407	.398	1.009	1.047	1.025
Mn	.031	.032	0	0	.035	.009	.019	.009	.013	.018	.017	.014	0	.012	.016	.03	.011	.027	.035	.025	0	.028
Mg	2.926	2.731	3.012	3.392	3.029	3.009	3.015	3.023	3.03	3.099	3.328	2.828	3.352	3.506	3.079	3.218	3.111	3.41	3.441	2.828	3.184	2.762
Ni	0	.003	0	0	.011	.004	0	0	0	.001	0	0	0	.003	.011	0	.002	0	.011	.003	.005	0
Ca	0	.06	0	0	0	.015	.026	0	0	0	.181	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	0	0	.295	.358	0	0	0	0	0	0	0	0	.251	0	0	0	0	0	0	0	.408	0
Mn	0	0	.022	.048	0	0	0	0	0	0	0	0	.022	0	0	0	0	0	0	0	.015	0
Ca	1.712	1.759	1.642	1.538	1.635	1.721	1.71	1.669	1.665	1.637	2	1.688	1.726	1.806	1.753	1.727	1.834	1.695	1.719	1.647	1.576	1.596
Na	.287	.24	.038	.054	.364	.278	.289	.33	.334	.362	0	.311	0	.193	.246	.272	.165	.304	.28	.352	0	.403
Na	.472	.58	.767	.613	.342	.656	.701	.414	.367	.362	.486	.454	.837	.544	.51	.406	.534	.428	.471	.38	.771	.336
K	.06	.131	.053	.03	.039	.108	.097	.112	.129	.114	.003	.078	.009	0	.022	.029	.013	.105	.077	.102	.03	.112
(Na+K)A	.532	.712	.821	.643	.381	.765	.799	.526	.496	.476	.49	.532	.519	.544	.533	.436	.547	.533	.548	.482	.801	.448
XMg	.81	.66	.67	.72	.88	.70	.70	.75	.76	.79	.78	.83	.78	.98	.79	.81	.72	.89	.89	.73	.68	.72
Nat	.759	.82	.805	.667	.706	.934	.99	.744	.701	.724	.486	.765	.837	.737	.756	.678	.699	.732	.751	.732	.771	.739
Nat+K	1.231	1.4	1.572	1.28	1.048	1.59	1.691	1.158	1.068	1.086	.972	1.219	1.674	1.281	1.266	1.084	1.233	1.16	1.222	1.112	1.542	1.075
Altot.	2.44	2.081	2.464	1.936	2.12	1.926	1.841	1.749	1.695	1.678	1.293	2.634	2.642	2.474	2.021	1.676	1.752	1.798	1.791	1.58	2.065	1.572

Tableau V - Analyses et formules structurales des amphiboles des gabbros.

Ech.	GOU 8				GOU 34						TAG 129							
Anal.	5	13	14	16	29	30	36	37	59	60	22	23	24	25	26	27	28	29
	C	C------B		C	C------B		C	C	C------B		B----------C			B----------C			C	C
SiO2	39.85	38.93	38.86	39.04	39.49	39.26	38.07	38.65	37.88	38.03	37.47	37.99	38	37.64	36.88	37.01	39.71	38.02
Al2O3	14.86	14.38	14.98	14.8	17.98	18.16	18.36	18.13	15.72	16.03	16.29	16.09	16.16	14.98	16.98	17.66	17.73	16.78
TiO2	3.43	3.8	3.55	4.04	.14	.1	.28	.26	3.47	3.25	2.99	3.04	2.71	2.24	2.46	2.4	2.85	3.02
FeO*	7.9	8.74	9	8.64	10.52	10.52	9.58	9.44	13.09	12.51	9.32	8.96	8.99	8.83	8.89	8.89	9.54	7.69
MgO	20.87	19.74	19.58	19.85	19.34	19.13	19.26	20.01	16.76	16.43	18.52	18.71	18.96	19.3	18.77	18.69	19.4	19.74
MnO	0	.03	.01	.03	.05	.03	.01	.07	.04	.02	0	0	.01	.04	.07	.09	.03	.01
CaO	0	0	0	0	0	0	0	.02	0	0	0	0	0	.08	.14	.15	0	0
Na2O	1.79	1.37	1.26	1.55	1.33	1.38	1.45	1.62	.96	.92	1.22	1.24	1.19	1.97	1.59	1.64	.75	1.46
K2O	6.5	6.12	6.2	5.52	7.07	7.15	6.6	6.62	7.32	7.49	7.65	7.58	7.74	6.56	6.62	6.92	6.82	7.55
Cr2O3	.03	.14	.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.06	.01	.03	0	0	0
Total	95.23	93.25	93.48	93.47	95.92	95.73	93.61	94.82	95.24	94.68	93.46	93.61	93.82	91.65	92.43	93.45	96.83	94.27
Si	5.665	5.666	5.643	5.643	5.625	5.608	5.533	5.545	5.543	5.58	5.506	5.556	5.551	5.614	5.449	5.414	5.562	5.49
Al4	2.335	2.334	2.357	2.357	2.375	2.392	2.467	2.455	2.457	2.42	2.494	2.444	2.449	2.386	2.551	2.586	2.438	2.51
Al6	.155	.133	.207	.165	.644	.666	.678	.611	.254	.352	.328	.33	.334	.247	.406	.459	.489	.346
Ti	.367	.416	.388	.439	.015	.011	.031	.028	.382	.359	.33	.334	.298	.251	.273	.264	.3	.328
Fe	.939	1.064	1.093	1.045	1.253	1.257	1.164	1.133	1.602	1.535	1.145	1.096	1.098	1.101	1.098	1.088	1.118	.929
Mg	4.422	4.283	4.239	4.277	4.107	4.073	4.173	4.28	3.656	3.594	4.057	4.079	4.129	4.291	4.134	4.076	4.051	4.249
Mn	0	.004	.001	.004	.006	.004	.001	.009	.005	.002	0	0	.001	.005	.009	.011	.004	.001
Ca	0	0	0	0	0	0	0	.003	0	0	0	0	0	.013	.022	.024	0	0
Na	.493	.387	.355	.434	.367	.382	.409	.451	.272	.262	.348	.352	.337	.57	.455	.465	.204	.409
K	1.179	1.136	1.149	1.018	1.285	1.303	1.224	1.212	1.367	1.402	1.434	1.414	1.443	1.248	1.248	1.291	1.219	1.391
Cr	.003	.016	.005	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.007	.001	.004	0	0	0
T	15.558	15.439	15.437	15.382	15.677	15.696	15.68	15.727	15.538	15.506	15.642	15.605	15.647	15.727	15.649	15.678	15.385	15.653
XFe	17.5	19.9	20.5	19.6	23.4	23.6	21.8	20.9	30.5	29.9	22	21.2	21	20.4	21	21.1	21.6	17.9
Al	2.49	2.467	2.564	2.522	3.019	3.058	3.145	3.066	2.711	2.772	2.822	2.774	2.783	2.633	2.957	3.045	2.927	2.856
Na+K	1.672	1.523	1.504	1.452	1.652	1.685	1.633	1.663	1.639	1.664	1.782	1.766	1.78	1.818	1.703	1.756	1.423	1.8

Tableau VI - Analyses et formules structurales des micas des gabbros.

Ech.	GOU 43					GOU 6			GOU 45					
Anal.	19	39	41	66	67	6	8	9	16	47	48	58	59	63
	C	C	VERT	Oliv	Oliv Vert	C	C	C	COUR.	C	C	C-------	B	C
Si02	37.51	36.89	37.48	37.6	38.23	39.48	38.19	38.4	36.23	36.04	36.63	36.36	36.16	36.42
Al203	15.42	15.95	17.71	15.76	16.39	18.59	17.32	16.6	16.97	14.64	14.73	16.07	16.41	15.06
Ti02	3.34	2.58	.25	2.19	1.94	.18	.74	2.34	3.02	4.15	4.43	4.19	3.7	4.44
FeO*	13.64	14.31	11.74	10.59	10.3	10.08	10.06	9.85	16.19	18.64	18.57	18.99	19.09	17.85
MgO	16.02	16.6	18.95	18.28	18.97	19.69	18.33	17.76	12.32	11.9	11.94	11.09	11.3	11.95
MnO	.18	.06	.15	.03	0	.08	.06	.1	.08	.11	0	.17	.05	.17
CaO	0	0	0	0	0	.01	0	0	.29	0	.02	0	0	0
Na20	1.07	.92	1.13	1.3	1.32	1.2	1.16	1.12	.70	.33	.27	.08	.08	.07
K20	7.96	7.7	7.41	7.33	7.64	7.23	7.63	7.85	7.43	9.24	9.12	9.28	9.16	9.56
Cr203	0	0	0	.09	.02	0	0	0	0	0	0	0	0	.17
Total	95.14	95.01	94.82	93.17	94.81	96.54	93.49	94.02	93.23	95.05	95.71	96.23	95.95	95.69
Si	5.543	5.468	5.473	5.569	5.554	5.577	5.605	5.611	5.508	5.512	5.542	5.479	5.461	5.511
Al4	2.457	2.532	2.527	2.431	2.446	2.423	2.395	2.389	2.492	2.488	2.458	2.521	2.539	2.489
Al6	.229	.255	.521	.32	.361	.672	.601	.47	.549	.151	.169	.333	.382	.197
Ti	.371	.288	.027	.244	.212	.019	.082	.257	.345	.477	.504	.475	.42	.505
Fe	1.686	1.774	1.434	1.312	1.252	1.191	1.235	1.204	2.059	2.384	2.35	2.393	2.411	2.259
Mg	3.529	3.668	4.125	4.036	4.108	4.146	4.01	3.869	2.792		2.693	2.491	2.544	2.695
Mn	.023	.008	.019	.004	0	.01	.007	.012	.01	.014	0	.022	.006	.022
Ca	0	0	0	0	0	.002	0	0	.047	0	.003	0	0	0
Na	.307	.264	.32	.373	.372	.329	.33	.317	.206	.098	.079	.023	.023	.021
K	1.501	1.456	1.38	1.385	1.416	1.303	1.429	1.463	1.441	1.803	1.761	1.784	1.765	1.845
Cr	0	0	0	.011	.002	0	0	0	0	0	0	0	0	.02
T	15.646	15.713	15.826	15.685	15.723	15.672	15.694	15.592	15.449	15.64	15.559	15.521	15.551	15.564
XFe	32.3	32.6	25.8	24.5	23.3	22.3	23.5	23.7	42.4	46.8	46.6	49	48.7	45.6
Alt	2.686	2.787	3.048	2.751	2.807	3.095	2.996	2.859	3.041	2.639	2.627	2.854	2.921	2.686
Na+K	1.808	1.72	1.7	1.758	1.788	1.632	1.759	1.78	1.647	1.901	1.84	1.807	1.788	1.866

Tableau VII - Analyses et formules structurales des micas des gabbros (suite). *Cour : en couronne autour d'une olivine.*
Oliv : en inclusion dans une olivine.
Vert : micas tardif de couleur verte.

Ech.	GOU 8					GOU 34									TAG 129							
Anal.	11	12	17	19	18	40	41	42	43	46	49	52	53	54	23	24	25	35	36	37	42	43
	C------B		C----------B			C ----------B				C------B		B----------C			B----------C			B----------C		C------B	
Si02	56.14	53.38	65.06	66.03	65.85	55.11	55.9	59.03	62.81	55.53	53.95	52.94	53.26	53.74	56.74	53.19	52.94	55.12	52.79	52.84	53.11	51.4
Al203	27.41	29.28	20.64	20.52	20.97	29.01	28.34	26.52	23.84	28.84	29.81	29.44	29.35	29.24	26.59	28.56	29.36	28.09	29.56	29.82	29.58	27.83
K20	0	.02	.01	.03	0	.01	0	.01	.03	0	0	0	.03	0	.04	.01	.01	.01	0	0	0	0
Na20	6.01	4.72	10.29	10.31	10.55	5.07	5.41	6.57	8.51	5.25	4.75	4.58	4.68	4.86	6.38	4.84	4.75	5.53	4.67	4.34	4.56	4.06
CaO	9.27	11.85	1.41	1.46	1.37	11.31	10.71	8.86	5.6	11.51	12.14	12.25	11.93	11.7	8.76	11.21	11.95	10.6	12.46	12.45	12.7	10.98
FeO	.11	0	.19	.08	0	.04	.09	.23	.16	.07	.12	.09	.24	.03	.04	.03	.01	.12	.03	.14	.14	1.33
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	.02	0	.01	0	.34	0	.01	0	0	0	0	.02	0	1.87
MnO	0	0	.01	0	.09	0	0	0	0	0	0	.08	.04	0	0	.1	.02	.01	0	0	.03	.02
Ti02	.08	.09	.1	.04	0	.06	0	.1	0	.04	.03	0	.05	.06	.04	.03	0	.01	.08	0	0	.02
NiO	0	.11	.1	.11	0	0	.04	.03	0	0	0	.04	0	0	0	0	0	.02	0	0	.06	0
Total	99.02	99.45	97.81	98.58	98.83	100.61	100.49	101.35	100.95	101.24	100.8	99.42	99.58	99.63	98.59	97.97	99.04	99.51	99.59	99.59	100.18	97.51
Si	2.542	2.426	2.916	2.932	2.918	2.467	2.502	2.606	2.758	2.473	2.42	2.41	2.413	2.435	2.576	2.449	2.416	2.494	2.401	2.4	2.404	2.396
Al	1.463	1.568	1.09	1.074	1.095	1.531	1.495	1.38	1.233	1.514	1.576	1.579	1.567	1.562	1.423	1.55	1.579	1.498	1.585	1.597	1.578	1.529
K	0	.001	.04	.02	0	.001	0	.001	.002	0	0	0	.002	0	.002	0	.001	.001	0	0	0	0
Na	.528	.416	.894	.888	.906	.44	.47	.563	.724	.453	.413	.404	.411	.427	.562	.433	.421	.485	.412	.382	.4	.367
Ca	.45	.577	.068	.069	.065	.542	.513	.419	.263	.549	.583	.598	.579	.568	.426	.553	.584	.514	.607	.606	.616	.548
Fe	.004	0	.007	.003	0	.001	.004	.009	.006	.003	.004	.003	.009	.001	.002	.001	.001	.004	.001	.005	.005	.052
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	.001	0	.001	0	.023	0	.001	0	0	0	0	.001	0	.13
Mn	0	0	0	0	.03	0	0	0	0	0	0	.003	.002	0	0	.004	.001	0	0	0	.001	.001
Ti	.003	.003	.004	.001	0	.002	0	.003	0	.001	.001	0	.002	.002	.001	.001	0	0	.003	0	0	.001
Ni	0	.004	.004	.004	0	0	.002	.001	0	0	0	.002	0	0	0	0	0	.001	.003	0	.002	0
Total	4.99	4.995	5.023	4.991	5.014	4.984	4.986	4.982	4.987	4.993	4.998	4.999	5.008	4.995	4.993	4.991	5.003	4.997	5.012	4.991	5.006	5.024
Ab	54	41.9	92.9	92.6	93.3	44.7	47.8	57.3	73.2	45.2	41.4	40.4	41.4	42.9	56.7	43.9	41.8	48.5	40.4	38.7	39.4	40.1
Or	0	.1	0	.2	0	.1	0	.1	.2	0	0	0	.2	0	.2	0	.1	.1	0	0	0	0
An	46	58	7.1	7.2	6.7	55.2	52.2	42.6	26.6	54.8	58.6	59.6	58.4	57.1	43.1	56.1	58.1	51.4	59.6	61.3	60.6	59.9

Tableau VIII - Analyses et formules structurales des plagioclases des gabbros.

Ech.	GOU 43				GOU 6			GOU 45										
Anal.	27	31	32	42	15	19	21	4	6	7	14	17	18	42	67	72	16	17
	C	C	C	C	C	Ds CPX	C	Ds AM	----------	C	C	"AMAS"	"AMAS"	"AMAS"	C	C	C	C
SiO2	51.68	55.06	56	55.31	51.74	51.74	53.14	59.73	56.42	58.15	50.3	55.7	51.49	54.31	55.53	56.56	57.19	55.87
Al2O3	29.83	28.19	26.77	27.69	30.58	30.17	29.86	25.76	28.29	27.34	32.22	27.97	31.17	28.08	28.08	28.36	27.58	28.72
K2O	.04	.03	.01	0	.02	.04	0	.16	.15	.15	0	.12	.06	.12	.11	.14	.1	.16
Na2O	3.95	5.26	6	5.68	3.95	3.84	4.63	7.42	6.13	6.35	3.23	6.03	3.88	5.61	5.81	5.39	6.39	5.67
CaO	13.01	11.13	9.38	10.5	13.43	13.49	12.31	7.34	9.83	9.59	14.78	9.95	13.63	9.9	10.95	10.26	9.34	10.82
FeO	.36	.17	.2	.08	0	.12	.07	.17	.11	.05	.09	.19	.17	.01	.1	.11	.15	.1
MgO	.02	.02	.01	0	.02	.03	.04	0	0	0	0	0	0	0	.02	0	0	0
MnO	.02	0	0	0	.02	0	0	.04	.04	0	0	0	.06	0	.03	0	.03	.03
TiO2	.08	0	.37	.04	.03	.1	.03	0	.01	.01	.01	0	0	0	0	.08	0	.07
NiO	0	0	0	0	0	0	.03	0	.01	.01	0	0	.06	0	0	0	0	0
Total	98.98	99.84	98.73	99.3	99.77	99.5	100.07	100.62	100.99	101.65	100.63	99.96	100.52	98.03	100.63	100.9	100.78	101.44
Si	2.373	2.486	2.546	2.507	2.355	2.354	2.404	2.649	2.513	2.566	2.279	2.509	2.331	2.491	2.492	2.517	2.548	2.486
Al	1.615	1.5	1.435	1.48	1.64	1.624	1.592	1.347	1.485	1.422	1.72	1.485	1.663	1.518	1.485	1.487	1.449	1.506
K	.002	.002	.001	0	.001	.002	0	.009	.008	.008	0	.007	.003	.007	.006	.008	.006	.009
Na	.352	.461	.529	.499	.349	.34	.406	.638	.529	.544	.283	.527	.34	.499	.505	.464	.552	.489
Ca	.64	.538	.457	.51	.655	.66	.597	.349	.469	.453	.718	.48	.661	.486	.527	.489	.446	.516
Fe	.014	.006	.008	.003	0	.005	.003	.006	.004	.002	.004	.007	.006	.005	.004	.004	.006	.004
Mg	.001	.001	.001	0	.001	.001	.002	0	0	0	0	0	0	0	.002	0	0	0
Mn	.001	0	0	0	.001	0	0	.002	.002	0	0	0	.002	0	.001	0	.001	.001
Ti	.003	0	.013	.01	.001	.004	.001	0	0	0	0	0	0	0	0	.003	0	.003
Ni	0	0	0	0	0	0	.002	0	0	.001	0	0	.002	0	0	0	0	0
Total	5.001	4.994	4.99	5.009	5.003	5	5.007	5	5.01	4.996	5.004	5.015	5.008	5.006	5.022	4.972	5.008	5.014
Ab	35.4	46	53.6	49.5	34.7	33.9	40.5	64.1	52.6	54.1	28.3	51.9	33.9	50.3	48.7	48.3	55	48.2
Or	.2	.2	.1	0	.1	.3	0	.9	.8	.8	0	.7	.3	.7	.6	.8	.6	.9
An	64.4	53.8	46.3	50.5	65.2	65.8	59.5	35	46.6	45.1	71.7	47.4	65.8	49	50.7	50.9	44.4	50.9

Tableau IX - Analyses et formules structurales des plagioclases des gabbros (suite). *Ds CPX : en inclusion dans un clinopyroxène.*
Ds AM : en inclusion dans une amphibole.
"AMAS" : dans un amas d'aspect feutré.

N°Ech	GOU 34								GOU 43					GOU 8					
N°Anal	0	79	80	81	82	84	85	86	87	21	22	28	40	89	92	93	0	1	2
TiO2	0	53.02	52.29	52.92	52.4	52.11	52.66	0	0	50.37	49.96	50.43	48.74	51.04	51.74	24.1	.03	0	0
Al203	0	.07	.13	.02	0	0	.05	0	0	.06	0	0	.19	.04	.01	2.66	0	0	.04
Cr203	0	0	0	.03	0	0	.09	0	0	.07	0	0	.02	.06	0	9.21	.01	0	.3
V203	.12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO *	92.23	44.16	43.47	44.42	43.31	45.47	45.07	76.84	44.27	47.88	48.35	46.53	46.82	43.77	44.51	42.66	62.3	65.06	61.34
MnO	.09	.52	.56	.8	.65	.67	.71	0	.03	.59	.67	1.58	.63	.41	.91	1.88	.01	.01	0
MgO	0	1.5	1.38	1.08	1.39	1.48	1.32	.06	0	1.31	1.09	.25	1.231	2.83	1.85	.58	0	0	.09
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.1	0	.33
Total	92.44	99.27	97.83	99.27	97.75	99.73	99.9	76.9	44.3	100.28	100.07	98.79	97.631	98.15	99.02	81.09	62.35	65.21	62.63
Ti	0	2.002	2.004	2.005	2.01	1.96	1.98	0		1.882	1.874	1.931	1.87	1.928	1.953	1.087			
Al	0	.004	.008	.001	0	0	.003	0		.004	0	0	.011	.002	.001	.188			
Cr	0	0	0	.001	0	0	.004	0		.003	0	0	.001	.002	0	.437			
V	.005	0	0	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0	0	0			
Fe3C	3.992	0	0	0	0	.081	.033	3.996		.229	.252	.137	.248	.14	.092	1.2			
Fe2C	0	1.855	1.852	1.871	1.847	1.821	1.852	0		1.76	1.765	1.844	1.749	1.698	1.776	.94			
Mn	.004	.022	.024	.034	.028	.028	.03	0		.025	.028	.068	.027	.017	.039	.096			
Mg	0	.112	.105	.081	.106	.11	.098	.006		.097	.081	.019	.094	.212	.138	.052			
Total	4.001	3.995	3.993	3.993	3.991	4	4	4.002		4	4	3.999	4	3.999	3.999	4			
Fe203	102.6	0	0	0	0	2.14	.88	85.51		6.13	6.72	3.59	6.47	3.7	2.45	26.59			
FeO	0	44.16	43.47	44.42	43.31	43.54	44.28	0		42.36	42.31	43.3	41	40.44	42.31	18.73			
Total	102.81	99.27	97.83	99.27	97.75	99.94	99.99	85.57		100.89	100.75	99.15	98.281	98.52	99.27	83.75			
% Ilm	0	94.3	94.6	95.9	94.6	92.4	94.2	0		89.3	89.5	95.5	88.9	85.8	90.6	59			
% Gei	0	5.7	5.4	4.1	5.4	5.6	5	.3		4.9	4.1	1	4.8	10.7	7	3.3			
% Hém	100	0	0	0	0	2	.8	99.7		5.8	6.4	3.5	6.3	3.5	2.4	37.7			

Tableau X- Analyses et formules structurales des minéraux opaques des gabbros.

N°Ech	GOU 17					TAM 34											
N°Anal	98	99	107	108	109	42	43	44	45	46	47	48	56	59	96	50	51
	C	C	C———	B	C	C	C	Amph	C	C	C	C	C	C	C	C	C
SiO2	52.33	52.98	52.07	52.37	51.89	50.24	54.04	47.02	53.46	50.78	54.91	51.91	54.1	42.19	53.12	53.04	52.79
Al2O3	.67	.75	.83	.68	.65	4.56	1.34	6.83	2.21	3.94	1.07	3.29	2.43	6.18	3.24	.49	.53
TiO2	.09	.06	.17	.12	.12	.32	.07	1.67	.19	.42	.07	.33	.31	.89	.48	.07	.13
FeO	13.73	12.03	12.05	12.06	12.63	16.98	15.15	17.75	14.84	15.77	14.46	15.13	14.52	27.39	15.39	11.75	11.93
MgO	11.75	11.7	11.6	11.57	11.48	12.09	13.71	10.29	14.4	12.62	14.57	13.34	14.49	11.53	13.8	11.08	11.25
CaO	20.24	21.19	21.56	21.64	20.66	12.12	12.69	11.93	12.16	12.16	12.47	11.95	12.57	10.72	12.39	22.69	22.91
MnO	.5	.5	.41	.42	.45	.19	.27	.25	.26	.23	.29	.22	.25	.61	.24	.37	.51
Cr2O3	0	0	0	0	0	.03	0	.01	.04	0	0	0	0	.02	0	0	0
NiO	.01	.09	0	0	0	0	.01	.01	0	0	.08	0	.13	.03	.01	0	.04
Na2O	.29	.37	.37	.4	.31	.75	.15	1.17	.38	.55	.15	.46	.32	1.06	.52	.59	.58
Total	99.61	99.67	99.06	99.26	98.19	97.28	97.43	96.93	97.94	96.47	98.07	96.63	99.12	100.62	99.19	100.08	100.67
Si	1.995	2.006	1.989	1.996	2.001	1.943	2.057	1.844	2.022	1.967	2.066	1.995	2.019	1.69	1.99	2.007	1.992
Al4	.005	0	.011	.004	0	.057	0	.156	0	.033	0	.005	0	.292	.01	0	.008
Al6	.025	.033	.026	.027	.03	.151	.06	.16	.099	.147	.047	.144	.107	0	.133	.022	.016
Ti	.003	.002	.005	.003	.003	.009	.002	.049	.005	.012	.002	.01	.009	.027	.014	.002	.004
Fe	.438	.381	.385	.385	.407	.549	.482	.582	.469	.511	.455	.486	.453	.917	.482	.372	.376
Mg	.668	.66	.661	.658	.66	.697	.778	.602	.812	.729	.817	.764	.806	.688	.771	.625	.633
Ca	.827	.86	.883	.884	.854	.502	.518	.501	.493	.505	.503	.492	.503	.46	.497	.92	.926
Mn	.016	.016	.013	.014	.015	.006	.009	.008	.008	.008	.009	.007	.008	.021	.008	.012	.016
Cr	0	0	0	0	0	.001	0	0	.001	0	0	0	0	.001	0	0	0
Ni	0	.003	0	0	0	0	0	0	0	0	.002	0	.004	.001	0	0	.001
Na	.021	.027	.027	.03	.023	.056	.011	.089	.028	.041	.011	.034	.023	.082	.038	.043	.042
Fe2C	.438	.381	.385	.385	.407	.482	.469		.469	.511	.455	.486	.453	.366	.482	.366	.333
Fe3C	0	0	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0	.411	0	.006	.042
Total	3.998	3.988	4	4.001	3.993	3.971	3.917	3.991	3.937	3.953	3.912	3.937	3.932	4.179	3.943	4.003	4.014
%En	34.3	34.4	34	33.9	34.1	39.7	43.5	35.5	45.5	41.6	45.8	43.7	45.5	33	43.8	32.4	32.4
%Fs	23.3	20.7	20.5	20.5	21.8	31.7	27.5	34.9	26.8	29.6	26	28.2	26.1	45	27.9	19.9	20.1
%Wo	42.4	44.9	45.5	45.6	44.1	28.6	29	29.6	27.7	28.8	28.2	28.1	28.4	22	28.3	47.7	47.5
XFe	.396	.366	.368	.369	.382	.441	.383	.492	.366	.412	.358	.389	.36	.571	.385	.373	.373
Alt	.03	.033	.037	.031	.03	.208	.06	.316	.099	.18	.047	.149	.107	.292	.143	.022	.024

Tableau XI - Analyses et formules structurales des pyroxènes des diorites hétérogènes. Pour TAM 34, le cpx passe progressivement à une amphibole (analyses mixtes). *Amph : amphibole.*

ECH	TAG 124										TAG 41							TAG 130
ANAL.	95	96	102	103	106	107	108	109	120	121	139	140	141	142	145	153	154	168
	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	Ds Pl	C	C	C	C
SiO2	43.24	43.19	44.31	42.7	42.66	43.3	42.54	43.43	42.9	43.81	46.84	48.5	47	45.97	46.85	47.63	47.2	48.65
TiO2	1.83	1.87	1.58	1.62	1.69	1.5	1.48	1.07	1.34	1.19	1	1.14	1.36	1.38	1.42	.82	.98	.86
Al2O3	10.32	10.18	10	10.53	10.76	10.11	10.61	10.38	11.17	10.41	7.66	7.04	7.83	8.76	7.69	7.27	7.92	8.5
Cr2O3	0	.01	0	.03	0	0	0	.08	.02	0	0	.07	0	0	0	0	0	0
FeOt	16.29	16.09	16.07	16.76	15.96	16.43	15.95	16.49	18.12	16.8	15.4	14.32	15.57	16.21	15.2	14.77	15.41	10.94
MnO	.44	.36	.51	.44	.41	.39	.51	.43	.24	.42	.11	.33	.28	.27	.19	.37	.23	.24
MgO	10.47	10.43	10.81	10.21	10.15	10.56	10.31	10.95	10.22	10.45	12.57	13.15	12.19	11.37	11.9	12.82	12.71	15.1
NiO	0	.02	0	0	0	0	0	0	0	0	.08	0	.06	0	.02	0	.1	0
CaO	11.44	11.63	11.7	11.4	11.77	11.54	11.76	12.05	11.71	11.43	12.21	12.16	12.23	12.23	12.19	12.21	12.41	12.18
Na2O	1.94	1.71	1.7	1.79	1.99	1.78	1.84	1.61	1.75	1.73	1.13	1.07	1.24	1.12	1.24	.96	.94	1.29
K2O	.72	.72	.92	1.07	1.04	.86	1.01	.91	.96	.91	.66	.56	.63	.74	.63	.57	.59	.34
Total	96.69	96.21	97.6	96.55	96.43	96.47	96.01	97.4	98.43	97.15	97.66	98.34	98.39	98.05	97.33	97.42	98.49	98.1
Si	6.506	6.533	6.6	6.466	6.49	6.532	6.482	6.488	6.36	6.548	6.888	7.038	6.885	6.785	6.951	6.988	6.864	6.936
AlIV	1.493	1.466	1.399	1.543	1.509	1.467	1.517	1.511	1.639	1.451	1.111	.961	1.114	1.214	1.048	1.011	1.135	1.063
AlVI	.337	.349	.356	.134	.42	.331	.389	.316	.312	.383	.216	.243	.238	.31	.296	.246	.222	.365
Ti	.207	.212	.177	.184	.193	.17	.169	.12	.149	.133	.11	.124	.149	.153	.158	.09	.107	.092
Cr	0	.001	0	.003	0	0	0	.009	.002	0	0	.008	0	0	0	0	0	0
Fe3	.346	.278	.288	.41	.074	.376	.207	.446	.62	.462	.379	.272	.265	.268	.081	.363	.455	.373
Fe2	1.703	1.757	1.713	1.709	1.956	1.696	1.826	1.614	1.626	1.638	1.515	1.465	1.642	1.732	1.804	1.449	1.419	.93
Mn	.056	.046	.064	.056	.052	.049	.065	.054	.03	.053	.013	.04	.034	.033	.023	.045	.028	.028
Mg	2.348	2.351	2.04	2.301	2.301	2.374	2.341	2.438	2.258	2.328	2.757	2.844	2.661	2.501	2.631	2.803	2.757	3.218
Ni	0	.002	0	0	0	0	0	0	0	0	.009	0	.007	0	.002	0	.011	0
Ca	1.844	1.885	1.867	1.847	1.919	1.865	1.92	1.929	1.86	1.831	1.924	1.891	1.92	1.934	1.938	1.92	1.934	1.861
Na	.155	.114	.132	.152	.09	.134	.079	.07	.139	.168	.075	.108	.079	.065	.061	.079	.065	.138
Na	.411	.387	.358	.372	.506	.386	.464	.395	.363	.332	.246	.192	.272	.255	.295	.193	.199	.217
K	.138	.138	.174	.206	.201	.165	.196	.173	.181	.173	.123	.103	.117	.139	.119	106	.109	.061
(Na+K)A	.549	.526	.153	.578	.708	.552	.66	.569	.545	.506	.37	.296	.39	.394	.414	.299	.308	.279
XMg	.77	.57	.54	.57	.54	.58	.56	.6	.58	.59	.65	.66	.62	.59	.59	.66	.66	.78
Nat	.566	.501	.49	.524	.596	.52	.543	.465	.502	.5	.321	.3	.351	.32	.356	.272	.264	.355
Nat+K	.704	.639	.664	.73	.797	.685	.739	.638	.683	.673	.444	.403	.468	.459	.475	106.27	.373	.416
Altot.	1.83	1.815	1.755	1.677	1.929	1.798	1.906	1.827	1.951	1.834	1.327	1.204	1.352	1.524	1.344	1.257	1.357	1.428

Tableau XII - Analyses et formules structurales des amphiboles des diorites. TAG 124 : méladiorite, TAG 41 : diorite commune, TAG 130 : diorite microgrenue. *Ds Pl : en inclusion dans un plagioclase.*

	TAG 154									TAM 34												
ANAL.	1	2	9	10	11	12	21	22	23	42	43	44	45	46	47	48	55	86	87	91	92	96
	C------B		C	C	C------B		C	C	C	Cour PX	Id	Id	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
SiO2	44.57	45.58	45.06	45.04	45.16	44.83	43.72	43.33	45.1	50.24	54.04	47.02	53.46	50.78	54.91	51.91	47.44	47.57	46.91	49.21	53.73	53.12
Al2O3	10.55	10.52	10.43	10.73	10.72	10.55	11.2	11.84	10.82	4.56	1.34	6.83	2.21	3.94	1.07	3.29	6.22	6.79	6.78	6.03	2.57	3.24
TiO2	1.44	1.47	.96	1.18	1	1.48	1.35	1.21	1.06	.32	.07	1.67	.19	.42	.07	.33	1.52	1.79	1.8	.49	.25	.48
Cr2O3	.01	0	.09	.03	0	.04	0	0	0	.03	0	.01	.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeOt	13.09	13.35	12.95	13.14	13.1	13.23	13.5	14.07	13.71	16.98	15.15	17.75	14.84	15.77	14.46	15.13	17.87	18.13	17.91	18.46	14.94	15.39
MnO	.2	.34	.2	.24	.29	.17	.29	.25	.2	.23	.26	.25	.27	.19	.24	.16	.26	.31	.32	.32	.21	.24
MgO	12.8	13.03	13.03	12.72	12.92	12.92	12.41	11.85	12.91	12.09	13.71	10.29	14.4	12.62	14.57	13.34	10.7	10.58	10.94	11.26	13.94	13.8
NiO	0	.01	0	0	.02	0	0	0	0	0	.01	.01	0	0	.08	0	0	0	0	0	0	.01
CaO	12.14	12.04	12.01	11.89	12.04	12.07	12.11	11.78	12.22	12.12	12.69	11.93	12.16	12.16	12.47	11.95	11.74	11.87	11.2	11.54	12.31	12.39
Na2O	1.61	1.75	1.54	1.46	1.55	1.65	1.58	1.7	1.5	.75	.15	1.17	.38	.55	.15	.46	1.01	1.21	1.48	.74	.46	.52
K2O	.86	.86	.6	.58	.62	.74	.83	.8	.69	.32	.06	.69	.13	.3	.06	.25	.61	.63	.64	.46	.16	.19
Total	97.27	98.95	96.87	97.01	97.42	97.68	96.99	96.83	98.21	97.64	97.48	97.62	98.08	96.73	98.08	96.82	97.37	98.88	97.98	98.51	98.57	99.38
Si	6.561	6.585	6.613	6.596	6.594	6.556	6.46	6.412	6.548	7.396	7.877	7.046	7.702	7.509	7.92	7.606	7.085	7.017	6.944	7.173	7.726	7.592
AlIV	1.438	1.414	1.386	1.403	1.405	1.443	1.539	1.587	1.451	.603	.122	.953	.297	.49	.079	.393	.914	.982	1.055	.826	.273	.407
AlVI	.393	.377	.418	.449	.439	.376	.411	.478	.4	.188	.107	.253	.077	.196	.102	.175	.181	.198	.127	.209	.162	.138
Ti	.159	.159	.105	.13	.109	.162	.15	.134	.115	.035	.007	.188	.02	.046	.007	.036	.17	.198	.2	.053	.027	.051
Cr	.001	0	.01	.003	0	.004	0	0	0	.003	0	.001	.004	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	.272	.339	.417	.434	.423	.346	.383	.464	.466	.242	.03	.017	.257	.131	0	.214	.223	.168	.427	.609	.105	.191
Fe2	1.339	1.273	1.172	1.175	1.176	1.271	1.285	1.277	1.198	1.848	1.816	2.207	1.531	1.819	1.744	1.64	2.008	2.069	1.79	1.64	1.691	1.648
Mn	.024	.041	.024	.029	.035	.021	.036	.031	.024	.028	.032	.031	.016	.023	.002	.019	.032	.038	.04	.039	.025	.029
Mg	2.808	2.806	2.85	2.777	2.812	2.816	2.733	2.613	2.793	2.653	2.978	2.298	3.092	2.781	3.132	2.913	2.382	2.326	2.413	2.446	2.988	2.939
Ni	0	.001	0	0	.002	0	0	0	0	0	.001	.001	0	0	.009	0	0	0	0	0	0	.001
Ca	1.915	1.864	1.889	1.866	1.884	1.891	1.917	1.868	1.901	1.912	1.981	1.916	1.877	1.827	1.927	1.876	1.879	1.876	1.776	1.802	1.897	1.897
Na	.084	.135	.11	.133	.115	.108	.082	.131	.098	.087	.042	.083	.106	.072	.041	.123	.12	.123	.223	.197	.102	.102
Na	.375	.354	.327	.281	.323	.359	.37	.356	.323	.126	0	.256	0	.084	0	.007	.171	.222	.201	.211	.025	.041
K	.161	.158	.112	.108	.115	.138	.156	.151	.127	.06	.011	.131	.023	.056	.011	.046	.116	.118	.12	.085	.029	.034
(Na+K)A	.536	.513	.439	.389	.438	.498	.526	.507	.451	.186	.011	.388	.023	.141	.011	.054	.288	.341	.322	.097	.054	.076
XMG	.68	.69	.71	.7	.71	.69	.68	.67	.7	.59	.62	.51	.67	.6	.64	.64	.54	.53	.57	.6	.64	.64
Nat	.459	.489	.437	.414	.438	.467	.452	.487	.421	.213	.042	.339	.106	.156	.041	.13	.291	.345	.424	.408	.127	.143
Nat+K	.62	.647	.549	.522	.553	.605	.608	.638	.548	.273	.053	.47	.129	.212	.052	.176	.407	.463	.544	.493	.156	.177
Altot	1.831	1.791	1.804	1.852	1.844	1.819	1.95	2.065	1.851	.791	.229	1.206	.374	.686	.181	.568	1.095	1.18	1.182	1.035	.435	.545

Tableau XIII - Analyses et formules structurales des amphiboles des diorites (suite). TAG 154 : méladiorite, TAM 34 : diorite hétérogène.
Cour PX : en couronne autour d'un clinopyroxène, Id : idem.

ECH	TAG 151								GOU 17			TAG 20										
ANAL.	65	68	69	70	86	88	89	90	96	105	106	52	56	57	58	59	61	67	68	78	80	82
	B	C		B	C	B	C	B	B	C	C	C	C	B	B	C	C	C	C	C	C	C
SiO2	45.99	48.5	47.86	46.18	44.96	46.14	46.31	46.64	46.68	46.42	45.2	46.85	47.39	46.62	46.59	46.83	46.15	47.04	46.92	45.34	47.18	47.28
Al2O3	6.97	6.41	6.85	7.96	7.79	7.44	8.15	7.49	7.33	6.94	7.92	7.33	9.18	7.27	7.59	7.18	7.44	6.89	7.35	7.84	6.7	7.3
TiO2	1.18	.79	.84	1.02	1.14	1.09	.93	.96	1.62	1.69	1.81	.88	.51	.82	1.03	1.21	.69	1.12	.91	1.07	1.01	1.17
Cr2O3	.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.01	0	.01	0	0	0	.01
FeOt	17.12	16.06	16.54	17.38	17.29	16.98	17.15	16.66	18.67	17.57	17.49	15.71	16.14	15.58	16.1	15.7	15.8	15.38	15.8	16.85	15.44	16.08
MnO	.43	.43	.38	.48	.39	.42	.23	.45	.32	.28	.31	.35	.24	.41	.32	.91	.35	.42	.38	.41	.47	.35
MgO	10.8	12.05	11.78	11.03	10.94	11.26	10.86	11.32	10.36	10.81	10.48	11.65	12.36	11.59	11.5	11.5	11.76	11.76	11.76	11.23	11.92	11.91
NiO	0	.02	0	0	.03	0	0	0	0	.01	0	0	0	0	.04	.07	0	0	.06	0	0	.02
CaO	11.59	11.78	11.66	11.52	11.38	11.46	11.67	11.77	11.25	10.94	10.91	11.69	11.97	12.24	11.93	11.87	12.05	12.05	12.01	11.45	11.85	12.07
Na2O	1.12	1	1.14	1.3	1.37	1.33	1.17	1.12	1.27	1.42	1.39	1.15	1.01	1.08	1.16	.99	.84	1.07	1.06	1.23	1.15	1.19
K2O	.69	.55	.62	.79	.76	.81	.74	.72	.53	.65	.64	.13	.11	.11	.1	.1	.15	.57	.68	.72	.64	.62
Total	95.9	97.59	97.67	97.66	96.05	96.93	97.21	97.13	98.03	96.73	96.15	95.74	98.91	95.72	96.36	96.37	95.23	96.31	96.93	96.14	96.36	98
Si	6.961	7.13	7.047	6.843	6.786	6.888	6.892	6.938	6.905	6.941	6.799	7.003	6.79	7.009	6.943	6.972	6.937	7.048	6.98	6.808	7.056	6.961
AlIV	1.038	.869	.952	1.156	1.213	1.111	1.107	1.061	1.094	1.058	1.2	.996	1.209	.99	1.056	1.027	1.062	.951	1.019	1.191	.943	1.038
AlVI	.205	.241	.236	.234	.172	.198	.322	.252	.184	.165	.204	.296	.341	.298	.277	.232	.255	.265	.269	.196	.237	.228
Ti	.134	.087	.093	.113	.129	.122	.104	.107	.18	.19	.204	.098	.054	.092	.115	.135	.078	.126	.101	.12	.113	.129
Cr	.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.001	0	.001	0	0	0	.001
Fe3	.341	.353	.407	.511	.553	.461	.375	.381	.517	.469	.539	.397	.781	.226	.382	.429	.494	.143	.282	.571	.224	.283
Fe2	1.825	1.621	1.629	1.643	1.629	1.658	1.759	1.691	1.793	1.728	1.661	1.566	1.153	1.732	1.624	1.525	1.491	1.784	1.683	1.545	1.707	1.696
Mn	.055	.053	.047	.06	.049	.053	.029	.056	.04	.035	.039	.04	.029	.052	.04	.114	.044	.053	.047	.052	.059	.043
Mg	2.436	2.64	2.585	2.436	2.461	2.505	2.409	2.51	2.284	2.409	2.35	2.596	2.639	2.597	2.554	2.552	2.634	2.626	2.607	2.513	2.657	2.613
Ni	0	.002	0	0	.003	0	0	0	0	.001	0	0	0	0	.004	.008	0	0	.007	0	0	.002
Ca	1.88	1.855	1.84	1.829	1.84	1.833	1.861	1.876	1.783	1.753	1.758	1.872	1.838	1.972	1.905	1.893	1.941	1.934	1.914	1.842	1.899	1.904
Na	.119	.144	.159	.17	.159	.166	.138	.123	.216	.246	.241	.127	.161	.027	.094	.106	.058	.065	.085	.157	.1	.095
Na	.208	.141	.165	.203	.241	.218	.199	.199	.148	.165	.164	.206	.118	.287	.24	.179	.186	.245	.22	.2	.232	.244
K	.133	.103	.116	.149	.146	.154	.14	.136	.1	.124	.122	.024	.02	.021	.019	.018	.028	.108	.129	.137	.122	.116
(Na+K)A	.342	.244	.282	.352	.388	.372	.339	.336	.248	.289	.287	.231	.138	.308	.259	.198	.214	.354	.349	.338	.355	.36
XMG	.57	.62	.61	.6	.6	.6	.58	.6	.56	.58	.59	.62	.7	.6	.61	.64	.64	.6	.61	.62	.61	.61
Nat	.327	.285	.324	.373	.4	.384	.337	.322	.364	.411	.405	.333	.279	.314	.334	.285	.244	.31	.305	.357	.332	.339
Nat+K	.46	.388	.44	.522	.546	.538	.477	.458	.464	.535	.527	.357	.299	.335	.353	.303	.272	.418	.434	.494	.454	.455
Altot	1.243	1.11	1.188	1.39	1.385	1.309	1.429	1.313	1.278	1.223	1.404	1.292	1.55	1.288	1.333	1.259	1.317	1.216	1.288	1.387	1.18	1.266

Tableau XIV - Analyses et formules structurales des amphiboles des diorites (suite). TAG 151 et GOU 17 : diorites hétérogènes, TAG 20 : diorite commune.

ECH	TAG 150									TAG45				TAG 131						
ANAL.	1502	1503	1505	1506	1507	1508	15010	15013	1502	45	4545	4546	4552	13137	13138	13139	13142	13145	13155	13156
	C------B		C	C------B		C	Ds Pl	C	C	C	C------B		C	Ds Pl	Id	Id	C	C	C Pheno	C
Si02	43.4	42.69	43.01	46.54	45.27	49.37	44.68	43.44	44.82	46.54	44.93	48.1	46.59	44.37	44.24	47.53	51.95	52.13	48.95	49.22
Al203	1.6	1.06	.91	1.1	1.07	1.1	1.41	1.34	1.12	.87	1.28	.44	1.3	1.87	1.87	.91	.29	.59	.95	.84
Ti02	9.53	10.53	11.56	8.17	9.02	5.77	9.14	10.55	9.31	7.23	7.73	7	6.94	10.4	10.04	7.99	4.56	4.59	6.91	6.59
Cr203	.03	.03	0	0	0	0	0	0	.01	.01	.003	0	0	0	0	0	0	0	.05	0
FeOt	14.98	15.59	16.04	14.58	14.45	12.14	14.66	16.41	14.88	16.28	15.71	16.58	16.54	15.77	15.26	14.02	11.29	11.32	13.87	12.77
MnO	.17	.29	.23	.05	.13	.26	.19	.35	.21	.3	.23	.34	.33	.38	.39	.27	.24	.25	.16	.24
MgO	12.18	11.41	11.32	13.22	12.65	14.71	12.33	11.7	12.46	12.25	12.3	12.66	11.8	11.29	11	13.15	15.69	15.9	13.86	14.63
NiO	.02	0	0	0	.02	0	0	0	.01	.01	0	.01	0	0	0	0	.06	.02	0	.06
CaO	11.94	11.68	11.75	12.05	11.95	12.01	11.99	11.56	11.85	11.66	11.41	11.74	11.82	11.86	11.68	12.15	12.31	12.26	11.51	12
Na20	1.6	1.66	1.76	1.27	1.34	.88	1.45	1.66	1.46	.97	.87	.95	1.09	1.55	1.31	1.27	.47	.48	1.19	.89
K20	.53	.74	.54	.36	.4	.28	.48	.63	.5	.57	.69	.39	.63	.94	.84	.68	0	0	.62	.45
Total	95.98	95.68	97.12	97.34	96.3	96.52	96.33	97.64	96.63	96.69	95.18	98.21	97.04	98.43	96.63	97.97	96.86	97.54	98.07	97.69
Si	6.506	6.436	6.367	6.802	6.704	7.186	6.651	6.391	6.632	6.885	6.736	6.969	6.925	6.526	6.612	6.927	7.451	7.415	7.051	7.081
AlIV	1.493	1.563	1.632	1.197	1.295	.813	1.348	1.608	1.337	1.114	1.263	1.03	1.074	1.473	1.387	1.072	.548	.584	.948	.919
AlVI	.191	.308	.385	.21	.279	.177	.256	.222	.256	.147	.103	.165	.141	.33	.381	.3	.223	.185	.224	.198
Ti	.18	.12	.101	.12	.119	.12	.157	.148	.124	.096	.144	.047	.145	.206	.21	.099	.031	.063	.102	.09
Cr	.003	.003	0	0	0	0	0	0	.001	.001	.003	0	0	0	0	0	0	0	.005	0
Fe3	.533	.608	.708	.543	.523	.347	.44	.851	.588	.689	.815	.784	.442	.371	.303	.291	.346	.401	.512	.507
Fe2	1.344	1.357	1.277	1.238	1.266	1.131	1.385	1.168	1.252	1.325	1.154	1.225	1.614	1.568	1.604	1.418	1.007	.945	1.158	1.029
Mn	.021	.037	.028	.006	.016	.032	.023	.043	.026	.037	.029	.041	.041	.047	.049	.33	.029	.03	.019	.029
Mg	2.721	2.564	2.498	2.88	2.792	3.191	2.736	2.566	2.748	2.701	2.749	2.734	2.614	2.475	2.45	2.856	3.354	3.371	2.975	3.137
Ni	.002	0	0	0	.002	0	0	0	.001	.001	0	.001	0	0	0	0	.006	.002	0	.006
Ca	1.918	1.887	1.864	1.887	1.896	1.873	1.912	1.822	1.879	1.848	1.833	1.823	1.882	1.869	1.87	1.897	1.892	1.869	1.776	1.85
Na	.081	.112	.135	.112	.103	.126	.087	.177	.12	.151	.166	.176	.117	.113	.129	.102	.107	.13	.223	.149
Na	.383	.372	.369	.247	.281	.122	.331	.296	.298	.127	.086	.089	.197	.311	.25	.256	.023	.001	.109	.098
K	.101	.142	.102	.067	.075	.052	.091	.118	.094	.107	.132	.072	.119	.176	.16	.126	0	0	.113	.082
(Na+K)A	.485	.515	.471	.314	.357	.174	.422	.414	.392	.234	.218	.343	.316	.488	.41	.383	.023	.001	.223	.181
XMG	.67	.65	.66	.7	.69	.74	.66	.69	.69	.67	.7	.69	.62	.61	.6	.67	.77	.78	.72	.75
Nat	.464	.484	.504	.359	.384	.248	.418	.473	.418	.278	.252	.265	.314	.424	.379	.358	.13	.131	.332	.247
Nat+K	.565	.626	.606	.426	.459	.3	.509	.591	.512	.385	.384	.337	.433	.6	.539	.484	.13	.131	.445	.329
Altot	1.684	1.871	2.017	1.407	1.574	.99	1.604	1.83	1.593	1.261	1.366	1.195	1.215	1.803	1.768	1.372	.771	.769	1.172	1.117

Tableau XV - Analyses et formules structurales des amphiboles des diorites (suite). TAG 150 : méladiorite, TAG 45 : hétérogène, TAG 131 : diorite commune. *Ds Pl : en inclusion dans un plagioclase. Pheno : phénocristal, Id : idem.*

Ech.	TAG 124								TAG 41						TAG 130		
Anal.	97	98	99	100	101	105	115	119	134	135	137	138	151	152	162	166	167
	Ds Hnbl	C	C	Ds Hnbl	Ds Hnbl	C	C	Ds Hnbl	C------B		C	C	C	C	C	C	C
Si02	36.78	36.57	36.2	36.6	36.23	37.02	37.04	36.92	37.17	37.57	37.36	37.06	37.8	37.15	36.89	35.06	37.39
Al203	15.75	15.48	15.27	14.91	15.07	14.88	15.56	15.53	15.61	15.28	15.89	15.15	15.49	15.63	15.92	16.23	15.67
Ti02	2.52	2.62	2.85	3.07	3.27	3.67	2.87	2.69	3.27	3.31	3.33	3.44	3.05	3.24	2.89	2.24	3.32
FeO*	16.99	17.03	17.89	18.43	17.44	18.28	18.06	17.65	16.96	16.1	18.12	16.92	17.66	17.9	14.88	15.46	14.35
MgO	12.81	12.42	12.55	12.34	12.17	12.3	12.2	12.45	11.48	11.6	11.89	11.77	12.11	11.63	15.08	14.5	15.18
MnO	.31	.22	.29	.22	.23	.2	.32	.31	.2	.11	.2	.04	.1	.11	.14	.08	.24
CaO	0	.01	0	0	0	.08	0	0	0	0	0	0	0	.26	0	.03	0
Na2O	.12	.14	.05	.14	.17	.12	.09	.11	.11	.14	0	.05	.06	.03	.11	.09	.3
K2O	9.25	9.53	9.19	9.29	9.16	9.17	9.33	9.49	9.13	8.91	7.74	9.4	9.05	8.12	8.7	7.74	9.07
Cr2O3	0	.56	0	.02	0	0	0	.05	0	.05	.11	0	0	0	.04	.03	0
Total	94.53	94.58	94.29	95.02	93.74	95.72	95.47	95.2	93.93	93.07	94.64	93.83	95.32	94.07	94.65	91.46	95.52
Si	5.589	5.576	5.549	5.582	5.576	5.589	5.6	5.596	5.669	5.745	5.632	5.668	5.684	5.648	5.52	5.436	5.543
Al4	2.411	2.424	2.451	2.418	2.424	2.411	2.4	2.404	2.331	2.255	2.368	2.332	2.316	2.352	2.48	2.564	2.457
Al6	.41	.358	.308	.262	.31	.237	.373	.371	.475	.499	.455	.399	.429	.449	.328	.402	.281
Ti	.288	.3	.329	.352	.378	.417	.326	.307	.375	.381	.378	.396	.345	.37	.325	.261	.37
Fe	2.159	2.172	2.294	2.351	2.245	2.308	2.284	2.237	2.163	2.059	2.284	2.164	2.221	2.276	1.862	2.005	1.779
Mg	2.902	2.823	2.868	2.805	2.792	2.768	2.75	2.813	2.61	2.644	2.672	2.683	2.714	2.636	3.364	3.351	3.355
Mn	.04	.028	.038	.028	.03	.026	.041	.04	.026	.014	.026	.005	.013	.014	.018	.011	.03
Ca	0	.002	0	0	0	.013	0	0	0	0	0	0	0	.042	0	.005	0
Na	.035	.041	.015	.041	.051	.035	.026	.032	.033	.042	0	.015	.017	.009	.032	.027	.086
K	1.793	1.854	1.797	1.807	1.798	1.766	1.8	1.835	1.776	1.738	1.489	1.834	1.736	1.575	1.661	1.531	1.716
Cr	0	.067	0	.002	0	0	0	.006	0	.006	.013	0	0	0	.005	.004	0
T	15.627	15.645	15.649	15.648	15.604	15.57	15.6	15.641	15.458	15.383	15.317	15.496	15.475	15.371	15.595	15.597	15.617
X Fe	42.7	43.5	44.4	45.6	44.6	45.5	45.4	44.3	45.3	43.8	46.1	44.6	45	46.3	35.6	37.4	34.7
Al	2.821	2.782	2.759	2.68	2.734	2.648	2.773	2.775	2.806	2.754	2.823	2.731	2.745	2.801	2.808	2.966	2.738
Na+K	1.828	1.895	1.812	1.848	1.849	1.801	1.826	1.867	1.809	1.78	1.489	1.849	1.753	1.584	1.693	1.558	1.802

Tableau XVI - Analyses et formules structurales des biotites des diorites. TAG 124 : méladiorite, TAG 41 : diorite commune, TAG 130 : diorite microgrenue. *Ds Hnbl : en inclusion dans une hornblende.*

Ech.	TAG 20							TAG 154							TAG 151					
Anal.	65	66	73	74	75	76	79	3	4	5	13	14	18	19	79	80	81	82	83	84
	C	C	C------B		C	C	C	C----------B			C------B		C------B		B------C		C------B		C------B	
SiO2	36.93	36.57	36.8	36.78	36.65	36.82	36.52	38.32	37.97	38.35	38.74	38.94	38.05	38.2	36.79	36.92	36.72	37.06	37.09	36.57
Al2O3	14.94	14.86	14.92	14.71	14.92	15.11	14.9	15.29	15.26	15.51	15.74	15.84	15.99	15.66	14.72	14.43	14.62	14.88	14.6	14.64
TiO2	3.06	3.22	3.44	3.46	3.28	2.91	3.16	2.71	2.62	2.63	2.57	2.49	2.56	2.43	3.32	3.25	3.38	3.39	3.46	3.57
FeO*	18.22	18.75	19.15	18.75	18.93	18.6	18.67	14.28	13.92	14.16	13.66	13.41	13.78	14.09	20.5	19.98	20.06	19.83	19.67	19.49
MgO	11.15	11.23	11.16	11.17	11.18	11.48	11.3	15.77	15.64	15.59	16.06	16.07	15.63	15.68	10.42	10.81	10.77	10.49	10.79	10.55
MnO	.2	.19	.25	.38	.25	.32	.26	.1	.2	.23	.17	.12	.22	.04	.18	.14	.09	.09	.31	.37
CaO	0	0	0	0	.03	.04	0	0	0	0	.02	.04	0	0	.03	0	0	0	0	.01
Na2O	0	.03	.04	.02	.06	.04	.03	.22	.2	.2	.26	.2	.22	.23	.05	.09	.08	.04	.09	.11
K2O	9.36	9.41	9.78	9.53	9.45	8.94	9.37	9.24	8.89	9.24	8.71	8.41	9.03	9.1	9.34	9.57	9.44	9.34	9.53	9.56
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.02	0	.07	0	.01	0	0	0	0	.05	0
Total	93.86	94.26	95.54	94.8	94.75	94.26	94.21	95.93	94.7	95.93	95.93	95.59	95.48	95.44	95.35	95.19	95.16	95.12	95.59	94.87
Si	5.686	5.631	5.611	5.638	5.621	5.647	5.625	5.643	5.65	5.645	5.662	5.689	5.61	5.641	5.642	5.665	5.634	5.669	5.658	5.628
Al4	2.314	2.369	2.389	2.362	2.379	2.353	2.375	2.357	2.35	2.355	2.338	2.311	2.39	2.359	2.358	2.335	2.366	2.331	2.342	2.372
Al6	.398	.328	.292	.296	.318	.378	.33	.297	.326	.336	.374	.417	.389	.367	.303	.275	.278	.352	.283	.284
Ti	.354	.373	.394	.399	.378	.336	.366	.3	.293	.291	.283	.274	.284	.27	.383	.375	.39	.39	.397	.413
Fe	2.346	2.415	2.442	2.404	2.428	2.386	2.405	1.759	1.732	1.743	1.67	1.638	1.699	1.74	2.629	2.564	2.574	2.537	2.509	2.509
Mg	2.559	2.578	2.536	2.552	2.556	2.624	2.595	3.462	3.469	3.421	3.499	3.5	3.435	3.452	2.382	2.473	2.463	2.392	2.454	2.42
Mn	.026	.025	.032	.049	.032	.042	.034	.012	.025	.029	.021	.015	.027	.005	.023	.018	.012	.012	.04	.048
Ca	0	0	0	0	.005	.007	0	0	0	0	.003	.006	0	0	.005	0	0	0	0	.002
Na	0	.009	.012	.006	.018	.012	.009	.063	.058	.057	.074	.057	.063	.066	.015	.027	.024	.012	.027	.033
K	1.839	1.849	1.902	1.864	1.849	1.749	1.841	1.736	1.688	1.735	1.624	1.568	1.699	1.714	1.827	1.873	1.848	1.823	1.855	1.877
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.002	0	.008	0	.001	0	0	0	0	.006	0
T	15.522	15.577	15.61	15.57	15.584	15.534	15.58	15.629	15.591	15.614	15.548	15.483	15.596	15.615	15.567	15.605	15.589	15.518	15.571	15.586
X Fe	47.8	48.4	49	48.5	48.7	47.6	48.1	33.7	33.3	33.8	32.3	31.9	33.1	33.5	52.5	50.9	51.1	51.5	50.6	50.9
Al	2.712	2.697	2.681	2.658	2.697	2.731	2.705	2.654	2.676	2.691	2.712	2.728	2.779	2.726	2.661	2.61	2.644	2.683	2.625	2.656
Na+K	1.839	1.858	1.914	1.87	1.867	1.761	1.85	1.799	1.746	1.792	1.698	1.625	1.762	1.78	1.842	1.9	1.872	1.835	1.882	1.91

Tableau XVII - Analyses et formules structurales des biotites des diorites (suite). TAG 20 : diorite commune, TAG 154 : méladiorite, TAG 151 : diorite commune.

Ech.	GOU 17				TAM 34				TAG 150	TAG 45		TAG 131				
Anal.	101	102	103	104	97	98	40	41	16	47	51	40	44	47	52	53
	C	C	C------B		C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
Si02	36.46	35.95	35.94	35.85	36.84	37.16	35.85	36.73	36.18	36.04	35.05	37.85	37.56	38.57	38.44	36.89
Al203	13.9	14.01	14.15	13.96	14.51	14.73	15.32	14.69	14.87	14.39	14.07	15.09	15.44	15.63	15.34	15.22
Ti02	4.48	4.49	4.73	4.27	2.64	2.39	1.96	3.47	2.96	3.71	3.68	3.21	3.23	2.8	3.52	3.21
FeO*	21.63	21.26	21.84	21.83	21.73	21.66	22.23	20.68	16.2	18.83	18.26	16.07	16.5	16.8	16.89	17.82
MgO	9.58	9.55	9.24	9.5	9.8	10.09	9.21	9.46	13.77	11	11.08	13.23	13.11	13.33	13.28	12.8
MnO	.03	.06	.12	.12	.22	.2	.15	.16	.09	.12	.24	.07	0	.13	.11	.07
CaO	0	0	0	.01	0	0	.02	0	0	.01	0	0	0	.71	.01	.11
Na2O	.1	.04	.07	.1	.14	.16	.05	.14	.26	.11	.08	.15	.12	.21	.08	.28
K2O	9.23	9.26	9.07	8.66	8.98	9.33	9.02	9.58	9.04	9.28	9.28	9.09	9.18	9.16	8.87	8.85
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.01	.02	.02
Total	95.41	94.62	95.16	94.3	94.86	95.72	93.81	94.91	93.37	93.49	91.74	94.76	95.14	97.35	96.56	95.27
Si	5.624	5.592	5.568	5.595	5.702	5.701	5.633	5.673	5.556	5.608	5.567	5.689	5.637	5.663	5.673	5.573
Al4	2.376	2.408	2.432	2.405	2.298	2.299	2.367	2.327	2.444	2.392	2.433	2.311	2.363	2.337	2.327	2.427
Al6	.151	.161	.152	.163	.349	.365	.471	.347	.247	.247	.201	.362	.368	.368	.341	.283
Ti	.52	.525	.551	.501	.307	.276	.232	.403	.342	.434	.44	.363	.365	.309	.391	.365
Fe	2.791	2.766	2.83	2.849	2.813	2.779	2.921	2.671	2.08	2.45	2.426	2.02	2.071	2.063	2.085	2.252
Mg	2.203	2.214	2.134	2.21	2.261	2.308	2.157	2.178	3.152	2.552	2.624	2.964	2.933	2.918	2.921	2.883
Mn	.004	.008	.016	.016	.029	.026	.02	.021	.012	.016	.032	.009	0	.016	.014	.009
Ca	0	0	0	.002	0	0	.003	0	0	.002	0	0	0	.112	.002	.018
Na	.03	.012	.021	.03	.042	.048	.015	.042	.077	.033	.025	.044	.035	.06	.023	.082
K	1.817	1.838	1.793	1.724	1.773	1.826	1.808	1.888	1.771	1.842	1.881	1.743	1.758	1.716	1.67	1.706
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.001	.002	.002
T	15.516	15.524	15.497	15.495	15.574	15.628	15.627	15.55	15.681	15.576	15.629	15.505	15.53	15.563	15.449	15.6
X Fe	55.9	55.5	57	56.3	55.4	54.6	57.5	55.1	39.8	49	48	40.5	41.4	41.4	41.6	43.9
Al*	2.527	2.569	2.584	2.568	2.647	2.664	2.838	2.674	2.691	2.639	2.634	2.673	2.731	2.705	2.668	2.71
Na+K	1.847	1.85	1.814	1.754	1.815	1.874	1.823	1.93	1.848	1.875	1.906	1.787	1.793	1.776	1.693	1.788

Tableau XVIII - Analyses et formules structurales des biotites des diorites (suite). GOU 17, TAM 34 et TAG 45 : diorites hétérogènes, TAG 150 : méladiorite, TAG 131 : diorite commune.

Ech.	TAG 124					TAG 150			TAG 45			TAG 131					
Anal.	104	111	112	113	114	1	9	14	49	50	53	43	48	49	51	57	58
	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C------B	
Si02	61.51	61.98	61.59	62.23	62.31	56.79	62.29	62.03	60.79	60.37	61.62	59.57	61.09	59.91	61.8	63.52	67.13
Al203	24.09	24.55	24.71	24.17	24.18	26.74	23.36	23.87	23.07	23.39	23.44	25.88	25.62	25.84	24.83	23.66	20.93
K20	.12	.19	.03	.16	.1	.07	.08	.05	.46	.2	.2	.15	.08	.29	.14	.07	.08
Na20	8.74	8.72	8.76	8.97	8.93	6.39	8.72	8.48	8.16	8.46	8.26	7.67	7.92	7.34	8.72	9.53	11.17
CaO	5.27	5.29	5.76	4.56	5.35	8.82	4.73	5.44	5.29	5.4	5.79	7.27	6.53	7.1	5.97	4.59	1.42
FeO	.03	0	.08	.18	0	.05	.06	.11	.17	.05	.15	0	.16	.06	.41	.03	.01
MgO	.01	.03	0	.01	0	.01	0	0	.01	.01	0	0	0	.03	0	.04	.04
MnO	.02	.06	0	0	.04	0	0	0	.07	.03	0	.09	0	0	.04	.02	.1
Ti02	.04	0	0	0	.9	0	.03	0	0	0	0	0	0	0	.17	.02	0
NiO	0	.08	0	0	0	0	0	0	0	0	.02	.02	0	0	0	.05	0
Total	99.83	100.9	100.93	100.28	101.81	98.87	99.26	99.99	98.01	97.9	99.48	100.65	101.4	100.57	102.08	101.53	100.88
Si	2.736	2.728	2.713	2.75	2.721	2.572	2.775	2.75	2.756	2.74	2.751	2.643	2.674	2.655	2.692	2.774	2.921
Al	1.263	1.273	1.283	1.259	1.244	1.428	1.227	1.247	1.233	1.251	1.233	1.353	1.322	.02857	1.275	1.218	1.074
K	.007	.011	.002	.009	.006	.004	.004	.003	.027	.011	.011	.008	.005	.016	.008	.004	.004
Na	.754	.745	.749	.769	.756	.561	.753	.729	.718	.744	.715	.66	.672	.631	.736	.807	.943
Ca	.251	.249	.272	.216	.25	.428	.226	.258	.257	.262	.277	.346	.306	.337	.279	.215	.066
Fe	.001	0	.003	.007	0	.002	.002	.004	.006	.002	.006	0	.006	.002	.015	.001	.001
Mg	.001	.002	0	.001	0	.001	0	0	0	.001	0	0	0	.002	0	.002	.003
Mn	.001	.002	0	0	.001	0	0	0	.003	.001	0	.004	0	0	.001	.001	.004
Ti	.001	0	0	0	.03	0	.001	0	0	0	0	0	0	0	.006	.001	0
Ni	0	.003	0	0	0	0	0	0	0	0	.001	.001	0	0	0	.002	0
T	5.015	5.013	5.022	5.011	5.008	4.996	4.988	4.992	4.999	5.012	4.995	5.015	4.985	3.6716	5.012	5.025	5.016
Ab	74.5	74.1	73.2	77.4	74.7	56.5	76.6	73.6	71.7	73.1	71.2	65.1	68.3	64.1	72	78.7	93
Or	.7	1.1	.2	.9	.6	.4	.4	.3	2.7	1.1	1.1	.8	.5	1.7	.8	.4	.4
An	24.8	24.8	26.6	21.7	24.7	43.1	23	26.1	25.6	25.8	27.7	34.1	31.2	34.2	27.2	20.9	6.6

Tableau XIX - Analyses et formules structurales des plagioclases des diorites. TAG 124 et TAG 150 : méladiorites, TAG 45 : diorite hétérogène, TAG 131 : diorite commune.

Ech.	TAG 154									TAG 151									TAG 20							
Anal.	6	7	8	15	16	17	25	24	26	71	72	73	74	76	77	78	91	92	54	53	55	69	70	71	72	81
	C		B	C		B	C		B	C	B		C	B		C	C	B	C		B	C	C		B	C
SiO2	57.14	55.41	59.97	58.74	58.46	60.02	59.64	59.08	60.04	62.93	61.97	63.31	61.94	62.69	61.5	63.48	64.18	64.21	61.89	60.35	61.95	61.8	62.12	58.11	61.45	60.61
Al2O3	27.36	28.12	25.7	26.47	26.54	26.16	25.82	26.08	25.62	23.41	24.62	23.38	24.45	23.53	24.75	23.37	22.94	22.78	23.52	24.44	23.54	23.8	23.76	26.57	23.47	23.77
K2O	.02	.03	.04	.07	.11	.08	.04	.04	.06	.13	.22	.18	.19	.19	.36	.32	.23	.2	.02	.04	.04	.25	.25	.16	.26	.15
Na2O	5.88	5.42	7.24	6.7	6.6	7.14	7.11	6.93	7.41	8.87	8.03	8.89	8.15	8.62	7.9	8.73	9.25	9.15	8.37	8.01	8.29	8.38	8.29	6.86	8.39	8.15
CaO	9.77	10.61	7.68	8.38	8.49	7.56	7.64	7.75	7.51	4.69	4.15	4.75	5.84	5.08	6.7	4.65	4.2	3.95	5.27	5.9	5.19	5.54	5.42	8.07	4.97	5.39
FeO	.12	.1	.19	.1	.11	.18	.07	.05	.06	.17	.15	.03	.1	.16	.18	.05	.29	.38	.15	.04	.19	.12	.18	.08	.06	.06
MgO	0	.02	0	.01	0	.01	.02	0	0	0	.02	0	.02	.01	.01	.02	0	0	.02	.02	0	.01	0	.04	.02	0
MnO	.05	0	0	.02	0	.02	.04	.12	0	.02	0	.01	.03	0	0	0	0	0	0	.01	0	0	.05	.05	0	.01
TiO2	.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.08	.01	0	0	0	0	0	0	0	.04	0	0	0	0	0	0
NiO	0	.07	.01	.01	0	0	.01	0	.04	.05	.02	0	.09	0	.11	.03	.04	0	0	.05	.03	.05	.04	.01	0	0
Total	100.35	99.76	100.83	100.49	100.31	101.16	100.37	100.05	100.74	100.27	99.26	100.56	100.81	100.28	101.51	100.65	101.13	100.67	99.24	98.9	99.23	99.95	100.11	99.95	98.62	98.14
Si	2.553	2.499	2.653	2.611	2.605	2.643	2.649	2.634	2.657	2.779	2.752	2.786	2.728	2.77	2.702	2.79	2.809	2.819	2.761	2.71	2.764	2.746	2.753	2.61	2.76	2.738
Al	1.441	1.494	1.34	1.387	1.394	1.359	1.351	1.37	1.336	1.218	1.289	1.212	1.269	1.225	1.282	1.211	1.183	1.179	1.237	1.293	1.238	1.246	1.241	1.401	1.242	1.266
K	.001	.002	.002	.004	.006	.004	.002	.003	.003	.007	.012	.01	.011	.011	.02	.018	.013	.012	.001	.002	.002	.014	.014	.009	.015	.009
Na	.51	.474	.621	.577	.57	.61	.612	.599	.636	.759	.691	.758	.696	.738	.673	.744	.785	.779	.724	.697	.717	.722	.713	.595	.731	.714
Ca	.468	.513	.364	.399	.406	.357	.363	.37	.356	.222	.197	.224	.276	.24	.315	.219	.197	.186	.252	.284	.248	.264	.258	.387	.239	.261
Fe	.005	.004	.007	.004	.004	.007	.002	.002	.002	.006	.006	.001	.004	.006	.007	.002	.01	.014	.006	.001	.007	.004	.007	.003	.002	.002
Mg	0	.001	0	.001	0	0	.001	0	0	0	.001	0	.001	.001	.001	.002	0	0	.002	.001	0	.001	0	.003	.002	0
Mn	.002	0	0	.001	0	.001	.002	.005	0	.001	0	0	.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.002	.002	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.003	0	0	0	0	0	0	0	0	.001	0	0	0	0	0	0
Ni	0	.003	0	0	0	0	0	0	.001	.002	.001	0	.003	0	.004	.001	.001	0	0	.002	.001	.002	.001	0	0	0
T	4.98	4.99	4.987	4.984	4.985	4.981	4.982	4.983	4.991	4.994	4.952	4.991	4.989	4.991	5.004	4.987	4.998	4.989	4.983	4.991	4.977	4.999	4.989	5.01	4.991	4.99
Ab	52.1	47.9	62.9	58.9	58.1	62.8	62.6	61.6	63.9	76.8	76.7	76.4	70.8	74.6	66.7	75.9	78.9	79.8	74.1	70.9	74.2	72.2	72.3	60.1	74.2	72.6
Or	.1	.2	.2	.4	.6	.4	.2	.3	.3	.7	1.4	1	1.1	1.1	2	1.8	1.3	1.2	.1	.2	.2	1.4	1.5	.9	1.5	.9
An	47.8	51.9	36.9	40.7	41.3	36.8	37.2	38.1	35.8	22.5	21.9	22.6	28.1	24.3	31.3	22.3	19.8	19	25.8	28.9	25.6	26.4	26.2	39	24.3	26.5

Tableau XX - Analyses et formules structurales des plagioclases des diorites.(suite). TAG 154 : méladiorite, TAG 151 : diorite hétérogène, TAG 20: diorite commune.

Ech.	TAM 34							GOU 17			TAG 41							TAG 130					
Anal.	83	84	85	88	89	90	52	93	94	95	146	147	148	149	150	155	156	157	158	159	160	161	165
	C----------B			C----------B Ds Opa				B----------C			C	C	C----------B			C------B		C	C	C	C	C
Si02	63.15	66.52	65.01	64.75	64.59	64.89	64.34	61.47	58.88	61.04	61.18	61.36	61.43	61.83	57.55	62.28	62.5	58.96	59.02	57.66	58.45	56.9	58.84
Al203	24.04	22.06	22.52	22.35	21.97	22.42	21.98	24.57	25.57	24.84	24.7	24.81	25.44	24.98	27.4	24.69	24.98	27.61	26.72	26.72	27.06	27.85	26.61
K20	.12	.09	.08	.28	.41	.33	.17	.29	.28	.35	.26	.26	.26	.18	.13	.26	.22	.02	.05	.03	.06	0	.01
Na20	8.25	9.5	9.1	8.93	8.89	8.68	9.51	7.67	7.14	7.38	8.01	8.37	8.24	8.3	6.54	8.45	8.71	6.89	7.28	6.75	6.89	6.46	7.13
CaO	5.59	2.97	3.95	4	3.87	3.84	3.94	5.96	7.51	6.4	5.92	5.87	6.88	6.01	8.97	5.6	6.01	8.32	7.99	8.82	8.57	9.64	8.28
FeO	.1	0	.03	0	0	.05	.34	.12	.05	.1	.14	.16	.03	.01	.15	.07	.26	.16	.23	.08	.14	.15	.15
MgO	0	.02	0	0	0	.03	0	0	.02	0	.01	0	.01	0	0	0	0	0	.01	.02	0	0	.01
MnO	0	0	.07	.07	0	0	0	.07	0	0	0	.03	0	.03	.01	.07	0	.03	.04	0	.02	.03	0
Ti02	.01	0	0	0	0	0	.14	0	0	0	.06	.08	.08	.67	0	0	0	.03	.01	0	0	0	.1
NiO	0	.05	0	.09	.02	.01	0	0	.05	0	0	0	0	.01	.06	.04	.06	0	.06	0	.02	.05	0
Total	101.26	101.21	100.76	100.47	99.75	100.25	100.42	100.15	99.5	100.11	100.28	100.94	102.37	102.02	100.81	101.46	102.74	102.02	101.41	100.08	101.21	101.08	101.13
Si	2.761	2.883	2.842	2.842	2.853	2.848	2.835	2.724	2.643	2.708	2.71	2.706	2.678	2.695	2.559	2.727	2.711	2.584	2.605	2.582	2.586	2.531	2.603
Al	1.239	1.127	1.16	1.156	1.144	1.16	1.141	1.283	1.353	1.299	1.29	1.289	1.307	1.283	1.436	1.274	1.277	1.426	1.39	1.41	1.411	1.46	1.388
K	.007	.005	.005	.016	.023	.019	.01	.016	.016	.02	.015	.014	.014	.01	.007	.015	.012	.001	.003	.002	.004	0	0
Na	.699	.798	.771	.76	.761	.739	.812	.659	.621	.635	.688	.716	.696	.702	.564	.717	.732	.586	.623	.586	.591	.558	.612
Ca	.262	.138	.185	.188	.183	.181	.186	.283	.361	.304	.281	.277	.321	.28	.428	.263	.279	.391	.378	.423	.406	.46	.393
Fe	.004	0	.001	0	0	.002	.012	.004	.002	.004	.005	.006	.001	.001	.006	.003	.009	.006	.009	.003	.005	.006	.005
Mg	0	.001	0	0	0	.002	0	0	.001	0	.001	0	.001	0	0	0	0	0	.001	.001	0	0	.001
Mn	0	0	.003	.003	0	0	0	.003	0	0	0	.001	0	.001	0	.002	0	.001	.002	0	.001	.001	0
Ti	0	0	0	0	0	0	.005	0	0	0	.002	.003	.003	.022	0	0	0	.001	0	0	0	0	.003
Ni	0	.002	0	.003	.001	0	0	0	.002	0	0	0	0	.001	.002	.002	.002	0	.002	0	.001	.002	0
T	4.972	4.954	4.967	4.968	4.965	4.951	5.001	4.972	4.999	4.97	4.992	5.012	5.021	4.995	5.002	5.003	5.022	4.996	5.013	5.007	5.005	5.018	5.005
Ab	72.3	84.7	80.2	78.9	78.7	78.7	80.6	68.8	62.2	66.2	69.9	71	67.5	70.7	56.5	72.1	71.5	59.9	62.1	58	59.1	54.8	60.9
Or	.7	.6	.5	1.6	2.4	2	.9	1.7	1.6	2.1	1.5	1.4	1.4	1	.7	1.5	1.2	.1	.3	.2	.4	0	0
An	27	14.7	19.3	19.5	18.9	19.3	18.5	29.5	36.2	31.7	28.6	27.6	31.1	28.3	42.8	26.4	27.3	40	37.6	41.8	40.5	45.2	39.1

Tableau XXI - Analyses et formules structurales des plagioclases des diorites.(suite). TAM 34 et GOU 17 : diorites hétérogènes, TAG 41 : diorite commune, TAG 130 : diorite microgrenue. *Ds Opa : en inclusion dans un minéral opaque.*

N°Ech.	TAM 34			TAG 131			TAG 124					TAG 150			TAG 151		GOU 17
N°Anal	0	53	54	50	60	61	116	117	118	122	123	11	17	18	64	85	111
TiO2	49.23	49	49.45	48.4	0	0	0	0	.11	0	0	49.23	3.59	97.48	0	0	49.05
Al2O3	0	0	.03	.2	.05	.07	0	.06	.07	.1	.01	.02	0	.02	.03	.01	0
Cr2O3	0	0	0	.06	0	.05	0	.09	.01	.06	0	0	0	.01	0	.01	0
FeO *	48.06	47.95	48.17	44.01	44.66	76.99	89.7	88.39	88.72	90.13	89.49	42.19	92.58	1.42	92.84	92.29	46.8
MnO	1.39	1.41	1.37	.74	.02	0	.09	0	.12	0	.01	8.32	0	.03	.01	.1	1.63
MgO	.21	.18	.24	0	0	.51	0	.05	.04	.04	.04	.03	.05	0	0	.01	.04
Total	98.89	98.54	99.26	93.41	44.73	77.62	89.79	88.59	89.07	90.33	89.55	99.79	96.22	98.96	92.88	92.42	97.52
Ti	1.882	1.88	1.882	1.964		0	0	0	.004	0	0	1.865	.135		0	0	1.905
Al	0	0	.002	.013		.005	0	.004	.004	.006	.001	.001	0		.002	.001	0
Cr	0	0	0	.003		.002	0	.004	0	.003	0	0	0		0	0	0
Fe3C	.237	.24	.234	.056		3.962	3.997	3.99	3.983	3.989	3.997	.27	3.731		3.998	3.996	.191
Fe2C	1.806	1.805	1.805	1.931		0	0	0	0	0	0	1.507	.131		0	0	1.83
Mn	.06	.061	.059	.034		0	.004	0	.005	0	0	.355	0		0	.004	.071
Mg	.016	.014	.018	0		.046	0	.004	.003	.003	.003	.002	.004		0	.001	.003
Total	4.001	4	4	4.001		4.015	4.001	4.002	3.999	4.001	4.001	4	4.001		4	4.002	4
Fe2O3	6.19	6.26	6.13	1.37		86.57	99.79	98.33	98.7	100.24	99.54	7.11	99.4		103.19	102.7	4.91
FeO	42.49	42.31	42.65	42.77		0	0	0	0	0	0	35.79	3.14		0	0	42.39
Total	99.51	99.16	99.87	93.54		87.2	99.88	98.53	99.05	100.44	99.6	100.5	106.18		103.23	102.83	98.02
% Ilm	93.1	93.1	93	98.6		0	0	0	0	0	0	91.7	6.5	100	0	0	94.9
% Gei	.8	.7	.9	0		2.3	0	.2	.2	.2	.1	.1	.2	0	0	.1	.2
% Hém	6.1	6.2	6.1	1.4		97.7	100	99.8	99.8	99.8	99.9	8.2	93.3	0	100	99.9	4.9
% Hém	60.9	61.5	60.3	45.2		97.7	99.8	99.8	99.6	99.8	99.9	27.4	99.8	0	100	99.8	56.3
% Gei	8.2	7.2	9.3	0		2.3	0	.2	.2	.2	.1	.4	.2	0	0	0	1.8
% Pyr	30.9	31.3	30.4	54.8		0	.2	0	.2	0	0	72.2	0	100	0	.2	41.9

Tableau XXII- Analyses et formules structurales des minéraux opaques des diorites. TAM 34, TAG 151 et GOU 17 : diorites hétérogènes, TAG 124 et TAG 150 méladiorites, TAG 131 : diorite commune.

Ech.	NFI 105				TAG 27					TAG 79				
Anal.	91	92	93	94	97	98	99	107	108	81	82	92	93	94
	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
SiO2	46.79	46.4	46.48	47.06	44.04	46.92	42.97	47.24	45.54	48.34	46.82	46.6	46.44	49.47
Al2O3	7.53	7.86	7.66	7.81	9.65	7.34	10.51	7.19	7.58	7.1	7.08	7.32	7.87	5.88
TiO2	.66	1.13	1.33	.94	2.31	1.16	3.02	.86	1.12	1.25	1.23	1.56	1.11	1.1
Cr2O3	.01	0	0	0	0	0	0	0	.06	0	.02	0	.05	0
FeO	17.43	17.9	18.39	17.34	17.22	16.55	15.88	15.74	16.64	15.25	14.86	15.43	14.65	13.96
MnO	.46	.51	.56	.55	.44	.22	.35	.35	.46	.45	.44	.36	.47	.5
MgO	10.89	10.55	10.4	11.43	9.94	11.43	10.84	11.8	11.2	12.45	12.15	11.8	12.28	13.42
NiO	0	0	.07	.01	.09	.11	0	0	0	0	.01	0	.02	0
CaO	11.88	11.77	11.75	11.84	11.22	11.62	11.34	11.76	11.63	11.93	12.08	12.03	11.85	11.69
Na2O	.93	1.13	1.18	1.19	1.86	1.1	.86	1.11	1.26	1.19	1.02	1.12	1.24	1.04
K2O	.59	.74	.69	.62	.63	.59	.14	.67	.6	.56	.56	.59	.74	.48
Total	97.17	97.99	98.51	98.79	97.4	97.04	95.91	96.72	96.09	98.52	96.27	96.81	96.72	97.54
Si	6.961	6.882	6.871	6.874	6.594	6.962	6.393	7.025	6.854	7.033	7.024	6.946	6.894	7.198
ALIV	1.038	1.117	1.128	1.125	1.405	1.037	1.606	.974	1.145	.966	.975	1.053	1.105	.801
AlVI	.282	.256	.207	.219	.297	.247	.237	.286	.199	.251	.277	.233	.272	.207
Ti	.073	.126	.147	.103	.26	.129	.337	.096	.126	.136	.138	.174	.123	.12
Cr	.001	0	0	0	0	0	0	0	.007	0	.002	0	.005	0
Fe3	.437	.402	.432	.539	.326	.406	.801	.3	.45	.281	.014	.189	.311	.323
Fe2	1.731	1.818	1.841	1.579	1.83	1.647	1.174	1.657	1.644	1.574	1.849	1.734	1.507	1.375
Mn	.057	.064	.07	.068	.055	.027	.044	.044	.058	.055	0	.045	.059	.061
Mg	2.415	2.332	2.291	2.488	2.218	2.528	2.404	2.615	2.512	2.7	2.717	2.622	2.717	2.91
Ni	0	0	.008	.001	.01	.013	0	0	0	0	.001	0	.002	0
Ca	1.894	1.87	1.861	1.853	1.8	1.847	1.808	1.874	1.875	1.86	1.933	1.921	1.885	1.823
Na	.105	.129	.138	.146	.199	.152	.191	.125	.124	.139	.066	.078	.114	.176
Na	.162	.195	.2	.19	.34	.164	.056	.194	.243	.196	.229	.245	.242	.116
K	.112	.14	.13	.115	.12	.111	.026	.127	.115	.103	.106	.112	.14	.089
A	.274	.335	.33	.306	.46	.276	.082	.321	.358	.3	.335	.357	.382	.205
XMG	.58	.56	.55	.61	.55	.61	.67	.61	.6	.63	.6	.6	.64	.68
NA*	.267	.324	.338	.336	.539	.316	.247	.319	.367	.335	.295	.323	.356	.292
NA*+K	.379	.464	.468	.451	.659	.427	.273	.446	.482	.438	.401	.435	.496	.381
AL*	1.32	1.373	1.335	1.344	1.702	1.284	1.843	1.26	1.145	1.217	1.252	1.286	1.377	1.008

Tableau XXIII - Analyses et formules structurales des amphiboles des granodiorites - tonalites.

Ech.	TAG 18								TAM 29					
Anal.	18	19	21	22	23	39	40	41	100	101	107	108	110	111
	B——C		B	B——C		C——B			C	C	C	C	C	C
SiO2	46.46	47.31	46.97	46.82	46.37	46.85	46.77	47.19	44.75	45.69	45.76	44.36	44.2	44.05
Al2O3	7.57	7.95	8.16	7.69	7.61	8.23	7.09	7.99	8.59	8.22	8.36	8.71	9.57	9.91
TiO2	1.19	1.2	.94	1.14	1.6	1.21	1.29	.89	2.08	1.49	1.5	1.98	2.12	2.49
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	.01	0	0	0	.03	0
FeO	16.85	16.24	16.42	16.54	17.11	16.43	16.54	17.65	19.47	18.87	19.82	20.08	18.32	17.81
MnO	.41	.41	.42	.5	.48	.39	.47	.33	.51	.48	.46	.36	.25	.47
MgO	11.22	11.66	11.63	11.72	11.19	11.93	11.4	11	8.71	9.37	8.92	8.48	9.65	9.88
NiO	.02	0	.02	.01	0	.06	0	0	0	0	0	.07	.01	0
CaO	11.78	11.55	11.79	11.53	11.59	11.81	11.76	11.62	11.11	11.4	12.06	11.85	11.76	11.33
Na2O	1.13	1.22	1.02	1.22	1.38	1.08	1.16	.94	1.7	1.2	.91	1.42	1.34	1.78
K2O	.75	.56	.72	.68	.66	.71	.69	.64	.75	.62	.85	.88	.6	.66
Total	97.38	98.1	98.09	97.85	97.99	98.7	97.17	98.25	97.68	97.34	98.64	98.19	97.85	98.38
Si	6.905	6.918	6.88	6.878	6.854	6.815	6.962	6.914	6.752	6.853	6.836	6.707	6.602	6.534
ALIV	1.094	1.081	1.119	1.121	1.145	1.184	1.037	1.085	1.247	1.146	1.163	1.292	1.397	1.465
AlVI	.232	.289	.29	.211	.18	.226	.297	.295	.28	.307	.309	.269	.287	.268
Ti	.133	.131	.103	.125	.177	.132	.144	.098	.236	.168	.168	.225	.238	.277
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	.001	0	0	0	.003	0
Fe3	.375	.457	.495	.551	.416	.574	.323	.557	.257	.368	.228	.146	.362	.401
Fe2	1.719	1.528	1.516	1.48	1.698	1.424	1.736	1.605	2.199	1.99	2.248	2.393	1.926	1.808
Mn	.051	.05	.052	.062	.06	.048	.059	.04	.065	.061	.058	.046	.031	.059
Mg	2.485	2.541	2.539	2.566	2.465	2.586	2.529	2.402	1.959	2.095	1.986	1.911	2.148	2.184
Ni	.002	0	.002	.001	0	.007	0	0	0	0	0	.008	.001	0
Ca	1.876	1.81	1.85	1.815	1.836	1.841	1.876	1.824	1.796	1.832	1.931	1.92	1.882	1.801
Na	.123	.189	.149	.184	.163	.158	.123	.175	.203	.167	.068	.079	.117	.198
Na	.202	.156	.14	.163	.231	.145	.211	.091	.294	.181	.194	.336	.27	.313
K	.142	.104	.134	.127	.124	.131	.131	.119	.144	.118	.162	.169	.114	.124
A	.344	.26	.275	.29	.356	.277	.342	.211	.438	.3	.356	.506	.385	.438
XMG	.59	.63	.63	.63	.59	.64	.59	.6	.47	.51	.47	.44	.53	.55
NA*	.325	.345	.289	.347	.394	.303	.334	.266	.497	.348	.262	.415	.387	.511
NA*+K	.467	.449	.423	.474	.518	.434	.465	.385	.641	.466	.424	.584	.501	.635
AL*	1.326	1.37	1.409	1.332	1.325	1.41	1.334	1.38	1.527	1.453	1.472	1.561	1.684	1.733

Tableau XXIV - Analyses et formules structurales des amphiboles des granodiorites - tonalites (suite).

	TAM 29			NFI 105				TAG 27			TAG 25								
														Ds Plagio					
Anal.	105	106	109	86	87	95	96	101	102	103	2	1	3	11	12	13	14	15	16
	C------C		C	B------C		C	C	B	C------B		C----------B			B------C		C----------B			C
Si02	36.88	38.03	36.85	37.13	37.4	37.03	36.85	36.4	36.93	36.26	36.17	35.97	35.83	36.47	36.2	35.5	35.6	35.7	35.99
Al203	14.91	14.77	15.54	15.01	14.59	14.89	14.97	17.24	15.07	14.87	19	19.12	18.8	18.47	18.49	18.79	18.84	18.99	18.44
Ti02	3.12	2.98	2.81	2.85	3.25	3.78	3.74	3.51	3.52	3.89	3.37	3.35	3.35	3.35	3.25	3.37	3.54	3.36	2.99
FeO*	23.06	21.23	23.37	20.64	20.76	20.68	20.32	18.17	18.7	18.82	18.02	18.24	17.99	17.82	18.33	17.76	17.2	17.58	18.73
MgO	8.42	8.78	8.41	10.08	10.18	10.23	10.15	10.45	10.56	10.45	9.44	9.31	9.44	9.37	9.39	9.12	9.13	9.33	9.27
MnO	.25	.32	.23	.28	.41	.24	.35	.3	.16	.24	.25	.27	.22	.31	.29	.2	.23	.22	.27
CaO	0	.09	.03	0	0	0	0	.15	0	0	.01	.02	.01	0	0	.03	.02	0	0
Na20	.02	.08	.05	.01	.04	.1	.09	.04	.06	.06	.15	.12	.16	.06	.13	.12	.11	.09	.11
K20	9.44	8.85	9.63	9.57	9.38	9.24	9.24	7.33	9.23	9.3	9.54	9.55	9.21	9.52	9.64	9.34	9.28	9.69	9.41
Cr203	.05	0	0	.02	0	.04	0	0	0	0	0	0	.07	0	.01	.02	.01	0	0
Total	96.15	95.13	96.92	95.59	96.01	96.23	95.71	93.59	94.23	93.89	95.95	95.95	95.08	95.37	95.73	94.25	93.96	94.96	95.21
Si	5.675	5.827	5.634	5.683	5.698	5.624	5.622	5.543	5.671	5.611	5.428	5.406	5.423	5.499	5.461	5.422	5.436	5.413	5.464
Al4	2.325	2.173	2.366	2.317	2.302	2.376	2.378	2.457	2.329	2.389	2.572	2.594	2.577	2.501	2.539	2.578	2.564	2.587	2.536
Al6	.379	.494	.434	.391	.318	.289	.314	.638	.399	.323	.789	.793	.777	.782	.749	.805	.827	.807	.764
Ti	.361	.343	.323	.328	.372	.432	.429	.402	.407	.453	.38	.379	.381	.38	.369	.387	.407	.383	.341
Fe	2.968	2.72	2.988	2.642	2.645	2.627	2.593	2.314	2.402	2.436	2.262	2.293	2.277	2.247	2.313	2.269	2.196	2.229	2.378
Mg	1.932	2.005	1.917	2.3	2.312	2.316	2.308	2.372	2.417	2.411	2.112	2.086	2.13	2.106	2.112	2.076	2.078	2.109	2.098
Mn	.033	.042	.03	.036	.053	.031	.045	.039	.021	.031	.032	.034	.028	.04	.037	.026	.03	.028	.035
Ca	0	.015	.005	0	0	0	0	.024	0	0	.002	.003	.002	0	0	.005	.003	0	0
Na	.006	.024	.015	.003	.012	.029	.027	.012	.018	.018	.044	.035	.047	.018	.038	.036	.033	.026	.032
K	1.853	1.73	1.878	1.869	1.823	1.79	1.799	1.424	1.808	1.836	1.827	1.831	1.778	1.831	1.855	1.82	1.808	1.874	1.823
Cr	.006	0	0	.002	0	.005	0	0	0	0	0	0	.008	0	.001	.002	.001	0	0
T	15.538	15.373	15.59	15.571	15.535	15.519	15.515	15.225	15.472	15.508	15.448	15.454	15.428	15.404	15.474	15.426	15.383	15.456	15.471
X Fe	60.6	57.6	60.9	53.5	53.4	53.1	52.9	49.4	49.8	50.3	51.7	52.4	51.7	51.6	52.3	52.2	51.4	51.4	53.1
Al	2.704	2.667	2.8	2.708	2.62	2.665	2.692	3.095	2.728	2.712	3.361	3.387	3.354	3.283	3.288	3.383	3.391	3.394	3.3
Na+K	1.859	1.754	1.893	1.872	1.835	1.819	1.826	1.436	1.826	1.854	1.871	1.866	1.825	1.849	1.893	1.856	1.841	1.9	1.855

Tableau XXV - Analyses et formules structurales des biotites des granodiorites - tonalites.

Ech.	TAG 18								TAG 79							
Anal.	24	25	26	27	28	29	30	31	73	78	79	80	83	84	85	91
	C------B		C------B		C	C------B		C	C	Ds Plag	C------B		C----------B			C
Si02	36.87	37.25	37.17	37.39	37.17	36.38	37.13	36.46	36.8	37.27	36.77	37.18	36.11	36.33	36.79	36.89
Al203	15.51	15.61	15.12	15.15	15.2	15.33	15.59	15.49	15.38	15.03	15.42	16.26	15.01	14.99	15.8	14.99
Ti02	2.52	2.82	2.92	3.48	3.49	2.77	3.05	3.61	2.94	4.33	2.83	2.78	3.23	3.23	1.88	3.58
Fe0*	19.95	19.56	19.66	20.07	20.39	19.5	19.09	19.31	18.68	19.12	19.09	18.79	17.99	18.8	18.01	18.73
Mg0	10.86	11.16	10.71	10.69	10.68	11.05	10.79	10.82	10.11	10.96	11.06	11.03	10.95	10.99	11.69	11.13
Mn0	.19	.28	.25	.23	.2	.25	.3	.22	.25	.16	.25	.21	.16	.16	.3	.29
Ca0	.06	.05	0	0	0	0	.03	.01	.02	0	0	0	0	0	.02	0
Na20	.11	.04	.09	.09	.04	.07	.07	.11	.1	.13	.04	.06	.06	.02	.13	0
K20	9.15	9.1	9.34	9.5	9.31	9.49	9.13	8.52	9.53	9.19	9.49	9.57	9.23	9.53	9.08	9.33
Cr203	0	0	0	.01	0	0	.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	95.22	95.87	95.26	96.61	96.48	94.84	95.21	94.55	93.81	96.19	94.95	95.88	92.74	94.05	93.7	94.94
Si	5.633	5.633	5.674	5.639	5.617	5.591	5.646	5.58	5.689	5.613	5.625	5.611	5.632	5.614	5.659	5.631
Al4	2.367	2.367	2.326	2.361	2.383	2.409	2.354	2.42	2.311	2.387	2.375	2.389	2.368	2.386	2.341	2.369
Al6	.426	.416	.394	.332	.324	.368	.44	.374	.491	.281	.405	.503	.391	.344	.524	.328
Ti	.29	.321	.335	.395	.397	.32	.349	.415	.342	.49	.326	.316	.379	.375	.217	.411
Fe	2.549	2.474	2.51	2.531	2.577	2.506	2.428	2.471	2.415	2.408	2.442	2.371	2.346	2.43	2.317	2.391
Mg	2.473	2.516	2.437	2.403	2.406	2.532	2.446	2.468	2.33	2.461	2.522	2.481	2.546	2.532	2.68	2.533
Mn	.025	.036	.032	.029	.026	.033	.039	.029	.033	.02	.032	.027	.021	.021	.039	.037
Ca	.01	.008	0	0	0	0	.005	.002	.003	0	0	0	0	0	.003	0
Na	.033	.012	.027	.026	.012	.021	.021	.033	.03	.038	.012	.018	.018	.006	.039	0
K	1.784	1.756	1.819	1.828	1.795	1.861	1.771	1.663	1.879	1.766	1.852	1.842	1.836	1.879	1.782	1.817
Cr	0	0	0	.001	0	0	.004	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T	15.59	15.539	15.554	15.545	15.537	15.641	15.503	15.455	15.523	15.464	15.591	15.558	15.537	15.587	15.601	15.517
X Fe	50.8	49.6	50.7	51.3	51.7	49.8	49.8	50	50.9	49.5	49.2	48.9	48	49	46.4	48.6
Al	2.793	2.783	2.72	2.693	2.707	2.777	2.794	2.794	2.802	2.668	2.78	2.892	2.759	2.73	2.865	2.697
Na+K	1.817	1.768	1.846	1.854	1.807	1.882	1.792	1.696	1.909	1.804	1.864	1.86	1.854	1.885	1.821	1.817

Tableau XXVI - Analyses et formules structurales des biotites des granodiorites - tonalites (suite).

Ds Plag : en inclusion dans un plagioclase.

Ech.	TAG 25							TAG 27			TAM 29			
Anal.	4	5	6	7	8	9	10	104	105	106	102	103	104	112
	B----------C			B----------C			C	C	C		B----------C			B
Si02	62.54	60.66	60.06	61.47	61.52	59.52	61.88	61.82	62.17	60.93	64.19	64.46	64.25	64.63
Al203	24.23	24.86	24.82	24.26	24.4	25.37	24.23	24.27	23.8	24.81	22.29	22.52	22.28	22.38
K20	.33	.33	.35	.35	.27	.24	.34	.36	.14	.29	.3	.32	.32	.25
Na20	8.14	7.67	7.45	7.84	7.77	7.12	7.98	7.97	8.23	7.46	8.84	8.71	9.05	9.16
Ca0	5.31	6.46	6.61	5.72	5.91	7.11	5.41	5.97	5.38	6.39	3.82	4.13	3.7	3.77
Fe0	0	.06	0	.05	.03	0	0	.16	.19	.2	.16	.18	.03	.16
Mg0	0	0	.02	0	0	0	.01	0	0	.02	0	0	0	.01
Mn0	.02	.01	0	0	0	.12	0	.04	.03	0	.07	0	.05	0
Ti02	0	0	.03	0	0	.04	.01	0	.02	0	0	0	0	0
Ni0	0	0	.09	.04	0	.03	0	.02	0	.05	0	0	0	0
Total	100.57	100.05	99.43	99.73	99.9	99.55	99.86	100.61	99.96	100.15	99.67	100.32	99.68	100.36
Si	2.752	2.697	2.689	2.734	2.73	2.664	2.744	2.731	2.756	2.705	2.84	2.834	2.841	2.839
Al	1.257	1.303	1.31	1.272	1.276	1.338	1.266	1.264	1.243	1.298	1.162	1.167	1.161	1.159
K	.019	.019	.02	.02	.015	.014	.019	.02	.008	.016	.017	.018	.018	.014
Na	.695	.661	.647	.676	.669	.617	.686	.682	.707	.642	.758	.743	.776	.78
Ca	.251	.308	.317	.272	.281	.341	.257	.283	.256	.304	.181	.194	.176	.177
Fe	0	.002	0	.002	.001	0	0	.006	.007	.007	.006	.007	.001	.006
Mg	0	0	.001	0	0	0	0	0	0	.001	0	0	0	0
Mn	.001	0	0	0	0	.005	0	.002	.001	0	.003	0	.002	0
Ti	0	0	.001	0	0	.001	0	0	.001	0	0	0	0	0
Ni	0	0	.003	.001	0	.001	0	.001	0	.002	0	0	0	0
Total	4.975	4.99	4.988	4.977	4.972	4.981	4.972	4.989	4.979	4.975	4.967	4.963	4.975	4.975
Ab	72.1	66.9	65.7	69.8	69.2	63.5	71.3	69.2	72.9	66.7	79.3	77.7	80.1	80.3
Or	1.9	1.9	2.1	2.1	1.7	1.4	2	2.1	.8	1.7	1.8	1.9	1.8	1.5
An	26	31.2	32.2	28.1	29.1	35.1	26.7	28.7	26.3	31.6	18.9	20.4	18.1	18.2

Tableau XXVII - Analyses et formules structurales des feldspaths des granodiorites - tonalites.

Ech.	TAG 79							NFI 105							TAG 18					
Anal.	74	75	76	77	87	88	89	82	83	84	85	88	89	90	32	33	35	36	37	38
	C	Ds 74	C	C	B----------C			B----------C				C	C	C	B----------C				B------C	
Si02	62.28	62.22	63.48	62.78	62.63	62.47	62.63	61.92	61.31	62.51	63.07	63.54	62.64	64.18	63.23	60.85	62.23	61.24	63.62	61.02
Al203	24.41	24.03	23.95	24	24.68	24	24.34	23.97	24.32	23.29	22.9	21.36	22.8	18.42	23.38	24.59	24.11	24.55	23.08	25.31
K20	.25	.24	.24	.25	.14	.14	.32	.35	.15	.46	.23	5.35	.18	15.02	.3	.27	.11	.2	.21	.24
Na20	8.57	8.57	9.21	8.84	8.31	8.74	8.68	8.2	7.69	8.21	8.59	6.14	9.02	.9	8.77	7.68	8.59	8.05	8.89	7.74
CaO	5.76	5.52	4.86	4.5	5.79	5.31	5.54	5.35	5.74	5.32	4.66	2.88	4.43	0	4.5	6.27	5.39	5.96	4.35	6.62
FeO	.17	.14	.07	.02	.08	.06	.15	.22	.08	.17	.19	0	0	0	.21	.1	.11	.1	.05	.04
MgO	0	0	.04	0	.01	0	0	.02	0	0	.03	.02	0	0	0	0	0	.02	0	0
MnO	0	0	0	0	0	.02	.02	0	.01	0	0	0	0	0	0	0	0	.03	.04	0
Ti02	0	0	0	0	0	.01	0	0	0	0	0	0	0	0	.04	.03	.03	0	0	0
NiO	0	.02	.05	.02	.03	.04	.07	0	0	0	0	0	0	0	.07	0	.04	0	0	.08
Total	101.44	100.74	101.9	100.41	101.67	100.79	101.75	100.03	99.3	99.96	99.67	99.29	99.07	98.52	100.5	99.79	100.61	100.15	100.24	101.05
Si	2.73	2.743	2.764	2.766	2.733	2.75	2.737	2.747	2.733	2.773	2.798	2.865	2.794	2.995	2.785	2.71	2.744	2.717	2.804	2.687
Al	1.261	1.249	1.229	1.246	1.269	1.245	1.254	1.253	1.278	1.218	1.197	1.135	1.199	1.013	1.214	1.291	1.253	1.283	1.199	1.314
K	.014	.013	.013	.014	.008	.008	.018	.02	.009	.026	.013	.308	.01	.894	.017	.015	.006	.012	.012	.014
Na	.729	.733	.777	.755	.703	.746	.735	.705	.665	.706	.739	.536	.78	.081	.749	.663	.734	.693	.759	.661
Ca	.271	.261	.227	.212	.271	.25	.259	.254	.274	.253	.221	.139	.212	0	.212	.299	.255	.284	.205	.312
Fe	.006	.005	.002	.001	.003	.002	.006	.008	.003	.006	.007	0	0	0	.008	.004	.004	.004	.002	.002
Mg	0	0	.002	0	.001	0	0	.001	0	0	.002	.001	.001	0	0	0	0	.001	0	0
Mn	0	0	0	0	0	.001	.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.001	.001	0
Ti	0	0	0	0	0	.001	0	0	0	0	0	0	0	0	.001	.001	.001	0	0	0
Ni	0	.001	.002	.001	.001	.002	.002	0	0	0	0	0	0	0	.003	0	.002	0	0	.003
T	5.011	5.005	5.016	4.995	4.989	5.005	5.012	4.988	4.962	4.982	4.977	4.984	4.996	4.983	4.989	4.983	4.999	4.995	4.982	4.993
Ab	71.9	72.8	76.4	77	71.6	74.3	72.6	72	70.1	71.6	75.9	54.5	77.9	8.3	76.6	67.9	73.8	70.1	77.8	67
Or	1.4	1.3	1.3	1.4	.8	.8	1.8	2	.9	2.7	1.3	31.3	1	91.7	1.7	1.5	.6	1.2	1.2	1.4
An	26.7	25.9	22.3	21.6	27.6	24.9	25.6	26	29	25.7	22.8	14.2	21.1	0	21.7	30.6	25.6	28.7	21	31.6

Tableau XXVIII - Analyses et formules structurales des feldspaths des granodiorites - tonalites.(suite).

Ech.	GOU 69						TAG 135										
Anal.	57	58	60	67	66	68	3	4	5	6	14	15	16	17	18	115	119
	C------B		B	C----------B			B----------C				C------B		B----------C			C	C
Si02	48.79	48.04	47.47	47.5	47.72	47.21	46.19	46.96	47.63	47.13	47.23	46.87	46.11	46.42	47.46	46.68	46.78
Ti02	1.1	.95	1.06	1.42	1.46	1.01	1.25	1.25	1.11	1.29	1.08	.83	.99	1.26	1.06	1.3	1.08
Al203	5.74	6.64	6.76	6.56	6.29	7.1	7.58	6.77	6.28	6.96	6.58	7.05	7.19	6.63	6.39	7.49	7.59
Cr203	0	0	0	.09	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	15.55	15.48	15.68	16.23	15.42	16.12	16.52	16.2	15.44	16.39	15.72	15.91	16.37	15.86	15.59	17.18	16.66
MnO	.66	.65	.52	.56	.63	.59	.53	.47	.51	.55	.38	.48	.61	.53	.41	.57	.45
MgO	13.12	12.49	12.13	11.92	12.19	11.72	11.41	11.88	12.32	11.81	12.35	11.52	11.3	11.68	12.19	11.32	11.38
NiO	0	.03	0	0	.09	.03	.14	0	0	.03	0	.07	.07	.03	.01	0	.16
CaO	11.8	11.59	11.87	11.39	11.5	11.57	11.5	11.64	11.77	11.77	11.91	11.72	11.74	11.46	11.5	11.75	11.64
Na20	1.21	1.34	1.25	1.44	1.36	1.28	1.37	1.41	1.13	1.28	1.02	1.24	1.1	1.44	1.3	1.42	1.21
K20	.57	.62	.7	.7	.6	.79	.76	.74	.61	.76	.68	.75	.76	.68	.56	.72	.85
Total	98.54	97.83	97.44	97.81	97.26	97.42	97.25	97.32	96.8	97.97	96.95	96.44	96.24	95.99	96.47	98.43	97.8
Si	7.086	7.038	7.022	7.001	7.056	6.988	6.866	6.973	7.069	6.953	7.002	7.023	6.934	6.989	7.062	6.879	6.914
AlIV	.913	.961	.977	.998	.943	1.011	1.133	1.026	.93	1.046	.997	.976	1.065	1.01	.937	1.12	1.085
AlVI	.069	.186	.201	.141	.153	.227	.194	.159	.169	.164	.152	.269	.209	.166	.183	.18	.237
Ti	.12	.104	.117	.157	.162	.112	.139	.139	.123	.143	.12	.093	.111	.142	.118	.144	.12
Cr	0	0	0	.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	.484	.429	.285	.389	.316	.37	.456	.336	.327	.363	.396	.251	.38	.308	.366	.399	.412
Fe2	1.404	1.468	1.655	1.612	1.59	1.625	1.789	1.675	1.589	1.658	1.552	1.742	1.679	1.689	1.574	1.717	1.646
Mn	.081	.08	.065	.069	.078	.073	.066	.059	.064	.068	.047	.06	.077	.067	.051	.071	.056
Mg	2.84	2.727	2.674	2.619	2.686	2.586	2.528	2.629	2.725	2.597	2.729	2.57	2.533	2.621	2.703	2.486	2.507
Ni	0	.003	0	0	.01	.003	.016	0	0	.003	0	.008	.008	.003	.001	0	.019
Ca	1.836	1.819	1.881	1.799	1.822	1.835	1.831	1.852	1.872	1.861	1.892	1.882	1.892	1.849	1.834	1.855	1.843
Na	.163	.18	.118	.2	.177	.154	.168	.147	.127	.138	.107	.107	.107	.15	.165	.144	.156
Na	.177	.2	.24	.21	.212	.202	.226	.258	.197	.227	.185	.242	.213	.269	.209	.261	.19
K	.105	.115	.132	.131	.113	.149	.144	.14	.115	.143	.128	.143	.145	.13	.106	.135	.16
(Na+K)A	.283	.316	.372	.342	.325	.352	.371	.398	.313	.37	.314	.386	.349	.4	.315	.396	.351
XMg	.67	.65	.62	.62	.63	.61	.59	.61	.63	.61	.64	.6	.6	.61	.63	.59	.6
Nat	.34	.38	.358	.41	.389	.356	.394	.405	.324	.365	.292	.349	.32	.419	.374	.405	.346
Nat+K	.445	.495	.49	.541	.502	.505	.538	.545	.439	.508	.42	.492	.465	.549	.48	.54	.506
Altot.	.982	1.147	1.178	1.139	1.096	1.238	1.327	1.185	1.099	1.21	1.149	1.245	1.274	1.176	1.12	1.3	1.322

Tableau XXIX- Analyses et formules structurales des amphiboles des monzogranites.

Ech.	MED 38						TAM 27		
ANAL	68	69	70	75	76	77	128	131	134
	C	C	C	C	C	C	C	C	C
SIO2	43.89	42.79	44.57	43.39	43.21	43.63	44.24	42.88	42.3
TIO2	.97	1.25	1.36	.89	.54	.92	1.46	1.26	.6
AL203	8.3	8.35	7.24	8.06	8.5	8.45	7.09	8.1	10.54
CR203	0	0	0	0	0	0	.75	0	1.03
FEO	25.27	24.89	24.77	25.7	26.06	24.82	25.26	25.96	25.38
MNO	1.43	1.34	1.22	1.23	1.11	1.23	1.23	1.09	.97
MGO	5.1	4.95	5.33	5.09	4.96	5.78	4.46	4.26	4.02
NIO	0	0	.01	0	0	0	0	0	0
CAO	10.86	10.73	10.21	10.75	10.79	11.08	10.27	10.37	11.05
NA20	1.25	1.5	1.23	1.41	1.36	1.52	1.61	1.71	1.48
K20	.94	1.15	.81	.99	1.09	1.16	.73	.92	1.23
TOT	98.01	96.95	96.75	97.51	97.62	98.59	97.1	96.55	98.6
SI	6.763	6.709	6.911	6.74	6.705	6.696	6.919	6.767	6.543
ALIV	1.236	1.29	1.088	1.259	1.294	1.303	1.08	1.232	1.456
ALVI	.271	.253	.235	.216	.26	.225	.227	.275	.466
TI	.112	.147	.158	.103	.063	.106	.171	.149	.069
CR	0	0	0	0	0	0	.092	0	.125
FE3	.593	.45	.612	.635	.693	.541	.338	.441	.374
FE2	2.663	2.814	2.6	2.703	2.689	2.644	2.966	2.986	2.909
MN	.186	.178	.16	.161	.145	.159	.162	.145	.127
MG	1.171	1.156	1.231	1.178	1.147	1.322	1.039	1.002	.926
NI	0	0	.001	0	0	0	0	0	0
Ca	1.793	1.803	1.696	1.789	1.794	1.822	1.721	1.754	1.831
Na	.206	.196	.303	.21	.205	.177	.278	.245	.168
Na	.167	.259	.066	.214	.203	.274	.209	.277	.275
K	.184	.23	.16	.196	.215	.227	.145	.185	.242
(Na+K)A	.351	.489	.226	.41	.419	.501	.355	.462	.518
XMG	.31	.29	.32	.3	.3	.33	.26	.25	.24
Nat	.373	.455	.369	.424	.408	.451	.487	.522	.443
Nat+K	.557	.685	.529	.62	.623	.678	.632	.707	.685
Altot.	1.507	1.543	1.323	1.475	1.554	1.528	1.307	1.507	1.922

Tableau XXX - Analyses et formules structurales des amphiboles des leucogranites.

Ech.	TAG 135					GOU 69						TAG 126						
Anal.	1	2	13	21	116	69	70	71	72	73	74	56	60	1	2	7	8	15
	C------B		C	C	C	C----------B			C------B		C	C	C	C	C	C------B		C
Si02	36.96	36.9	37.44	37.33	38.41	36.79	36.77	37.58	37.05	37.28	37.13	36.74	35.92	37.29	37.62	36.31	37.08	37.72
Al203	15.1	15.14	14.76	13.83	15.03	14.11	14.22	14.5	14.13	14.47	14.06	14.72	13.97	15.38	14.78	14.69	14.64	14.81
Ti02	3.35	3.49	2.65	4.09	2.47	3.05	3.08	3.15	3.5	3.26	3.61	2.57	3.43	2.42	3.13	2.53	2.5	2.86
Fe0*	18.51	18.56	17.47	19.18	17.44	18.96	19.22	19.48	19.47	19.39	19.57	18.61	19.65	18.29	19.07	19.11	18.67	18.75
Mg0	11.21	10.88	12.46	11.29	12.44	11.67	11.84	11.49	11.25	11.61	11.42	11.86	10.72	11.71	11.58	11.49	11.61	11.95
Mn0	.22	.27	.24	.21	.28	.39	.26	.32	.37	.35	.3	.11	.33	.2	.37	.22	.29	.2
Ca0	0	.03	0	0	.02	0	0	0	0	0	0	.05	0	.03	.06	0	.16	0
Na20	.05	.15	.1	.08	.13	.04	.07	.08	.09	.11	.13	.12	.05	.09	.08	.04	.03	.1
K20	9.38	9.6	9.35	9.63	9.19	9.45	9.4	9.54	9.69	9.42	9.2	9.02	9.28	9.21	9.47	8.89	8.26	9.3
Cr203	0	0	0	0	.01	.06	0	0	0	0	0	0	0	.02	0	0	0	0
Total	94.78	95.02	94.47	95.64	95.42	94.52	94.86	96.14	95.55	95.89	95.42	93.8	93.35	94.64	96.16	93.28	93.24	95.69
Si	5.644	5.634	5.704	5.682	5.768	5.666	5.644	5.687	5.661	5.657	5.665	5.667	5.63	5.683	5.677	5.649	5.727	5.699
Al4	2.356	2.366	2.296	2.318	2.232	2.334	2.356	2.313	2.339	2.343	2.335	2.333	2.37	2.317	2.323	2.351	2.273	2.301
Al6	.362	.359	.354	.163	.428	.228	.217	.273	.206	.245	.194	.343	.211	.446	.306	.343	.392	.336
Ti	.385	.401	.304	.468	.279	.353	.356	.358	.402	.372	.414	.298	.404	.277	.355	.296	.29	.325
Fe	2.364	2.37	2.226	2.442	2.19	2.442	2.467	2.465	2.488	2.461	2.497	2.401	2.576	2.331	2.407	2.487	2.412	2.369
Mg	2.552	2.476	2.83	2.562	2.785	2.679	2.709	2.592	2.562	2.626	2.597	2.727	2.505	2.66	2.605	2.665	2.673	2.691
Mn	.028	.035	.031	.027	.036	.051	.034	.041	.048	.045	.039	.014	.044	.026	.047	.029	.038	.026
Ca	0	.005	0	0	.003	0	0	0	0	0	0	.008	0	.005	.01	0	.026	0
Na	.015	.044	.03	.024	.038	.012	.021	.023	.027	.032	.038	.036	.015	.027	.023	.012	.009	.029
K	1.827	1.87	1.817	1.87	1.761	1.857	1.841	1.842	1.889	1.824	1.791	1.775	1.856	1.791	1.823	1.765	1.628	1.793
Cr	0	0	0	0	.001	.007	0	0	0	0	0	0	0	.002	0	0	0	0
T	15.533	15.56	15.592	15.556	15.521	15.629	15.645	15.594	15.622	15.605	15.57	15.602	15.611	15.565	15.576	15.597	15.468	15.569
X Fe	48.1	48.9	44	48.8	44	47.7	47.7	48.7	49.3	48.4	49	46.8	50.7	46.7	48	48.3	47.4	46.8
Al	2.718	2.725	2.65	2.481	2.66	2.562	2.573	2.586	2.545	2.588	2.529	2.676	2.581	2.763	2.629	2.694	2.665	2.637
Na+K	1.842	1.914	1.847	1.894	1.799	1.869	1.862	1.865	1.916	1.856	1.829	1.811	1.871	1.818	1.846	1.777	1.637	1.822

Tableau XXXI - Analyses et formules structurales des biotites des monzogranites.

Ech.	NFI 83										NFI 72						TAM 27	
Anal.	37	38	39	76	77	78	79	80	86	87	21	22	27	28	29	30	125	135
	B----------C			C------B		B	B------C		C	C	C------B		C----------B				C	C
Si02	36.59	36.42	36.83	36.41	37.37	36.98	37.36	36.81	37.09	36.54	37.3	37.61	37.28	37.47	36.9	37.21	35.48	34.87
Al203	14.7	14.78	14.5	17.01	14.47	14.55	14.7	15.21	14.59	14.48	14.91	14.78	15.05	15.34	14.95	14.63	15.42	14.5
Ti02	3.63	3.65	3.79	3.27	3.63	3.54	3.67	2.26	3.35	3.34	3.41	3.56	3.62	3.48	3.45	3.02	3.08	3.18
FeO*	17.73	17.5	17.86	18.06	18.64	18.09	18.36	19.23	19.44	19.53	19.12	18.46	19.36	19.29	18.94	18.88	27.06	26.08
MgO	10.87	10.94	11.04	11.11	11.31	11.13	11.05	10.74	10.56	10.49	10.65	10.67	10.77	10.64	10.58	11.03	4.59	5.27
MnO	.25	.26	.33	.29	.27	.28	.22	.26	.38	.34	.35	.37	.31	.32	.32	.32	.65	.67
CaO	0	0	0	0	0	0	0	.14	.01	0	0	0	0	.05	.06	0	0	.03
Na20	.07	.05	.1	.1	.05	.1	.07	.08	.08	.1	.06	.11	.02	.14	.05	.14	.06	.07
K20	9.33	9.26	9.33	9.01	9.65	9.51	9.567	6.91	9.2	9.54	9.4	9.33	9.04	8.94	9.41	9.63	8.99	8.89
Cr203	0	0	0	.03	0	0	0	0	0	0	0	0	.53	0	0	0	0	0
Total	93.17	92.86	93.78	95.29	95.39	94.18	94.997	91.64	94.7	94.36	95.2	94.89	95.98	95.67	94.66	94.86	95.33	93.56
Si	5.673	5.659	5.677	5.501	5.683	5.684	5.691	5.749	5.694	5.655	5.686	5.729	5.635	5.667	5.66	5.7	5.629	5.634
Al4	2.327	2.341	2.323	2.499	2.317	2.316	2.309	2.251	2.306	2.345	2.314	2.271	2.365	2.333	2.34	2.3	2.371	2.366
Al6	.359	.366	.312	.53	.277	.32	.331	.549	.334	.297	.365	.383	.317	.402	.363	.342	.512	.395
Ti	.423	.427	.439	.372	.415	.409	.42	.265	.387	.389	.391	.408	.412	.396	.398	.348	.367	.386
Fe	2.299	2.274	2.302	2.282	2.371	2.325	2.339	2.512	2.496	2.528	2.438	2.352	2.448	2.44	2.43	2.419	3.59	3.524
Mg	2.512	2.534	2.537	2.502	2.564	2.55	2.509	2.501	2.417	2.42	2.42	2.423	2.427	2.399	2.419	2.519	1.086	1.269
Mn	.033	.034	.043	.037	.035	.036	.028	.034	.049	.045	.045	.048	.04	.041	.042	.042	.087	.092
Ca	0	0	0	0	0	0	0	.023	.002	0	0	0	0	.008	.01	0	0	.005
Na	.021	.015	.03	.029	.015	.03	.021	.024	.024	.03	.018	.032	.006	.041	.015	.042	.018	.022
K	1.846	1.836	1.835	1.737	1.872	1.865	1.859	1.377	1.802	1.884	1.828	1.813	1.743	1.725	1.842	1.882	1.82	1.832
Cr	0	0	0	.004	0	0	0	0	0	0	0	0	.063	0	0	0	0	0
T	15.493	15.486	15.498	15.493	15.549	15.535	15.507	15.285	15.511	15.593	15.505	15.459	15.456	15.452	15.519	15.594	15.48	15.525
X Fe	47.8	47.3	47.6	47.7	48	47.7	48.2	50.1	50.8	51.1	50.2	49.3	50.2	50.4	50.1	49	76.8	73.5
Al	2.686	2.707	2.635	3.029	2.594	2.636	2.64	2.8	2.64	2.642	2.679	2.654	2.682	2.735	2.703	2.642	2.883	2.761
Na+K	1.867	1.851	1.865	1.766	1.887	1.895	1.88	1.401	1.826	1.914	1.846	1.845	1.749	1.766	1.857	1.924	1.838	1.854

Tableau XXXII - Analyses et formules structurales des biotites des leucogranites. NFI 83 et NFI 72 : leucogranites à biotites, TAM 27 : leucogranite à biotite et amphibole.

Ech.	MED 38					ASF 39												
Anal.	67	72	73	74	78	43	44	47	48	52	53	118	123	124	125	126	127	130
	C	C	C------B		Ds Hnbl	C------B		C------B		C------B		C	Verte	Verte	C	C	Verte	C
Si02	36.28	35.77	35.71	35.71	36.27	34.53	33.82	34.97	34.97	34.42	33.82	34.26	35.82	35.88	38.03	35.16	36.03	35.46
Al203	14.56	14.33	14.12	14.38	13.51	19.31	19.08	19.64	19.17	19.28	19.04	18.57	20.36	20.12	23.47	19.84	20.24	20.14
Ti02	2.71	3.94	3.9	3.98	3.43	2.8	2.45	2.44	2.49	2.33	2.35	2.68	1.13	.8	.02	1.18	.07	.27
FeO*	25.7	26.74	26.6	26.96	27.15	23.92	24.87	23.76	23.62	25.76	24.78	23.4	17.68	17.41	16.18	17.5	17.98	17.38
MgO	6.24	5.06	4.93	4.96	6.04	5.26	5.47	5.19	5.25	5.57	5.3	5.45	8.12	8.52	8.3	7.92	8.87	8.78
MnO	.78	.64	.53	.85	.64	.69	.71	.89	.97	.57	.64	.65	1.63	1.52	1.17	1.6	1.67	1.49
CaO	0	0	.1	0	.18	0	.13	0	0	.07	.04	.01	.07	.14	0	.01	.02	.16
Na20	.11	.08	.08	.01	.07	.06	.1	.08	.04	.06	.07	.12	.04	.12	.12	.05	.05	.06
K20	9.08	9.31	8.63	9.31	7.41	9.27	8.08	9.54	9.51	7.48	8.14	8.9	8.9	8.8	9.34	7.96	9.23	8.23
Cr203	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.05	0	.01	.02	0
Total	95.46	95.87	94.6	96.16	94.7	95.84	94.71	96.51	96.02	95.54	94.18	94.04	93.75	93.36	96.63	91.23	94.18	91.97
Si	5.712	5.651	5.694	5.634	5.748	5.357	5.314	5.385	5.415	5.345	5.341	5.406	5.495	5.519	5.557	5.52	5.52	5.521
Al4	2.288	2.349	2.306	2.366	2.252	2.643	2.686	2.615	2.585	2.655	2.659	2.594	2.505	2.481	2.443	2.48	2.48	2.479
Al6	.414	.319	.348	.308	.272	.888	.848	.95	.914	.874	.885	.86	1.177	1.167	1.599	1.192	1.175	1.217
Ti	.321	.468	.468	.472	.409	.327	.29	.283	.29	.272	.279	.318	.13	.093	.002	.139	.008	.032
Fe	3.384	3.533	3.547	3.557	3.598	3.103	3.268	3.06	3.059	3.346	3.273	3.088	2.268	2.24	1.977	2.298	2.304	2.263
Mg	1.465	1.192	1.172	1.167	1.427	1.216	1.281	1.191	1.212	1.289	1.248	1.282	1.857	1.954	1.808	1.854	2.026	2.038
Mn	.104	.086	.072	.114	.086	.091	.095	.116	.127	.075	.086	.087	.212	.198	.145	.213	.217	.197
Ca	0	0	.017	0	.031	0	.022	0	0	.012	.007	.002	.012	.023	0	.002	.003	.027
Na	.034	.025	.025	.003	.022	.018	.03	.024	.012	.018	.021	.037	.012	.036	.034	.015	.015	.018
K	1.824	1.876	1.755	1.874	1.498	1.835	1.62	1.874	1.879	1.482	1.64	1.792	1.742	1.727	1.741	1.594	1.804	1.635
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.006	0	.001	.002	0
T	15.546	15.499	15.404	15.495	15.343	15.478	15.454	15.498	15.493	15.368	15.439	15.466	15.41	15.444	15.306	15.308	15.554	15.427
X Fe	69.8	74.8	75.2	75.3	71.6	71.8	71.8	72	71.6	72.2	72.4	70.7	55	53.4	52.2	55.4	53.2	52.6
Al	2.702	2.668	2.654	2.674	2.524	3.531	3.534	3.565	3.499	3.529	3.544	3.454	3.682	3.648	4.042	3.672	3.655	3.696
Na+K	1.858	1.901	1.78	1.877	1.52	1.853	1.65	1.898	1.891	1.5	1.661	1.829	1.754	1.763	1.775	1.609	1.819	1.653

Tableau XXXIII - Analyses et formules structurales des biotites des leucogranites (suite). MED 38 : leucogranite à biotite et amphibole, ASF 39 : leucogranite à deux micas. *Ds Hnbl : en inclusion dans une hornblende.Verte : biotite tardive de couleur verte.*

Ech.	TAG 135									GOU 69					TAG 126					
Anal.	7	8	9	114	10	11	12	117	118	61	62	63	64	65	57	10	11	12	14	13 FK
	B------C		C	C	B----------C			C------B		B----------C			C	C	C	B----------C		C	C
Si02	63.68	63.82	63.8	64.81	63.35	63.54	61.86	64.61	65.03	64.17	64.19	63.81	65.29	64.4	62.4	63.33	63.27	63.43	64.03	64.65
Al203	18.29	18.45	18.3	18.07	22.37	22.29	23.44	22.59	22.11	21.84	21.9	22.37	21.68	22.09	22.06	22.71	23.21	22.62	23.35	18.43
K20	15.26	14.8	15.67	15.11	.15	.21	.29	.09	.23	.25	.04	.29	0	.19	.3	.23	.28	.16	.22	15.11
Na20	.95	1.21	.74	.99	9.33	9.28	8.27	8.81	9.33	9.39	9.85	8.91	9.81	9.45	9.18	9.3	9.17	9.22	9.23	.78
CaO	0	.02	0	0	3.96	4.03	4.89	3.96	3.44	3.73	3.11	4.17	3.08	3.6	4.16	4.01	4.11	3.94	4.46	0
FeO	.03	.08	.05	.07	.05	.06	.04	0	.19	.12	.01	.15	0	.1	.11	.13	.15	.13	.12	.13
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	.01	.01	0	.01	0	0	0	.01	.02	0	0	.02
MnO	0	0	0	0	.07	.12	0	0	.033	0	0	.03	0	0	.05	0	0	.02	0	0
Ti02	0	0	0	0	0	0	0	.01	0	0	0	0	0	0	0	0	.7	0	0	0
NiO	0	.07	0	0	0	0	.01	.09	.07	.02	0	.06	.08	.04	0	.04	.03	0	0	0
Total	98.21	98.45	98.56	99.05	99.28	99.53	98.8	100.16	100.44	99.53	99.1	99.8	99.94	99.87	98.26	99.76	100.94	99.52	101.41	99.12
Si	2.99	2.985	2.99	3.01	2.82	2.823	2.77	2.839	2.854	2.847	2.851	2.825	2.873	2.844	2.813	2.808	2.775	2.815	2.794	2.994
Al	1.012	1.017	1.011	.989	1.173	1.167	1.237	1.17	1.143	1.142	1.146	1.167	1.125	1.15	1.172	1.187	1.2	1.183	1.2	1.006
K	.914	.883	.937	.895	.009	.012	.016	.005	.013	.014	.002	.016	0	.011	.017	.013	.016	.009	.012	.893
Na	.087	.11	.067	.09	.805	.799	.718	.751	.794	.808	.849	.765	.837	.809	.802	.8	.78	.793	.781	.07
Ca	0	.001	0	0	.189	.192	.235	.186	.161	.178	.148	.198	.145	.171	.201	.191	.193	.187	.209	0
Fe	.001	.003	.002	.003	.002	.002	.002	0	.007	.004	0	.006	0	.004	.004	.005	.006	.005	.004	.005
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	.001	.001	0	.001	0	0	0	.001	.001	0	0	.001
Mn	0	0	0	0	.003	.005	0	0	.001	0	0	.001	0	0	.002	0	0	.001	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	.024	0	0	0
Ni	0	.003	0	0	0	0	0	.003	.002	.001	0	.002	.003	.002	0	.002	.001	0	0	0
Total	5.004	5.002	5.007	4.987	5.001	5	4.978	4.954	4.976	4.995	4.996	4.981	4.983	4.991	5.011	5.007	4.996	4.993	5	4.969
Ab	8.7	11.1	6.7	9.1	80.3	79.7	74.1	79.7	82	80.8	85	78.1	85.2	81.7	78.6	79.7	78.9	80.2	78	7.2
Or	91.3	88.8	93.3	90.9	.9	1.2	1.7	.5	1.3	1.4	.2	1.7	0	1.1	1.7	1.3	1.6	.9	1.2	92.8
An	0	.1	0	0	18.8	19.1	24.2	19.8	16.7	17.8	14.8	20.2	14.8	17.2	19.7	19	19.5	18.9	20.8	0

Tableau XXXIV - Analyses et formules structurales des feldspaths des monzogranites.

Ech.	ASF 39					NFI 83				MED 38			NFI 72						TAM 27		
Anal.	57	58	60	61	120	81 FK	82	83	84	79	80	81	23	24	26	31	32	25 FK	126 FK	129	130
	B------C		C------B		C	C	C	C	C	B----------C			C------B		C	C------B		C	C	C	C
Si02	65.23	64.38	65.87	65.77	65.97	65.13	64.44	63.75	64.13	64.97	68.62	64.4	68.41	69.58	66.85	64.77	65.96	64.56	65.03	70	66.53
Al203	18.89	20.22	22.34	22.4	22.47	18.08	22.14	21.89	21.96	21.65	21.45	22.23	20.27	19.92	20.61	22.42	22.32	18.92	18.9	20.19	20.95
K20	14.85	14.41	.14	.23	.12	14.89	.17	.17	.15	.19	.03	.18	.14	.24	.04	.15	.41	14.92	16.08	.09	.12
Na20	1.26	1.38	10.1	10.21	9.89	1.01	9.22	9.3	9.42	9.77	10.24	9.46	11.54	12.04	11.05	10.09	10.14	.58	.17	10.81	10.36
CaO	0	.01	2.86	2.47	3.14	0	3.5	3.91	3.67	3.01	1.55	3.02	.57	0	1.45	2.93	3.09	.19	0	1.08	1.8
FeO	0	.04	0	0	.03	.08	.04	.15	0	.04	.03	.12	0	.09	0	.12	.1	.05	.09	.11	.13
MgO	0	.01	0	0	.01	0	.01	0	.01	0	.02	0	0	0	0	.06	0	.03	0	.02	0
MnO	0	0	0	0	.04	0	.03	.06	.01	0	0	0	.2	0	0	.01	0	.05	0	0	0
Ti02	0	0	0	.02	0	0	0	0	.01	0	0	0	0	0	.24	.09	.12	.24	0	0	0
NiO	.04	0	0	0	.04	0	.03	0	0	0	0	.06	0	0	.05	0	0	0	.05	0	.01
Total	100.27	100.45	101.31	101.1	101.71	99.19	99.58	99.23	99.36	99.63	101.94	99.47	101.13	101.87	100.29	100.64	102.14	99.54	100.32	102.3	99.9
Si	2.989	2.941	2.861	2.861	2.857	3.016	2.849	2.838	2.846	2.869	2.938	2.849	2.963	2.988	2.916	2.839	2.85	2.979	2.99	2.987	2.92
Al	1.02	1.089	1.144	1.149	1.147	.987	1.154	1.149	1.149	1.127	1.082	1.159	1.035	1.008	1.06	1.158	1.137	1.029	1.024	1.015	1.084
K	.868	.84	.008	.013	.007	.879	.01	.01	.009	.011	.002	.01	.008	.013	.002	.009	.022	.878	.943	.005	.007
Na	.112	.123	.85	.862	.831	.09	.791	.803	.81	.837	.85	.811	.969	1.002	.934	.858	.849	.052	.014	.894	.881
Ca	0	.001	.133	.115	.146	0	.166	.187	.174	.143	.071	.143	.027	0	.068	.138	.143	.009	0	.049	.085
Fe	0	.001	0	0	.001	.003	.001	.006	0	.001	.001	.004	0	.003	0	.005	.004	.002	.003	.004	.005
Mg	0	.001	0	0	.001	0	.001	0	.001	0	.002	0	0	0	0	.004	0	.002	0	.001	0
Mn	0	0	0	0	.001	0	.001	.002	0	0	0	0	.007	0	0	0	0	.002	0	0	0
Ti	0	0	0	.001	0	0	0	0	.001	0	0	0	0	0	.008	.003	.004	.008	0	0	0
Ni	.002	0	0	0	.001	0	.001	0	0	0	0	.002	0	0	.002	0	0	0	.002	0	0
Total	4.991	4.996	4.996	5.001	4.992	4.975	4.974	4.995	4.99	4.988	4.946	4.978	5.009	5.014	4.99	5.014	5.009	4.961	4.976	4.955	4.982
Ab	11.4	12.7	85.8	87	84.5	9.3	81.8	80.3	81.6	84.5	92.1	84.1	96.6	98.7	93	85.4	83.7	5.6	1.6	94.3	90.6
Or	88.6	87.2	.8	1.3	.7	90.7	1	1	.8	1.1	.2	1.1	.8	1.3	.2	.9	2.2	93.4	98.4	.5	.7
An	0	.1	13.4	11.7	14.8	0	17.2	18.7	17.6	14.4	7.7	14.8	2.6	0	6.8	13.7	14.1	1	0	5.2	8.7

Tableau XXXV - Analyses et formules structurales des feldspaths des leucogranites. ASF 39 : leucogranite à biotite et muscovite, NFI 83 et NFI 72 : leucogranites à biotite, MED 38 et TAM 27 : leucogranites à biotite et amphibole.

Ech. ASF 39

Anal.	45	46	49	50	51	54	55	56	117	119	121	122	128
	C------B		C----------B			B----------C			C	C	C	C	C
FeO*	2.05	2.26	2.07	2.46	3.56	1.69	2.08	2.27	2.20	1.78	9.21	13.03	1.58
Na2O	.40	.28	.45	.17	.14	.52	.73	.73	.68	.63	.28	.10	.36
K2O	10.29	9.46	9.35	10.83	10.57	10.64	9.93	10.14	9.60	9.81	9.49	9.76	9.88
SiO2	48.61	48.15	48.24	48.43	48.36	47.34	47.25	47.28	46.99	47.71	42.49	39.51	47.74
MnO	0	0	0	.07	.04	.05	.11	.01	.06	.03	.54	.98	.04
CaO	0	0	.14	0	0	0	0	0	.07	0	.04	0	.03
NiO	0	0	0	0	0	0	0	.07	.09	.82	.01	.07	.06
Al2O3	36.49	35.71	35.89	35.42	32.77	37.06	36.00	36.21	36.17	36.98	31.50	22.55	35.65
TiO2	.38	.61	.34	0	.34	.06	.65	.67	.74	1.28	0	0	0
Cr2O3	0	0	.01	0	0	0	0	0	0	0	.01	0	0
MgO	.67	.64	.78	.52	1.45	.44	.62	.56	.59	.53	3.33	6.74	.71
Total	98.89	97.11	97.27	97.90	97.23	97.80	97.37	97.94	97.19	99.57	96.90	92.74	96.05
Si	6.218	6.250	6.247	6.287	6.363	6.137	6.154	6.135	6.127	6.083	5.834	5.911	6.264
Al4	1.782	1.750	1.753	1.713	1.637	1.863	1.846	1.865	1.873	1.917	2.166	2.089	1.736
Al6	3.720	3.713	3.724	3.707	3.444	3.800	3.680	3.671	3.685	3.640	2.932	1.881	3.778
Fe2*	.219	.245	.224	.267	.391	.183	.226	.246	.240	.189	1.057	1.630	.173
Mn	0	0	0	.008	.005	.005	.012	.002	.007	.003	.063	.124	.042
Mg	.128	.124	.149	.101	.284	.085	.119	.109	.114	.111	.683	1.502	.139
Ti	.037	.059	.033	0	.034	.006	.064	.065	.072	.123	0	0	0
Cr	0	0	.001	0	.003	0	0	0	0	0	.001	0	0
Ca	0	0	.019	0	0	0	0	0	.01	0	.005	0	.004
Na	.099	.070	.113	.043	.035	.131	.185	.183	.171	.155	.076	.029	.093
K	1.679	1.566	1.544	1.794	1.773	1.760	1.649	1.679	1.597	1.596	1.662	1.863	1.654
Total	13.882	13.777	13.807	13.920	13.969	13.970	13.935	13.955	13.896	13.817	14.479	15.029	13.883
Na+K	1.778	1.636	1.657	1.837	1.808	1.891	1.834	1.862	1.768	1.751	1.738	1.892	1.747
%Parag.	.06	.04	.07	.02	.02	.07	.1	.1	.1	.09	.04	.02	.05
XFe	.63	.66	.6	.73	.6	.68	.66	.69	.68	.63	.61	.52	.55

Tableau XXXVI - Analyses et formules structurales des muscovites du leucogranite ASF 39.

N°Ech	NFI 72				MED 38	TAG 126			GOU 69
N°Anal	33	34	35	36	71	4	17	18	75
TiO2	29.37	48.96	49.32	44.65	0	49.75	0	.27	46.78
Al2O3	.05	.55	.01	1.15	.09	.47	.07	0	.03
Cr2O3	.01	.17	0	.06	0	0	.45	.27	.03
FeO *	62.97	37.33	38.09	37.41	92.23	42.13	90.65	88.95	47.97
MnO	1.08	8.37	8.96	6.95	.09	6.56	0	.03	2.16
MgO	.01	.02	0	.08	0	.09	0	0	.14
Total *	93.49	95.4	96.38	90.3	92.53	99	91.17	89.52	97.11
Ti	1.166	1.939	1.938	1.858	0	1.897	0	.011	1.818
Al	.003	.034	.001	.075	.005	.028	.004	0	.002
Cr	0	.007	0	.003	0	0	.019	.011	.001
Fe3C	1.664	.08	.123	.206	3.987	.178	3.977	3.967	.36
Fe2C	1.117	1.564	1.542	1.526	0	1.608	0	.009	1.713
Mn	.048	.373	.397	.326	.004	.282	0	.001	.095
Mg	.001	.002	0	.007	0	.007	0	0	.011
Total	3.999	3.999	4.001	4.001	4.001	4	4	3.999	4
Fe2O3	41.87	2.02	3.13	4.93	102.6	4.66	100.74	98.62	9.27
FeO	25.3	35.51	35.28	32.97	0	37.93	0	.21	39.63
Total	97.69	95.6	96.7	90.79	102.9	99.46	101.26	99.4	98.04
% Ilm	57.3	97.4	96.2	93.3	0	94.4	0	.5	90
% Gei	.1	.1	0	.4	0	.4	0	0	.6
% Hém	42.6	2.5	3.8	6.3	100	5.2	100	99.5	9.4
% Hém	94.4	9.6	13.4	23.6	99.8	23.5	100	99.9	62.9
% Gei	.1	.5	0	1.6	0	1.9	0	0	3.8
% Pyr	5.5	89.9	86.6	74.8	.2	74.6	0	.1	33.3

Tableau XXXVII - Analyses et formules structurales des minéraux opaques des granites. TAG 126 et GOU 69 : monzogranites, NFI 72 : leucogranite à biotite, MED 38 : leucogranite à biotite et amphibole.

UNIVERSITE DE NANCY I

NOM DE L'ETUDIANT : M. GASQUET DOMINIQUE

NATURE DE LA THESE : DOCTORAT D'ETAT ES SCIENCES NATURELLES

VU, APPROUVE ET PERMIS D'IMPRIMER

NANCY, le - 4 JUIN 1991 n° 247

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I

M. BOULANGE

UNIVERSITE NANCY BIBLIOTHEQUE SCIENCES

Askawn 3078

Souq Tnine Tigouq

Moulay Ali 2845

Assif Ida

Oukays

Kma

Talekjount

Goudacha

Assif

Medawa

Toutgl 2395

Assif

Agounsane

Zawyat Lma Pene

Tizi n' Test

Tamgrt

Accident du

Ait

Assif

N

Légende

- Métapélites (gneiss ± migmatitiques dans le pluton micaschistes dans l'encaissant)
- Calcaires, skarns, et cipolins
- Amphibolites et gneiss amphiboliques
- Chloritoschistes et gneiss amphiboliques dominants
- Complexe cambrien volcanique (rhyolites et andésites)
- Grès triasiques
- Gabbros
- Diorites
- Granodiorites - tonalites
- Monzogranites
- Granites leucocrates et filons d'aplite ou pegmatite
- Filons basiques (diabases, andésites, microdiorites, lamprophyres)
- Couverture éocène et crétacée

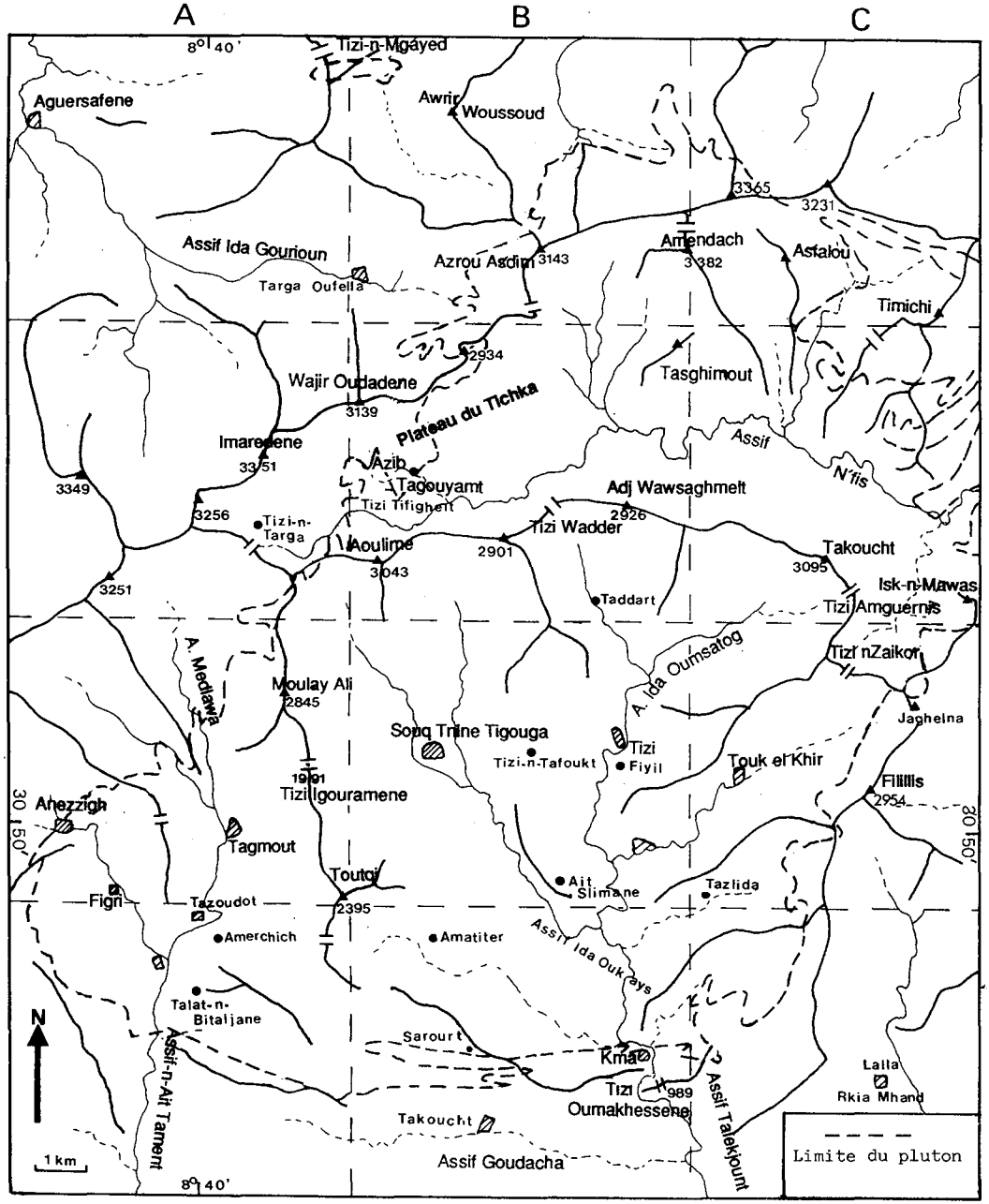
Les contours géologiques ont été établis d'après les cartes de H. et G. Termier (1971) et Bizard et Ziegler (1955) modifiés par les levers cartographiques au 1/12 500 de D. Gasquet, L. El Omari, B. Roddaz (1982-1989) et par la photo-interprétation de D. Gasquet (1989).

0 1 2 3 4 5km

CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF DU TICHKA

Timouchit 3241
Amendach 3382
Tizi N'Izraquen 2484
Nfis
Assif
Azrou Asdim 3143
Takoucht 3095
Afettas 3083
Adj Wawsaghmelt 2826
Fillis 2954
Toug Al Khir
Gourigoun
Awlim 3043

Echant.	Pétro	SiO2
GABBROS		
GOU 6	à cpx/olivine	48.02
GOU 34	à 2 pyrox.	48.80
GOU 43	à cpx/olivine	49.23
TAG 129	à cpx/olivine	
Cumulats		
GOU 8	à olivine	46.03
GOU 45	à plagioclase	52.12
DIORITES		
Méladiorites		
TAG 124		50.00
TAG 130	microgrenue	47.87
TAG 154		48.05
Diorites hétérogènes		
GOU 17	à cpx relique	54.43
TAG 45	enclave	57.20
TAG 151	± porphyrique	54.84
TAM 34	à cpx relique	51.22
Diorites communes		
TAG 20		52.37
TAG 41		53.81
TAG 131		50.41
GRANODIORITES-TONALITES		
NFI 105	granodiorite	63.72
TAG 18	granodiorite	60.25
TAG 25	leucotonalite à biot.	63.60
TAG 27	granodiorite	63.06
TAG 79	tonalite	59.42
TAM 29	granod. ferrosodique	62.76
MONZOGRANITES		
GOU 69		70.99
TAG 126		68.20
TAG 135		71.50
LEUCOGRANITES		
Leucogranites à biotite et/ou amphibole		
MED 38	à biot. et amph.	75.20
NFI 72	à biot.	73.60
NFI 83	à biot.	75.91
TAM 27	à biot. et amph.	75.06
ASF 38	à biot. et aplitique	76.92
Leucogranites à deux micas		
ASF 39	à cordiérite	73.46
NFI 118		76,58
FILONS		
KMA 83	dolérite	50.43
NFI 51	"lamprophyrique"	68.33



A

Adj Wawsaghmelt B 2
Aguersafene A 1
Amatiter B 4
Amendach B 1
Amerchich A 4
Anezzigh A 3
Aoulime B 2
Asfalou C 1
Assif Goudacha B 4
Assif Ida Gourioun A 1
Assif Ida Oumsatog B 3
Assif Medlawa A 3
Assif n'Ait Tament A 4
Assif n'Fis C 2
Assif Talekjount C 4
Awrir Woussoud B 1
Azib Tagouyamt B 2
Azrou Asdim B 1

F

Figri A 3
Filillis C 3

I

Imaredene A 2
Isk n'Mawas C 2

J

Jaghelna C 3

K

Kma B 4

L

Lalla Rkia Mhand C 4

M

Moulay Ali A 3

P

Plateau du tichka B 2

S

Sarourt B 4
Souq Tnine Tigouga B 3

T

Taddart B 2
Tagmout A 3
Takoucht B 4
Takoucht C 2
Talat n'Bitaljane A 4
Targa Oufella A 1
Tasghimout B 2
Tazlida C 3
Tazoudout A 4
Timichi C 1
Tizi Amguermis C 2
Tizi B 3
Tizi Igouramene A 3
Tizi n'Mgayed B 1
Tizi n'Tafoukt B 3
Tizi n'Targa A 2
Tizi n'Zaikor C 3
Tizi Oumakhessene B 4
Tizi Tifighelt B 2
Tizi Wadder B 2
Touk el Khir C 3
Toutqi A 3

W

Wajir Oudadene B 2

Carte de situation des principaux noms de lieux cités dans le texte.

MOTS CLES : Haut Atlas Occidental Marocain, Association acide basique, Type Calédonien post-collision, Intrusions emboitées, Rhéologie des magmas, Thermobarométrie, Géochimie Rb/Sr et Nd/Sm, Genèse intraplaque continentale.

RESUME : Le Massif du Tichka est composé de quatre intrusions qui se sont mises en place successivement mais dans un court laps de temps il y a 291 ± 5 Ma. La profondeur de cette mise en place a été estimée par barométrie sur amphibole à 7 km environ, en accord (1) avec les estimations des épaisseurs de la pile sédimentaire encaissante et (2) avec les conditions thermobarométriques de développement des minéraux, par métamorphisme de contact, à proximité immédiate du pluton. Sur l'ensemble du massif, cinq groupes de roches ont été identifiés : *gabbros*, *diorites* (sudivisées en méladiorites, diorites communes et diorites hétérogènes), *granodiorites-tonalites*, *monzogranites*, *leucogranites* (sudivisés en leucogranites à biotite ± amphibole et leucogranites à deux micas) .

Les études pétrographiques, minéralogiques, géochimiques, isotopiques (Sr et Nd) ont permis de proposer le type de genèse suivant : deux magmas basiques issus du manteau sous-continental par des taux de fusion différents, se mettent en place successivement en base de croûte. Le premier cristallise rapidement en évoluant peu et pratiquement sans contamination ; il donnera le groupe des gabbros. Le second est soumis à un processus complexe qui allie cristallisation fractionnée et contamination *(AFC)* par la croûte. Il formera le groupe des diorites. La montée de ces magmas et de l'anomalie thermique qui les accompagne induit la fusion de la base de la croûte de nature hétérogène et litée. Cette croûte peut avoir un âge protérozoïque moyen ; elle a été injectée de magmas basiques à intermédiaires au Précambrien supérieur - Cambrien inférieur. Son anatexie génère des magmas de composition granodioritique et monzogranitique. Le magma monzogranitique évolue par cristallisation fractionnée jusqu'à des leucogranites à biotite ± amphibole. Les magmas dioritique et granodioritique sont rassemblés à la profondeur de 15 à 20 km dans une chambre magmatique où une stratification est obtenue par convection et instabilité gravitaire et où des échanges entre les magmas, qui commencent à cristalliser, ont probablement eu lieu. *Les leucogranites à deux micas* qui forment l'essentiel de l'intrusion Nord-Ouest sont des granites de type S formé par anatexie de la croûte supérieure. Ils se mettent en place tardivement alors que le bâti avait un comportement cassant. La fin de l'activité magmatique est marquée par une activité hydrothermale localisée et par la mise en place de filons doléritiques.

Le Massif du Tichka est de *type calédonien post collision ;* les roches basiques qui le composent ont des caractères de basaltes intraplaques continentales plus précisement transitionnels et les granitoïdes (granodiorites et monzogranites) ont des traits de granites post-collision. L'association du Tichka est de type cafémique métalumineuse, transitionnelle à tendance subalcaline sodique. Les leucogranites à deux micas appartiennent au domaine alumino-potassique.

Les calculs des densités et des viscosités des magmas montrent que (1) leur montée a pu se faire sous forme diapirique, (2) le magma dioritique a une viscosité plus faible (10^4 poises) que le magma granodioritique (10^6 poises) et (3) les viscosités peuvent s'inverser au cours de la cristallisation vers des températures de 850°C. L'évolution des viscosités au cours du refroidissement et l'inversion de leur courbe, permettent d'expliquer toutes les figures observées aux interfaces entre les diorites et les granodiorites synchrones.

Le Massif du Tichka s'est mis en place à proximité immédiate de deux accidents qui ont joué un rôle majeur dans cette partie de la croûte continentale marocaine au moins depuis le Namurien, ce sont l'accident du Tizi n'Test (de direction N70) et la zone faillée ouest-atlasique (subméridienne). Ces accidents globalement décrochants à décro-chevauchants pendant la période hercynienne, ont un rôle important dans la genèse du pluton en particulier l'accident du Tizi n'Test qui permet, par décompression adiabatique et introduction d'eau, la fusion du manteau et qui facilite la montée des magmas basiques. Cette genèse est intracontinentale dans un bloc émergé (ou presque) depuis l' Tournaisien ; elle se déroulerait dans cette période charnière entre la collision (épaississement continentale carbonifère et la distension permienne.

Malgré la quantité importante de roches basiques qui le composent et qui sont absentes dans les autres plutons marocains, le Massif du Tichka a le plus d'affinités avec ceux d'Aouli Mibladen, du Zaë voire avec certains petits stocks granitiques dans le Maroc oriental. Le Massif d'Azegour voisin ne comporte que des termes différenciés analogues aux monzogranites - leucogranites à biotite du Tichka. Le protolithe d'âge protérozoïque moyen qui intervient dans la genèse du Tichka pourrait intervenir également dans la genèse d'autres massifs granitiques du Maroc.