

UNIVERSITE DE NANCY I
U.E.R. S.T.M.C.M.
LABORATOIRE DE PETROLOGIE

037-88

THESE

présentée à l'Université de Nancy I
pour l'obtention du titre de
Docteur de 3ème cycle

par

EDMOND DIOH

ETUDE DES ROCHES MAGMATIQUES BIRRIENNES DE LA REGION DE
SONFARA-LAMINIA-MEDINA FOULBE (SENEGAL ORIENTAL)

soutenue publiquement le 24 Novembre 1986 devant la commission d'examen

JURY

MM. G. ROCCI	<i>Président, Rapporteur, Université de Nancy I</i>
P. DEBAT	<i>Examineur, Université de Toulouse III</i>
M. ROLLET	<i>Examineur, Université de Rabat</i>
J. BEBIEN	<i>Examineur, Université de Nancy I</i>
J.P. BASSOT	<i>Invité, Université de Clermont Ferrand.</i>

Je dédie ce travail à la mémoire de mes grands parents

Mariama Thiathia Tote SENHOR

Mamadou SARR

REMERCIEMENTS

Que tous ceux qui ont, de près ou de loin, participé à l'élaboration de ce travail, trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Mes remerciements vont tout d'abord au Professeur Rocci, qui a gracieusement accepté de diriger mes travaux dans le cadre du laboratoire de Pétrologie. Ses conseils et critiques souvent acerbes m'ont été d'un apport précieux pour la mise sur pied de ce mémoire.

Ma gratitude va également à Monsieur Pierre Debat qui a suivi mes travaux avec constance et sympathie ; qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

A Monsieur Rollet, qui malgré tout son travail à l'Université de Rabat, a accepté de faire le voyage pour être membre de mon jury. Je porte encore un bon souvenir de la descente sur les routes caillouteuses du Sénégal Oriental dans sa luxueuse R18 ; merci pour l'aide précieuse apportée à mon travail.

Mes remerciements vont également à Messieurs Bassot et Bébien pour avoir accepté de faire partie de ce jury.

Merci à Osseynou Dia pour l'aide financière apportée durant ma deuxième mission de terrain.

A mes compagnons de misère, Sylvie et Francis, Siaka, Lè, Jamil, Ngom, Kane et aux compagnons du 6ème et 5ème : je n'oublierai pas de sitôt l'ambiance du labo.

Je remercie Madame Grandidier qui a bien voulu se charger de la frappe de ce mémoire.

A mes petites soeurs de Nancy, Gnagna et Kouva qui ont su ensoleiller les journées froides et nues de cette ville.

Merci à Irénée Diah pour sa participation à l'établissement du résumé en sereer (ma langue maternelle).

A la famille Sarr, pour leur soutien matériel et moral tout au long de mon séjour en France ; les belles soirées sur la côte d'Azur resteront encore longtemps figées dans ma mémoire.

A la famille Thiakane qui m'a soutenu durant toute ma scolarité.

A Colette pour ses lettres et ses coups de fil ô combien réconfortants.

Résumé

L'étude pétrographique, minéralogique et géochimique nous a permis de subdiviser les formations magmatiques birrimiennes de la partie septentrionale de la fenêtre de Kédougou-Kéniéba en deux grands ensembles.

1 - Les roches volcaniques métamorphisées dans le faciès schiste vert. Elles sont composées de basaltes quelquefois organisés en pillow-lavas, de gabbros et de dolérites. Ces roches ont une affinité tholéïtique et présentent des caractères de MORB. Nous avons noté au sein de ces formations la présence de roches pyroclastiques calco-alcalines, dont le mode de mise en place reste à définir.

2 - Les roches plutoniques non métamorphiques. Les travaux que nous avons effectués montrent qu'il est indispensable de faire une distinction entre les formations basiques rubanées de la partie occidentale et l'ensemble des granitoïdes.

Les formations basiques de la partie occidentale montrent une vaste gamme de faciès pétrographiques (gabbros riches en pyroxène, gabbros norites, gabbros à amphibole, diorites à amphibole...). Malgré la différence de composition minéralogique entre la partie septentrionale (ou série de Sansankoto) et la partie méridionale (ou série de Tonkouto), ces deux séries appartiennent à la même suite calco-alcaline.

Les granitoïdes évoluent des diorites aux adamellites cependant les termes granodioritiques à ou sans mégacristsaux de microcline sont largement plus répandus. Ils montrent une grande analogie avec les grands batholites d'arcs insulaires.

Go lalit ni bil ake mbindooltiina fa ni mooftiina, keen lef o njiliiñ onge n calel ke na in na Senegal Oriental, n mbatand naa n ndaangool naa lefna ga-ndeel Kedugu fa Keñeba, na Lamiña sahsah.

Fop a anda yee adna nin lof a mooftu : took fan no ten fa go dool ole nandu, go fuuy ol no ten fi ñaamel ke, gi bil ye no ten fa go hong ole, ga naay al no ten fa go sahooy ole.

Ga naay oo gi bil oo go fuuy oo, keen fop lang oo.

Leek-leek lang ke yodnooh boo, a yees, hatna kamee-kam fa-naa boo took. Go yees oleen naa fiyaa go gal, maa ga naay al naa hotaa. Galeen ga naay naa wolooltaa n taangool ñoow ke. A daangangaa boo a ufwatin, a fesandooh gi bil.

Keen taa boo a bil a dak njehu : a bil a maak ake fa bil a teb ake. A bil a maak ake, mi naaytiina, meen a daangtu yo ; a bil a teb ake ndef ake naayna, a daangit tock, soo a sooka ufooh. Den ndef a bil ake mbesandwiina.

Kam na bil a teb ake, a leng-leng na den ni mbclooltiina, neen a ndooniltu : gi bil-oo-bil a fiya-fi nin kaa hakandwiina gi yoon um. Den ndef a bil-looh ake. A lakas ake, ni na bil-looh a nandu, ndaa mooftee yo ni na den.

A bil a teb ake fop a bil a maa-maah oo. No maah a ndeedu n pelaand.

A bil a maak ake, a deettangee maa go fuuy a lefeelna, a bil a dak oo : ake mbiina lak a baal mbaat a lak a tan ; ake njeemna nand fa den, a moofit ni na kac, too ga leemah al na den a moy go yoon.

Keen calel ke na in na Senegal Oriental a ndaltu.

(1) Texte seereer établi d'après le parler de Faajut avec la collaboration d'Irénée DIOH.

SOMMAIRE

	pages
INTRODUCTION GENERALE	
A - SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA FENÊTRE DE KEDOUGOU-KENIEBA ET DU SECTEUR ETUDIE	3
B - LE CRATON OUEST -AFRICAIN	3
C - LE BIRIMIEN AU SENEGAL ORIENTAL	5
- La série de Mako	5
- La série du Dialé	6
- La série du Daléma	6
I - PREMIERE PARTIE - LES ROCHES METAVOLCANIQUES DE LA REGION DE KONKOTO	8
I.1 - INTRODUCTION	10
I.2 - ETUDE PETROGRAPHIQUE	10
I.2.1 - Roches à composition basaltique	10
I.2.1.1 - Les basaltes	12
I.2.1.2 - Les dolérites	12
I.2.1.3 - Les gabbros	13
I.2.2 - Roches pyroclastiques à composition andésitique	13
I.2.3 - Intrusions basiques à l'intérieur de la série volcanique	15
I.2.4 - Les filons tardifs de nature dacitique	17
I.3 - ETUDE MINERALOGIQUE	19
I.3.1 - Introduction	19
I.3.2 - Caractères chimiques des amphiboles	19
I.4 - GEOCHIMIE	23
I.4.1 - La géochimie des éléments majeurs	23
I.4.1.1 - Variation des oxydes	23
I.4.1.2 - Caractères chimiques	24
I.4.1.3 - Classification chimique	30
I.4.2 - La géochimie des éléments en traces	31
I.4.2.1 - Variation des éléments en traces	31
I.4.2.2 - Caractéristiques et nature chimique à partir des éléments en traces	31
I.5 - CONCLUSION	34
II - DEUXIEME PARTIE - LES FORMATIONS BASIQUES DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU SECTEUR DE MEDINA-FOULBE- SONFARA-LAMINIA	37
II.1 - INTRODUCTION A L'ETUDE DES ROCHES MAGMATIQUES DE LA PARTIE OCCIDENTALE	40

	pages
II.2 - SERIE DE TONKOUTO	40
II.2.1 - Généralités	40
II.2.2 - Localisation et caractères pétrographiques	43
II.2.2.1 - Gabbros riches en pyroxène	43
II.2.2.2 - Gabbros et diorites à mégacristsaux d'amphibole	45
II.2.2.3 - Gabbros à amphibole	49
II.2.2.4 - Diorites à amphibole	50
II.2.2.5 - Diorites quartziques à biotite et amphibole	53
II.3 - SERIE DE SANSANKOTO	54
II.3.1 - Généralités	54
II.3.2 - Localisation et caractères pétrographiques	54
II.3.2.1 - Gabbros riches en pyroxène	54
II.3.2.2 - Leucogabbros (gabbros riches en plagioclase)	55
II.3.2.3 - Diorites quartziques	56
II.4 - ANALYSE MODALE	57
II.5 - ORIGINE DU MICROCLINE	59
II.6 - COMPARAISON DES SERIES DE SANSANKOTO ET DE TONKOUTO	62
II.7 - CONCLUSION	62
II.8 - ETUDE MINERALOGIQUE DES FORMATIONS BASIQUES DE LA PARTIE OCCIDENTALE	62
II.8.1 - Rappel	62
II.8.2 - Chimisme des minéraux	64
II.8.2.1 - Les pyroxènes	64
II.8.2.1.1 - Les clinopyroxènes	64
II.8.2.1.2 - Les orthopyroxènes	68
II.8.2.2 - Les amphiboles	68
II.8.2.3 - La biotite	72
II.9 - ETUDE GEOCHIMIQUE DES FORMATIONS BASIQUES DE LA PARTIE OCCIDENTALE	75
II.9.1 - Introduction	75
II.9.2 - Caractères chimiques	75
II.9.2.1 - Evolution des oxydes en fonction de l'indice de solidification	75
II.9.2.2 - Caractères magmatiques	81
II.9.2.3 - Souche magmatique	82
II.10 - VARIATION DES ELEMENTS EN TRACES	84

	pages
III - TROISIEME PARTIE - ETUDE DES GRANITOIDES DU SECTEUR DE LAMINIA-MEDINA-FOULBE-ALINGUEL	87
III.1 - CADRE GEOLOGIQUE ET DEFINITION DES TROIS UNITES DE GRANITOIDES	89
III.1.1 - Cadre géologique	89
III.1.2 - Rappel des travaux antérieurs	89
III.1.3 - Synthèse des travaux effectués dans le secteur de Laminia - Sonfara - Médina - Foulbé	89
III.1.4 - Les trois unités de granitoïdes et leurs relations géométriques	90
III.2 - ETUDE PETROGRAPHIQUE	91
III.2.1 - L'unité adamellitique	91
III.2.1.1 - Structure	91
III.2.1.2 - Composition minéralogique et texture	91
III.2.1.3 - Ordre de cristallisation	93
III.2.1.4 - Nomenclature	93
III.2.1.5 - Conclusion	93
III.2.2 - L'unité granodioritique à mégacristaux de microcline	93
III.2.2.1 - Structure	93
III.2.2.2 - Composition minéralogique et texture	94
III.2.2.3 - Ordre de cristallisation	97
III.2.2.4 - Nomenclature	98
III.2.2.5 - Discussion sur l'origine du microcline ..	98
III.2.2.6 - Conclusion	99
III.2.3 - L'unité granodioritique sans mégacristaux de microcline	99
III.2.3.1 - Structure	99
III.2.3.2 - Composition minéralogique et texture	99
III.2.3.3 - Ordre de cristallisation	100
III.2.3.4 - Nomenclature	100
III.2.3.5 - Conclusion	101
III.2.4 - Etude des enclaves	101
III.2.4.1 - Introduction	101
III.2.4.2 - Description sommaire des deux types d'enclaves	101
III.2.4.3 - Etude pétrographique	101
III.2.4.3.1 - Enclaves finement grenues	101
III.2.4.3.2 - Enclaves grenues	104
III.2.4.3.3 - Discussions	107
III.2.4.3.4 - Comparaison entre les deux types d'enclaves	108

	pages
III.2.5 - Conclusion	108
III.3 - ETUDE CRISTALLOCHIMIQUE DES GRANITES ET DES ENCLAVES GRENUES	110
III.3.1 - Etude cristallogénique des granitoïdes	110
III.3.1.1 - Les amphiboles	110
III.3.1.2 - Les biotites	111
III.3.2 - Etude cristallogénique des enclaves grenues	111
III.3.2.1 - Les pyroxènes	111
III.3.2.2 - Les amphiboles	111
III.4 - ETUDE GEOCHIMIQUE	114
III.4.1 - Etude géochimique des granitoïdes et des enclaves grenues	114
III.4.1.1 - Classification	114
III.4.1.2 - Caractères chimiques des granitoïdes	116
III.4.1.3 - Etude des éléments en traces	119
III.4.2 - Etude géochimique des enclaves grenues	124
III.5 - CONCLUSION	125
IV - TECTONIQUE	129
IV.1 - INTRODUCTION	131
IV.2 - ETUDE DES STRUCTURES MAGMATIQUES	131
IV.2.1 - Le massif gabbro-dioritique de Tonkouto-Sansankoto .	131
IV.2.2 - Les granitoïdes à mégacristaux	133
IV.3 - LES MYLONITES	135
a) Les mylonites N 130 à N 160 - Caractères macroscopiques .	135
b) Etude microstructurale des mylonites	138
Conclusion	140
CONCLUSION GENERALE	143
BIBLIOGRAPHIE	

INTRODUCTION GENERALE

A - SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA FENETRE DE KEDOUGOU-KENIEBA ET DU SECTEUR ETUDIE

La fenêtre de Kédougou-Kéniéba est située à l'Est du Sénégal, à la frontière sénégal-malienne (12 et 15° de latitude Nord, 11 et 15° de longitude Ouest). Elle est limitée au Sud et à l'Est par les formations du Protérozoïque supérieur du bassin de Taoudéni et à l'Ouest par la chaîne des mauritanides.

B - LE CRATON OUEST-AFRICAIN

Le craton Ouest-Africain reconnu par Rocci (1965) comme l'un des multiples cratons constituant le continent africain, est limité au Nord par l'Anti-Atlas, à l'Est par la zone mobile de l'Afrique centrale et à l'Ouest par la zone mobile de l'Afrique de l'Ouest (fig. 1). Il est composé de trois ensembles :

- la dorsale Réguibate au Nord
- les fenêtres de Kedougou-Kéniéba et de Kayes
- la dorsale de Man au Sud.

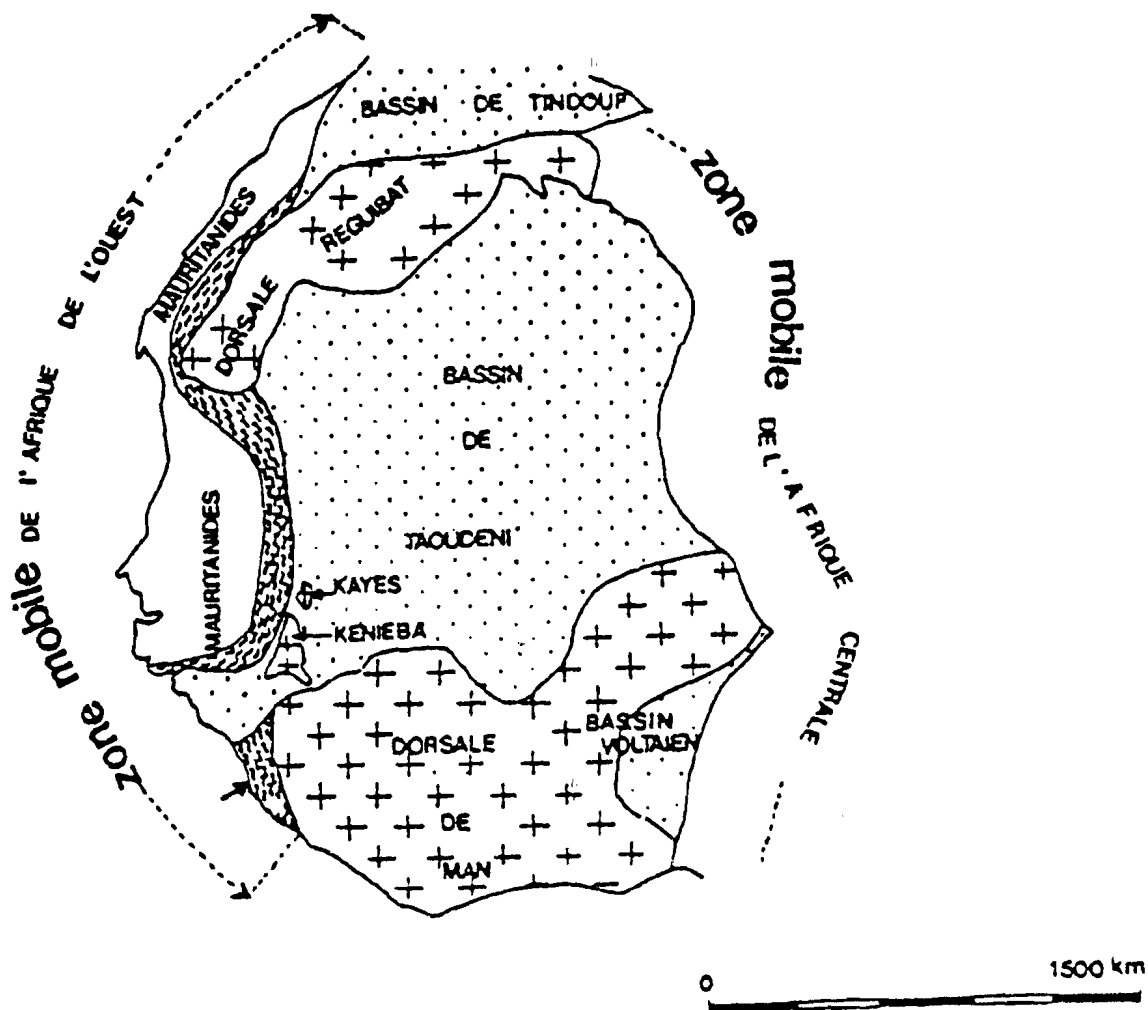


Fig. 1 - La fenêtre de Kédougou-Kéniéba dans le craton W-Africain.
d'après Bessoles (1977)

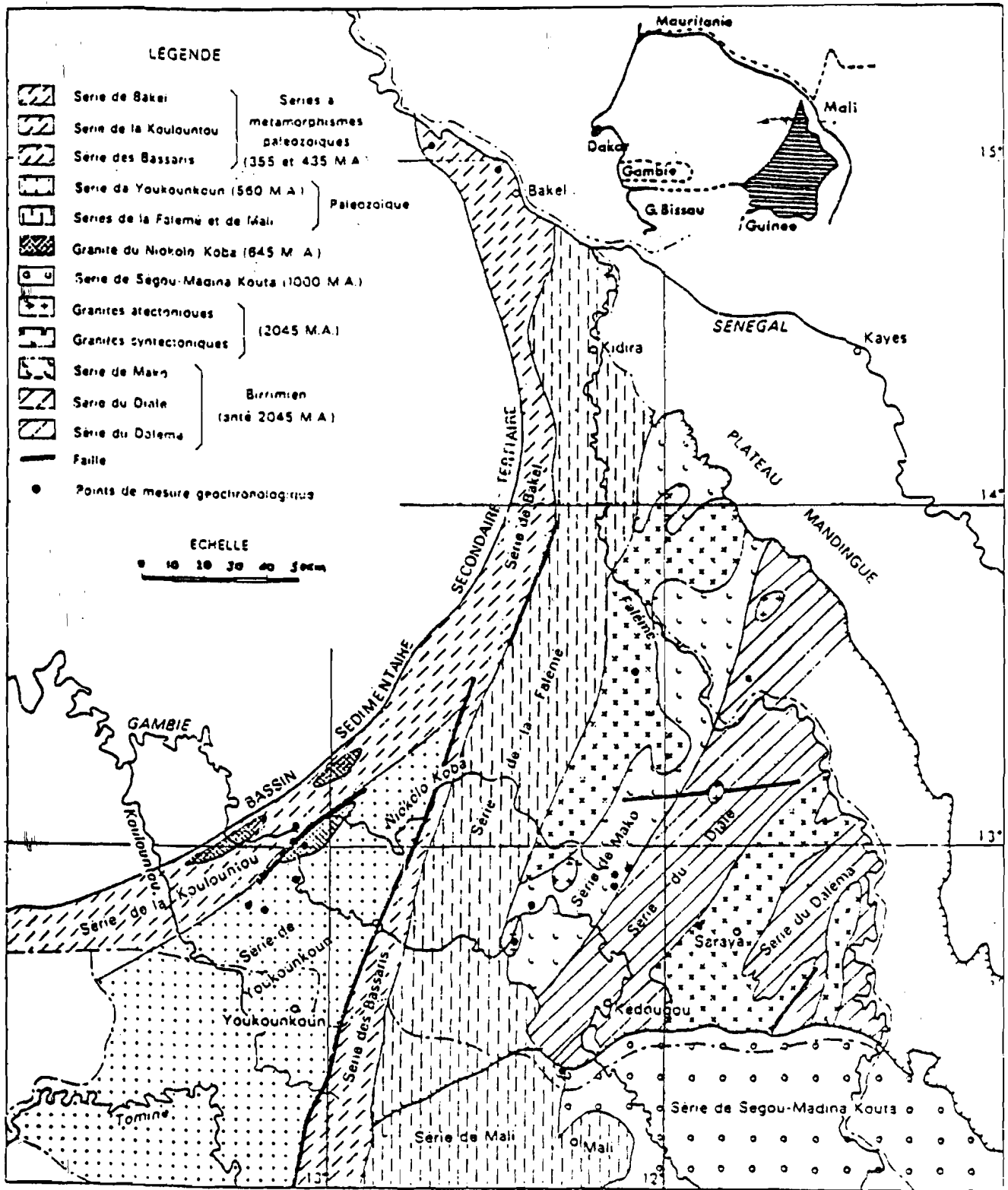


Fig. 2 - Répartition des grandes séries du Birrimien.
d'après Bassot (1969)

Les fenêtres de Kédougou-Kéniéba et de Kayes de dimension plus réduite, forment des flots au sein des formations plus récentes du bassin de Taoudéni.

L'existence de deux cycles orogéniques est généralement admise dans les formations cratoniques de l'Ouest-Africain :

- le cycle Libérien dans l'Archéen (3000-2600 Ma)
- le cycle Eburnéen dans le Birrimien (2600-1800 Ma).

Cependant, il est apparu avec les travaux de Lemoine et al. (1985) et Wenmenga (1986), un troisième cycle orogénique antérieur à l'Eburnéen, le Burkinien (2250-2150 Ma). Ces auteurs proposent dès lors de restreindre l'Eburnéen à la période comprise entre 2100 et 1950 Ma.

C - LE BIRRIMIEN AU SENEGAL ORIENTAL

Bien que datant du début des Indépendances (la politique mise à part !), les travaux de Bassot (1963) restent toujours d'actualité et serviront en grande partie à introduire le Birrimien sénégalais.

Le socle birrimien est formé par un ensemble de formations très hétérogènes, en partie granitisées, constituées de trois séries s'allongeant dans la direction SW-NE (fig. 2). Elles correspondent selon Bassot (1963, 1969) d'Ouest en Est aux séries :

- de Mako
- du Dialé
- du Daléma.

- Série de Mako -

Limitée à l'Ouest par la chaîne des Mauritanides, la série de Mako constitue la partie occidentale du socle birrimien.

La formation caractéristique de la série de Mako est constituée par des formations sédimentaires intimement mêlées à des roches volcaniques basiques et volcano-sédimentaires.

Les formations volcaniques forment une bande continue allant de la région de Mako à la falaise de Tamboura. Elles sont constituées d'anciens basaltes, gabbros, dolérites, andésites, rhyolites et même de petits massifs d'ultrabasites abondants dans la région de Mako. Des travaux plus récents (Bassot, 1969 ; Bassot et Caen-Vachette, 1984 ; Ngom, 1985) ont mis en évidence dans ces formations des structures en pillow lavas.

Les formations sédimentaires sont constituées de grauweekes, de schistes, d'anciens jaspes, d'argilites ; ajoutons à cela l'existence de deux assises carbonatées lenticulaires affleurant au NE de Kérékunda et au Sud de Makana (Ngom, 1985). Notons que vers son extrémité sud-est, la série comprend surtout des grauweekes parfois conglomératiques.

L'intensité du métamorphisme ayant affecté ces formations est quelque peu controversée. D'après Bassot (1969), le métamorphisme est en général de faible intensité ; il est rejoint en cela par Ngom (1985) qui soutient que les "roches vertes" à la

hauteur de Sabodala, sont entièrement métamorphosées dans le faciès schiste vert. Par contre, Debat et al. (1982) indiquent que la série de Mako, dans ces parties centrale et méridionale, est peu ou pas métamorphique.

Malgré la carence d'une analyse structurale détaillée, Bassot note que les pendages de la série de Mako sont sub-verticaux ou fortement pentés vers le NW et l'ensemble lui semble plissé isoclinalement.

- Série du Dialé -

Elle se localise entre la série de Mako et la bordure occidentale du granite de Saraya. La série du Dialé est constituée de roches sédimentaires composées de pélites et grauwackes avec des passées conglomératiques et des schistes. Elle comprend en outre des lentilles de cipolin dans la zone de NDébou-Ibel, Bandafassi et d'Ilimalo et des schistes graphiteux. Vers l'Est de la série, on a une formation épaisse qui pourrait correspondre à un flysch. Cette série est affectée par un léger métamorphisme et par un métamorphisme de contact lié au massif granitique de Saraya.

Les pendages de la série sont généralement très forts et orientés vers le NW ou WNW.

- Série du Daléma -

Située à l'Est du granite de Saraya, la série du Daléma ressemble à celle du Dialé.

Elle est formée de schistes et de bancs de grauwackes, ce qui rappelle le "flysch" du Dialé. On note cependant une abondance des niveaux carbonatés surtout développés à l'Est, de même que l'existence de filons ou de petits amas de roches granitoïdiques intrusives.

Les faciès à biotite sont plus fréquents et les roches peuvent parfois prendre l'aspect de micaschistes. Localement, autour des intrusions granitoïdiques, il se développe un métamorphisme de contact.

La tectonique de cette série se traduit par une succession de synclinaux et d'anticlinaux.

- I -








P R E M I E R E P A R T I E

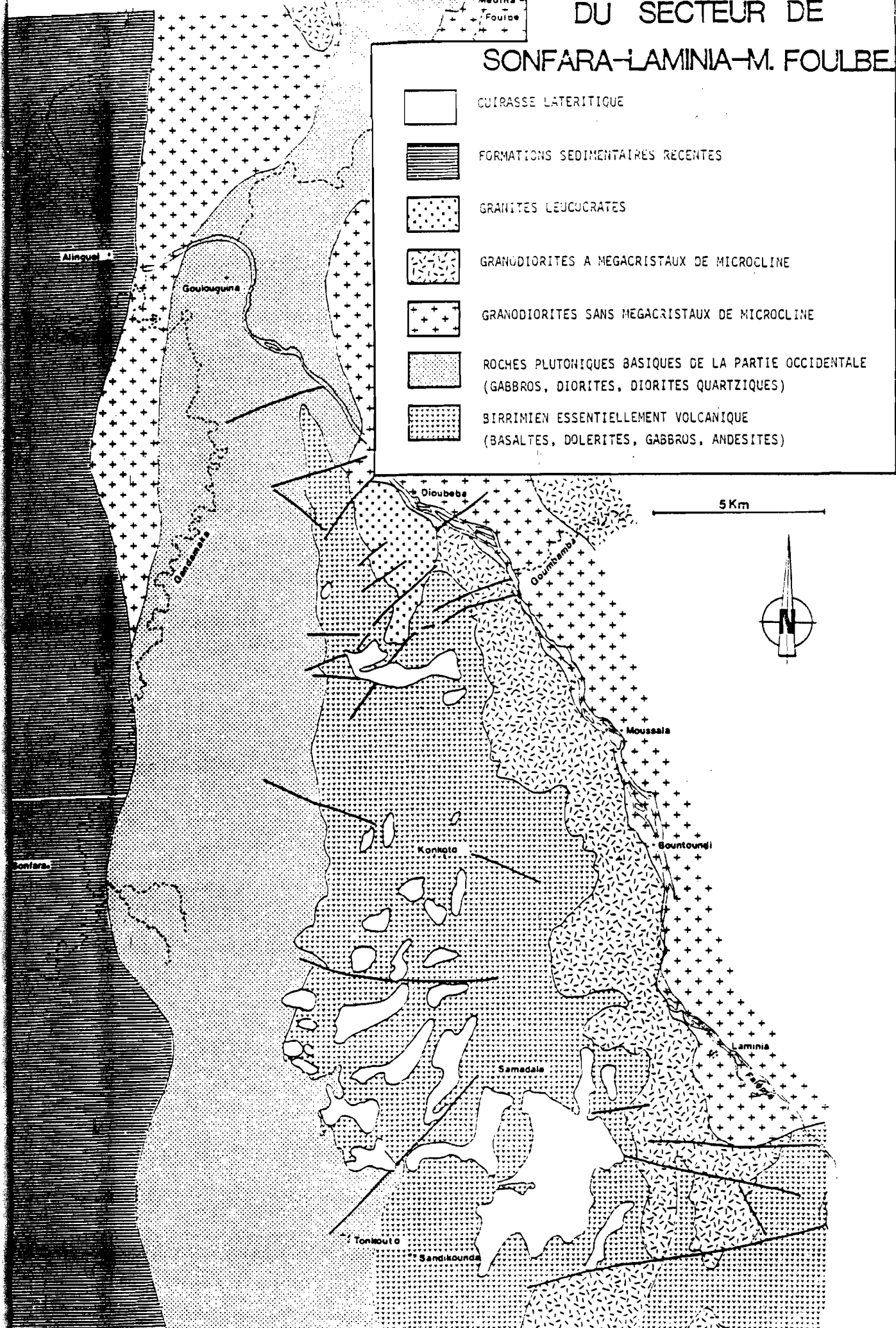
LES ROCHES MÉTAVOLCANIQUES DE LA RÉGION DE KONKOTO

Fig. 3 - Carte générale.

CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR DE

SONFARA-LAMINIA-M. FOULBE

-  CUIRASSE LATERITIQUE
-  FORMATIONS SEDIMENTAIRES RECENTES
-  GRANITES LEUCOCRATES
-  GRANODIORITES A MEGACRISTAUX DE MICROCLINE
-  GRANODIORITES SANS MEGACRISTAUX DE MICROCLINE
-  ROCHES PLUTONIQUES BASIQUES DE LA PARTIE OCCIDENTALE
(GABBROS, DIORITES, DIORITES QUARTZSIQUES)
-  BIRIMIEN ESSENTIELLEMENT VOLCANIQUE
(BASALTES, DOLERITES, GABBROS, ANDESITES)



1.1 - INTRODUCTION

Les roches métavolcaniques forment un "lambeau" orienté grossièrement N-S. Elles s'intercalent entre les formations basiques à l'Ouest et l'ensemble granodioritique à l'Est (fig. 3). Au niveau de cette zone on rencontre les reliefs les plus accentués, en général occupés par des formations latéritiques ; cette morphologie est fréquente dans la zone sahéenne (Zonou, 1983). La géologie dans ce secteur est rendue difficile par l'apparente monotonie des faciès et l'accès plus difficile.

Sur le terrain, on distingue trois grands ensembles à l'intérieur du lambeau de roches métavolcaniques :

- Un ensemble basaltique, qui couvre la quasi totalité de la superficie occupée par les roches métavolcaniques. Ces roches présentent un grain fin et homogène et une coloration verte. Elles peuvent présenter une structure en pillow lavas avec peu ou pas de ciment inter-coussin contrairement à celles du Sud dans la région de Sabodala (Rocci, communication orale). A l'intérieur de ce groupe, nous associerons pour l'instant un ensemble de roches volcano-sédimentaires à tendance andésitique. Ces formations sont très peu représentées et ont été observées uniquement à l'intérieur des roches métavolcaniques à environ 2 km au Nord de l'ancien village de Konkoto.

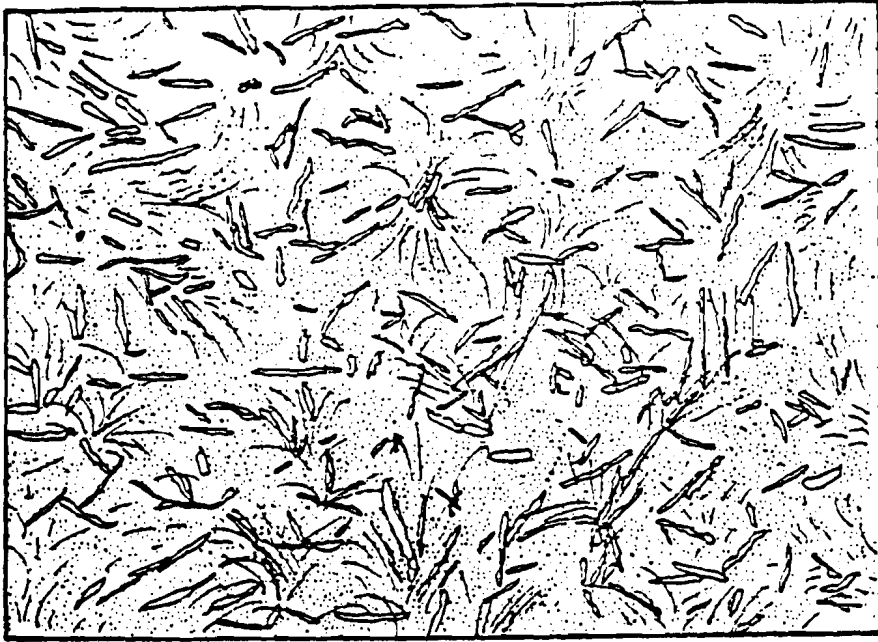
- Un ensemble de roches grenues intrusif à l'intérieur du premier ensemble. Nous avons dénombré trois pointements de roches ultrabasiques et pas moins de six pour les épidiorites à l'intérieur des roches métavolcaniques. Leur répartition semble ordonnée puisqu'on note une plus grande fréquence des faciès épidioritiques dans la partie orientale. Leur organisation générale est sensiblement la même. Les massifs sont de la dizaine à la centaine de mètres, sub-arrondis, avec pour les épidiorites, des bordures jalonnées d'enclaves de la roche encaissante (métabasalte) qui peuvent dans certains cas atteindre 50 cm de diamètre, tandis que pour les gabbros, les contacts avec la roche encaissante n'ont pas été observés.

- Un ensemble de filons de nature dacitique et de faible puissance (1 à 2 m), qui recoupent les formations précédentes. Ces filons sont peu déformés et présentent des contacts nets avec l'encaissant. Ils se localisent essentiellement aux environs de l'ancien village de Konkoto. La direction N 50-N 60 (c'est-à-dire perpendiculaire à l'allongement du lambeau de roches métavolcaniques) est très fréquente. Toujours à propos de filons, signalons l'abondance de filons de quartz qui, la plupart du temps s'orientent parallèlement à la direction N-S.

1.2 - ETUDE PETROGRAPHIQUE

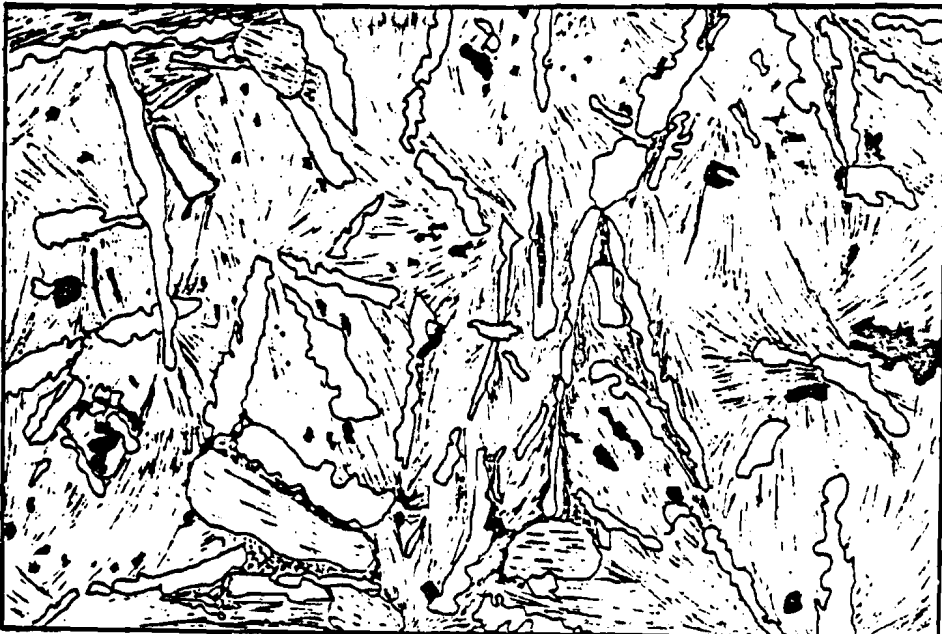
1.2.1 - Roches à composition basaltique

Ces formations constituent la majeure partie de l'ensemble des roches volcaniques et volcano-sédimentaires. Elles sont communément appelées "roches vertes". On les retrouve aussi en enclaves, à l'intérieur des formations basiques de la partie occidentale et dans l'ensemble granodioritique. Dans notre secteur d'étude, l'échantillon type de ce faciès peut être décrit comme



3mm

Fig. 4 - Texture microlitique dendritique des basaltes. Les plagioclases s'orientent de manière quelconque dans un verre qui a subi un refroidissement rapide.



0.4mm

Fig. 5 - Détail des microcristaux de plagioclases squelettiques très allongés et quelquefois courbés.

étant une roche de couleur verte dépourvue de phénocristaux. Cette zone est affectée par une schistosité N 5 dans la partie septentrionale, tandis qu'elle serait de N 70 dans la partie sud, aux environs du hameau de culture de Samadala.

Dans la partie pétrographique, nous étudierons successivement :

- les basaltes
- les dolérites
- les gabbros

I.2.1.1 - Les basaltes

Parmi les différentes roches qui constituent l'ensemble des "roches vertes", les basaltes sont largement plus répandus que les autres. Ils affleurent bien sur la route Moussala - Konkoto et au pied des plateaux latéritiques situés à l'Ouest du village de Moussala.

La texture de la roche est de type microli-tique dendritique (fig. 4). Les plagioclases et les amphiboles forment de fines aiguilles très allongées souvent associées en rosette.

Ces minéraux présentent des bordures dentelées qui s'emboîtent les unes dans les autres. Une telle texture a été interprétée comme résultant d'un refroidissement rapide de la roche mise en place en milieu aquatique (Bryan, 1972 ; Lofgren, 1974 ; Baragar et al., 1977). Les plagioclases (An = 30-45) sont très effilés (= 1 mm) et quelquefois courbés, associés en macles composées en général de deux individus (fig. 5).

L'amphibole de type hornblende ou actinote a un aspect fibreux. Elle existe, soit sous forme de grands cristaux très allongés, soit sous forme de petits grains à l'intérieur de la mésostase. Elle constitue la principale phase ferromagnésienne.

Les minéraux accessoires sont composés de petits grains de minéraux opaques (titanomagnétite) répartis uniformément à l'intérieur de la roche. Ils sont souvent associés à du leucoxène. En outre, on note la présence de calcite et d'épidote. Quelques lames minces contiennent de rares cristaux de quartz.

Signalons que ce faciès est traversé par des filonnets remplis de quartz, de calcite et de minéraux opaques.

I.2.1.2 - Les dolérites

Les dolérites forment des filons de quelques mètres (5 m) de large, qui recoupent les formations encaissantes par exemple immédiatement à l'Est de l'ancien village de Konkoto, sur la route Konkoto - Moussala, ou sub-parallèles à la schistosité de la roche, par exemple à 2 km au Nord de Konkoto.

La roche est, tout comme les basaltes, de couleur verte mais sa texture est bien conservée, ce qui rend son identification plus aisée. C'est une texture ophitique avec de grandes amphiboles (>2 mm), englobant des lattes de plagioclases non jointives. Dans le détail, certaines zones d'une même lame peuvent montrer une concentration plus importante de plagioclases, qui deviennent jointifs, passant ainsi à une texture sub-ophitique.

Les plagioclases (oligoclase, andésine) sous forme de baguettes (1 mm) avec des bordures dentelées, montrent des macles polysynthétiques et de Carlsbad assez fréquentes.

L'amphibole de type actinote et hornblende se présente sous trois aspects : i) sous forme de plages xénomorphes avec beaucoup d'inclusions de lattes de plagioclases disposées de manière quelconque ; ii) en gerbe formée par l'association de fines aiguilles d'actinote, ces gerbes se localisent essentiellement dans les interstices laissés par les autres minéraux ; iii) sous forme automorphe avec une bordure constituée de hornblende et un coeur renfermant de l'actinote et des quartz. Elle résulte probablement de la transformation d'un ancien pyroxène zoné.

Les dolérites sont relativement plus riches en minéraux opaques que les basaltes.

1.2.1.3 - Les gabbros

Les gabbros se localisent dans la partie occidentale du lambeau de "roches vertes". Ils forment des dykes d'une dizaine de mètres sub-parallèles à la schistosité. De par leur coloration verte, ils ressemblent aux basaltes mais la taille du grain devient plus grossière. Le contact avec l'encaissant basaltique est franc, cependant nous n'avons pas observé de bordures figées.

Hormis leur texture nettement grenue, les gabbros ne présentent pas de variations dans la composition des différentes phases minérales. Toutefois on note à l'intérieur des cristaux d'amphibole (2 mm) l'existence d'une deuxième génération d'amphiboles formées par de petits grains (0,05 à 0,2 mm) souvent isolés, qui recourent les clivages des premiers.

1.2.2 - Roches pyroclastiques à composition andésitique

Elles sont faiblement représentées au sein des "roches vertes". La roche devient nettement plus claire avec des débris clastiques millimétriques de plagioclases, de quartz et de schiste graphiteux. Les fragments sont en général anguleux mais les éléments graphiteux peuvent avoir un aspect arrondi (fig. 6a). Sur le terrain, nous n'avons noté aucune différence fondamentale concernant la taille de ces éléments.

- Éléments clastiques -

Les plagioclases (An 30) sont abondants et présentent une forme automorphe avec des contours anguleux, ce qui donne à la roche une texture felsitique nettement marquée (fig. 6). Leur taille est variable (de 0,05 à 1 mm). Les macles polysynthétiques et Carlsbad sont bien visibles mais les minéraux présentent un fond trouble en lumière naturelle.

Le quartz (<5 %) est automorphe avec une extinction ondulante. Il présente sur certaines faces des phénomènes de recuit (fig. 6b). Il est peu abondant par rapport au plagioclase et à l'amphibole.

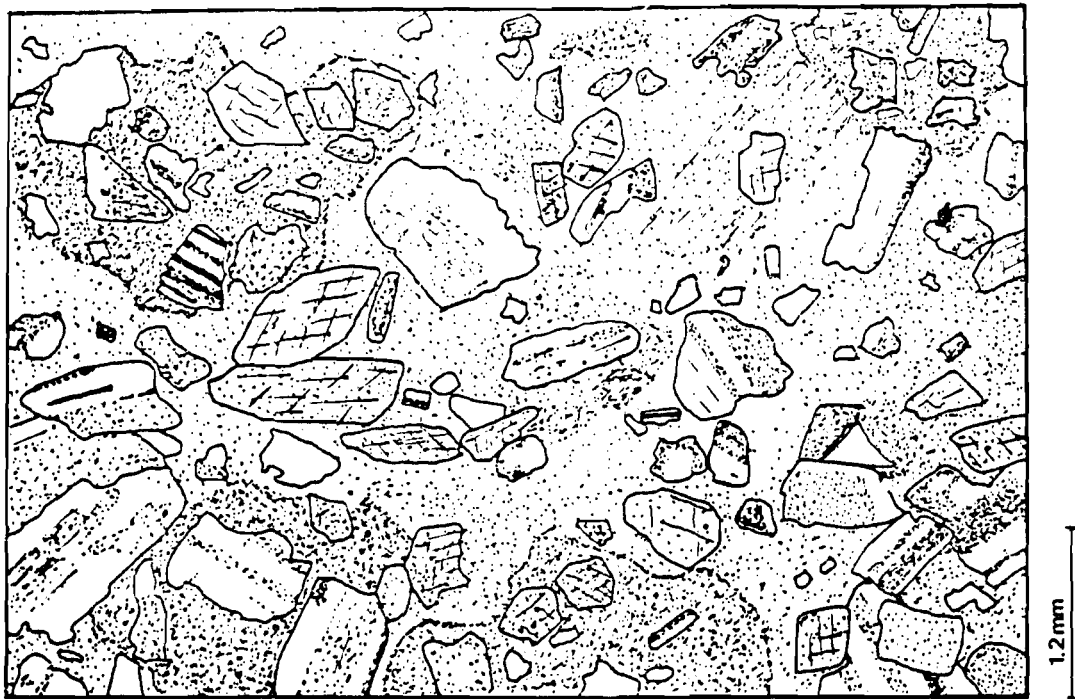


Fig. 6 - Texture d'ensemble des roches pyroclastiques de nature andésitique.

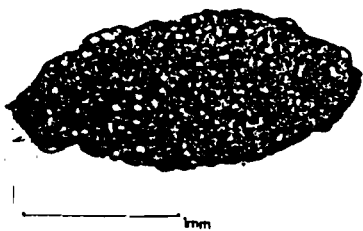


Fig. 6a - Élément arrondi de schiste graphiteux.

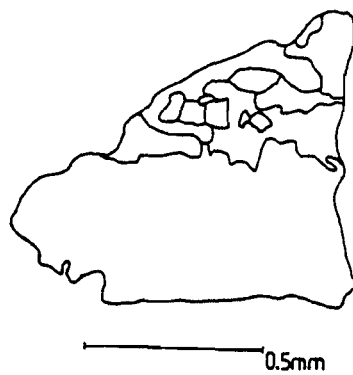


Fig. 6b - Débris de quartz montrant des phénomènes de recuits sur une face.

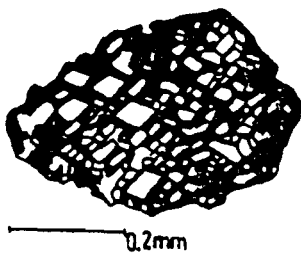


Fig. 6c - Élément à texture granophyrique.

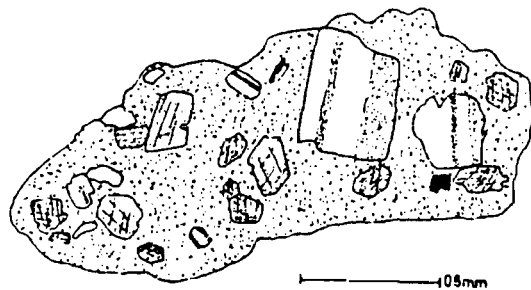


Fig. 6d - Fragment de matière volcanique.

Quelques fragments de 1 mm de diamètre constitués par l'association graphique entre le quartz et le feldspath ont été observés (fig. 6c).

Les amphiboles de type hornblende sont automorphes et présentent souvent des macles simples. Elles subissent des transformations en chlorite.

- Matrice vitreuse -

Tous les éléments clastiques précédemment étudiés sont pris dans une matrice constituée d'ancien verre volcanique entièrement dévitrifié (fig. 6d).

D'après sa texture et sa composition minéralogique, il s'agit d'un tuf pyroclastique, andésitique.

1.2.3 - Intrusions basiques à l'intérieur de la série volcanique

La série volcanique et volcano-sédimentaire que nous venons d'étudier est truffée d'intrusions de nature gabbroïque dioritique et plus rarement tonalitique. Ces roches n'ayant fait l'objet d'étude, ni géochimique, ni minéralogique, nous nous contenterons de signaler leur existence et de faire une étude pétrographique aussi sommaire soit-elle des principaux faciès.

Nous pouvons d'emblée subdiviser ces roches en deux grands groupes :

- les roches sombres (métabasites) avec peu ou pas de minéraux blancs ;

- les roches claires (épidiorites) avec une prédominance des minéraux leucocrates.

- Métabasites -

La roche est très dense avec un fond de couleur verdâtre. Les surfaces altérées mettent en évidence l'existence de phénocristaux d'amphibole, dont la taille est supérieure à un centimètre. L'affleurement à l'Est de Konkoto est traversé par un système de diaclase orienté suivant la direction N120 - 45°SW et N40 sub-vertical décalée par rapport à la première. Nous n'avons pas mené une étude exhaustive de ces stocks de roches basiques mais elles semblent plus fréquentes dans la partie occidentale de la série volcanique.

Il est difficile de caractériser la texture de la roche à cause des phénomènes de transformation (hydrothermaux ?), cependant, les zones les moins affectées (où les pyroxènes sont relativement frais) montrent une texture de cumulat.

Le clinopyroxène ($\approx 50\%$) automorphe avec des macles simples et plus rarement polysynthétiques constitue le minéral le plus abondant. Il se transforme en ouralite.

L'olivine entièrement serpentinisée conserve ses anciennes formes automorphes et ses craquelures cicatrisées par des dépôts de minéraux opaques.

L'amphibole, comme nous venons de le voir, peut provenir de la transformation d'un ancien pyroxène. Dans ce cas, elle a les caractères optiques des trémolites ou des actinotes

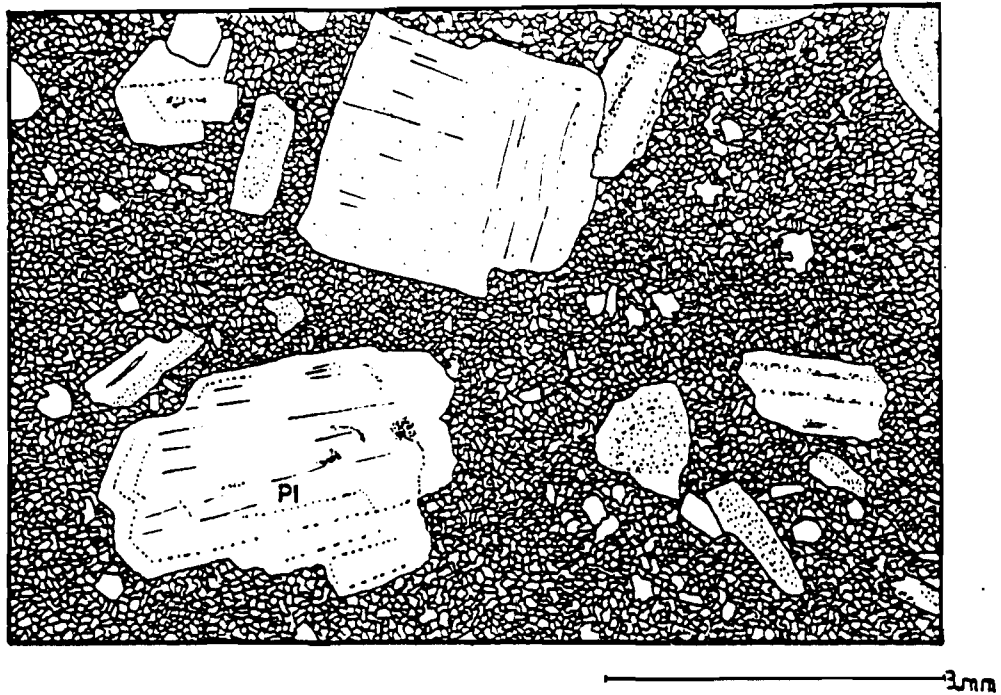


Fig. 7 - Texture microgrenue porphyrique des filons de nature dacitique.

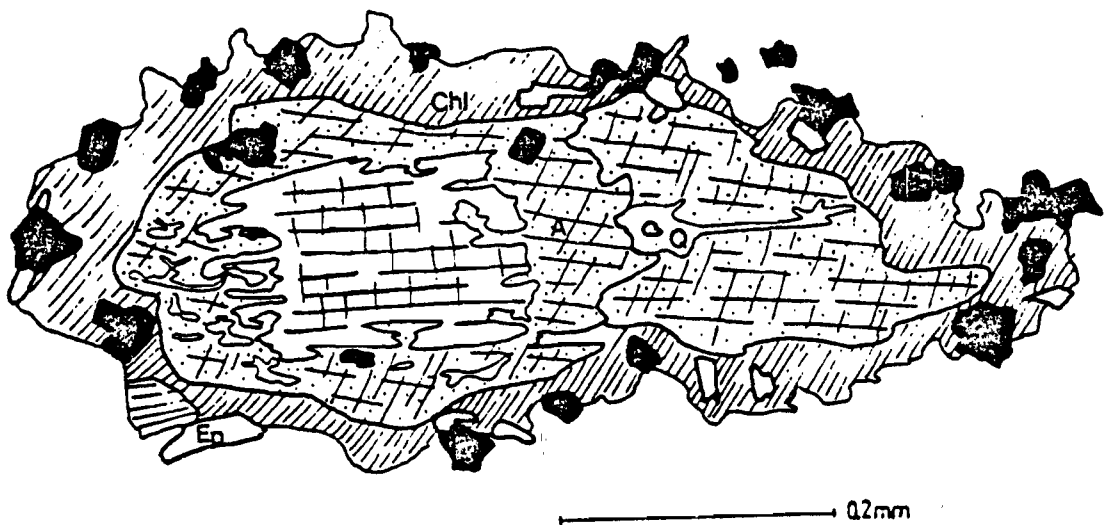


Fig. 8 - Transformation d'un phénocrystal de pyroxène.
A = Amphibole ; Chl = Chlorite ; Ep = Epidote ;
Q = Quartz

et se développe de préférence de la bordure vers le coeur des pyroxènes. Elle peut aussi être primaire, auquel cas elle forme des mégacristaux (> 1 cm) très poecilites de type hornblende.

- Epidiorites -

Contrairement aux metabasites, les epidiorites se localisent essentiellement dans la partie orientale du lambeau de roches volcaniques. Elles constituent de petits massifs de la dizaine à la centaine de mètres, dont les bordures sont jalonnées d'enclaves magmatiques. La roche est de couleur vert-olive mouchetée de blanc, ce qui contraste fortement avec l'encaissant volcanique.

Les plagioclases (36 %), automorphes, sont entièrement saussuritisés.

Le quartz (2 %) forme des agrégats allongés d'environ 0,5 centimètre, composés de petits cristaux (0,1 mm) à contours polygonaux et à extinction ondulante.

L'amphibole (60 %), automorphe avec des macles composées de plusieurs individus et des clivages souvent déformés, renferme des reliques de pyroxène.

Les minéraux accessoires : apatite en cristaux trapus, epidote, leucoxène et minéraux opaques, sont fréquents dans ces faciès.

Ces roches présentent des microfractures remplies de minéraux d'origine hydrothermale, tels que l'epidote et la calcite.

I.2.4 - Les filons tardifs de nature dacitique

Bien que fréquentes dans les séquences volcaniques, les dacites représentent un faible volume de l'ensemble volcanique et volcano-sédimentaire de notre secteur d'étude. Elles s'organisent en filons de faible puissance et les contacts avec l'encaissant basaltique sont toujours nets. La roche est de couleur grise avec des phénocristaux de feldspaths de couleur blanche.

La roche a une texture microgrenue porphyrique. Elle est constituée de phénocristaux de plagioclase et d'amphibole baignant dans une matrice quartzo-feldspathique (fig. 7).

Les plagioclases (An 25) sont de taille variable (0,1 à 7 mm). Ils sont automorphes et zonés. Les accolements en syneusis de deux ou de plusieurs individus sont fréquents. Ils sont souvent séricitisés mais les macles polysynthétiques et Carlsbad restent bien visibles.

Les amphiboles peuvent avoir plusieurs origines primaires ou secondaires. Cependant, il est rare de trouver de l'amphibole non altérée ou provenant de la transformation d'autres minéraux (particulièrement du Cpx) ; c'est la raison pour laquelle il importe de faire une distinction entre les différentes sortes d'amphiboles ou plus précisément de ce qu'il en reste.

- Amphiboles provenant de la transformation des pyroxènes -

Ces amphiboles proviennent de la transformation des phénocristaux de pyroxènes magmatiques. La structure de l'ensemble est zonée. Elle présente au coeur, du Cpx relativement frais entouré par de l'amphibole avec des digitations de quartz et le tout est cerné par de la chlorite verte, jalonnée d'inclusion de minéraux opaques et d'epidote (fig. 8).

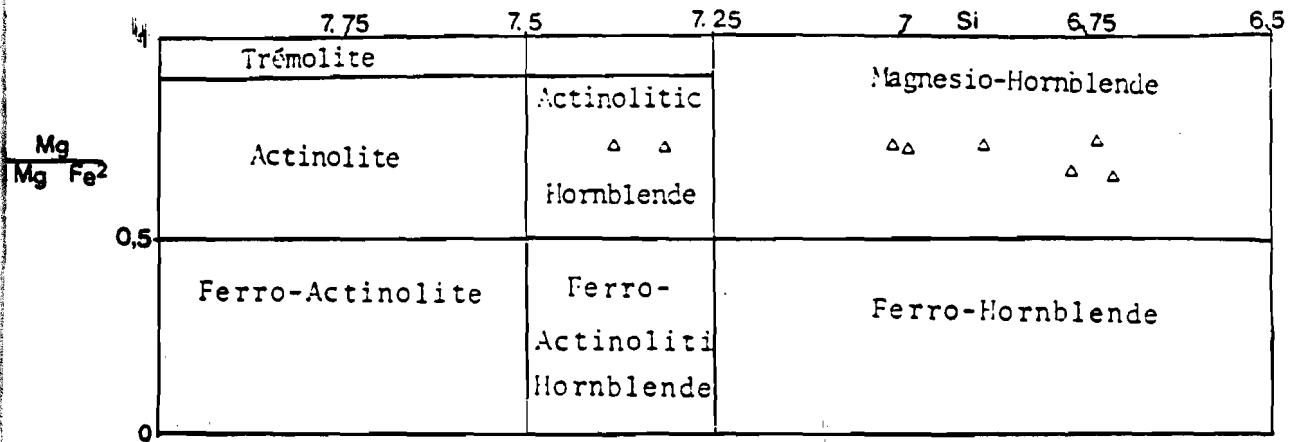


Fig. 9 - Nomenclature des amphiboles, d'après Leake (1978).

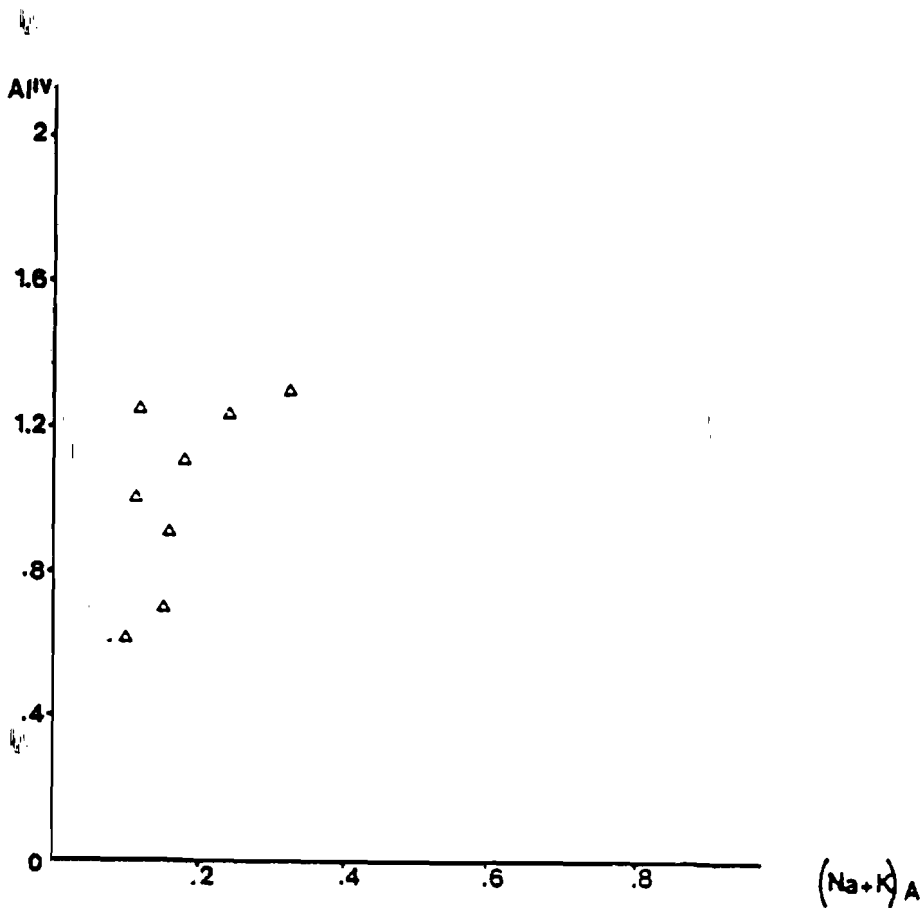
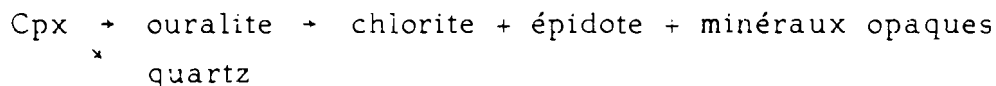


Fig. 10 - Diagramme Al^{IV}-(Na+K), Leake (1965a).

Cette disposition peut s'interpréter comme résultant d'une altération hydrothermale des filons dacitiques. Le clinopyroxène se serait alors transformé en ouralite (en libérant de la silice, que l'on retrouve sous forme de quartz, en inclusion dans l'amphibole) et ce dernier se serait à son tour transformé en chlorite associée à des minéraux opaques et à l'épidote.



- Amphiboles primaires transformées en chlorite -

Ces minéraux ont une forme, soit losangique, soit rectangulaire et une taille plus modeste (1,5 mm). Ils contiennent de petites inclusions d'apatite et sont entièrement transformés en chlorite verte. Les cristaux sont parsemés de granules d'épidote qui peuvent dans certains cas se disposer parallèlement aux clivages. La transformation de l'amphibole en chlorite respecte la forme du minéral préexistant.

La matrice de la roche est assez homogène. Elle est constituée d'un ensemble de microcristaux de quartz, plagioclase, chlorite et épidote.

1.3 - ETUDE MINÉRALOGIQUE

1.3.1 - Introduction

Cette étude portera essentiellement sur les amphiboles qui représentent à elles seules la quasi totalité des minéraux ferromagnésiens exprimés (Tabl. I).

Comme énoncé dans l'étude pétrographique, au moins deux générations d'amphiboles peuvent être distingués :

- une amphibole poecilitique de grande taille avec ou sans reliques de pyroxène ;
- une amphibole de petite taille, automorphe, se développant à l'intérieur de la première.

Ces deux types ne présentent pas de caractères optiques très différents.

L'analyse chimique de ces amphiboles révèle qu'elles sont calciques suivant la classification de Leake (1978) :

$$(\text{Ca}+\text{Na})_B \geq 1,34 \quad \text{Na}_B < 0,67$$

$$(\text{Na}+\text{K})_A < 0,50 \quad \text{Ti} < 0,50$$

1.3.2 - Caractères chimiques des amphiboles

Replacées dans le diagramme de classification de Leake (1978), ces amphiboles montrent des compositions de hornblende magnésienne et de hornblende actinolitique (fig. 9). Elles se caractérisent par une remarquable constance du rapport $\text{XMg}(\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$, par contre Si est sujet à de fortes variations.

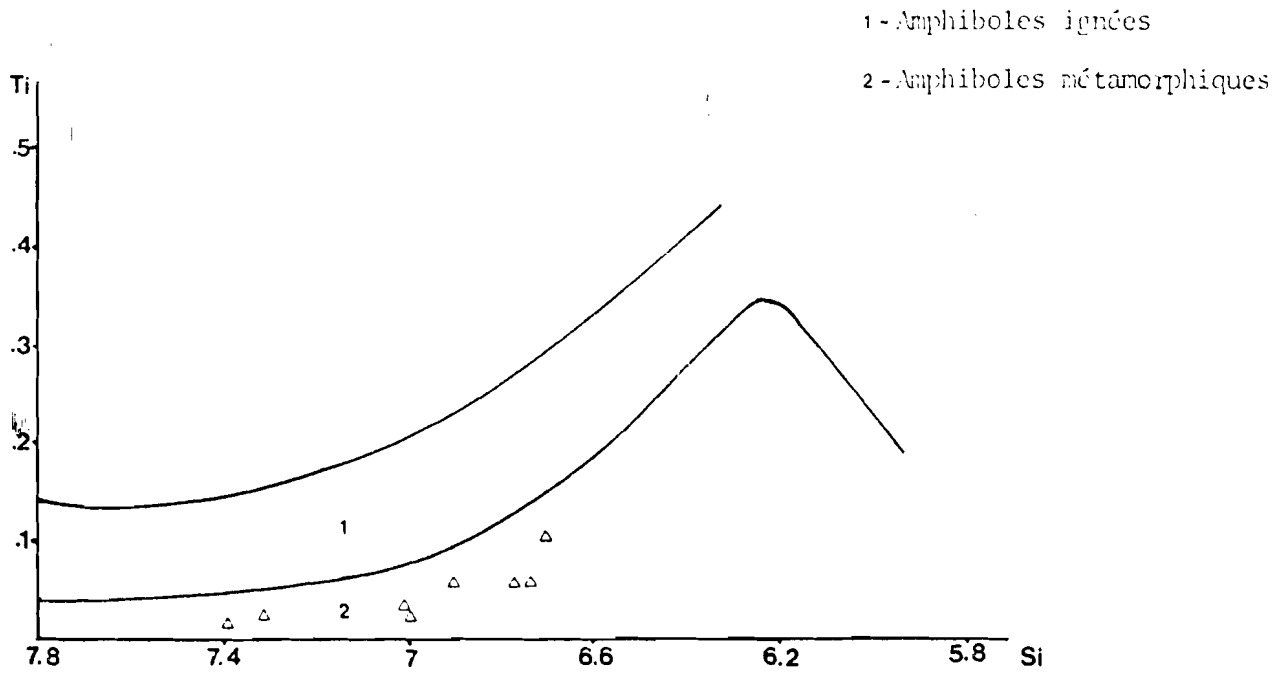


Fig. 11 - Diagramme Ti-Si montrant une corrélation positive entre le titane et la silice et la nature métamorphique des amphiboles des "roches vertes".

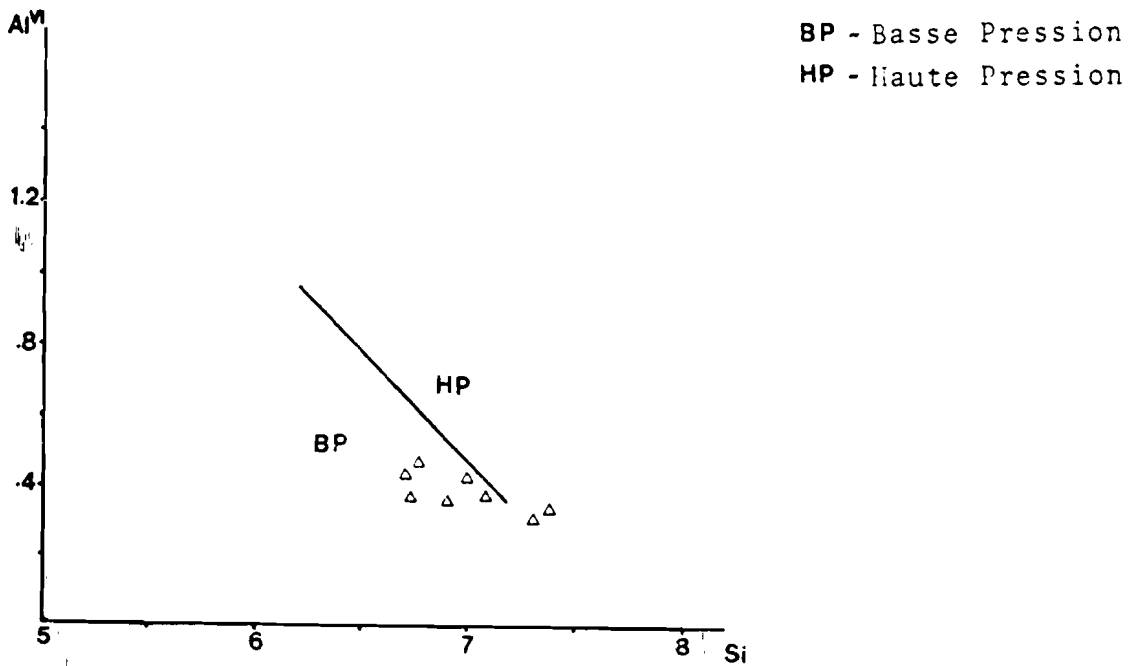


Fig. 12 - Séparation des amphiboles de basses et de hautes pressions, d'après Raase (1974).

Dans le diagramme $Al^{IV}-(Na+K)_A$ de Leake (1965a), on remarque la faible teneur en Na+K du site A et une augmentation progressive de Al^{IV} vers les hornblendes magnésiennes (fig. 10). Par ailleurs, en reportant les données dans le diagramme Ti-Si de Leake (1965a) et Vejnar (1975), toutes les amphiboles analysées se révèlent être métamorphiques (fig. 11) contrairement à celles des roches basiques de la partie occidentale. Les teneurs très faibles en titane (témoin du métamorphisme) diminuent avec l'accroissement de la Silice. La nature métamorphique de ces amphiboles pourrait expliquer l'absence de tschermakite et de pargasite considérées par Hutchinson (1978) comme étant des amphiboles ignées.

En vue d'une éventuelle comparaison, rappelons que (Na+K) déterminé dans la formule structurale, dépend de Fe^{3+} qui est calculé ici selon la méthode proposée par Leake, 1978.

Afin de distinguer les amphiboles de basses pressions de celles de moyennes pressions, plusieurs auteurs ont fait appel à leur teneur en Al^{IV} (Leake, 1965 ; Kostynk et Sobeler, 1969 ; Raase, 1974 ; Laird et Albee, 1981), en Na (site A) (Laird et Albee, 1981) et en Ti et Al (Hynes, 1982). Conformément à la classification de Raase (1974), les amphiboles des roches métavolcaniques du "lambeau" de roches vertes de Konkoto se placent dans le champ de basses pressions (fig. 12). Ce diagramme permet aussi de mettre en évidence la transformation des hornblendes en actinotes qui s'explique par une substitution de Al^{IV} et de Si. Cette substitution se traduit par une corrélation négative entre Si et Al.

Au niveau chimique, il n'est plus possible de faire une distinction entre les amphiboles poecilites et les petites amphiboles automorphes qui se sont développées en leur sein. Ce qui, soit dit en passant n'exclut pas l'existence de deux générations d'amphibole mais pourrait résulter d'un rééquilibrage entre les deux phases.

Quant à la prédominance de la hornblende sur les autres phases ferromagnésiennes, deux processus peuvent être envisagés :

- magmatique, par une augmentation de P_{H_2O} dans le liquide résiduel entraînant une destabilisation du Cpx.

- post-magmatique, dans la roche totalement consolidée.

EDTA-CRPG-NANCY I ANALYSES MICROSONDE NANCY I BANQUE ARTENISE

MINEPAL : AMPHIBOLE --NOMENCLATURE DE B.E. LEAKE (1979) --

NUMERO D'ECHANTILLON	129		128		129		128		128	
	POINT	55	56	57	58	62	63	67	68	
SI02	48.63	46.08	47.35	45.41	46.59	48.57	50.64	49.92		
Ti02	.21	.52	.55	.94	.62	.35	.13	.22		
AL2O3	8.45	9.72	8.44	9.88	9.59	7.43	5.51	5.74		
CR2O3	.01	.00	.00	.00	.00	.00	.14	.29		
FeO	14.72	14.79	13.77	14.52	15.50	13.31	11.68	12.27		
MNO	.36	.26	.44	.44	.22	.28	.27	.27		
MGO	12.73	11.96	13.10	11.85	12.26	13.42	14.58	14.18		
CaO	11.58	11.65	12.03	12.14	11.05	11.82	12.06	12.10		
NA2O	1.06	1.17	.91	1.19	1.31	1.04	.71	.77		
K2O	.20	.37	.24	.33	.21	.09	.09	.17		
F	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00		
CL	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00		
TOTAL	97.95	96.52	96.83	96.70	97.35	96.29	95.81	95.93		
FE2O3CAL	5.92	5.21	5.03	3.61	8.43	4.14	2.27	2.21		
FEO CAL	9.39	10.11	9.24	11.27	7.91	9.58	9.63	10.28		
H2OCAL	2.08	2.04	2.05	2.03	2.07	2.05	2.05	2.04		
H.TOTAL	100.63	99.08	99.39	99.09	100.26	98.76	98.09	98.19		
FORMULE STRUCTURALE SUR LA BASE DE 23 OXYGENES										
SI	6.991	6.775	6.907	6.710	6.740	7.092	7.386	7.316		
ALIV	1.009	1.225	1.093	1.290	1.260	.908	.614	.684		
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000		
ALVI	.423	.460	.358	.432	.375	.371	.333	.308		
CRC	.001	.000	.000	.000	.000	.000	.016	.034		
TIC	.023	.058	.060	.104	.067	.036	.014	.024		
FE3C	.641	.576	.553	.402	.918	.455	.250	.244		
FE2C	1.129	1.243	1.127	1.393	.957	1.170	1.175	1.260		
MNC	.044	.032	.054	.055	.027	.035	.033	.034		
MGC	2.727	2.621	2.848	2.610	2.643	2.920	3.169	3.097		
C	4.987	4.989	5.000	4.995	4.988	4.987	4.991	5.000		
FE2B	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000		
MNB	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000		
MGB	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000		
CAB	1.784	1.835	1.880	1.922	1.713	1.849	1.885	1.900		
HAB	.216	.165	.120	.078	.287	.151	.115	.100		
E	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000		
NAA	.079	.169	.138	.263	.080	.144	.085	.119		
KA	.037	.069	.045	.062	.039	.017	.017	.032		
A	.116	.238	.182	.325	.119	.160	.102	.151		
TOTALCAT	15.103	15.228	15.182	15.321	15.107	15.148	15.093	15.151		
XMG	.707	.678	.716	.652	.734	.714	.730	.711		
NOM	MG HB	MG HB	MG HB	MG HB	MG HB	MG HB	ACT HB	ACT HB		

Tableau(1)

1.4 - GEOCHIMIE

1.4.1 - Géochimie des éléments majeurs

1.4.1.1 - Variation des oxydes

Une douzaine d'analyses chimiques ont été effectuées sur ces formations préalablement reconnues par l'étude pétrographique comme étant des basaltes, gabbros, dolérites, tufs et dacites. Etant donné l'âge incertain des tufs et tardif des filons dacitiques, leur analyse servira plus à définir leur nomenclature qu'à établir leurs caractères génétiques.

Certains diagrammes que nous avons utilisés, ont été établis à partir des données brutes recalculées à sec, c'est-à-dire en éliminant la perte au feu. Les normes CIPW ont été calculées en fixant le Fe_2O_3 à 1,5 % suivant les méthodes indiquées par Miyashiro et al. (1969) et Kay et al. (1970).

- SiO_2 est relativement peu élevé (49,6 % en moyenne). Il varie entre 47 et 53 %.

- Al_2O_3 présente des teneurs relativement basses (14 % en moyenne) et les écarts entre les échantillons analysés sont négligeables ($\approx 1,5$ %).

- Fe_2O_3^t est toujours supérieur à 11 (12 % en moyenne). Il se distingue par ses teneurs constantes 11,31 à 12,57 %.

- MgO assez élevé (8 % en moyenne) présente de fortes variations. De 5 % dans l'échantillon M1, il peut atteindre des teneurs supérieures à 10 %. Il est comparable aux teneurs des basaltes des planchers océaniques (5 à 12 %), mais aussi aux basaltes archéens (Pearce et Birkett, 1974 ; Hawkesworth et O'Nions, 1977).

- CaO est relativement élevé (11 % en moyenne) et varie de 9,92 à 12,25 %.

- Na_2O est faible (~ 2 % en moyenne). Il varie du simple au double (1,21 à 2,70).

- K_2O est faible (0,13 % en moyenne) si l'on ne tient compte que des échantillons non ou peu transformés, ce qui est une caractéristique des laves tholéitiques. Par contre, en ajoutant les basaltes en enclaves dans les granodiorites ou des zones mylonitisées, la moyenne avoisine 0,5 et les teneurs maximales peuvent être 20 fois supérieures aux teneurs minimales (0,09 à 1,76).

- TiO_2 est toujours inférieur ou égal à 0,9 % (0,8 % en moyenne). Il varie de 0,66 à 0,9 %.

- Les rapports FeO/MgO sont relativement peu élevés (1,56 en moyenne) et peu variables (1,14 à 1,61). Cependant, l'échantillon M1, très altéré en lame mince, montre un rapport FeO/MgO très élevé (2,43) traduisant ainsi un gain de FeO et une perte de MgO lors de l'altération.

1.4.1.2 - Caractères chimiques

Pour définir le domaine auquel appartiennent les roches métavolcaniques du secteur de Konkoto, nous utiliserons deux diagrammes. Le premier fait intervenir directement les pourcentages d'oxydes (Alcalin/Silice) et le second, les données normatives (Ol'-Ne'-Q').

- Diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (fig. 13)

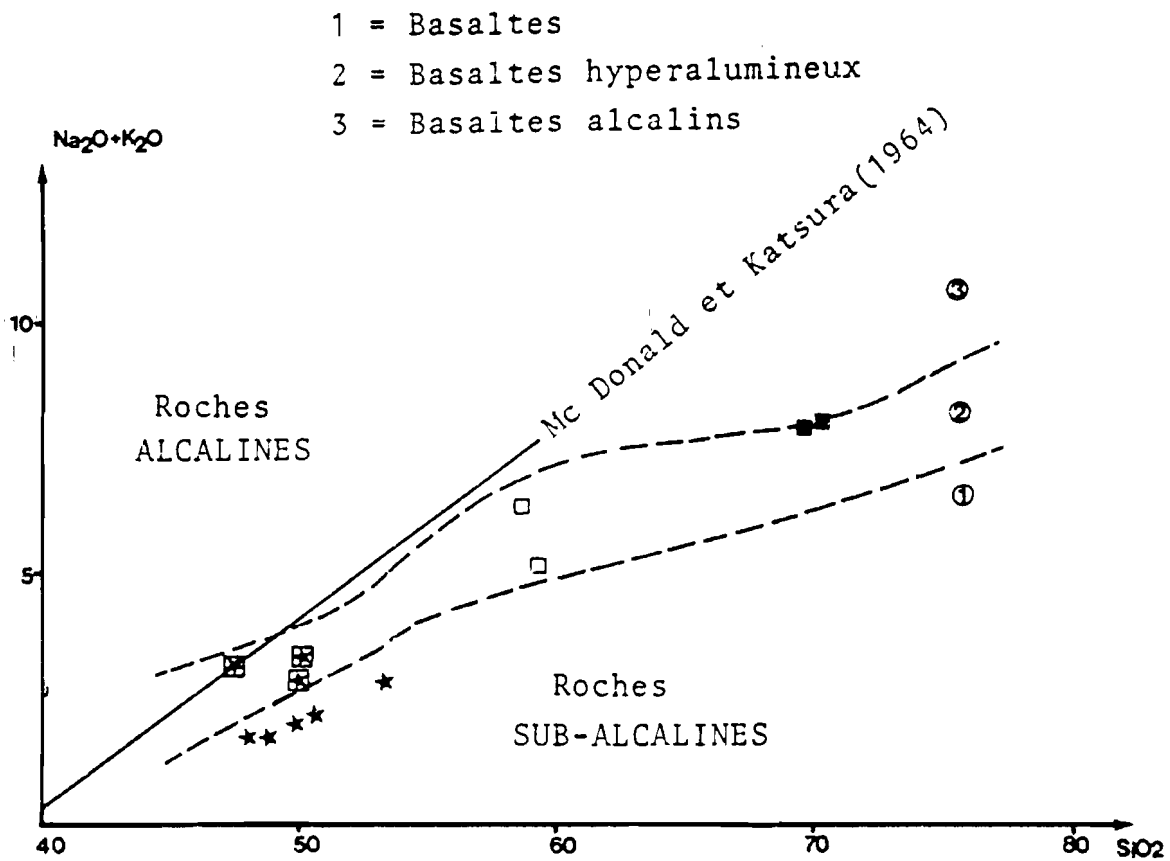


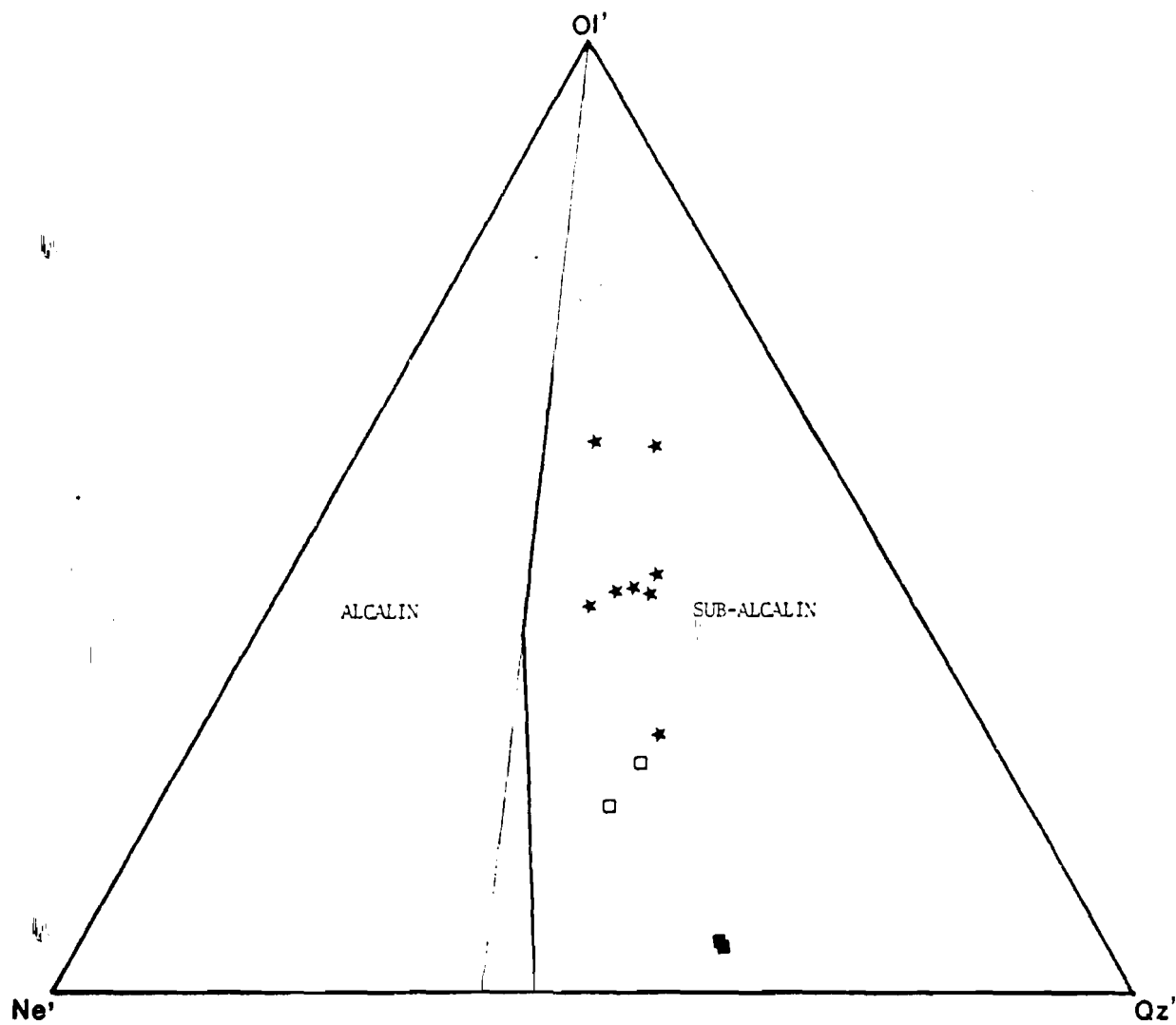
Fig. 13 - Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$. D'après la classification de Kuno

(1968), les basaltes ont des caractères tholéïtiques. Seuls les basaltes des zones mylonitisées ou en enclaves dans les granitoïdes, montrent des teneurs relativement élevées en $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$.

☒ Basaltes des zones mylonitisées ou en enclaves dans les granitoïdes

★ Basaltes

□ Andésites



20

Fig. 14 - Diagramme Ol' - Ne' - Qz' de Yoder et Tilley (1962).

Afin de distinguer les laves alcalines et sub-alcalines, l'on fait souvent appel au pourcentage des alcalins et de la silice. Les lignes de démarcation entre les deux domaines varient suivant les auteurs (Mc Donald et Katsura, 1964 ; Kuno, 1968 ; Irvine et Baragar, 1971 ; Hyndman, 1972) mais elles demeurent très voisines. Dans les quatre cas de figures, les points représentatifs des données chimiques des roches de Konkoto se placent tous dans le champ des roches sub-alcalines. La majorité des points s'orientent parallèlement à la limite définie par Irvine et Baragar (op. cit.) hormis trois échantillons qui montrent des teneurs en alcalins plus élevées et rentrent dans le domaine des basaltes alumineux définis par Kuno (1968) (fig. 13). En regardant la répartition de ces derniers, on constate qu'ils sont localisés, soit dans une zone de mylonite, soit en enclave à l'intérieur des granodiorites. (Le rapport K_2O/Na_2O est supérieur à 1 dans les enclaves). Enfin, soulignons que ce diagramme est sensible à l'altération et au métamorphisme et par conséquent, ces résultats sont à prendre avec circonspection.

- Diagramme Ol'-Ne'-Q'

Le diagramme (Ol'-Ne'-Q') est établi sur la base de la composition minéralogique normative. Il correspond à la projection du tétraèdre de Yoder et Tilley (1962) sur le triangle basal à partir du sommet Cpx. Il confirme le caractère sub-alcalin des roches métavolcaniques de Konkoto (fig. 14). Il permet aussi de mettre en évidence trois tendances à l'intérieur des roches à composition basaltique : i) un ensemble riche en olivine normative composé essentiellement de basaltes peu différenciés ; ii) un ensemble plus différencié plutôt pourvu en quartz ; iii) un ensemble plus représenté de basalte à composition intermédiaire.

- Affinités magmatiques -

Après avoir établi la nature sub-alcaline de ces formations, nous tenterons de déterminer leurs affinités magmatiques (tholéïtique ou calco-alcaline).

- Diagramme A F M

Ce diagramme est couramment utilisé pour distinguer les séries calco-alcalines des séries tholéïtiques. Il fait intervenir les pourcentages d'oxydes de fer, de magnésium et des alcalins. Les roches métavolcaniques à composition basaltique forment une traînée sub-parallèle à la face FM du triangle, marquant ainsi un enrichissement en fer et une légère diminution du MgO (fig. 15). Elles se rangent donc dans la lignée tholéïtique de la partie centrale de la série de Mako à la hauteur de Sabodala (Ngom, 1985) et s'incorporent parfaitement dans le domaine des laves birrimiennes du Ghana (Attoh, 1982) et du Burkina Faso (Zonou et al., 1985 ; Karche et al., 1986).

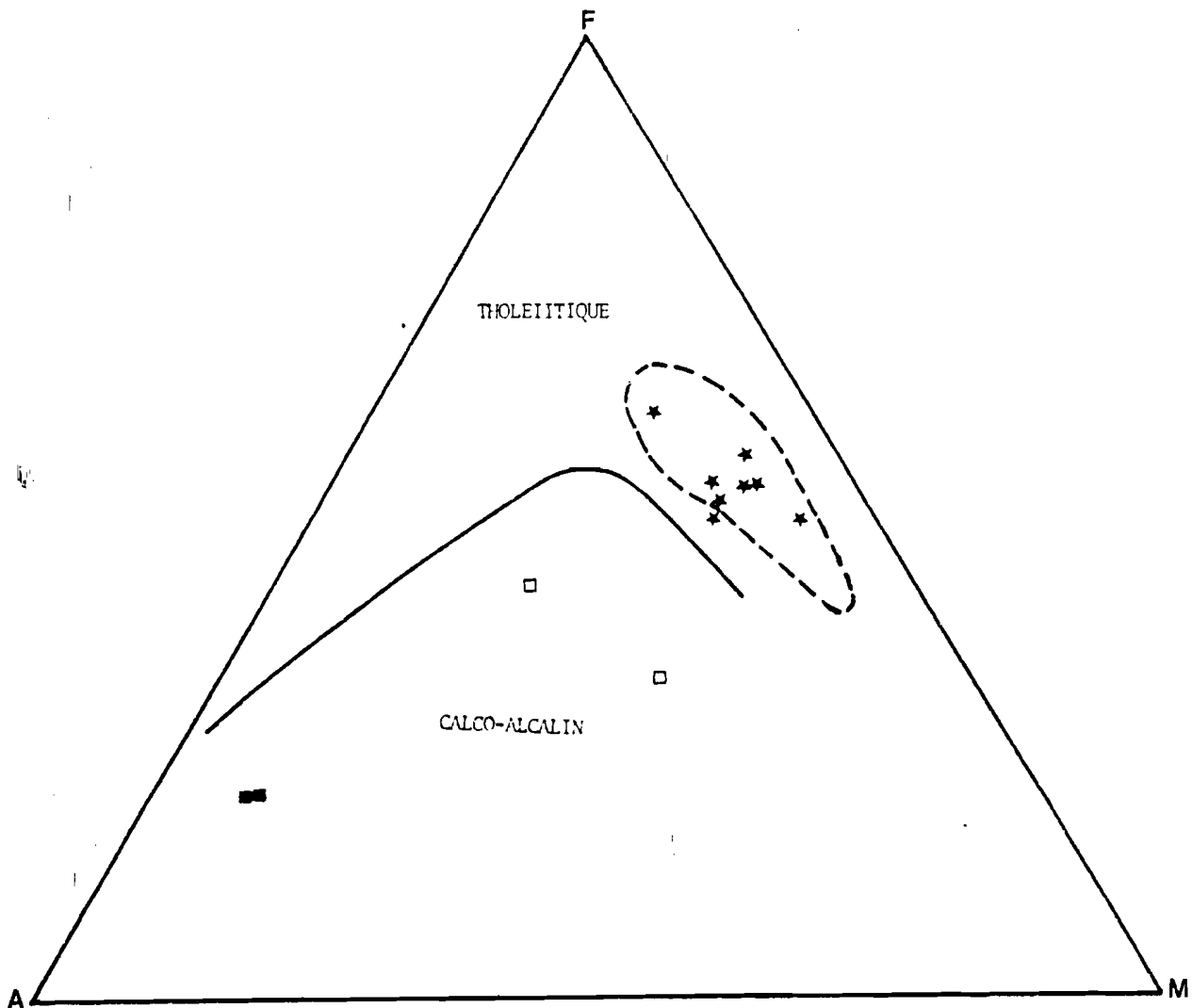


Fig. 15 - Diagramme triangulaire A-F-M (Nockolds et Allen, 1956).

- Diagrammes SiO_2 , FeO^t , TiO_2 en fonction de FeO/MgO

Les diagrammes ($\text{SiO}_2/\text{FeO}/\text{MgO}$ - $\text{FeO}^t/\text{FeO}/\text{MgO}$ - $\text{TiO}_2/\text{FeO}/\text{MgO}$) de Miyashiro (1973) nous permettent encore une fois de confirmer le caractère tholéitique des formations métavolcaniques de Konkoto (fig. 16). De même, on constate un enrichissement en SiO_2 et très légèrement en TiO_2 (fig. 16A et C), par contre les teneurs en fer sont peu variables en fonction du rapport FeO/MgO . L'enrichissement en silice au cours du fractionnement dans le diagramme $\text{SiO}_2/\text{FeO}/\text{MgO}$ pourrait indiquer une tendance calco-alcaline de ces formations mais la constance (ou plus exactement les faibles variations) des teneurs en fer (fig. 16B) conforte leur tendance tholéitique.

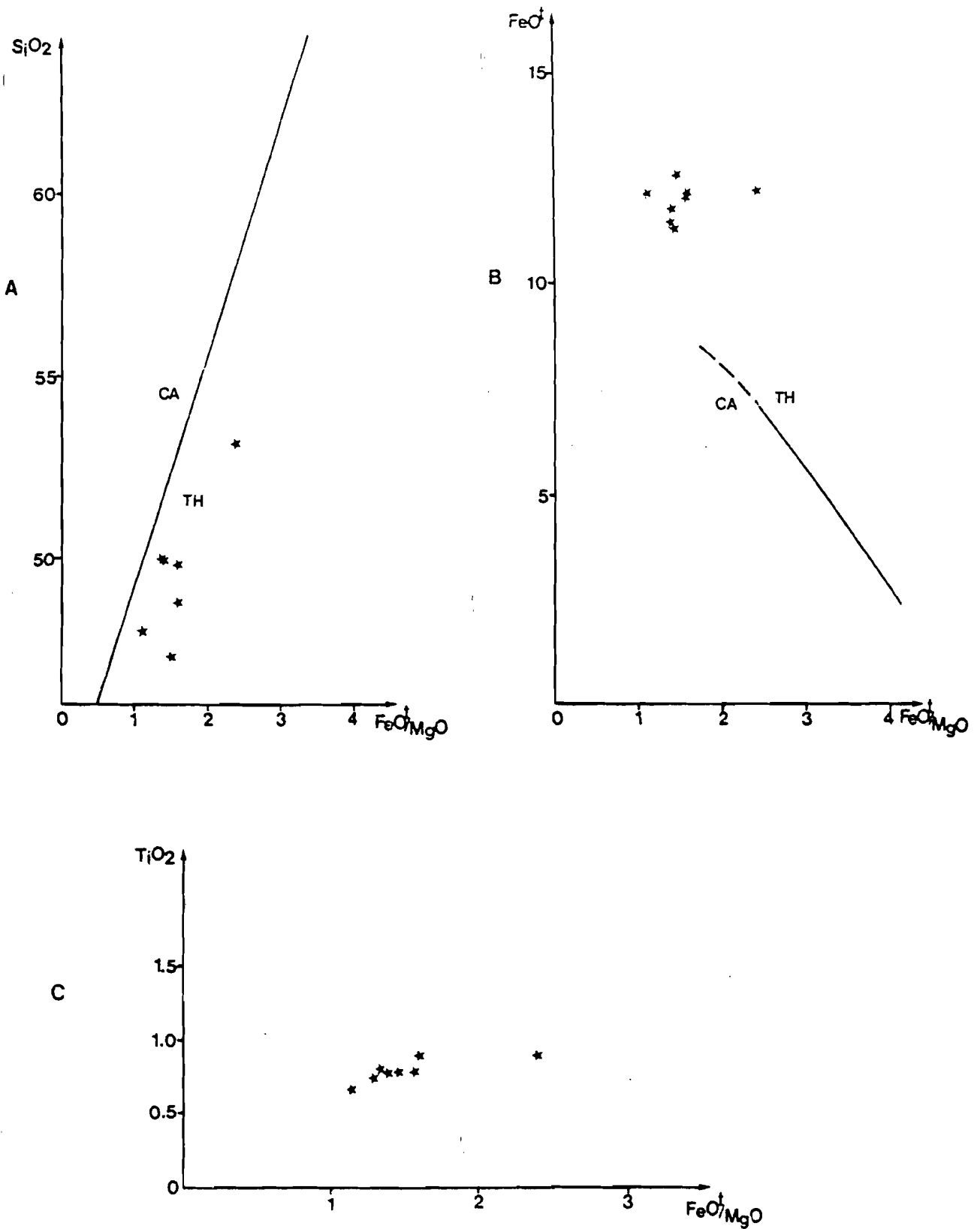


Fig. 16 - Diagramme SiO_2 , FeO^t , TiO_2 en fonction de FeO^t/MgO de Miyashiro (1974). C.A. = Calco-alcalin ; Th = Tholéitique

- Diagramme Ne - Di - Ol - Hy - Q

Les trois tendances que nous avons notées dans le diagramme Ol'-Ne'-Q' se traduisent par l'existence de deux types de tholéïtes dans le diagramme Ne-Di-Ol-Hy-Q (fig. 17). Des tholéïtes à quartz renferment des basaltes à quartz (exprimé ou non) et des tholéïtes à olivine. Cependant, il n'est pas exclu que les phénomènes de silicification aient pu jouer un rôle dans la répartition de ces roches.

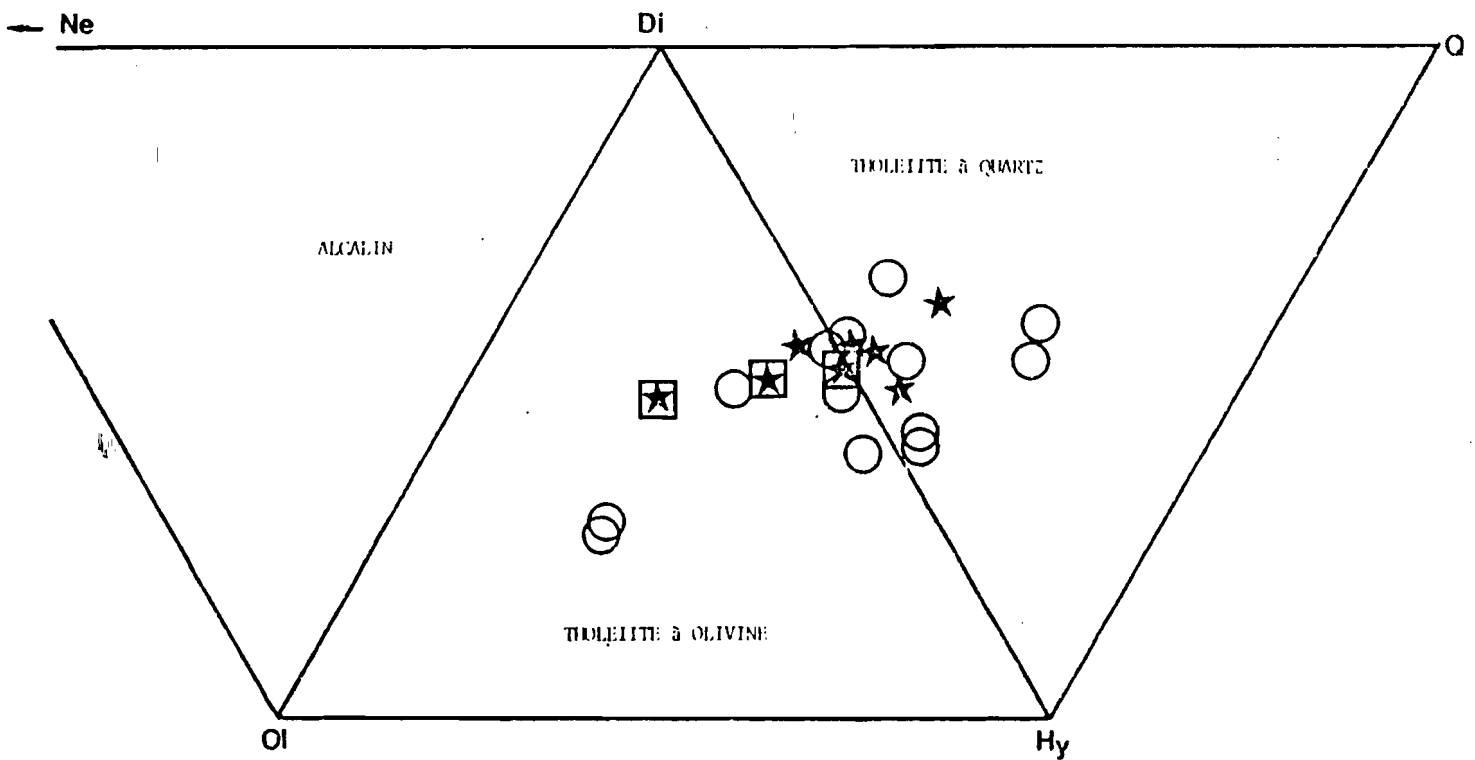


Fig. 17 - Composition normative des basaltes dans le diagramme de Yoder et Tilley (1962).

★ Basaltes (roches à composition basaltique)

☒ Basaltes des zones mylonitisées ou en enclaves dans les granitoïdes

○ Basaltes de Sabodala.

I.4.1.3 - Classification chimique

En vue d'affecter un nom aux différentes roches de la série métavolcanique nous avons utilisé le diagramme I.C.-% An de Irvine et Baragar (1971). Il permet de faire une distinction entre les basaltes, les andésites, les dacites et les rhyolites.

$$I.C.N. = Ol+Opx+Cpx+Mgt+Ilm+Hm$$

$$\% An = 100 \times An / An + Ab' \text{ avec } Ab' = Ab + 5/3Ne \quad (\text{fig. 18})$$

Ces deux paramètres sont calculés à partir des minéraux normatifs.

Ainsi, les roches de composition basaltique sont bien des basaltes tholéïtiques, tandis que les tufs sont andésitiques et les filons dacitiques calco-alcalins.

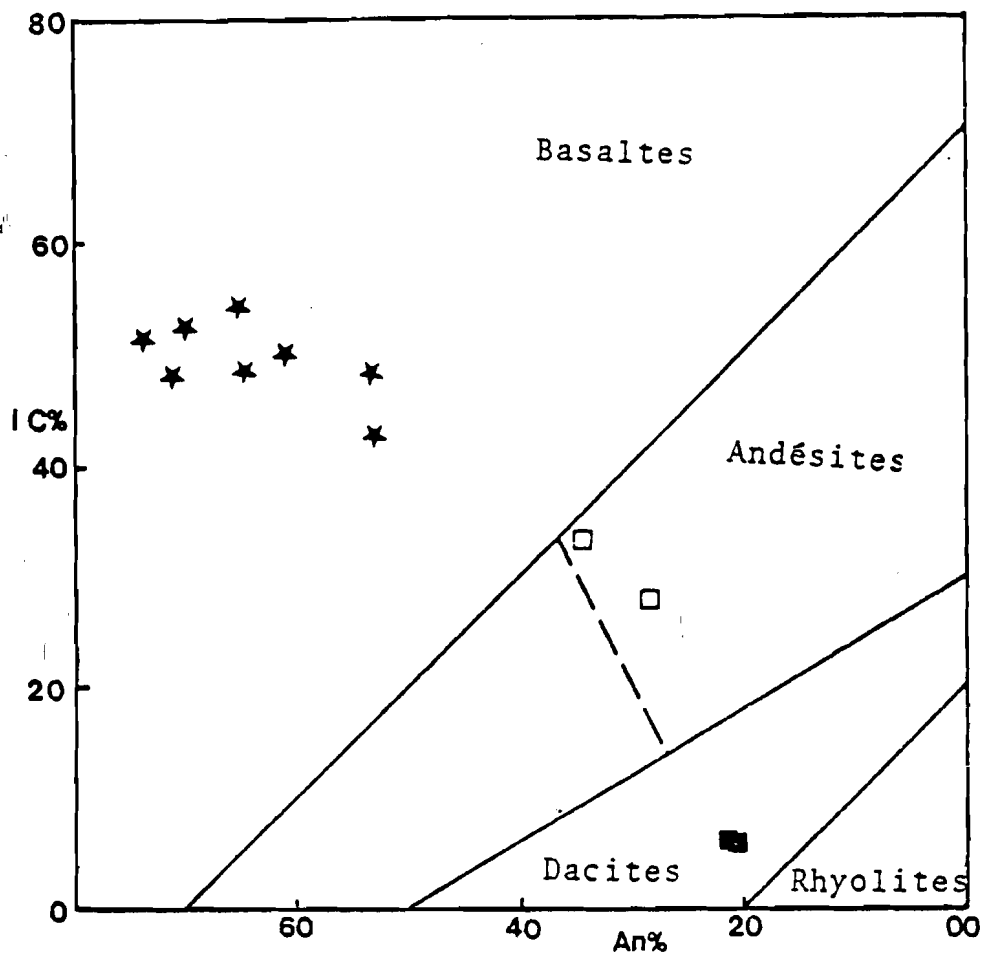


Fig. 18 - Diagramme I.C.-%An de Irvine et Baragar (1971).

- ★ Roches à composition basaltique
- Roches à composition andésitique
- Filons à composition dacitique.

I.4.2. - Géochimie des éléments en traces

I.4.2.1 - Variation des éléments en traces

Les concentrations en Ni sont très élevées. Elles sont toujours supérieures à 150 ppm (173 en moyenne si l'on fait abstraction de l'échantillon n° 1 qui contient 309 ppm). Ces teneurs sont relativement plus élevées que celles des basaltes tholéïtiques des fonds océaniques récents (Melson et Thompson, 1971 ; Erlank et Kable, 1976). Cet enrichissement semble être une caractéristique des basaltes anciens (Glikson, 1971 ; Condie, 1976 ; Nesbitt et Sun, 1976 ; Gill, 1979).

Les teneurs en chrome sont relativement constantes de 220 à 334 ppm (297 en moyenne). Elles se rapprochent de celles de MORB (Melson et Thompson, op. cit.).

Le cobalt montre des teneurs très élevées (95 en moyenne). Elles peuvent être supérieures à 150 (valeur indicative 330) dans l'échantillon n° 1. Cette forte concentration pourrait s'expliquer par l'introduction de cobalt dans la structure des magnétites (Carr et Turekian, 1961 ; Paster et al., 1974 ; Çatakli, 1983).

Les concentrations du vanadium sont peu variables 246 à 276 ppm (256 en moyenne). Elles sont typiques des basaltes tholéïtiques (Melson et Thompson, 1971 ; Ohnenstetter, 1975 ; Beccaluva et al., 1979).

Les teneurs en Sr sont assez constantes 112 à 137 et relativement peu élevées (127 en moyenne). Le Rb et le Ba présentent de fortes variations (respectivement < 10 à 29 ppm et 44 à 222 ppm). L'échantillon 182 peut contenir jusqu'à 91 ppm de Rb. Cette forte concentration est sans doute due à l'interaction entre l'encaissant granodioritique et l'enclave basaltique.

Le niobium, l'yttrium et le zirconium présentent de faibles concentrations (respectivement 5,18 et 48 ppm). Le rapport élevé de Y/Nb confirme le caractère tholéïtique de ces formations (Floyd et Winchester, 1975 ; Winchester et Floyd, 1976). Ces trois éléments incompatibles (Cann, 1970 ; Pearce et Cann, 1971, 1973 ; Green, 1980) vont nous permettre de caractériser la nature du magma qui a donné naissance aux roches métavolcaniques de Konkoto.

I.4.2.2 - Caractéristiques et nature chimique à partir des éléments en traces

Les faibles concentrations en Ba, Rb, Sr, Nb, Zr et élevées en V, Ni et Cr, confirment le caractère tholéïtique de ces formations. Un certain nombre de diagrammes basés sur des éléments réputés immobiles tels que le Ti-Zr-Y-Cr (Bloxan et Lewis, 1972 ; Cann, 1970 ; Beccaluva et al., 1984) ont été utilisés en vue d'une étude géotectonique.

- Diagrammes Ti/100 - Zr - Yx3 et Ti-Cr

Selon Smith et Smith (1976) et Morrison (1978) les proportions des trois éléments (Ti, Zr et Y) du premier diagramme (fig. 19) demeurent constantes lors d'un métamorphisme peu intense.

D'une manière empirique, ce diagramme nous permet de faire une distinction entre les basaltes intraplaques (D), ceux des rides médio-océaniques (B), des tholéïtes d'arc (A et C) et enfin, les basaltes calco-alcalins (B et C). Les basaltes de la région de Konkoto tombent dans la case B (IAT, MORB, CAB). Le caractère tholéïtique de ces basaltes étant acquis, nous avons utilisé le diagramme Ti-Cr (fig. 20) qui fait une distinction entre les MORB et les tholéïtes d'arc. La majorité des basaltes analysés a des caractères de T-MORB avec des rapports Zr/Nb compris entre 9 et 11 (Le Roex et al., 1983 et Sun et al., 1979). Cette affinité est confirmée par le diagramme triangulaire $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ (non figuré).

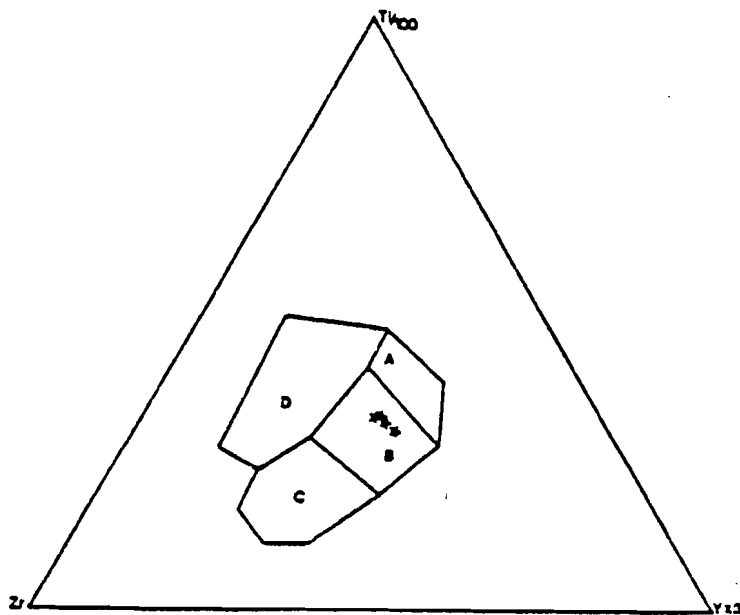


Fig. 19 - Diagramme triangulaire Ti/100-Zr-Yx3 (Pearce et Cann, 1973). L'ensemble des basaltes de la région de Konkoto se répartit dans le champ B (voir texte).

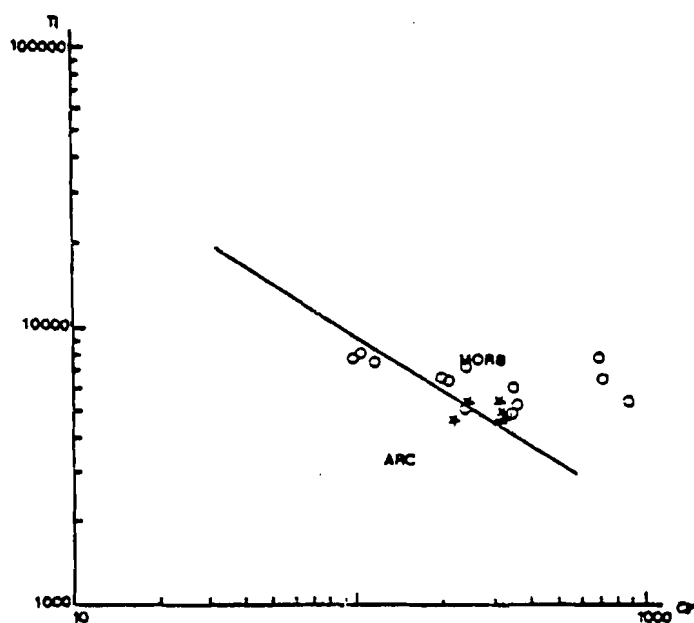


Fig. 20 - Variation du titane en fonction du chrome d'après Pearce (1975) des roches à composition basaltique de Konkoto (étoiles) et de Sabodala (cercles).

- Diagramme Ti/Cr - Ni

Il est vrai que les minéraux ferromagnésiens des roches à composition basaltique de Konkoto ont subi des phénomènes de transformations, ce qui pourrait susciter des questions sur l'emploi d'un tel diagramme. Cependant la confirmation de la position géodynamique du magma (OFT), la faible dispersion des points représentant cet ensemble, indiquent une faible mobilité du Ti, du Cr et du Ni (fig. 21).

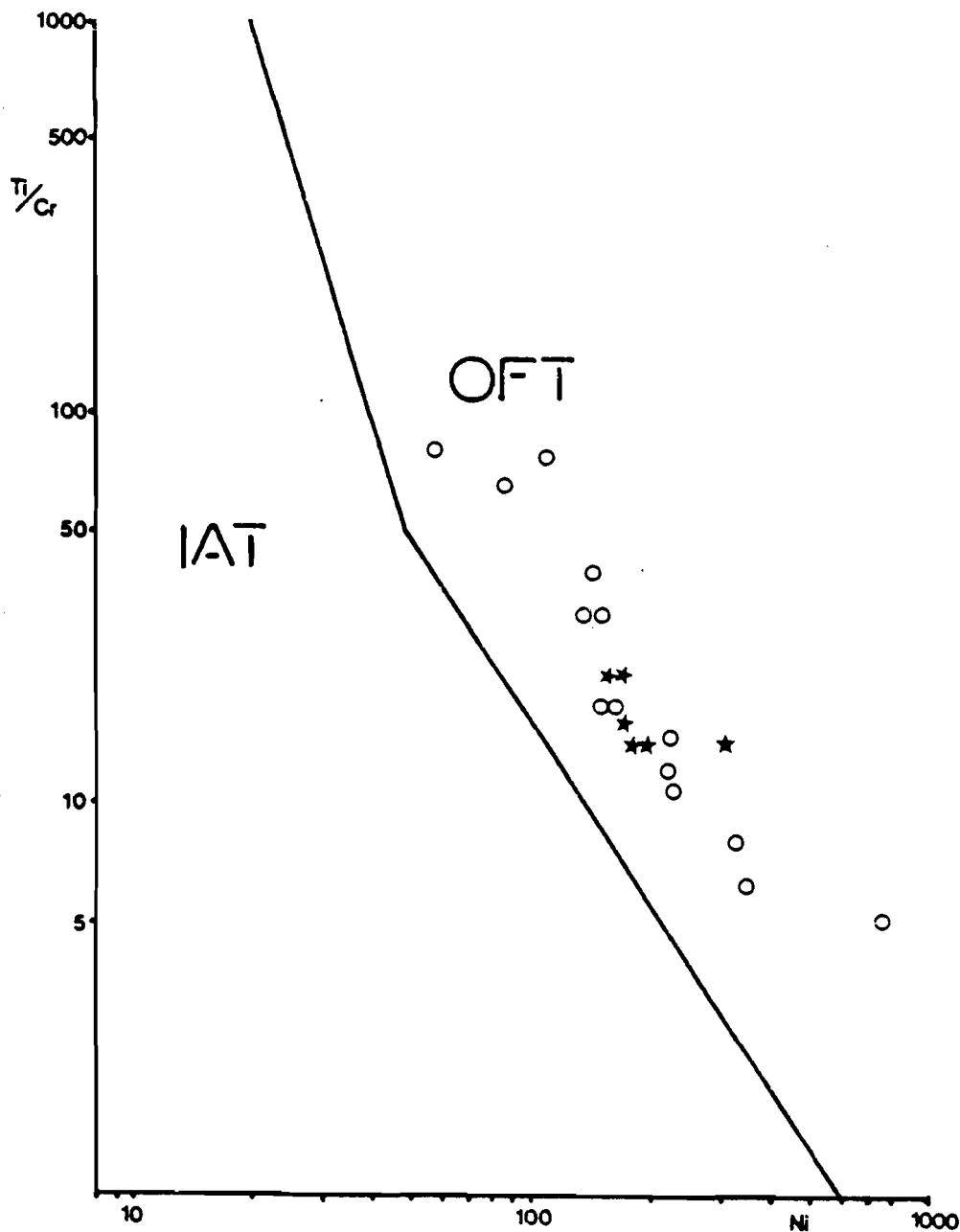


Fig. 21 - Disposition des roches à composition basaltique dans le diagramme logarithmique Ti/Cr-Ni de Beccaluva et al. (1979).

O.F.T. = Tholéïtes océaniques
I.A.T. = Tholéïtes d'arc.

I.5 - CONCLUSION

Malgré le petit nombre d'analyses chimiques effectuées dans les formations volcaniques de la région de Konkoto, nous pouvons faire deux grandes subdivisions au niveau de cet ensemble :

- Un sous-ensemble basaltique à tendance tholéïtique, métamorphisé dans le faciès schiste vert. Il est essentiellement constitué de basalte quelquefois organisé en pillow lavas avec peu ou pas de ciment inter-coussin. Cette série est intrudée par un ensemble de petits massifs de nature basique et se distingue par des teneurs élevées en FeO^t (12 % en moyenne) et un léger enrichissement en titane comparable aux tholéïtes abyssales. L'étude des éléments en traces révèle de fortes concentrations en Ni et en Cr, caractéristiques des MORB et faibles en Y, Nb et Cr.

- Un sous-ensemble calco-alkalin peu représenté dans le secteur étudié. Il se manifeste par la présence de tufs souvent polygéniques avec des fragments de roches volcaniques, de schistes graphiteux... et de dacites.

L'existence de ces deux tendances, tholéïtique (basaltes) et calco-alkaline (tufs andésitiques et dacites) semble être générale dans les formations volcaniques du Birrimien de l'Afrique occidentale. Ce phénomène a été mis en évidence dans la région de Toumodi, au centre de la Côte d'Ivoire (Casanova et Yacé, 1975) et dans la région de Gangaol et de Bouroum-Yalogo au Nord du Burkina Faso (Sawadogo, 1983 ; Karche et al., 1986). Ces auteurs pensent que ces deux tendances seraient issues, soit du métamorphisme (destabilisation des pyroxènes), dans ce cas, la tendance calco-alkaline serait alors un artefact, soit tout simplement de deux séries magmatiques différentes.

A notre niveau, nous pensons que pour trancher la question, il serait judicieux de connaître avec exactitude l'âge absolu des différentes formations car, rappelons que dans les environs de Soukounkou (Sénégal oriental), Witschard (1965) a noté que les tufs étaient discordants sur les autres formations, auquel cas la tendance calco-alkaline aurait une origine primaire.

Tableau : Analyses chimiques des roches volcaniques

N° Ech.	GABBROS		BASALTES						ANDESITES		DACITES	
	128	152	1	46 S	182	M 1	R1	R2	91	4	44 B	460
SiO ₂	49,95	49,86	50,07	48,73	47,28	53,19	49,80	48,02	59,23	58,59	69,96	70,10
Al ₂ O ₃	13,86	14,05	14,67	13,96	14,48	14,02	14,05	13,14	14,13	15,19	14,96	15,03
Fe ₂ O ₃	11,42	12,16	11,31	12,00	12,57	12,21	11,81	12,20	6,12	8,00	2,45	2,42
MnO	,18	,20	,18	,19	,19	,15	0,20	,20	,09	,13	,04	,04
MgO	8,14	7,53	7,86	7,63	8,56	5,02	8,28	10,67	7,10	4,25	1,09	,95
CaO	10,03	11,04	11,29	11,97	10,57	9,92	12,25	10,67	6,49	5,20	2,20	2,35
Na ₂ O	2,53	2,03	1,97	1,57	1,36	2,70	1,84	1,21	3,96	4,65	4,63	4,61
K ₂ O	,75	,81	,17	,12	1,76	,13	,09	,49	1,05	1,64	3,19	3,35
TiO ₂	,74	,89	,80	,79	,78	,88	,77	,66	,45	,77	,37	,34
P ₂ O ₅	---	,02	,23	0,00	0,00	0,00	n.d.	n.d.	0,00	0,90	0,00	0,00
P.F.	1,09	1,03	,79	1,51	2,02	,84	,71	2,56	1,85	1,56	1,30	,98
Total	98,69	99,62	99,34	98,54	99,57	100,48	99,90	99,80	100,47	100,07	100,19	100,17
Eléments en traces												
Ba	123	109	57	44	222	87			351	469	680	735
Co	87	73	>150	114	90	109			57	68	48	69
Cr	316	331	334	220	334	249			561	184	44	32
Cu	59	77	80	94	105	102			<10	27	<10	126
Ni	192	172	309	168	179	154			245	75	17	31
Sr	125	137	112	136	122	133	92		458	536	420	386
V	247	276	251	246	253	263			120	152	43	35
Rb	25	29	<10	<10	91	10	13		30	31	93	118
Y	19	19	17				18					
Nb	5	5	4				5					
Zr	46	46	45				47					
Normes C.I.P.W.												
Q	0,00	0,00	1,89	1,91	0,00	6,97	,96	0,00	7,62	6,07	23,45	23,18
Or	4,44	4,79	1,01	,71	10,41	,77		2,78	6,21	9,70	18,87	19,81
Ab	21,38	17,16	16,65	13,27	11,49	22,82	15,73	10,49	33,47	39,30	39,13	38,96
An	24,21	26,80	30,65	30,65	28,16	25,72	30,05	28,93	17,65	15,70	10,58	10,39
Diops	20,85	22,82	19,49	23,54	19,84	19,52	24,94	19,41	11,71	7,83	,28	1,06
Hy	15,73	20,67	23,15	21,53	10,62	16,79	21,78	27,70	19,12	15,64	5,08	4,36
Ol	2,88	,68	0,00	0,00	11,45	0,00	0,00	2,54	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	2,76	2,94	2,73	2,92	3,04	2,95	3,24	3,24	1,48	1,90	,59	,58
Ilm	1,41	1,69	1,52	1,50	1,48	1,67	1,52	1,21	,86	1,46	,70	,65

- II -

DEUXIEME PARTIE

LES FORMATIONS BASIQUES DE LA PARTIE OCCIDENTALE
DU SECTEUR DE MÉDINA-FOULBÉ-SONFARA-LAMINIA

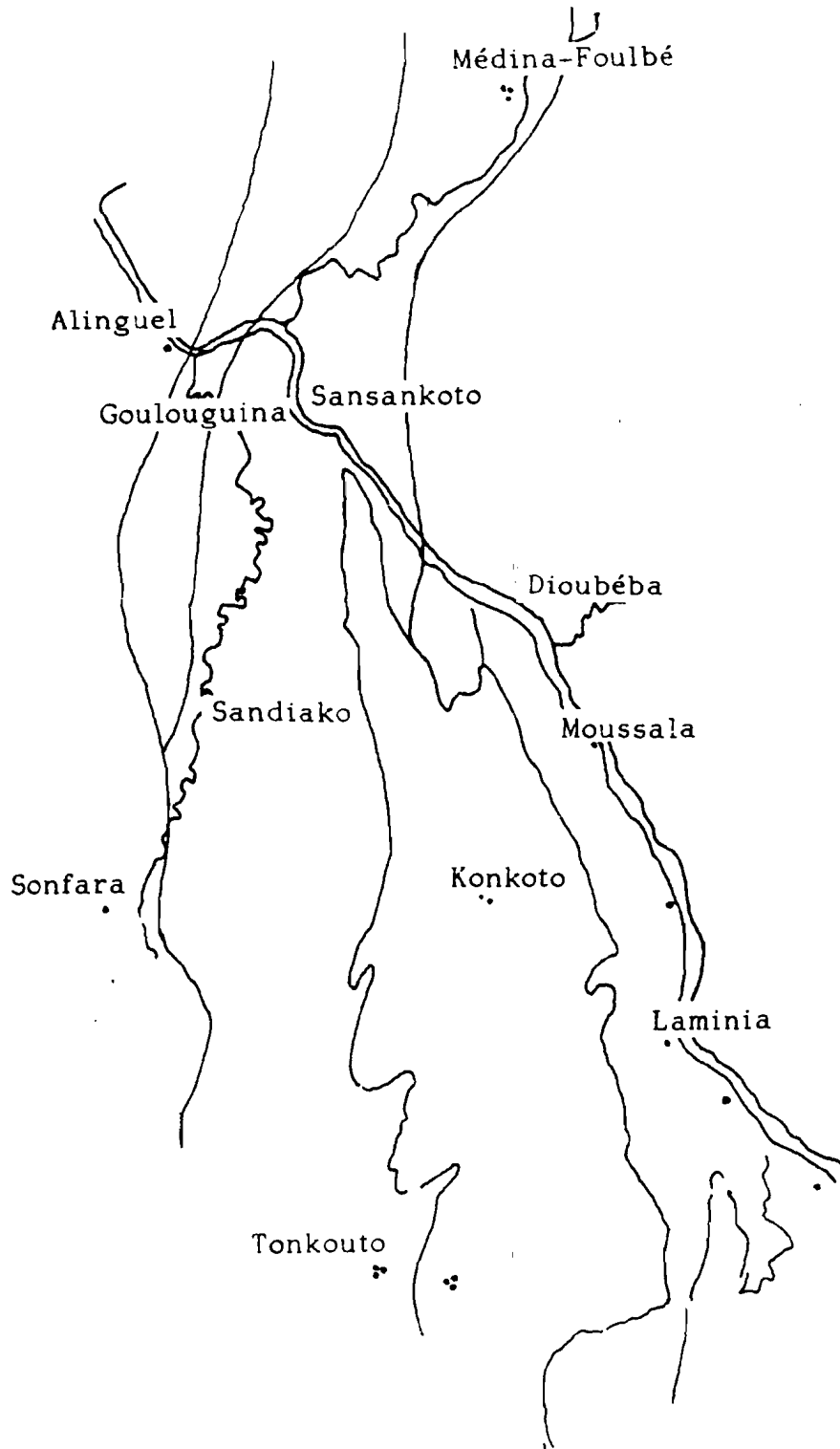


Fig. 22- Localisation des principales localités citées dans le texte.
(Echelle 1/20 000ème; le Nord est parallèle au bord de la feuille).

II.1 - INTRODUCTION A L'ETUDE DES ROCHES MAGMATIQUES DE LA PARTIE OCCIDENTALE

Les formations basiques affleurent dans la partie occidentale de la série de Mako. Elles forment une bande grossièrement orientée N-S d'au moins 40 km de long sur environ 5 km de large (fig. 22). Elles s'étendent depuis le village de Tonkouto au Sud jusqu'à l'Ouest de Médina-Foulbé au Nord. Ces formations sont en contact au SE avec les roches vertes au NE et au NW avec les granitoïdes.

La principale caractéristique de ces roches est leur structure litée due à l'alternance de niveaux de composition (et donc de couleur) et de structure différentes. Les épaisseurs des lits, ou niveaux, qui se disposent de manière rythmique, sont très variables : de quelques centimètres à la dizaine de mètres. On observe aussi sur le terrain une succession de véritables couches blanches, formées presque exclusivement de plagioclases, noires constituées d'amphiboles à texture mal définie et relativement sombres, composées à la fois de plagioclases et d'amphiboles. Ces deux constituants se répartissent de manière relativement homogène, les ferromagnésiens tendent à s'orienter.

Dans la plupart des affleurements, le litage lorsqu'il est bien développé, donne à la roche une structure planaire bien marquée. Cependant, localement, par exemple à l'Est de Sonfara, les lits perdent leur régularité et deviennent discontinus. La roche prend alors un aspect nébuleux lui donnant une apparence de roche anatectique. C'est ceci qui a conduit très probablement certains auteurs (Bassot, 1960, 1963, 1969 ; Witschard, 1965) à définir ces roches comme des migmatites.

Pour présenter les principales roches reconnues dans ce massif nous les avons regroupées en deux séries à partir de leur répartition géographique et de la netteté de la structure litée. On distingue ainsi :

1°/ la série de Tonkouto, au Sud, très riche en ferromagnésiens et où le litage est très net ;

2°/ la série de Sansankoto du nom d'un petit village situé au niveau de la boucle supérieure de la Falémé au Nord, moins riche en ferromagnésiens et où le litage est moins apparent.

II.2 - SERIE DE TONKOUTO

II.2.1 - Généralités

Cette série s'étend du Nord de Sandiako (hameau de culture) au Sud de Tonkouto. La limite méridionale de cette série n'a pas été cartographiée. Elle présente une grande diversité pétrographique et texturale. Une coupe SE-NW entre Tonkouto et Sonfara permet de recouper tous les termes pétrographiques, depuis les gabbros à pyroxène à tendance cumulative, jusqu'aux diorites quartziques. Bien que nous ne puissions envisager la cartographie de formations d'aussi faible puissance, nous avons remarqué que les faciès pétrographiques devenaient de plus en plus acides vers le NW. Au microscope, nous distinguons cinq grands types pétrographiques :

- les gabbros riches en pyroxène
- les gabbros à mégacristaux d'amphibole
- les gabbros à amphibole
- les diorites à amphibole
- les diorites quartziques à amphibole et biotite.

Les gabbros à pyroxène occupent un volume plus important que les autres formations. Ils forment des collines de plusieurs dizaines de mètres de large, orientées suivant la direction NE. L'espace entre deux collines est occupé par une forêt d'arbres épineux (ou à l'occasion de champs de coton) dépourvue d'affleurements. La disposition générale du relief (succession de collines et de vallées) dessine une structure générale concordante avec l'orientation du litage dans le secteur.

Dans la partie septentrionale, le relief s'atténue de même que l'épaisseur des lits qui deviennent par conséquent plus nets. Ils ont souvent des dimensions supérieures au mètre. Cette zone est constituée par une alternance de gabbros à mégacristaux d'amphibole et de gabbros à amphibole.

A mi-chemin entre Sonfara et Tonkouto, le litage s'estompe et les gabbros à amphibole deviennent plus abondants. La roche semble homogène, mais d'un endroit à un autre, on rencontre un alignement de plagioclases, caractéristique de texture magmatique.

Enfin, à l'Est de Sonfara, le litage fait à nouveau son apparition. Il devient très fin (de l'ordre du centimètre) et se caractérise par une alternance de lits sombres essentiellement à amphibole et de lits clairs quartzo-feldspathiques à dominance plagioclasique (fig. 23). Il peut être vertical (par exemple au Nord de Konkoto sur la route Sandiako - Moussala, ou à allure de stromatolite (à l'Est de Sonfara).

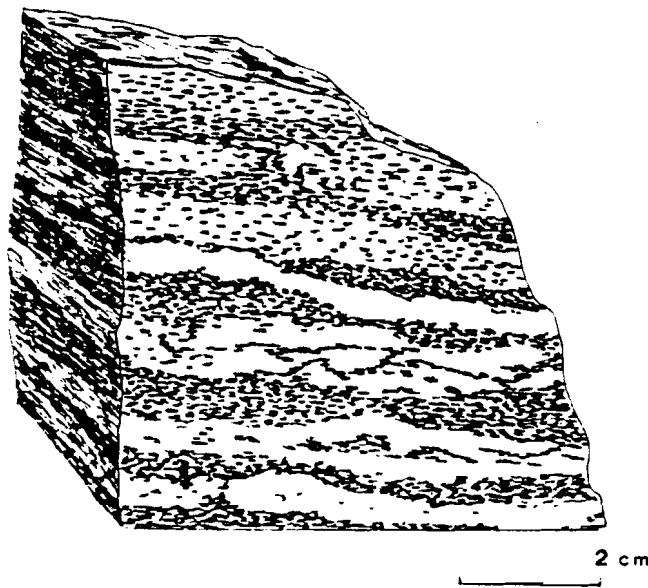
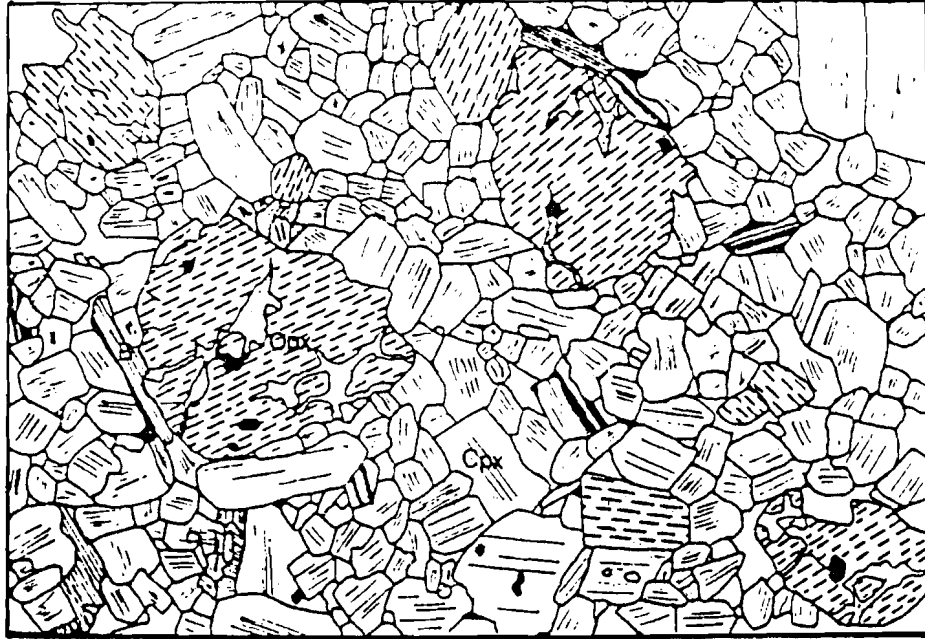


Fig. 23- Détail du litage magmatique.



2mm

Fig. 24 - Texture à tendance cumulative des gabbros riches en pyroxènes de la région de Tonkouto. L'Opx et le Cpx sont en phases cumulus tandis que le plagioclase (Pl) et la biotite (B) sont en phases intercumulus.



0.2mm

Fig. 25 - Association symplectique entre minéraux opaques et orthopyroxène (Opx).

Suivant la classification de Jackson (1967), Juteau (1975), Irvine (1982), on a trois types principaux de contacts :

1°/ Contacts de proportion : ils résultent des brusques variations des proportions entre l'amphibole et le plagioclase. Ce type de contact est plus répandu au sein des formations basiques de la bordure occidentale.

2°/ Contacts morphologiques : ils sont caractérisés par la variation de l'habitus de l'amphibole et du plagioclase suivant la nature des lits.

3°/ Contacts de phase : ils résultent de la disparition de l'Opx dans les gabbros à amphibole.

Ces différents types de contacts peuvent se superposer et c'est souvent le cas entre les contacts de proportion et les contacts morphologiques. L'amphibole poecilitique et de taille moyenne des lits sombres voit celle-ci diminuer et ses proportions se réduire considérablement au niveau des lits clairs.

II.2.2 - Localisation et caractères pétrographiques

II.2.2.1 - Gabbros riches en pyroxène

Sous cette dénomination, nous regroupons toutes les roches dont la teneur en pyroxènes (Cpx et Opx) est supérieure à 30 %. Ils sont visibles à 500 m au Nord du village de Tonkouto, en contrebas des collines latéritiques. Ils constituent des ensembles de la centaine de mètres de puissance. Sur le terrain, on est frappé par l'existence de cette masse de roches très sombres, ce qui n'est pas fréquent dans le secteur étudié. De près, on s'aperçoit que la surface d'altération est rugueuse, avec des protubérances formées de grands cristaux d'amphiboles (>1 cm). Le litage à ce niveau n'est pas très net, mais on peut toutefois noter une variation de la proportion des plagioclases et des amphiboles en traversant l'affleurement. Malheureusement, comme cela est souvent le cas dans cette zone, le contact entre les gabbros à pyroxène et les autres formations n'a pas été observé.

- Texture -

Il est difficile d'attribuer un nom à la texture de ces roches. Elle se rapproche des mésocumulats (Wager, 1960) mais l'abondance des minéraux cumulus, Opx (20 %), Cpx (50 %) est telle que nous préférons parler de tendance cumulative (fig. 24). L'orthopyroxène semble être le premier minéral formé, suivi du clinopyroxène et du plagioclase. Les oxydes se présentent sous trois aspects : i) automorphes quand ils sont en inclusion dans les pyroxènes ; ii) xénomorphes lorsqu'ils moulent partiellement ou totalement les petits cristaux (10-20 μ) de pyroxènes ; iii) en association symplectique avec l'Opx (fig. 25). L'amphibole (magnésiohornblende) pluri-millimétrique et la biotite forment la phase intercumulus.

Les inclusions de plagioclases et de pyroxènes sont abondantes dans l'amphibole. Leur taille varie suivant leur position dans le minéral-hôte. On note une augmentation de leur taille vers la bordure de l'amphibole (fig. 26). Une telle texture est interprétée par Mc Birney et Nøyes (1979) comme résultant du développement in situ des pyroxènes et des plagioclases. On peut imaginer qu'après la germination du plagioclase et du pyroxène, les individus situés au coeur de l'amphibole ont été gênés dans leur croissance dès les premiers stades, contrairement à ceux de la bordure. Cela suppose un développement simultané de ces minéraux et partant une origine magmatique des amphiboles (voir Chapitre Minéralogie).

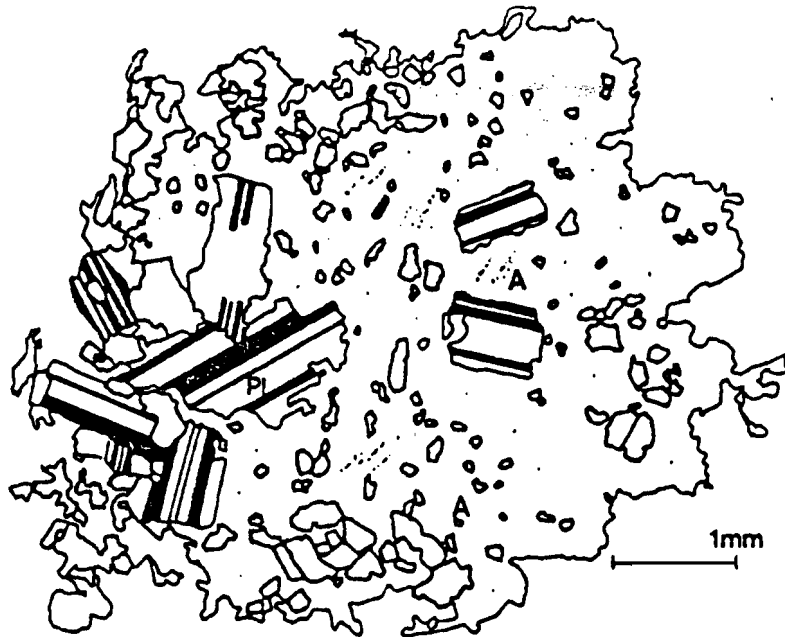


Fig. 26 - Amphibole (A) poecilitique avec des inclusions de plagioclase (Pl) et de pyroxène. La taille des inclusions augmente vers la bordure du minéral.

- Caractères pétrographiques -

Ces gabbros contiennent environ 75 % de minéraux ferromagnésiens (Cpx, Opx, amphibole et biotite), le reste étant constitué de plagioclase.

Les mégacrists de pyroxènes sont entourés d'une auréole biotitique quelquefois chloritisée avec un dépôt de minéraux opaques. Cette biotite est également présente dans les fractures.

L'Opx peut aussi contenir des paillettes de biotite (10 à 25 μ) différentes de la biotite de bordure. Elles s'alignent parallèlement aux clivages du minéral.

Les clinopyroxènes de petites dimensions (0,2 à 0,5 mm) forment de véritables textures en mosaïque. Ces cristaux ont des contours polygonaux et sont, soit jointifs, soit moulés par des minéraux opaques. Les clinopyroxènes peuvent en outre

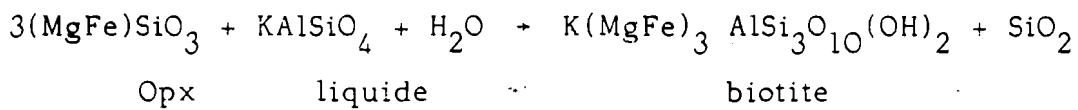
se transformer en amphibole et contiennent des oxydes en bâtonnets disposés parallèlement aux clivages.

Les plagioclases (An 58-45) présentent des macles polysynthétiques nettes et l'on peut soupçonner un léger zonage grâce à la disposition des zones altérées.

L'amphibole est très poecilitique. Ces limites sont sinueuses et elle n'est ni maclée, ni zonée. Les clivages du minéral sont soulignés par l'existence de fines aiguilles d'oxyde.

La biotite primaire est représentée par de petits cristaux (0,3 mm) xénomorphes. Elle est très pléochroïque et de couleur brune.

La transformation visible au niveau des Opx peut être expliquée par une réaction du type :



D'où un enrichissement en eau des liquides différenciés comme en témoigne l'abondance de l'amphibole (Pons, 1982). La biotite peut subir à son tour des transformations entraînant une expulsion du fer et un dépôt d'oxyde sur les bordures (fig. 27).

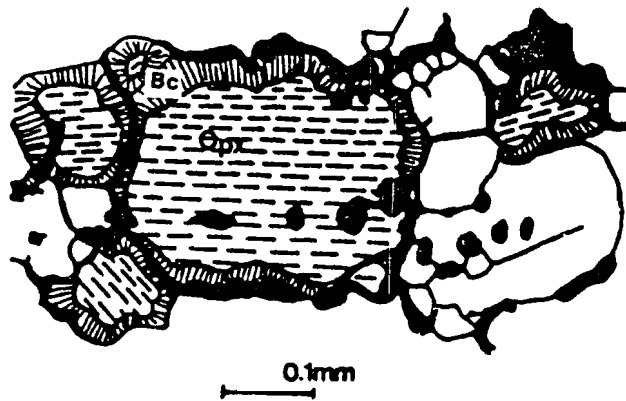


Fig. 27 - Transformation de l'Opx en biotite chloritisée (Bc) et en minéraux opaques.

II.2.2.2. - Gabbros et diorites à mégacristaux d'amphibole

Les roches à mégacristaux d'amphibole n'ont été identifiées qu'à l'intérieur de la série de Tonkouto où elles forment des lits d'épaisseur variable. Dans la partie sud, leur épaisseur ne dépasse guère 3 m, par contre au Nord de Sandiako, elle peut être supérieure à la dizaine de mètres.

Suivant leurs caractères pétrographiques, nous distinguerons deux types de roches : les gabbros et les diorites.

- Les gabbros affleurent au Nord de Tonkouto, sur la route Sandikounda - Sonfara et sont intercalés entre les lits de diorites à amphibole. La roche est de couleur verdâtre, avec des mégacristaux

d'amphibole, elle s'effrite à la moindre contrainte. Dans ce contexte, il n'est pas étonnant que l'on ne puisse pas retrouver la succession intégrale des différents faciès sur le terrain.

- Les diorites sont plus abondamment représentées que les gabbros et se répartissent dans un ensemble beaucoup plus vaste. Elles affleurent en maints endroits depuis la rivière de Gandamaka à l'Ouest de Sandiako jusqu'au contact entre la série litée et les roches vertes à l'Ouest des plateaux latéritiques. Elles alternent avec les diorites à amphibole. En faisant une coupe SE-NW à la hauteur de Sandiako, on s'aperçoit que les lits deviennent de plus en plus épais vers le NW, de 2 à 3 m, on passe à des lits dont la puissance est de plusieurs dizaines de mètres. La roche devient leucocrate et la taille des mégacristsaux, de même que leur proportion, s'amenuisent (fig. 28 et 29). Les diorites à mégacristsaux d'amphibole n'ont pas été observées à l'intérieur des diorites quartziques à amphibole et biotite.

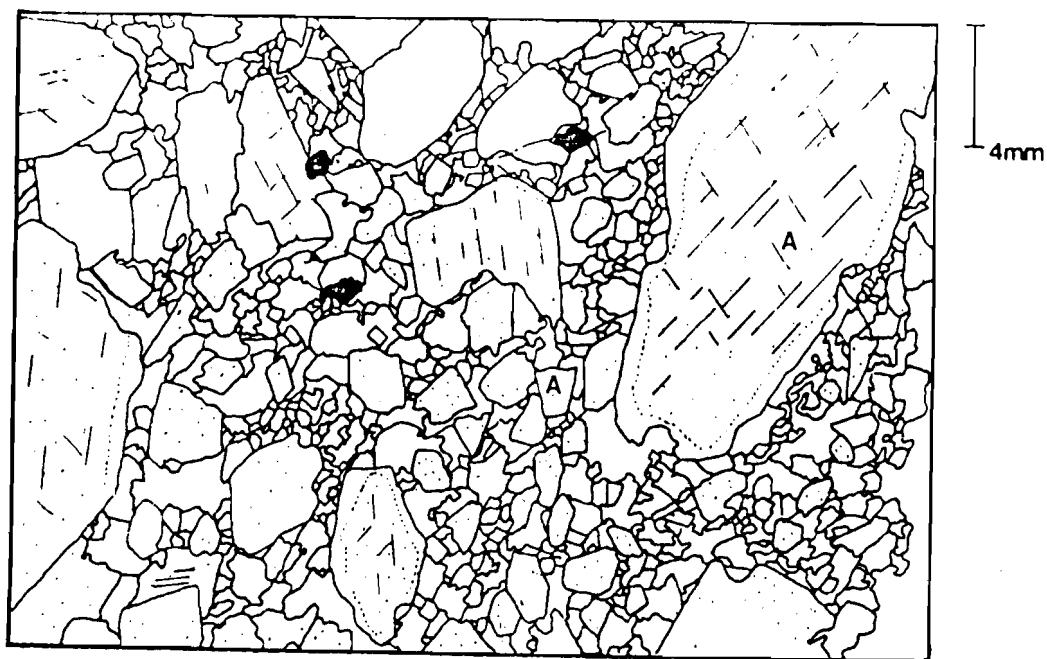


Fig. 28 - Texture des gabbros à mégacristsaux d'amphibole dans la partie méridionale de la série de Tonkouto. L'amphibole (A), dont la taille peut dépasser 1 cm, est zonée.

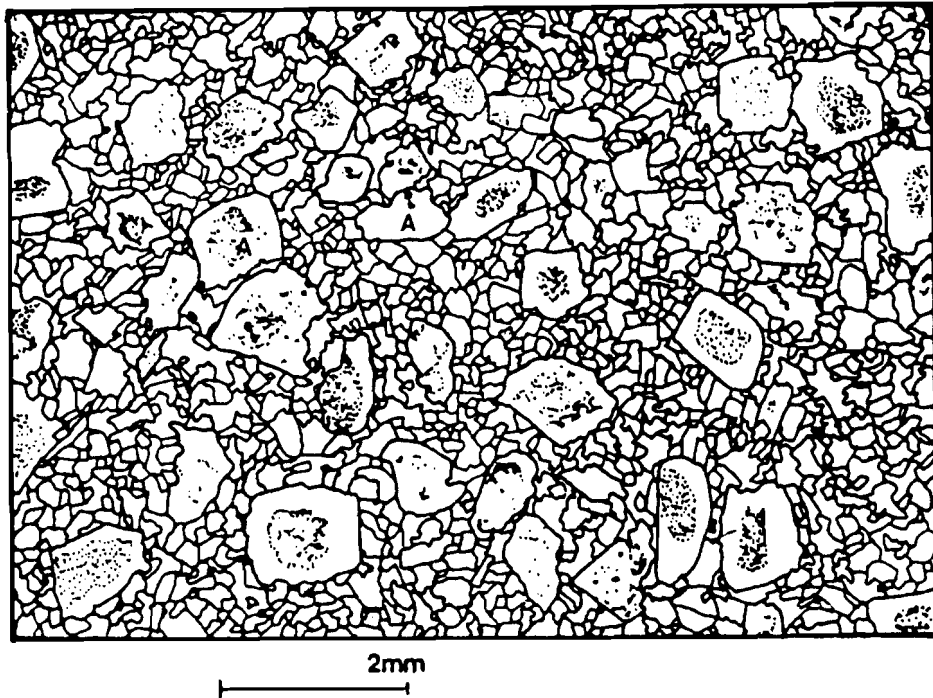


Fig. 29 - Texture des diorites à mégacristaux d'amphibole dans la partie méridionale de la série de Sansankoto. L'amphibole (A) a une taille plus réduite et le coeur du minéral est occupé par des minéraux phylliteux.

Texture

La texture des roches gabbroïques dépend de la morphologie de l'amphibole qui constitue la quasi totalité des minéraux ferromagnésiens. L'amphibole se présente en cristaux automorphes souvent jointifs, ce qui donne à ces roches une texture cumulative assez nette. Le plagioclase et le quartz forment la phase interstitielle (fig. 30).



Fig. 30 - Texture des gabbros à mégacristaux d'amphibole. Les plagioclases (Pl) sont xénomorphes, alors que l'amphibole (A) qui est la principale phase ferromagnésienne, est automorphe.

Caractères pétrographiques

a) - Gabbros à mégacristaux d'amphibole

L'amphibole. Elle est automorphe et de taille variable, autour de quelques millimètres mais peut, dans certains cas dépasser 2 cm. C'est une amphibole légèrement pléochroïque et de couleur vert-olive avec des macles simples ou multiples. On peut grosso-modo distinguer, d'après la taille et les relations avec les autres minéraux, trois sortes d'amphiboles.

- Une amphibole automorphe de grande dimension (> 2 cm) zonée avec au centre des inclusions très allongées de minéraux phylliteux ou de petites paillettes de chlorite.

- Une amphibole automorphe de taille moyenne (1 mm) avec des reliques de pyroxènes.

- Une amphibole en petits cristaux (0,1 à 0,3 mm) à contours polygonaux, qui se retrouve exclusivement à l'intérieur des mégacristaux d'amphibole (fig. 31).

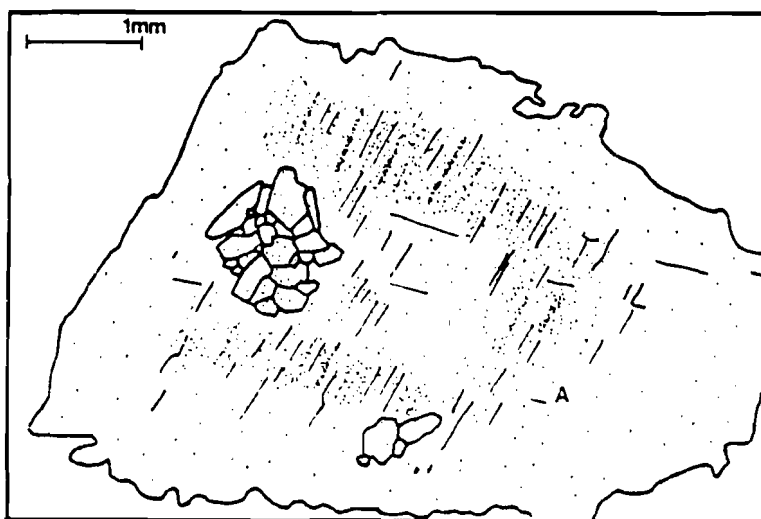


Fig. 31 - Grains à contours polygonaux d'amphibole à l'intérieur d'un mégacristal de même nature.

Les plagioclases (An 40) sont xénomorphes, très altérés (séricitisation) et les macles polysynthétiques peu visibles. Ils renferment des inclusions d'amphibole.

Le quartz est peu abondant et sans forme cristalline propre.

b) - Diorites à mégacristaux d'amphibole

Dans les diorites à mégacristaux d'amphibole, la proportion des plagioclases (andésine) augmente sensiblement et leur habitus devient sub-automorphe à automorphe. Ils peuvent même se retrouver en inclusion dans les amphiboles, contrairement à ce qui se passe dans les gabbros. On peut discerner une fine bordure albitique au niveau de certains cristaux. Le microcline interstitiel fait son apparition mais reste très discret. De rares figures de myrmékite au contact entre les bordures albitiques des plagioclases et le microcline ont été observées. Le quartz en cristaux isolés demeure peu abondant. Par contre, on note un développement des minéraux accessoires tel que le leucoxène, l'apatite et le zircon.

Ordre de cristallisation

Il est intéressant de souligner le changement de forme des plagioclases. Xénomorphes dans les gabbros à mégacristaux d'amphibole, ils acquièrent une forme automorphe dans les termes dioritiques plus évolués. Ce changement signifierait un bouleversement de l'ordre de cristallisation de ces roches. L'amphibole qui était le premier minéral à cristalliser dans les gabbros est supplantée par le plagioclase dans les diorites. Le quartz et le microcline ont été les derniers minéraux à cristalliser.

II.2.2.3 - Gabbros à amphibole

Ces roches occupent une zone de faible extension (quelques dizaines de mètres) par rapport à l'ensemble des autres formations. Elles forment une bande allongée suivant la direction NE-SW. Elles affleurent essentiellement à 3,6 km de Sonfara sur la route Sonfara - Laminia. Aucune structure n'a été décelée sur le terrain, excepté un alignement très localisé des mégacristaux de plagioclases. En général, le grain de la roche est plus homogène et plus grossier que celui des diorites à amphibole dans lesquelles elles sont intercalées.

Texture

La texture de la roche ne présente aucune caractéristique majeure, mise à part l'association souvent complexe entre l'amphibole et le quartz. Ces deux minéraux peuvent se mettre en contact de trois manières différentes.

i) - Contact simple sans réaction ;

ii) - Association symplectique entre le quartz et l'amphibole se manifestant par l'existence de gouttelettes de quartz sur la bordure de l'amphibole ; parfois ces gouttelettes gagnent l'ensemble du minéral et peuvent alors se confondre avec le quartz d'origine secondaire ;

iii) - Inclusion de quartz sub-automorphe dans l'amphibole et vice versa.

Ces différentes figures nous indiquent que le quartz a eu une cristallisation largement étendue dans le temps.

Caractères pétrographiques

Dans la classification de Streckeisen (1974), la roche a une composition de gabbro. Le plagioclase (55 %) représente la principale phase minéralogique suivie de l'amphibole (40 %). Le pourcentage du quartz est inférieur à 5 %.

Les plagioclases sont automorphes et légèrement zonés. Les doubles macles albite et carlsbad sont fréquentes. Leur pourcentage en anorthite est d'environ 40 % mais les produits de transformation (calcite, épidote) laissent penser que le plagioclase originel était plus basique.

Le quartz a, comme nous venons de le voir, un habitus variable suivant qu'il est ou non en inclusion dans l'amphibole. Son extension est légèrement ondulante.

L'amphibole de type hornblende-actinote, est automorphe. Elle peut renfermer des reliques de clinopyroxènes et sa transformation en chlorite est fréquente.

L'apatite et les oxydes ferro-titanés, souvent transformés en leucoxène, sont abondants dans ce faciès.

II.2.2.4 - Diorites à amphibole

Elles affleurent bien sur les routes Sonfara - Konkoto et Sonfara - Sandikounda. Leur étude et leur délimitation est compliquée par l'envahissement de quartz tardif. Dans les mêmes formations on note sur le terrain, une forte variation des teneurs en quartz sans qu'il soit possible de distinguer les zones anormalement riches en quartz, des autres.

Les diorites à amphibole se répartissent en gros suivant deux zones entrecoupées par les gabbros à amphibole. En faisant une coupe E-W Konkoto et Sonfara, on rencontre successivement : i) les diorites à amphibole, dont le litage est particulièrement marqué avec une alternance des zones riches en amphibole et des zones feldspathiques ; ii) les gabbros à amphibole à grain plus homogène ; iii) de nouveau les diorites à amphibole formées par une alternance de lits clairs et sombres ; iiiii) les diorites quartziques à amphibole et biotite. L'amphibole dont les teneurs restent élevées (30 à 55 %) est responsable de la coloration verte des roches.

En vue de faciliter l'étude pétrographique des diorites, nous distinguerons : les diorites riches en amphiboles, autrement dit, les lits sombres, et les diorites riches en plagioclases, qui constituent les lits clairs. Il serait fastidieux, voire impossible de vouloir faire une étude lit par lit de ces formations, mais à l'intérieur des différents lits, il existe des variations. C'est ainsi que dans les lits sombres par exemple, le pourcentage l'habitus et la taille des minéraux ferromagnésiens, sont sujets à des variations plus ou moins fortes. De même, les teneurs en quartz, le niveau d'altération des plagioclases et leur teneur en anorthite peuvent se modifier d'un lit à un autre.

a) - Diorites riches en amphibole

Leur texture est isogranulaire. Les amphiboles ont un habitus automorphe, mais dans le détail leur forme a subi une légère variation. Dans les termes les plus basiques, l'amphibole est automorphe et a tendance à se regrouper en amas de 0,5 cm

allongés dans le sens de la foliation. Du point de vue macroscopique, ces amas paraissent n'être constitués que d'un seul cristal à l'intérieur d'une matrice elle-même riche en amphibole, mais en réalité il s'agit d'une agglomération de cristaux de plus grande taille (fig. 32). Dans les termes plus évolués ces amas disparaissent et l'amphibole s'organise en lits. Elle garde sa forme automorphe et peut devenir aciculaire (fig. 33).

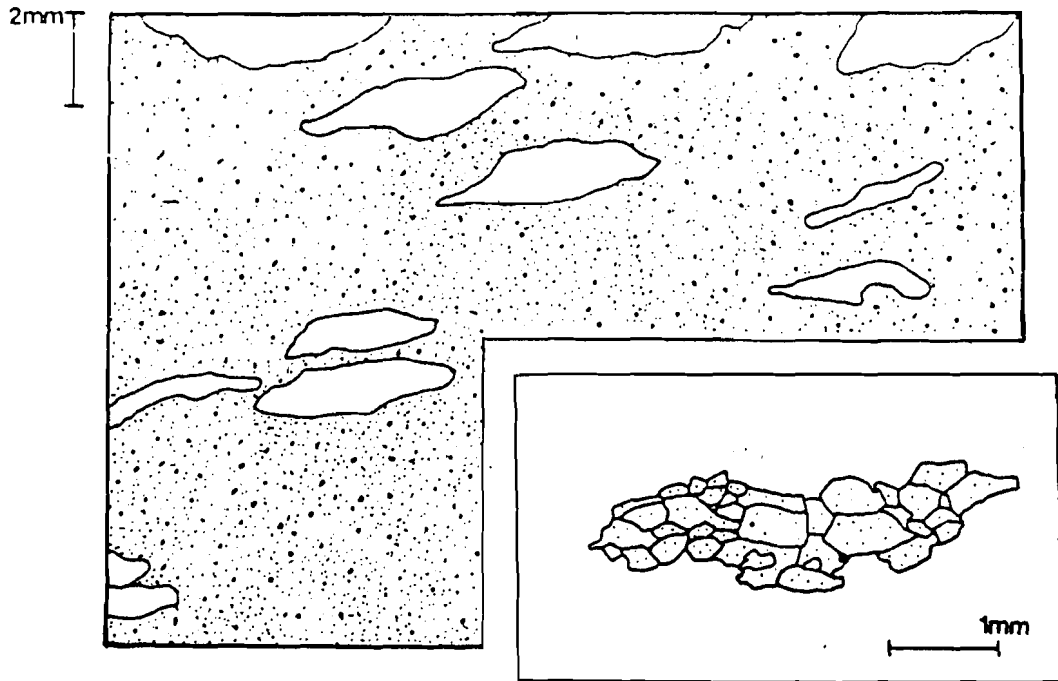


Fig. 32 - Amas d'amphiboles allongées marquant la fluidalité planaire de la roche.

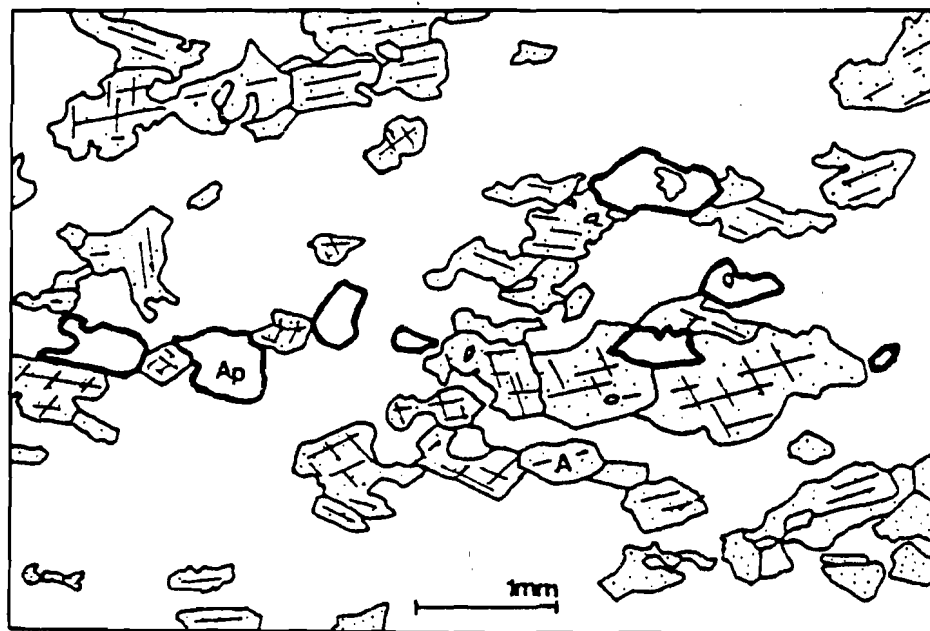


Fig. 33 - Lit à amphibole - plagioclase dans une diorite à amphibole - Noter la richesse en apatite (Ap) de ce lit.

Les relations entre l'amphibole et le plagioclase ne sont pas toujours nettes dans les lits les plus basiques à cause de l'altération extrêmement poussée de ces derniers. Toujours est-il que la présence de plagioclase en inclusion dans l'amphibole nous amène à penser qu'il aurait cristallisé en premier.

On note aussi une variation dans la forme des oxydes, xénomorphes dans les termes les plus basiques, ils deviennent automorphes dans les derniers termes dioritiques plus acides.

b) - Diorites riches en plagioclase

Essentiellement constituées de plagioclases automorphes et de taille homogène (1 mm), ces diorites présentent une texture de cumulat très nette (fig. 34). Le plagioclase forme la principale phase cumulus de ces faciès. L'amphibole devient xénomorphe et sa taille se réduit considérablement.

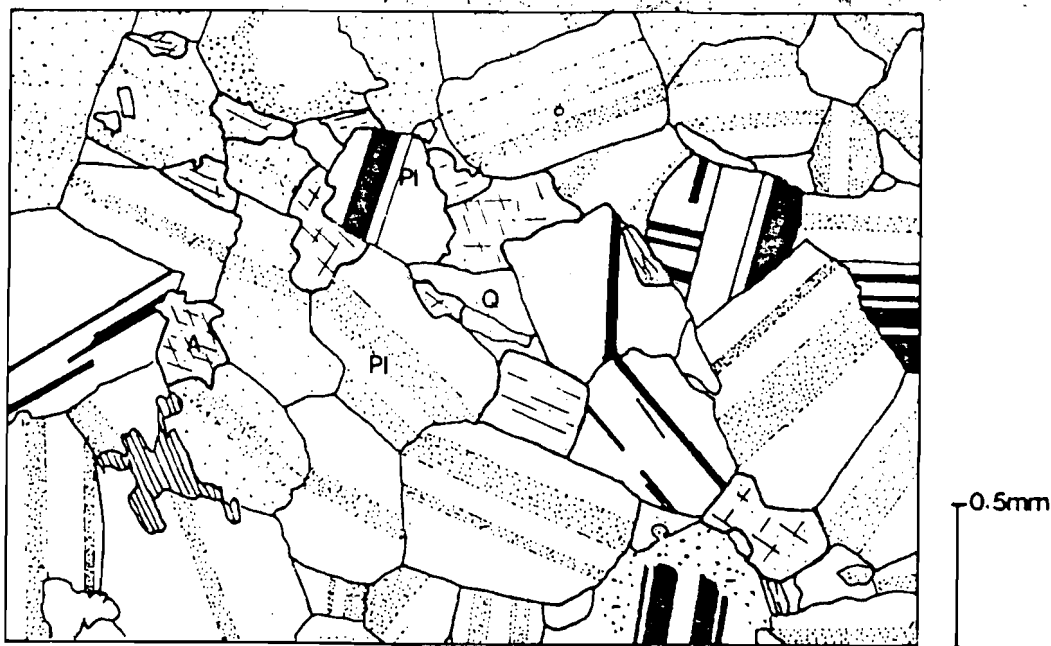


Fig. 34 - Texture des diorites riches en plagioclase. Les plagioclases (P) automorphes forment la principale phase cumulus. L'amphibole (A) peu représentée dans les échantillons de ce type, est constituée de petits cristaux xénomorphes. Le quartz (Q) est interstitiel.

Caractères pétrographiques

Les plagioclases (An 27-33) sont en général limpides malgré l'existence de zones légèrement troubles et les macles polysynthétiques peu marquées. Selon la nature du lit, leur pourcentage modal varie de 30 à 90 %. Le quartz (5 à 11 %) est interstitiel avec une extinction homogène. Il peut corroder le plagioclase. L'amphibole (5 à 50 %) de type hornblende, constitue la principale phase ferromagnésienne. L'apatite, la calcite, la chlorite (provenant de la transformation de l'amphibole) et les minéraux opaques, sont présents.

Remarques. En général, le microcline est absent. Cependant l'échantillon 134 récolté à proximité de la série de Sansankoto, renferme jusqu'à 45 % de microcline. Cet enrichissement anormal en microcline n'a été observé que sur un affleurement de 2 m environ.

11.2.2.5 - Diorites quartziques à amphibole et biotite

Ces roches furent d'abord cartographiées comme étant des granites syntectoniques avec une tendance dioritique nette (Bassot et al., 1963), puis comme une entité à part, appartenant au granite de type Diakali (Witschard, 1965), ce qui revenait à considérer qu'elles avaient la même origine que le granite de Laminia et le granite à muscovite (voir partie sur les granites). Cependant, il apparaît que les diorites quartziques représentent la partie la plus évoluée des formations basiques de la partie occidentale du secteur de Médina - Foulbé - Sonfara - Laminia. Elles affleurent dans la partie occidentale de la série de Tonkouto, à 2 km de Sonfara et aux environs de Sandiako. Elles sont en contact à l'Est avec les diorites à amphibole et disparaissent à l'Ouest sous les formations paléozoïques. La roche est de couleur blanche avec des cristaux sombres de biotite et d'amphibole.

Caractères pétrographiques

La texture est grenue et plus grossière que les précédentes. La taille moyenne du grain est d'environ 3 mm. Les plagioclases sont toujours automorphes et maclés albite et carlsbad. Les figures de syneusis sont fréquentes. Le quartz interstitiel se retrouve sous forme de petits cristaux à extinction plutôt franche. Les amphiboles présentent des bordures réactionnelles constituées de biotite secondaire. Cette biotite se rencontre aussi à l'intérieur du minéral, en association ou non avec du sphène (fig. 35). La biotite primaire fait sa réapparition sous une forme xénomorphe. Elle renferme des inclusions de plagioclase et de prehnite en rosette. Le sphène (1,5 mm), l'apatite, les opaques forment les minéraux accessoires de ce faciès.

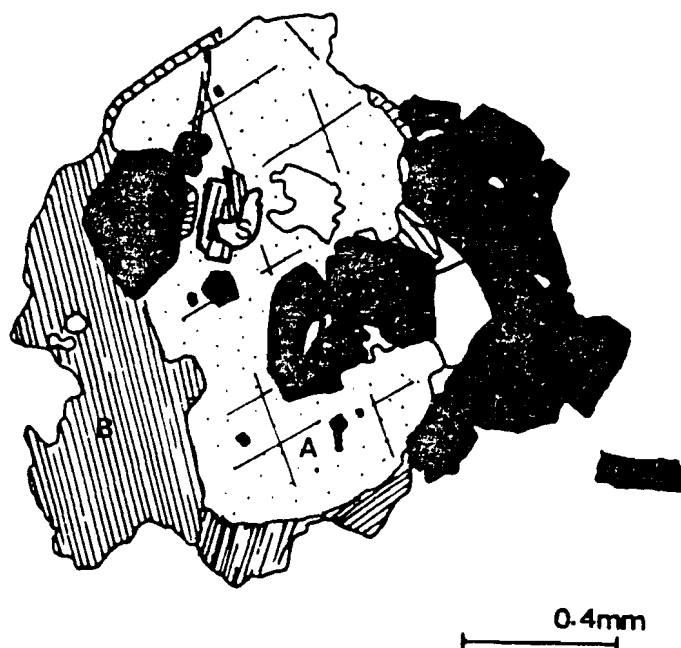


Fig. 35 - Transformation de l'amphibole (A) en biotite (B) et en sphène (S). Noter la forme automorphe des minéraux opaques.

II.3 - SERIE DE SANSANKOTO

II.3.1 - Généralités

La série de Sansankoto affleure dans la partie nord de notre secteur. Elle constitue le prolongement septentrional de la série de Tonkouto. Elle est limitée à l'Est et à l'Ouest par l'unité granodioritique sans phénocristaux de microcline.

Parmi cette série, Witschard (1965) avait distingué un faciès à pyroxène dans le secteur de Goulouguina, où il fut cartographié sous forme de pointements de 1,5 km de diamètre environ, disséminés à l'intérieur du granite à muscovite du type Diakali et du granite "migmatoïde". Afin de retrouver ces roches, nous avons été amenés à faire un échantillonnage très serré des faciès situés entre Dioubéba au Sud et Goulouguina essentiellement le long de la Falémé. Ces faciès contenaient tous des pyroxènes et présentaient un litage qui était certes moins marqué qu'au Sud, mais bien régulier. La majorité des faciès représentés dans ce secteur est leucocrate, sauf au Sud de Sansankoto, où la roche devient mélanocrate et finement grenue. Selon la texture et la présence ou l'absence de certaines phases minérales, nous distinguons :

- des gabbros riches en pyroxènes
- des leucogabbros
- des diorites quartziques.

Ces trois types alternent dans un dispositif lité.

II.3.2 - Localisation et caractères pétrographiques

II.3.2.1 - Gabbros riches en pyroxène

Ils sont représentés par des formations de 10 à 20 m de puissance. Ils affleurent bien au Sud de la seconde butte (orientée N-S) de la boucle supérieure de la Falémé. La roche est constituée d'un fond sombre avec des lattes de plagioclases (0,5 à 1 cm) de couleur blanche, qui deviennent roses par altération.

Texture

La texture de ces roches ressemble énormément à celle des gabbros à pyroxène de Tonkouto, mises à part l'absence d'amphibole poecilitique et la présence de mégacristaux de plagioclase.

L'Opx, le Cpx et le plagioclase, forment la phase cumulus, tandis que la biotite et les oxydes constituent la phase intercumulus. Si l'Opx semble être le premier minéral à se déposer, les rapports entre plagioclase et pyroxène ne sont pas toujours nets. En effet, les cristaux de ces deux phases renferment en inclusion des cristaux de taille variable de l'autre phase. Ainsi, les mégacristaux de pyroxène peuvent mouler et même englober de petits cristaux de plagioclase. Ces inclusions se disposent sur la bordure et ne se retrouvent jamais au coeur du minéral. Par contre, les mégacristaux de plagioclase renferment des inclusions de pyroxènes sans disposition particulière. Ces observations nous permettent de penser que le plagioclase aurait commencé sa cristallisation avant la fin de celle du Cpx.

Caractères pétrographiques

Plagioclases (An 40-48). Ils forment des lattes très allongées (1 cm) ou des cristaux de taille plus modeste (~ 1 mm) répartis uniformément dans la roche. Les mégacristaux sont séricitisés et renferment des inclusions de pyroxène et d'apatite. Ils constituent environ 60 % du pourcentage modal de la roche.

Pyroxènes (30 %). Ils sont automorphes et souvent transformés. Dans ce faciès, on retrouve deux sortes de pyroxènes :

Le Cpx (~ 10 %) se présente sous forme de cristaux automorphes et de taille variable (0,2 à 2 mm). Ils se transforment en amphibole. Les produits de transformation se manifestent sous forme de petites taches à l'intérieur du minéral. Le clinopyroxène peut aussi être le siège d'un envahissement d'oxydes disposés parallèlement aux clivages.

L'Opx (~ 20 %) est de forme tabulaire et se transforme en biotite et en quartz.

Biotite (5 %). Elle est de couleur brune et très pléochroïque. Elle se présente sous forme de larges plages xénomorphes (2 mm) et contient des inclusions de prehnite parallèles aux clivages.

II.3.2.2 - Les leucogabbros (riches en plagioclase)

Ces gabbros occupent la partie orientale de la série de Sansankoto. Ils sont de teinte claire, avec des traînées de minéraux ferromagnésiens. Ces derniers peuvent former des "enclaves" constituées exclusivement d'amphibole et d'apatite. Cet ensemble est traversé par des filons de roches microgrenues de 2 à 3 m de large, très plissés et affectés par de nombreuses diaclases.

Les plagioclases (~ 40 %) sont séricitisés, automorphes et maclés carlsbad et albite. Les macles sont serrées et souvent tordues (fig. 36). Les cristaux ($> 0,5$ mm) courbés présentent des fractures perpendiculaires à l'allongement du minéral. Ces phénomènes conjugués aux observations macroscopiques, à savoir l'existence de filons de puissance métrique déformés, témoignent d'une tectonique intense. Des figures de myrmérite ont été observées dans les termes à microcline au contact entre le plagioclase et le microcline.

Le quartz toujours interstitiel, montre une extinction ondulante. Il est faiblement représenté dans les roches de ce type (2 à 5 %).

Le microcline (0 à 10 %), est xénomorphe et présente des macles quadrillées.

L'amphibole est la plupart du temps secondaire, cependant l'amphibole primaire se présente en cristaux automorphes parfois réunis en nodules pouvant atteindre 15 cm de diamètre. L'amphibole peut être secondaire et se développer sur les cristaux de Cpx.

Les clinopyroxènes (10 à 20 %) automorphes, subissent des phénomènes de transformation en amphibole, très marqués sur les bordures.

La biotite se présente en larges plages xénomorphes et poecilitiques (avec des inclusions d'apatite, d'oxydes, de zircon) ou sous forme très allongée. Elle contient de la prehnite disposée parallèlement aux clivages du minéral hôte. Dans certains cas, la biotite est chloritisée. Elle devient moins pléochroïque, se colore en vert et sa bordure s'enrichit en minéraux opaques.

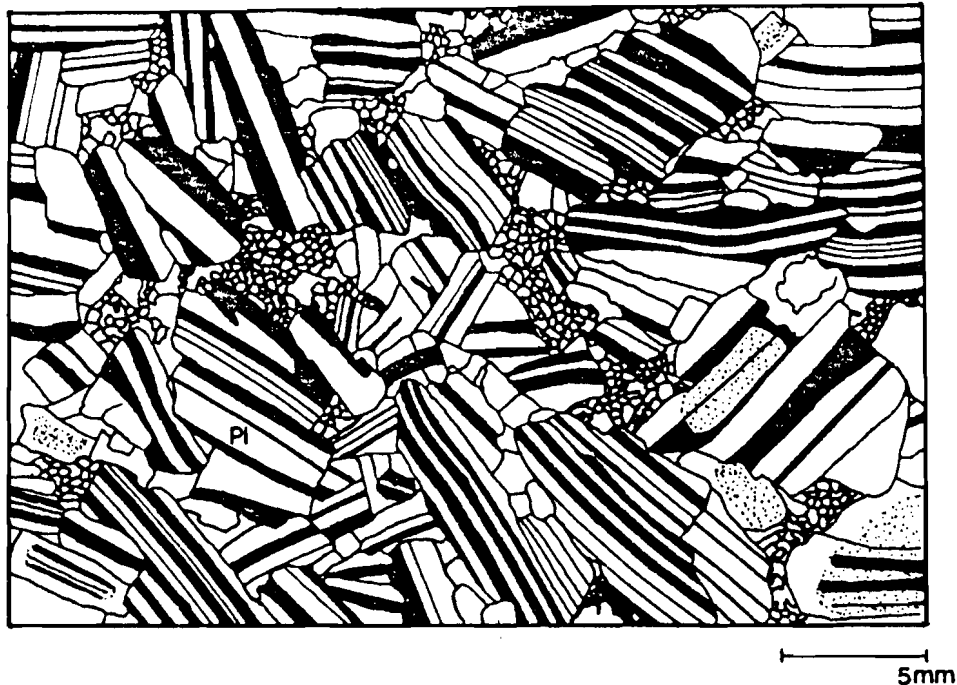


Fig. 36 - Texture des gabbros norites. Les minéraux ferromagnésiens remplissent les interstices entre les lattes de plagioclases. Noter la courbure des macles polysynthétiques des plagioclases.

II.3.2.3 - Les diorites quartziques

Les diorites quartziques sont les mieux représentées dans la série de Sansankoto. Elles occupent la partie occidentale comprise entre les gabbros à pyroxène et l'unité granodioritique sans mégacristaux de microcline à l'Est d'Alinguel. Malheureusement, les contacts entre les deux formations n'ont pas été observés. Si la composition minéralogique de ces roches est peu variable, la taille du grain est sujette à de fortes variations.

Le plagioclase (45 %) qui déterminait la texture des faciès précédents, conserve son habitus automorphe mais devient nettement moins important. Il est zoné, avec un coeur généralement séricitisé et une bordure albitique. Les macles carlsbad et les figures de syneusis sont fréquentes.

Le microcline (7 à 15 %) est interstitiel et très poecilitique ; il renferme des perthites en flammes et des bourgeons myrmékistiques lorsqu'il est en contact avec le plagioclase.

Le quartz est xénomorphe en grains interstitiels et en gouttelettes arrondies lorsqu'il est en inclusion dans l'amphibole. Notons que le quartz est souvent associé à la biotite.

Le clinopyroxène est automorphe et souvent maclé. Il est corrodé par le quartz, ce qui donne à ces contours un aspect quelquefois dentelé. Sa transformation en amphibole associée à des oxydes est courante.

L'amphibole peut apparaître indépendamment des phénomènes d'ouraltisation, sous une forme sub-automorphe dépourvue de toute inclusion ou de reliques de pyroxène.

La biotite de couleur brune, présente une extinction ondulante avec des clivages déformés. Elle renferme de petites inclusions de zircon, d'apatite et de prehnite.

Ces roches sont parsemées de zones de composition gabbroïque, avec des limites diffuses (fig. 37).

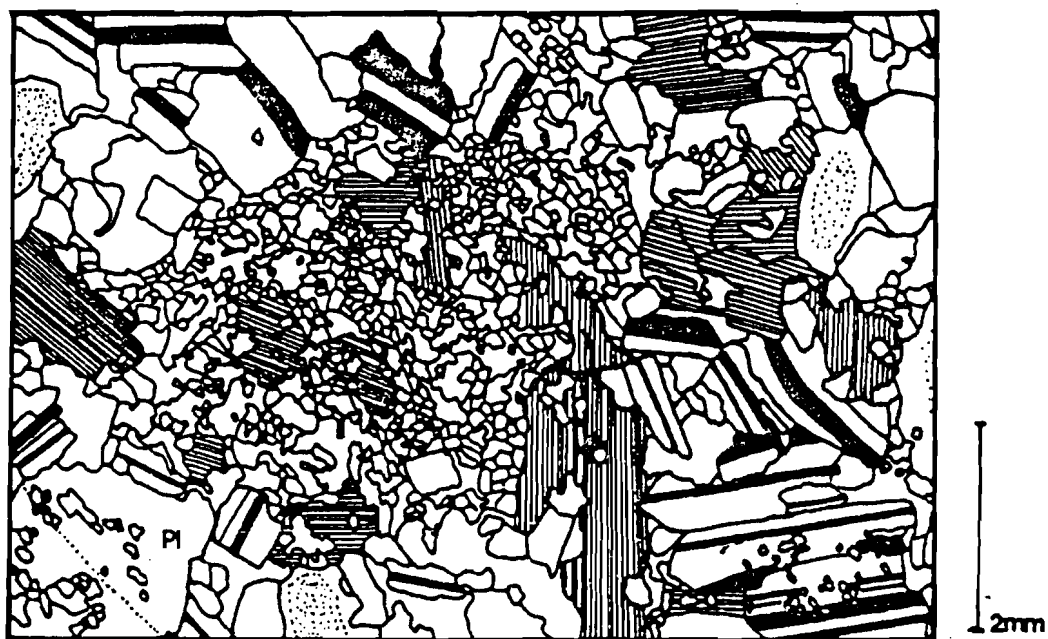


Fig. 37 - Relique de gabbros à l'intérieur de la diorite quartzique.

II.4 - ANALYSE MODALE

L'analyse modale des séries de Tonkouto et de Sansankoto a été effectuée par comptage de points. Certaines précautions ont été prises en vue de rendre cet échantillonnage le plus crédible possible. C'est ainsi que toutes les lames qui ont fait l'objet de cette analyse appartiennent à des lits pris séparément.

Pour visualiser la variation des principales phases minéralogiques et comparer les deux séries, nous avons projeté toutes les données sur la fig. 38a.

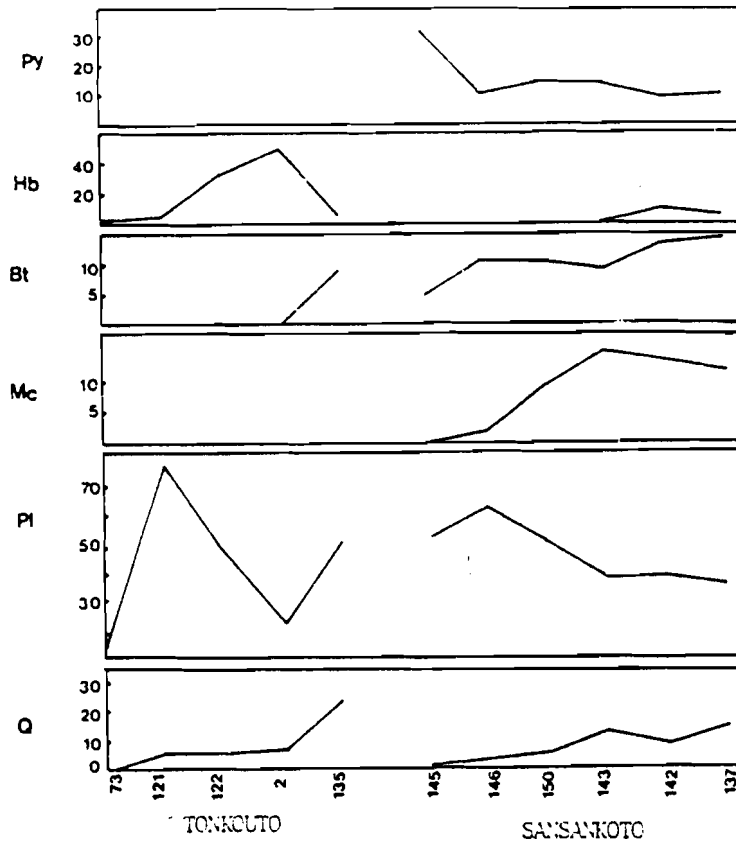


Fig. 38a- Analyses modales des principales variétés pétrographiques non porphyriques des séries de Tonkouto et de Sansankoto.

L'orthopyroxène n'existe que dans les gabbros riches en pyroxène et disparaît dans les autres faciès. Le clinopyroxène bien représenté dans la série de Sansankoto diminue progressivement en allant vers les formations les plus évoluées, par contre la biotite et l'amphibole augmentent régulièrement. L'amphibole primaire fait son apparition à partir des diorites quartziques. Le plagioclase et le microcline augmentent vers les gabbros riches en plagioclase pour suivre une évolution différente dans les autres faciès. Le pourcentage en quartz progresse au fur et à mesure que l'on se rapproche des diorites quartziques.

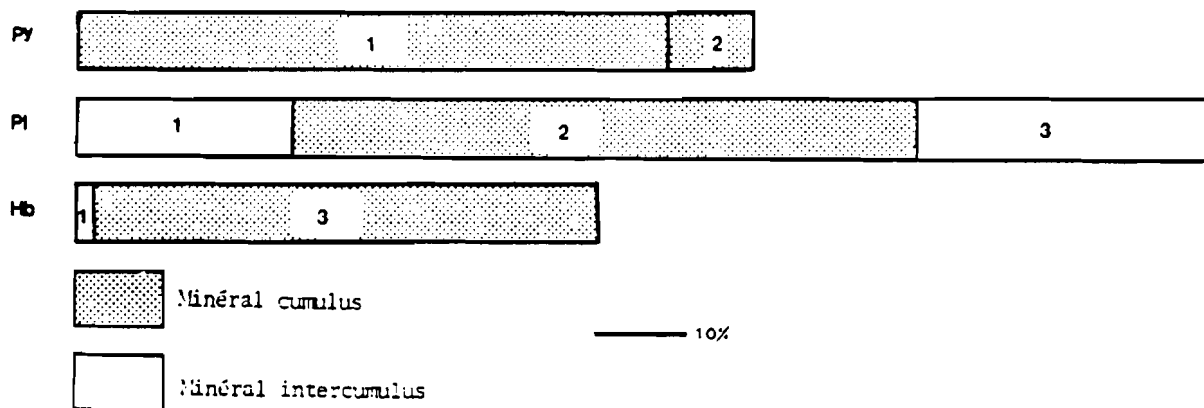


Fig. 38b- Proportions des principales phases minérales des roches à tendances cumulatives : gabbros riches en pyroxènes (1), gabbro-norites (2), diorites à amphiboles (3).

Sur la fig. 38b, nous avons représenté les proportions des principales phases minérales des roches à tendance cumulative.

II.5 - ORIGINE DU MICROCLINE

La dualité du comportement du microcline et de l'amphibole entraîne un positionnement différent dans le diagramme Px-Pl-Hb (fig. 39). En effet, les roches de la série de Sansankoto se situent dans la zone des gabbros norites, tandis que les échantillons de Tonkouto, hormis les gabbros riches en pyroxène, s'alignent parallèlement à la droite Pl-Hb.

En plus, en reportant les données fournies par le compteur de points sur le diagramme de Lameyre et Bowden (1982) (fig.), on constate (mis à part l'échantillon 134) l'existence de deux tendances : tholéitique pour la série de Tonkouto et calco-alcaline pour la seconde. Bien sûr, l'on peut faire remarquer que l'amphibole et la biotite, qui ne sont pas prises en compte dans ce diagramme, ont joué un rôle dans l'établissement de cette tendance tholéitique mais cela ne résoud pas le problème, car cette dichotomie persiste au niveau chimique dans le diagramme $MgO-K_2O-Na_2O$.

Alors d'où vient cet excès de potasse ?

- Une métasomatose potassique ?
- Une contamination du magma primitif ?
- Une évolution différente d'une même souche magmatique ?

En revenant sur les données de terrain, on constate que la zone à microcline est très étendue (fig. 40), d'où, sans l'exclure totalement, nous pouvons dire que si la métasomatose potassique a joué un rôle par exemple pour l'échantillon 134, elle n'explique pas à elle seule la présence du microcline.

L'existence de reliques de roches étrangères au magma dioritique relatée dans les diorites quartzites milite en faveur d'un mélange magmatique, mais ce phénomène n'explique pas l'enrichissement en potasse, dans la mesure où ces reliques sont plus basiques que l'encaissant. Etant donné les mauvaises conditions d'affleurements, une étude isotopique serait d'un grand apport pour étudier une éventuelle contamination du magma dioritique.

L'évolution différente d'une même souche magmatique, qui semble être le mécanisme prépondérant dans la formation de cette tendance potassique, sera discutée dans la partie géochimique.

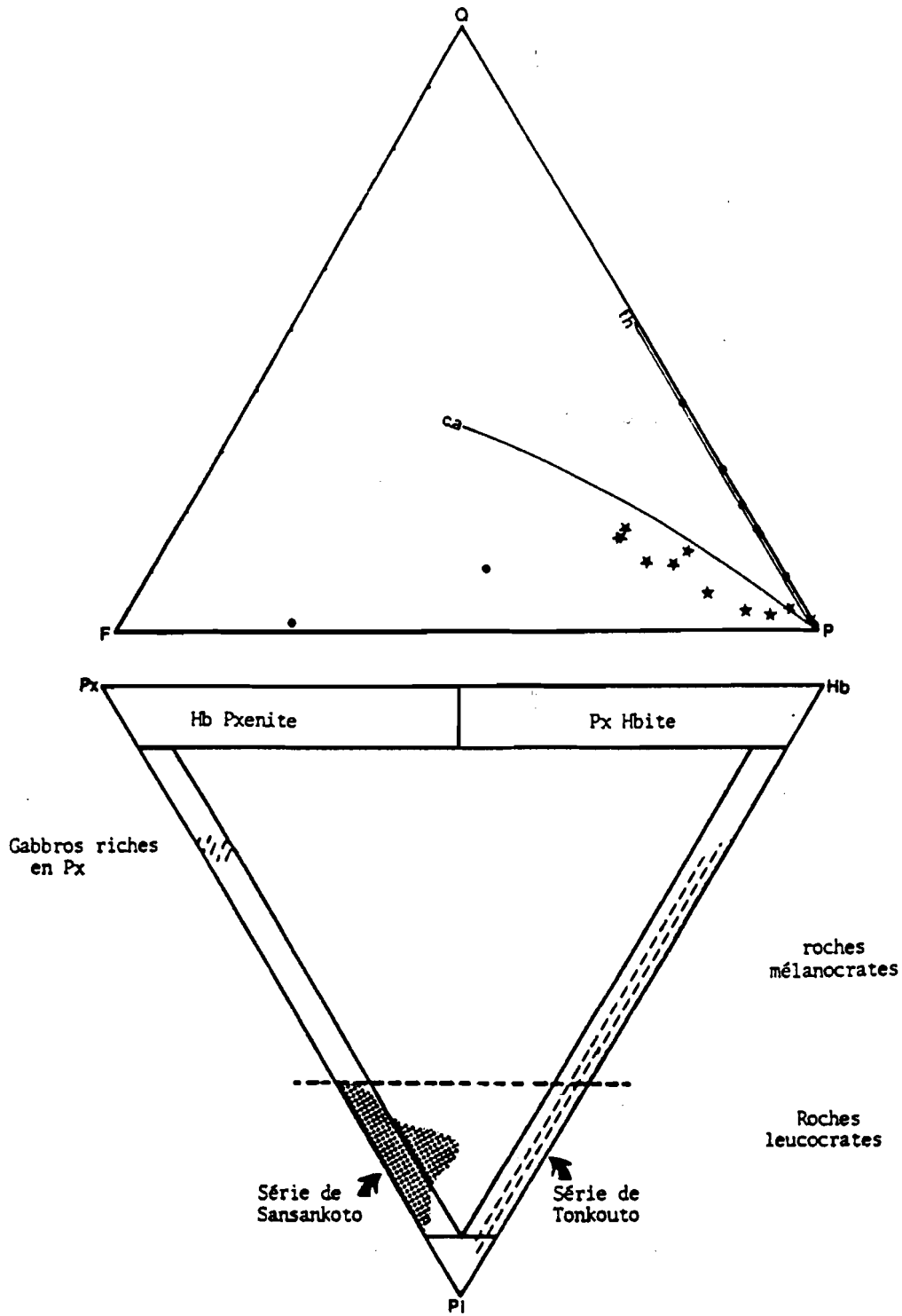


Fig. 39- Diagramme F-Q-P. Les diverses tendances des roches de Tonkouto (points) et de Sansankoto (étoiles) selon Lameyre et Bowden (1982). Dans le diagramme Px-P1-Hb les deux séries occupent des champs distincts.

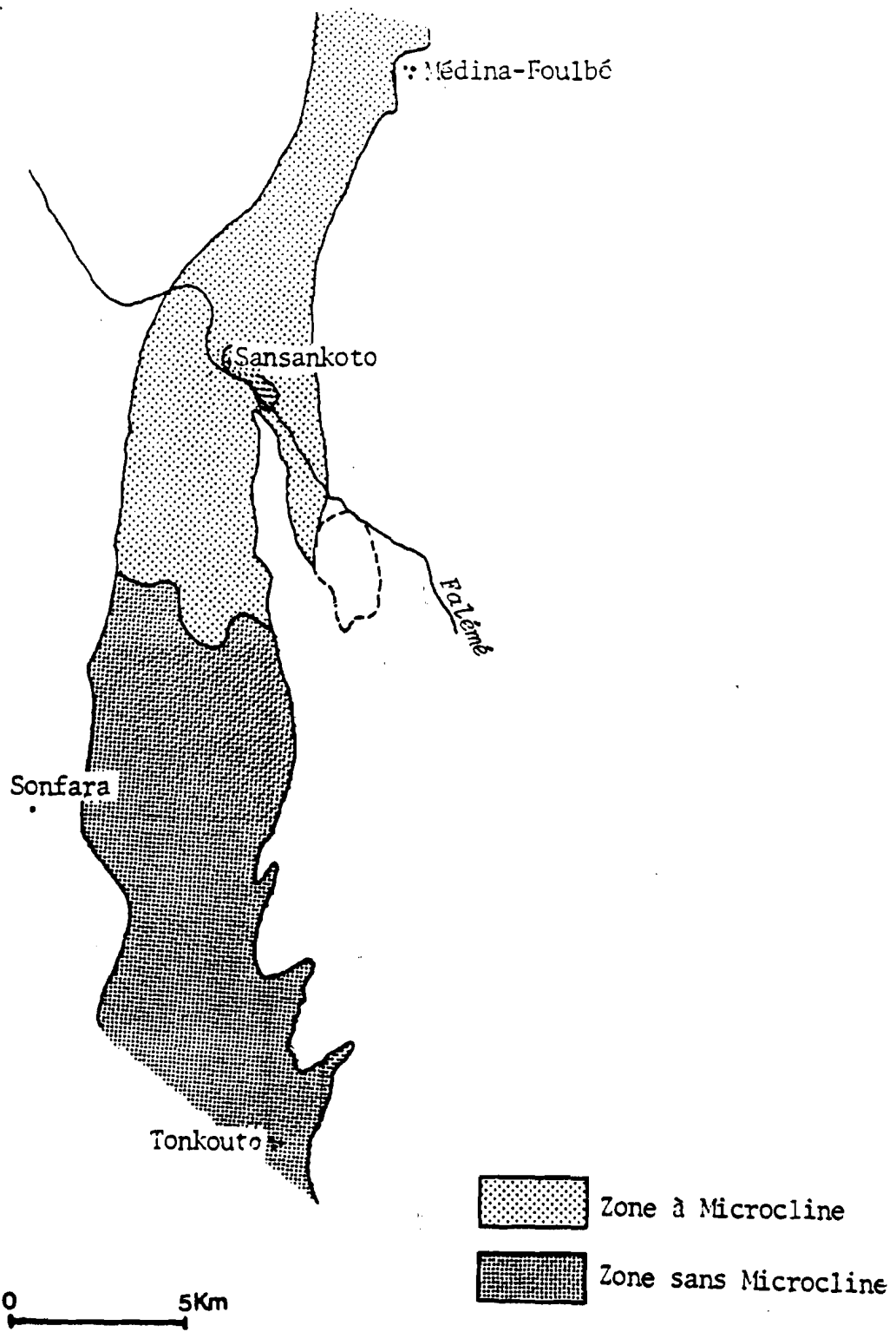


Fig. 40- Répartition du microcline dans les formations basiques de la partie occidentale.

II.6 - COMPARAISON DES SERIES DE SANSANKOTO ET DE TONKOUTO

	Plagioclase	Riotite	Microcline	Amphibole	Pyroxène	Litage
Série de Tonkouto	. Petite taille	. Absente sauf dans les diorites à biotite et les gabbros riches en pyroxène	. Absent *	. Omniprésente et souvent primaire	. Représenté uniquement dans les lers termes gabbroïques	. Bien marqué
Série de Sansankoto	. Grande taille . Bordure albitique et myrmécite fréquente	. Omniprésente	. Souvent présent	. Provient de la transformation des pyroxènes sauf exception	. Omniprésente	. Pas toujours évident

* Sauf au niveau de l'échantillon 134, où le pourcentage modal du microcline peut atteindre 45 %.

II.7 - CONCLUSION

L'étude pétrographique des formations basiques de Tonkouto et de Sansankoto révèle une grande diversité pétrographique et texturale, qui nous a conduit à subdiviser cet ensemble en deux séries. Ces séries sont constituées par une succession de différents faciès allant des gabbros aux diorites quartziques. Les faits marquant cette étude sont l'absence d'olivine au niveau des termes basiques, malgré les faibles teneurs en silice, les teneurs relativement basses en anorthite des plagioclases et la présence quelquefois très localisée du microcline.

Dans les gabbros riches en pyroxène, la séquence de cristallisation débute toujours par le couple orthopyroxène - clinopyroxène. Dans les diorites à amphibole et les diorites à plagioclase, l'ordre de cristallisation est bouleversé. Le quartz (sauf dans les gabbros à amphibole) et le microcline sont toujours tardifs.

II.8 - ETUDE MINERALOGIQUE DES FORMATIONS BASIQUES DE LA PARTIE OCCIDENTALE

II.8.1 - Rappel

Selon la nature du litage, le pourcentage des alcalins et leur situation géographique, nous avons défini deux séries dans l'ensemble des formations basiques.

SÉRIE DE TONKOUTO

	Gabbros riches en pyroxène	Gabbros à amphibole				Diorites quartziques (tonalites)			
n° Ech.	73	122	121	2'	1216	5183	5283	134'	135
Quartz	---	5,8	9,6	6,3	5,6	34,50	11,58	0,7	22,9
Plagioclase	24,8	57,2	35,9	33,1	87,8	57,49	58,4	15	60,7
Microcline	---	---	---	---	---	---	---	45	tr
Amphibole	2,1	33,6	51,9	58,0	5,10	7,80	26,38	36	5
Biotite	0,4	---	---	---	---	---	---	---	9
Pyroxène	68	tr	---	---	---	---	---	---	---
Accessoires	4,6	3,3	2,6	2,5	1,5	0,3	3,47	3,2	2,29

SÉRIE DE SANSANKOTO

	Gabbros riches en pyroxène	Leucogabbros			Diorites quartziques			
n° Ech.	145	146	147	150	143	142 ₁	139	137
Quartz	0,9	2,9	1,9	4,9	11,7	7,5	8,4	13,3
Plagioclase	61,9	72,6	62,1	60,3	48,6	48,8	46,9	45,4
Microcline	---	1,8	4,3	9,5	15,3	13,3	7,2	12
Amphibole	~	~	0,6	0,18	~	7,8	3,9	4
Biotite	4,9	10,7	6,7	10,3	8,8	12,9	17,7	13,9
Pyroxène	30,6	9,7	21,7	13,6	14,2	8,6	14,3	9,9
Accessoires	1,6	1,9	2,5	1,1	1,3	0,8	1,3	1,3

Analyses modales des principaux termes pétrographiques des formations basiques de la partie occidentale.

- Une série sud (ou série de Tonkouto) composée de cumulats ferromagnésiens et feldspathiques de nature gabbroïque ou dioritique avec beaucoup de minéraux ferromagnésiens hydratés (amphibole et/ou biotite). Cette série est quasiment dépourvue de feldspaths potassiques.

- Une série nord (ou série de Sansankoto) plus riche en minéraux leucocrates. Elle est essentiellement constituée de gabbros, qui évoluent dans la partie occidentale vers des diorites quartziques. Cette évolution se révèle dans la composition minéralogique par une variation progressive de la composition chimique des principales phases exprimées (Cpx - biotite).

II.8.2 - Chimisme des minéraux

L'ensemble des roches des formations basiques montre des caractères évolutifs sur le plan minéralogique. Chaque espèce minérale (particulièrement les biotites) présente des variations chimiques notables, suivant qu'elle appartient au faciès gabbroïque ou dioritique. Les analyses chimiques des minéraux ont été faites à la microsonde électronique.

A l'aide de quelques représentations graphiques, nous allons tenter de faire ressortir les caractéristiques chimiques des différents minéraux.

II.8.2.1 - Les pyroxènes

Dans la partie pétrographique, nous avons vu que les pyroxènes étaient différemment représentés dans les formations basiques de la partie occidentale. Uniquement représentés dans les premiers termes gabbroïques de la série de Tonkouto, particulièrement dans les gabbros riches en pyroxènes, les pyroxènes se retrouvent dans tous les faciès de la série de Sansankoto. Leur pourcentage modal varie de 10 à 70 %. Il décroît rapidement des gabbros riches en pyroxènes aux diorites quartziques.

Le pyroxène est toujours la première phase minérale à cristalliser d'où son habitus automorphe. Sa taille est variable : il se présente en cristaux de grande taille (0,5 mm) ou en petits cristaux (0,1 mm) pouvant contribuer à l'établissement de véritable texture en mosaïque.

II.8.2.1.1 - Les clinopyroxènes

Les clinopyroxènes sont beaucoup plus fréquents que les orthopyroxènes. Ils existent dans toutes les roches de la série de Sansankoto et dans les gabbros de la série de Tonkouto. Le minéral renferme généralement des inclusions d'oxydes disposées parallèlement aux clivages et ses bordures sont souvent transformées en amphibole.

Composition chimique

L'analyse à la microsonde électronique montre, d'après la classification de Poldervaart et Hess (1951), que les Cpx ont la composition de Diopside - Salite - Augite (fig. 41). La majorité des points est regroupée dans le champ des salites mais, on note une légère évolution indiquant une diminution du Ca et

Mg vers les faciès évolués. Cette courbe d'évolution est comparable à celle des Cpx de l'intrusion de Skaergaard (Wager et Brown, 1968), des ophiolites de la Méditerranée orientale Guévguéli (Bébién, 1982), du massif de Burguillos (Pons, 1982) mais aussi à celle du Burkina Faso (Ouedraogo, 1985).

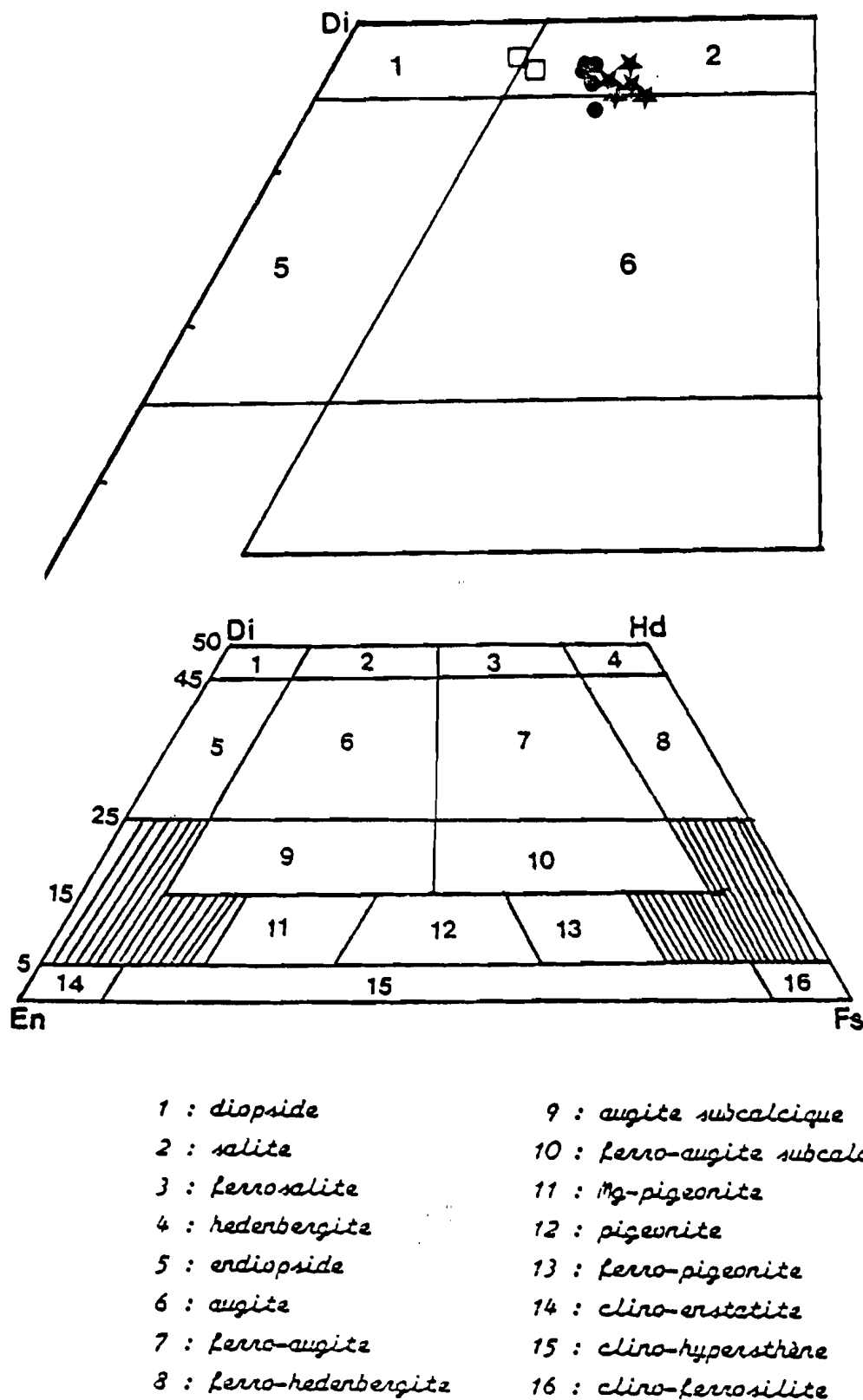


Fig. 41- Composition des clinopyroxènes dans le diagramme Ca-Fe-Mg. Les clinopyroxènes des diorites (étoiles) présentent un enrichissement en fer par rapport à ceux des gabbros riches en pyroxènes de Tonkouto (carrés vides) et de Sansankoto (points).

Si est abondant et peu variable (1,93 à 1,97) ; cependant, on note une légère augmentation vers les diorites quartziques.

Cr et Ni sont très faibles et aucune évolution ne peut être mise à jour à partir des données obtenues.

Fe^t augmente dans les Cpx des roches acides. Il varie de 1,87 à 3,39. La courbe d'évolution du fer croît rapidement dans les gabbros avant de s'estomper dans les diorites quartziques (fig. 42a).

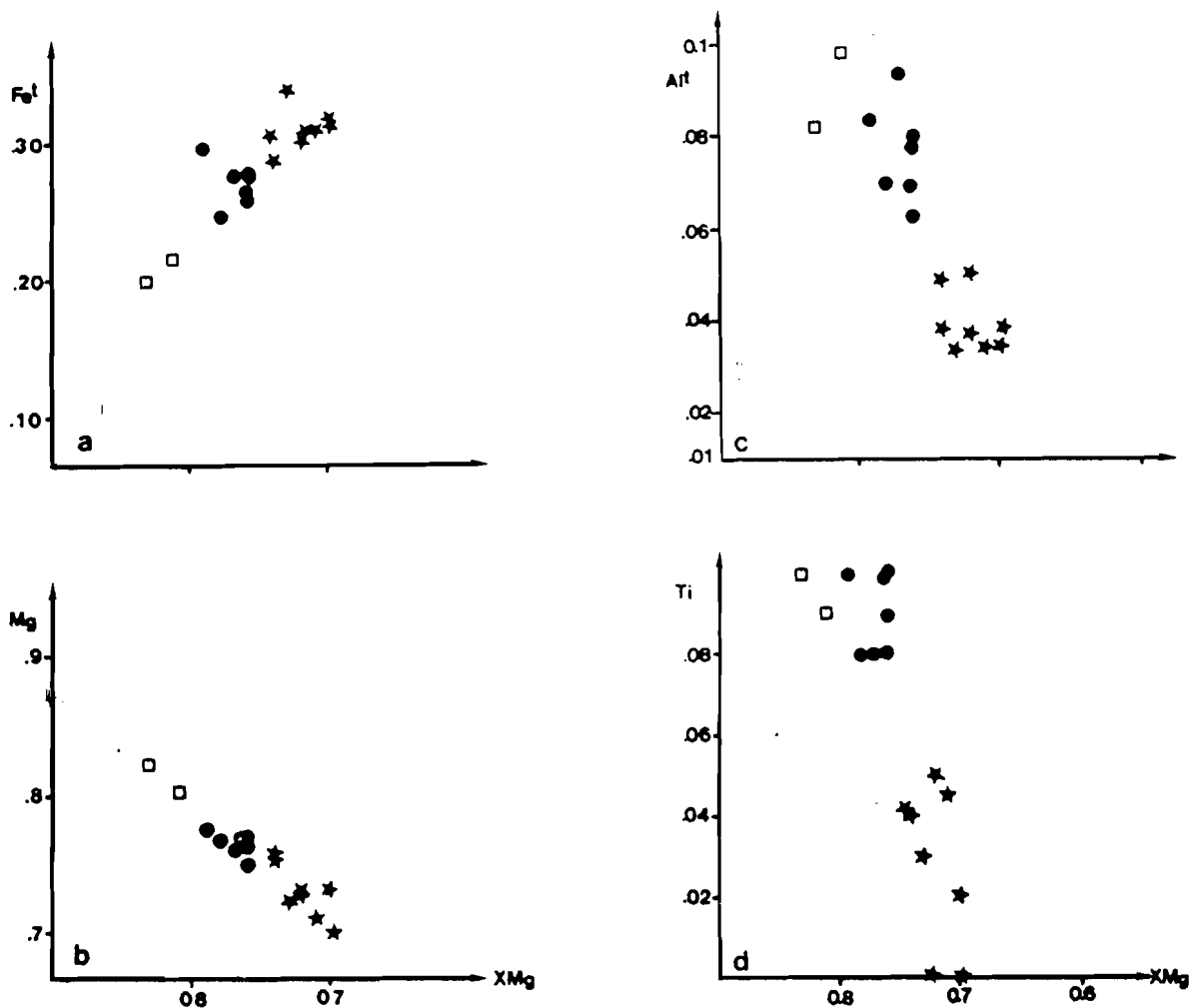


Fig. 42- Variations de Fe^t , Mg , Al^t et Ti en fonction du rapport XMg ($XMg = Mg / (Mg + Fe^t)$).

Mg et Al^t sont élevés dans les termes gabbroïques, mais décroissent rapidement dans les termes plus évolués (0,82 à 0,72 et 0,1 à 0,03) (fig. 42b et c).

Ca est peu variable 0,9 à 0,8 et relativement élevé. Ces teneurs augmentent légèrement vers les gabbros riches en pyroxène.

Ti est faible (0 à 0,1). Il apparaît en fonction du rapport $XMg (= Mg / Fe^{2+} + Mg)$ que Ti se répartit en deux champs (fig. 42d). Le premier relativement riche en cet élément correspond aux clinopyroxènes des gabbros riches en pyroxène le second pauvre en Ti

représente les roches plus évoluées. Cette diminution de Ti dans les clinopyroxènes des roches évoluées est à rapprocher de celle de l' Al^t ; elle suggère une diminution de l'importance de la molécule $CaTiAl_2O_6$, liée à l'augmentation de Si.

Le rapport X_{Mg} diminue au cours de l'évolution et aucune distinction n'a pu être faite entre les Cpx de grande taille et les Cpx à texture en mosaïque.

A partir de la composition chimique des Cpx des laves, Kushiro (1960) et Le Bas (1962) ont proposé des diagrammes à partir desquels on peut établir la nature des magmas qui leur ont donné naissance.

Dans les diagrammes $SiO_2-Al_2O_3$ et Al_2TiO_2 (fig. 43a et 43b), Lebas (op. cit.) distingue les pyroxènes des roches sub-alkalines, alcalines et per-alkalines. Les Cpx des formations basiques de la partie occidentale tombent dans le champ des roches sub-alkalines. Cette tendance sera confirmée par le diagramme Al-Si de Kushiro (1960) (non figuré) et ultérieurement par l'étude géochimique. Cependant, dans le diagramme Ca+Na+K - Mg-Fe+Mn, tous les points sont décalés vers les roches alcalines (fig. 43c). Ce phénomène résulte des fortes teneurs en calcium. Encore une fois, ces diagrammes ont été conçus pour les clinopyroxènes des roches volcaniques, ce qui n'est pas le cas des roches basiques de la partie occidentale. Mais ils ont l'intérêt de montrer les fortes concentrations des alcalins et du calcium, qui sont probablement dues au fait que les Cpx ont cristallisé dans un milieu hydraté (Green et Ringwood, 1968).

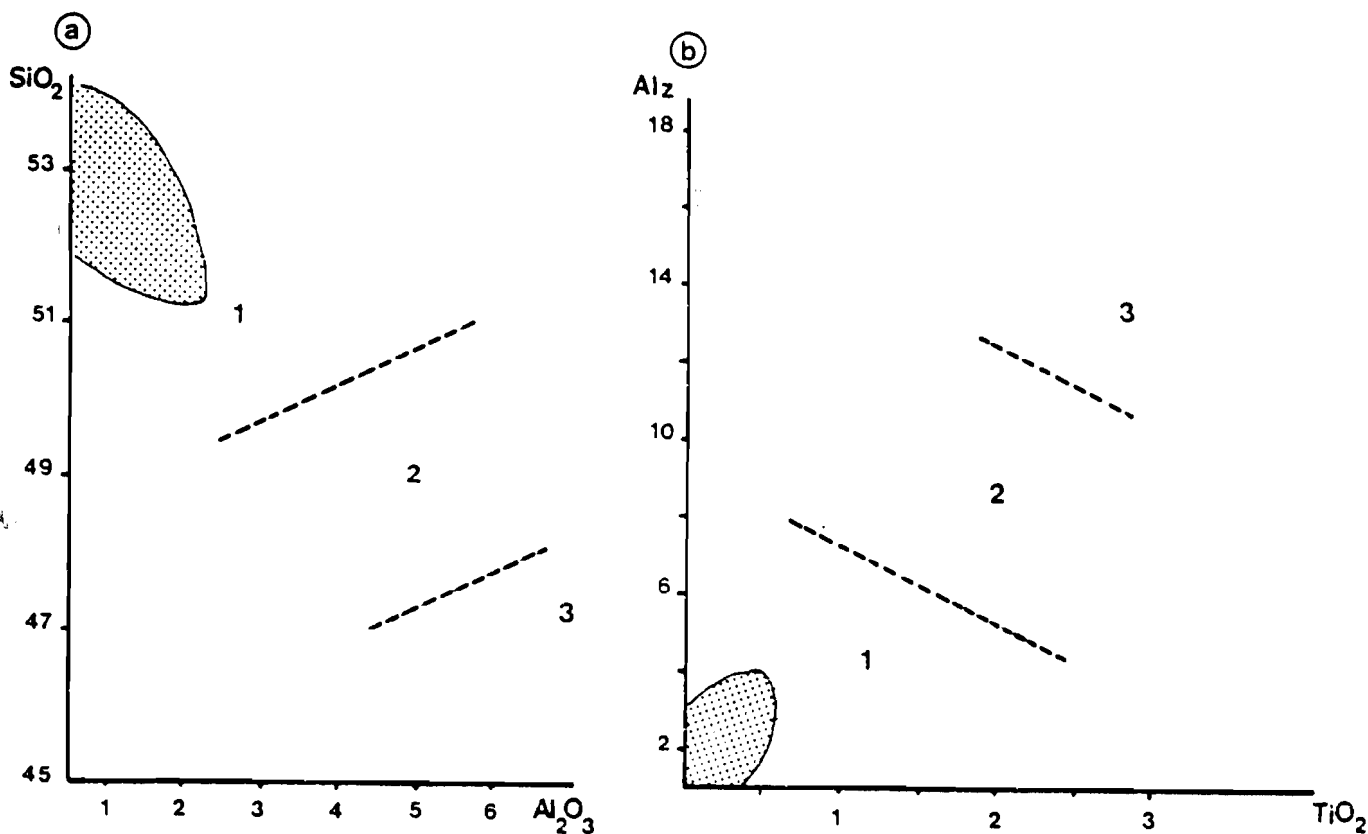


Fig. 43 (suite)

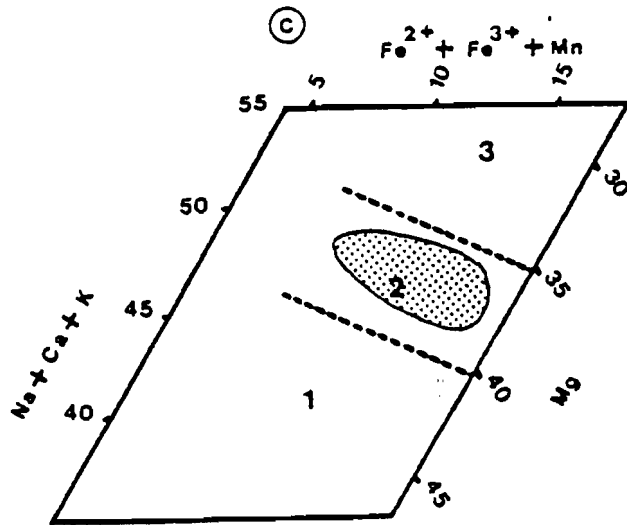


Fig. 43- Projection de la composition des clinopyroxènes dans les diagrammes $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{-TiO}_2$ et $\text{Mg}-(\text{Fe}+\text{Mn})-(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$.

II.8.2.1.2 - Les orthopyroxènes

Les Opx n'apparaissent que dans les gabbros riches en pyroxènes. Ils sont automorphes et peuvent contenir de petites paillettes de biotite. Dans la série de Tonkouto, les bordures des Opx montrent fréquemment des transformations en biotite souvent chloritisée, associée à des minéraux opaques.

Il apparaît une nette différence entre les Opx de la série de Tonkouto et ceux de la série de Sansankoto.

Série de Tonkouto

Les teneurs en SiO_2 et MgO sont plus élevées (respectivement 54,3 et 26,4 en moyenne).

Les teneurs en FeO et MnO sont relativement basses (15,2 et 0,32 % en moyenne).

Série de Sansankoto

Les teneurs en SiO_2 et MgO sont faibles (53 et 22,3), par contre, celles en FeO et MnO sont plus élevées (21,2 et 0,64 %).

Dans les deux séries, l' Al_2O_3 , le Cr_2O_3 et les alcalins, montrent peu de variations et sont en général très faibles. La baisse des teneurs en MgO et l'augmentation du fer entraînent une diminution du rapport XMg (de $\approx 0,75$ à $\approx 0,65$) dans la série de Sansankoto.

Les Opx ont une composition d'Hypersthène : $\text{Wo}_{3,2-0,9} \text{En}_{75,1-62,7} \text{Fs}_{35,1-21,6}$.

II.8.2.2. - Les amphiboles

Les amphiboles ont un habitus variable suivant leur précocité dans la séquence de cristallisation. Elles sont plus abondamment représentées dans la série de Tonkouto (où elles peuvent former la principale composante des lits sombres), par contre, elles

MINERAL : ORTHOPYROXENE

NUMERO D'ECHANTILLON POINT	73		73		73		73		145		145	
	0002	0011	0012	0015	0025	0026	01	02	07	10	15	
SI02	54.58	54.65	54.37	54.61	54.12	54.28	53.50	52.72	53.13	52.65	53.29	
TI02	.12	.22	.09	.14	.09	.09	.09	.18	.07	.27	.07	
AL2O3	.96	1.24	1.02	1.03	1.40	1.02	.76	.98	1.09	.89	.76	
CR2O3	.01	.00	.00	.00	.00	.00	.01	.00	.00	.00	.05	
FE0	15.79	15.16	15.58	13.47	15.47	15.58	21.75	20.70	21.13	21.54	20.96	
MNO	.40	.34	.37	.50	.35	.39	.60	.58	.72	.56	.74	
NIO	.05	.00	.11	.35	.07	.00	.00	.05	.04	.01	.13	
MGO	26.51	26.13	26.23	27.21	26.28	26.05	22.53	22.63	21.95	22.27	22.11	
CA0	.60	1.45	.67	1.61	.47	1.19	.87	.89	1.07	.91	.80	
NA2O	.05	.02	.03	.00	.02	.05	.00	.02	.03	.05	.00	
K2O	.00	.00	.02	.00	.04	.01	.00	.00	.02	.00	.02	
TOTAL	99.07	99.21	98.49	98.92	98.31	98.66	100.11	98.75	99.25	99.15	98.93	
FE0 CAL	15.79	15.16	15.58	13.47	15.47	15.58	21.75	20.70	21.13	21.54	20.96	
FE2O3CAL	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	
N. TOTAL	99.07	99.21	98.49	98.92	98.31	98.66	100.11	98.75	99.25	99.15	98.93	

FORMULE STRUCTURALE SUR LA BASE DE 6 OXYGENES ET DE 4 CATIONS

SI	1.987	1.984	1.990	1.980	1.982	1.986	1.985	1.977	1.986	1.974	1.996
ALIV	.013	.016	.010	.020	.018	.014	.015	.023	.014	.026	.004
Z	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ALVI	.028	.037	.034	.024	.042	.030	.018	.020	.034	.014	.030
CR	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.001
TI	.003	.006	.002	.004	.002	.002	.003	.005	.002	.008	.002
FE3+	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
FE2+	.481	.460	.477	.408	.474	.477	.675	.649	.661	.675	.657
MN	.012	.010	.011	.015	.011	.012	.019	.018	.023	.018	.023
NI	.001	.000	.003	.010	.002	.000	.000	.002	.001	.000	.004
MG	1.438	1.413	1.431	1.470	1.434	1.420	1.246	1.265	1.223	1.245	1.234
X+Y	1.964	1.927	1.958	1.932	1.965	1.941	1.961	1.960	1.944	1.960	1.952
CA	.023	.056	.026	.063	.018	.047	.035	.036	.043	.037	.032
NR	.004	.001	.002	.000	.001	.004	.000	.001	.002	.004	.000
K	.000	.000	.001	.000	.002	.000	.000	.000	.001	.000	.001
W	.027	.058	.029	.063	.022	.051	.035	.037	.046	.040	.033
SOMME	3.991	3.985	3.987	3.994	3.987	3.992	3.996	3.997	3.990	4.000	3.985
TOTAL/60	3.991	3.985	3.987	3.994	3.987	3.992	3.996	3.997	3.990	4.000	3.985
WO (CA)	1.20	2.91	1.35	3.20	.95	2.39	1.75	1.82	2.20	1.85	1.65
EN (MG)	73.58	72.84	73.55	75.14	74.03	72.62	63.11	64.26	62.74	63.03	63.41
FS (FE2+)	25.22	24.25	25.10	21.66	25.02	24.99	35.14	33.92	35.06	35.11	34.94
XNG	.75	.75	.75	.78	.75	.75	.65	.66	.65	.65	.65

Tableau 4.

MINERAL : CLINOPYROXENE

NUMERO D'ECHANTILLON	POINT														
	73 0010	73 0013	145 0030	145 03	145 11	145 14	145 19	145 22	145 23	137 28	137 32	137 40	137 43	137 44	
SiO2	52.52	51.99	51.74	51.94	51.49	52.49	51.72	51.65	51.71	52.02	52.38	52.40	52.35	52.56	
TiO2	.38	.33	.34	.30	.27	.31	.29	.39	.40	.11	.18	.06	.14	.13	
Al2O3	1.88	2.21	1.89	1.60	2.12	1.41	1.80	1.68	1.77	.73	1.12	.78	.84	1.09	
Cr2O3	.00	.00	.00	.07	.22	.00	.00	.00	.02	.00	.00	.00	.00	.11	
FeO	6.00	6.81	6.52	8.18	8.82	8.35	8.83	8.44	8.32	10.68	9.72	9.96	9.62	9.16	
MnO	.21	.27	.35	.29	.39	.35	.28	.36	.19	.57	.37	.47	.25	.29	
NiO	.03	.10	.00	.12	.10	.00	.13	.00	.00	.00	.00	.02	.00	.09	
MgO	14.78	14.48	13.81	13.61	13.56	13.73	13.34	13.62	13.61	12.77	12.86	12.88	13.46	13.45	
CaO	22.60	22.12	20.58	22.45	21.63	22.00	22.29	21.85	22.00	21.30	21.64	21.45	21.91	22.01	
Na2O	.43	.40	.81	.47	.44	.47	.40	.39	.38	.48	.61	.44	.40	.46	
K2O	.00	.00	.22	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.32	.00	.00	.00	.01	
TOTAL	98.88	98.71	99.26	99.03	99.04	99.11	99.08	98.38	98.40	98.98	98.88	98.46	98.97	99.36	
FeO CAL	5.56	6.08	6.36	6.75	7.37	7.84	7.48	7.66	7.78	8.43	8.93	9.73	8.53	8.23	
Fe2O3 CAL	.49	.81	3.51	1.59	1.61	.56	1.50	.87	.59	2.51	.88	.25	1.21	1.03	
N. TOTAL	98.93	98.79	99.61	99.19	99.20	99.17	99.23	98.47	98.46	99.23	98.97	98.49	99.09	99.46	

FORMULE STRUCTURALE SUR LA BASE DE 6 OXYGENES ET DE 4 CATIONS

Si	1.957	1.945	1.935	1.950	1.936	1.969	1.946	1.954	1.955	1.971	1.980	1.994	1.975	1.973
AlIV	.043	.055	.065	.050	.064	.031	.054	.046	.045	.029	.020	.006	.025	.027
Z	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
AlVI	.039	.043	.018	.021	.030	.032	.026	.028	.033	.004	.030	.028	.013	.022
Cr	.000	.000	.000	.002	.007	.000	.000	.000	.001	.000	.000	.000	.000	.003
Ti	.011	.009	.010	.008	.008	.009	.008	.011	.011	.003	.005	.002	.004	.004
Fe3+	.014	.022	.097	.044	.045	.016	.042	.024	.017	.070	.024	.007	.034	.028
Fe2+	.173	.191	.201	.213	.233	.246	.236	.243	.246	.269	.283	.310	.270	.259
Mn	.007	.009	.011	.009	.012	.011	.009	.012	.006	.018	.012	.015	.008	.009
Ni	.002	.003	.000	.004	.003	.000	.004	.000	.000	.000	.000	.001	.000	.003
Mg	.821	.807	.770	.762	.760	.768	.748	.768	.767	.721	.725	.730	.757	.753
X+Y	1.067	1.084	1.106	1.063	1.097	1.081	1.072	1.086	1.081	1.085	1.079	1.093	1.085	1.081
Ca	.902	.887	.825	.903	.871	.884	.899	.886	.891	.865	.877	.874	.886	.885
Na	.031	.029	.059	.034	.032	.034	.029	.029	.028	.035	.045	.032	.029	.033
K	.000	.000	.010	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.015	.000	.000	.000	.000
M	.933	.916	.894	.937	.903	.919	.928	.914	.919	.915	.921	.907	.915	.919
SUMME	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
TOTAL/60	4.005	4.007	4.033	4.015	4.015	4.005	4.014	4.008	4.006	4.023	4.008	4.002	4.011	4.010
MO (CA)	47.08	46.29	43.33	46.78	45.36	45.94	46.48	45.84	46.24	44.52	45.65	45.15	45.33	45.76
EN (MG)	42.82	42.14	40.44	39.44	39.55	39.88	38.69	39.74	39.79	37.12	37.73	37.71	38.73	38.90
FS (FE2+)	10.10	11.57	16.23	13.78	15.08	14.19	14.83	14.42	13.97	18.36	16.62	17.14	15.94	15.34
MMG	.83	.81	.79	.78	.77	.76	.76	.76	.76	.73	.72	.70	.74	.74

Tableau 3.

sont souvent d'origine secondaire (provenant de la déstabilisation des pyroxènes) dans la série de Sansankoto.

Dans les gabbros riches en pyroxène, l'amphibole est xénomorphe et poecilitique et ses clivages sont soulignés par des minéraux opaques. Elle devient automorphe et zonée dans les gabbros à mégacristsaux d'amphibole. En revanche, dans les diorites quartziques, sa forme est variable mais, en gros, elle a tendance à être automorphe dans les lits sombres et en phase post-cumulus dans les lits clairs. Au niveau des diorites quartziques à amphibole et biotite, elle redevient automorphe et se transforme fréquemment en chlorite.

Nomenclature

En reportant les données chimiques (tabl.) dans le diagramme de classification de Leake (1978) (fig. 44), on constate qu'à l'intérieur :

- des gabbros riches en pyroxène des séries de Sansankoto et Tonkouto, l'amphibole a une composition variant entre celle d'une magnésio hornblende et d'une édénite ;

- des diorites à mégacristsaux d'amphibole, l'amphibole devient moins pléochroïque et s'enrichit en SiO_2 et en MgO . Sa composition chimique est celle d'une actinote ;

- des diorites à amphibole et des diorites quartziques à amphibole et biotite, l'amphibole présente est de type hornblende. (L'édénite a été analysée dans l'échantillon 134, mais rappelons que cet échantillon est anormalement riche en microcline, alors que le reste de la série en est pratiquement dépourvu).

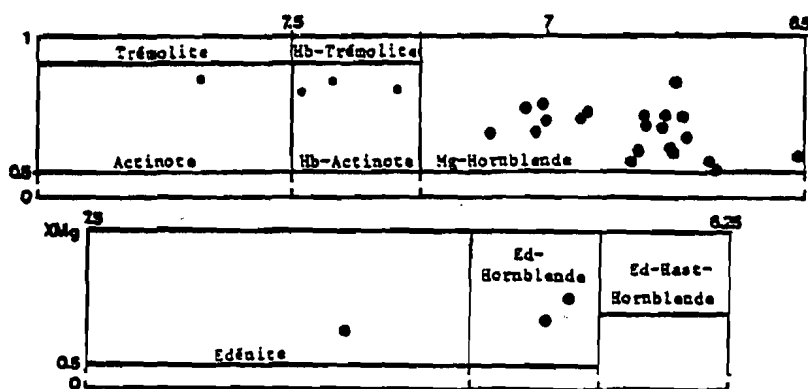


Fig. 44- Classification des amphiboles dans le diagramme de Leake (1978).

Les amphiboles ont des teneurs en Si et Ti variables respectivement 6,4 à 7,7 et 0,01 à 0,3 (nombre de cations pour 23 oxygènes). Ces deux éléments évoluent en sens contraire. La silice augmente des amphiboles de type hornblende dans les gabbros à pyroxène vers les amphiboles de couleur vert olive ou incolores des diorites à mégacristsaux d'amphibole. Cependant, il est important de faire une distinction entre les amphiboles primaires et les amphiboles secondaires provenant de la transformation d'anciens pyroxènes. Pour cela, en plus des caractéristiques décelées en lames minces, on s'aperçoit que ces dernières ont des teneurs plus faibles en Ti (0,06 à 0,09) et plus élevées en Si. Ces deux ensembles ressortent nettement dans le diagramme Si-Ti de Leake (1965) et Vejnar (1975) (fig. 45).

La majorité des amphiboles analysées se placent dans le champ des amphiboles ignées, par contre, les amphiboles secondaires moins riches en Ti, tombent dans le champ des amphiboles métamorphiques. Ces résultats confortent les observations microscopiques qui faisaient dériver les mégacristsaux d'amphiboles des diorites d'anciens pyroxènes.

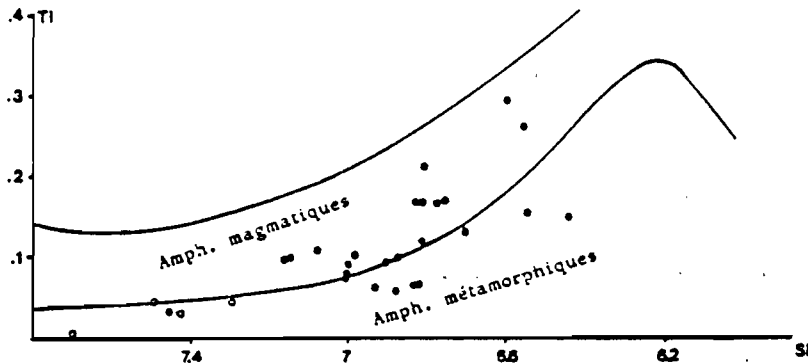


Fig. 45- Diagramme Ti-Si (Leake 1965). Les cercles vides représentent les amphiboles des diorites à mégacristsaux d'amphiboles.

II.8.2.3 - La biotite

Elle est omniprésente dans la série de Sansankoto depuis les gabbros riches en pyroxène jusqu'aux diorites quartziques en passant par les gabbros norites. Par contre, elle n'apparaît que dans les gabbros riches en pyroxène et dans les diorites quartziques à amphibole et biotite de la série de Tonkouto. La biotite des termes basiques se présente en grandes plages xénomorphes et poecilites. C'est l'un des derniers minéraux à cristalliser. Dans les termes plus acides tels que les diorites quartziques, les inclusions deviennent plus rares et la forme de la biotite tend à être automorphe. Elle est très pléochroïque et se colore dans les bruns. Elle tend à se transformer en chlorite associée à des minéraux opaques ou en prehnite. La biotite existe aussi sous forme de petites lamelles incluses à l'intérieur des Opx ou sur la bordure de ces derniers.

Composition chimique

Les biotites ont été analysées dans les lames plus représentatives de chaque faciès des formations basiques de la partie occidentale. L'ensemble des données est reporté sur le tableau 34. Nous n'avons pas fait le partage du fer et ce dernier est donné sous la forme Fe^{2+} .

Il ressort de l'étude des données chimiques, une remarquable constance de Al_2O_3 total et une variation régulière des autres éléments, à l'exception des alcalins et du titane. La variation des différents éléments en fonction du rapport XMg est synthétisée dans la fig. 46.

La silice décroît lentement mais de façon bien régulière des gabbros aux diorites quartziques (5,75 à 5,60). Il va sans dire que ces variations vont se traduire par un léger enrichissement de l' Al^{IV} qui sert à remplir le site tétraédrique.

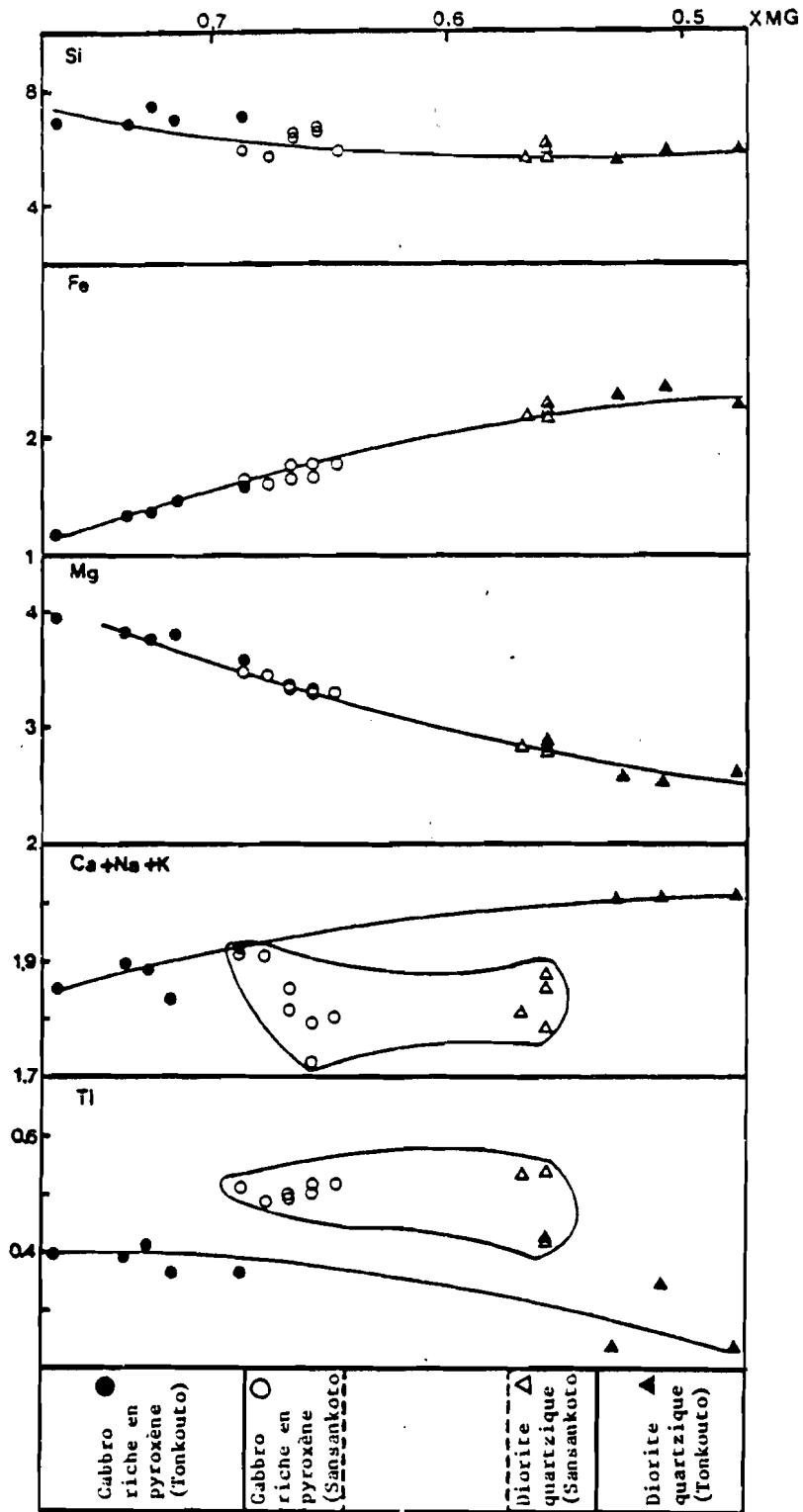


Fig. 46- Variations du contenu cationique en fonction de XMg (XMg = Mg / (Mg + Fe)) dans les biotites.

Il est intéressant de noter le comportement contrasté du fer et du magnésium qui met en évidence la substitution $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg$. La considération du fer total ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) et non du Fe^{2+} dans la présentation de ces diagrammes explique le fait que ces deux courbes ne sont pas strictement symétriques, car en réalité la substitution n'intervient qu'entre Fe^{2+} et Mg. Cependant, au vu de ces représentations on peut dire que Fe^{3+} est négligeable par rapport au Fe^{2+} . La somme Ca+Na+K et Ti en fonction de XMg montre une nette différence entre les biotites des séries de Sansankoto et de Tonkouto. Elle est moins élevée dans la première et ne présente aucune tendance bien définie. Par contre, dans la seconde série, elle montre une augmentation très nette vers les diorites quartziques. Inversement, le titane subit une augmentation dans la série de Sansankoto et diminue dans celle de Tonkouto.

Si l'on admet que la distinction entre les phlogopites et les biotites repose sur le rapport XFe, les micas des gabbros riches en pyroxène sont essentiellement des phlogopites ($XFe < 0,4$) et du coup seules les diorites quartziques seraient à biotite ($XFe > 0,4$).

Le diagramme de Nockolds (fig. 47) met en évidence la variation de Fe et Mg et indique par la même occasion des compositions normales pour des biotites associées à des amphiboles.

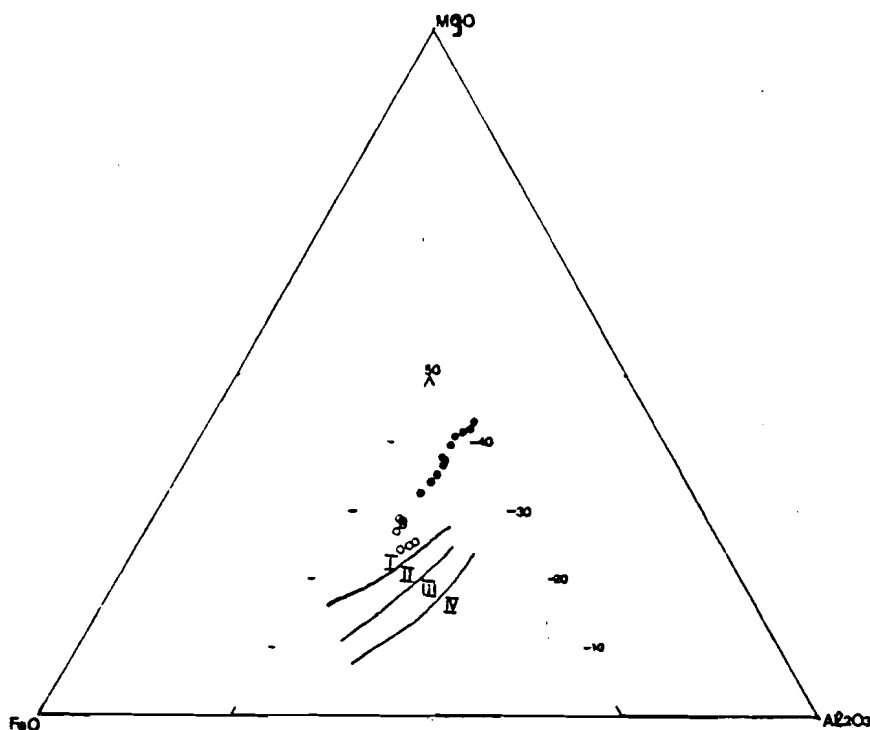


Fig. 47- Diagramme de Nockolds (1947).

- : roches à composition gabbroïque
- : roches à composition dioritique

- I : domaine à biotite + amphibole
- II : domaine à biotite seule
- III : domaine à biotite + muscovite
- IV : domaine à biotite + silicates d'alumine.

Evolution magmatique des biotites

Les variations du rapport $Fe/Fe+Mg$ (XFe) nous permettent de mieux saisir les évolutions de certains paramètres tels que la fugacité d'oxygène et la température du magma. Variant entre 0,23 et 0,31 dans les gabbros riches en pyroxène de la série de Tonkouto, le rapport XFe est compris entre 0,32 et 0,35 dans ceux de Sansankoto et il est supérieur à 0,43 dans les diorites quartziques. En d'autres termes, le rapport XFe croît au cours de l'évolution des gabbros aux diorites. Cette augmentation résulte des conditions fO_2 et T° croissantes, d'après les travaux expérimentaux de Wones et Eugster (1965). Cependant, nous ne pouvons quantifier les phénomènes à cause de la carence d'analyses du Fe^{3+} .

II.9 - ETUDE GEOCHIMIQUE DES FORMATIONS BASIQUES DE LA PARTIE OCCIDENTALE

II.9.1 - Introduction

Les roches basiques de la partie occidentale du secteur étudié n'ont, jusqu'à présent, pas fait l'objet d'une étude pétrographique ni géochimique détaillée. Le but de ce chapitre sera de voir si l'évolution observée dans l'étude pétrographique et minéralogique est confirmée par l'analyse des données chimiques. Pour se faire, 21 analyses ont été effectuées dans ces formations. Elles se répartissent comme suit :

- 12 analyses dans la série de Tonkouto (tabl. 5)
- 9 analyses dans la série de Sansankoto (tabl. 6).

II.9.2 - Caractères chimiques

II.9.2.1 - Evolution des oxydes en fonction de l'Indice de Solidification

Cette discussion sera basée sur la variation des oxydes en fonction de l'indice de solidification de Kuno (1968). D'ores et déjà, en regardant les analyses chimiques on s'aperçoit que certains éléments tels que SiO_2 , MgO , FeO et les alcalins sont très variables, par contre TiO_2 montre de légères variations.

La silice diminue brutalement des diorites quartziques aux gabbros (72 à 47 %). Dans le diagramme Si-SI (fig. 48), les différents termes pétrographiques définis lors de l'étude pétrographique occupent des champs bien définis. Au sommet de la courbe traçant l'évolution de ces formations, on retrouve les diorites quartziques riches en Si, avec SI variant entre 5 et 25, suivies des gabbros et des gabbros riches en pyroxène à tendance cumulative. Entre ces deux derniers, la silice est peu variable et les faciès gabbroïques s'étirent parallèlement à l'axe des abscisses.

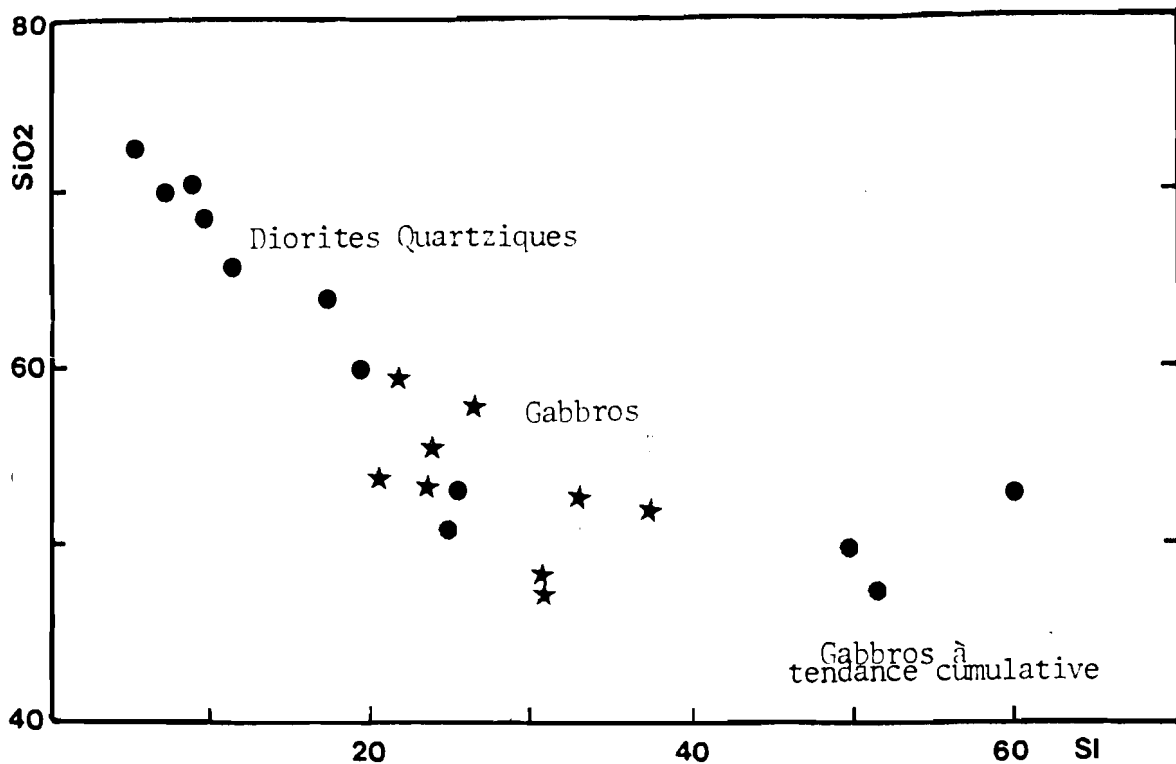


Fig. 48- Diagramme SiO₂ - SI (indice de solidification de Kuno 1968).
(définition de SI : $100\text{MgO} / (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$).

Dans la figure 49 nous avons reporté les autres données chimiques (analyse de roche totale) en fonction de SI (Indice de Solidification).

Les teneurs en aluminium, très faibles dans les gabbros à tendance cumulative (6 à 8 %), se stabilisent aux environs de 15% dans les autres faciès.

Le magnésium, le fer et le calcium et dans une moindre mesure le titane, diminuent régulièrement vers les roches évoluées. Notons cependant que les gabbros riches en pyroxène ont des teneurs en MgO beaucoup plus élevées que dans les autres faciès, tandis que le fer amorce une diminution au niveau de ces mêmes formations.

Le K₂O évolue de manière plus désordonnée que les autres oxydes, bien que la tendance générale soit à la hausse. Les échantillons du secteur de Sansankoto montrent des teneurs plus élevées en K₂O. Le désordre observé correspond à la répartition très irrégulière des roches riches en microcline secondaire qui apparaissent sans organisation particulière au sein des diorites et des gabbros.

Eu égard aux résultats obtenus, les séries de Sansankoto et de Tonkoto forment, du point de vue chimique, une série continue depuis les gabbros jusqu'aux diorites quartziques à tendance cumulative, riches en pyroxène.

Les différents pourcentages des éléments majeurs entre les deux séries, se traduisent dans la composition normative des roches, par l'existence d'olivine ou de quartz normatif dans les faciès basiques de la série de Tonkoto, tandis que les gabbros de Sansankoto sont, soit à olivine, soit à néphéline normative.

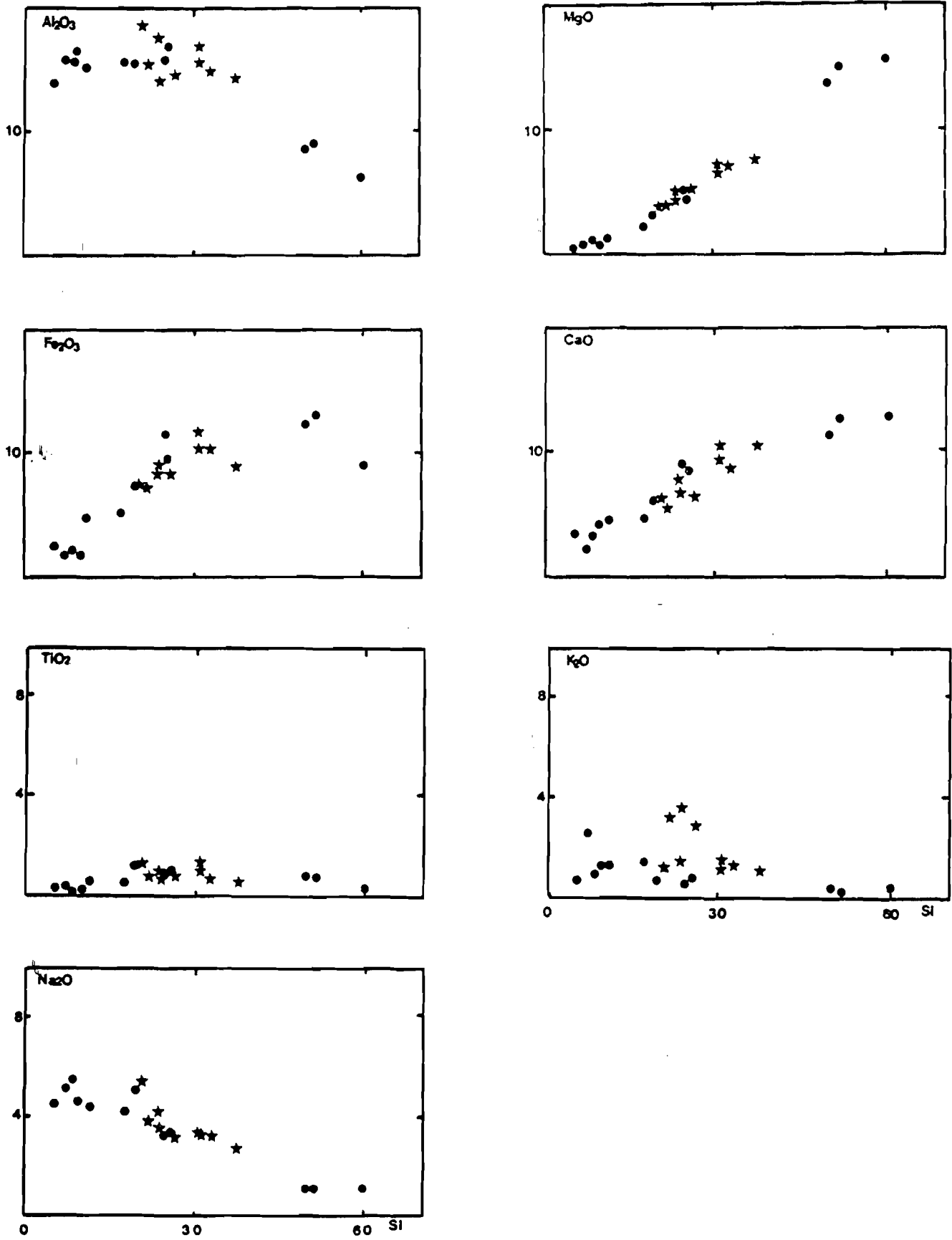


Fig. 49- Variations des différents oxydes en fonction de l'indice de solidification de Kuno (1968).

points : série de Tonkouto
étoiles: série de Sansankoto
avec $SI = 100MgO / (MgO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$.

N° Ech.	GABBROS RICHES EN PYROXENES			GABBROS A AMPHIBOLE			DIORITES QUARTZIQUES					
	72	73	S4	1220	1220	52 B	124	51 A	S4 A	S4 B	S5	S1
SiO ₂	47,28	49,46	52,56	50,89	52,84	59,77	65,65	72,51	63,94	68,71	70,5	70,3
Al ₂ O ₃	8,96	8,52	6,19	16,08	17,08	15,65	15,52	13,8	15,76	16,72	15,86	15,78
Fe ₂ O ₃	13,02	12,37	8,92	11,64	9,48	7,34	4,95	2,44	5,18	1,79	1,92	1,84
MnO	,21	,21	,17	,12	,12	,21	,07	,05	,06	,03	,03	,03
MgO	15,09	13,84	15,65	5,12	4,56	3,17	1,36	,44	2,27	,81	,8	,77
CaO	12,71	11,21	12,89	8,93	8,64	6,26	4,66	3,48	4,86	4,33	3,26	2,28
Na ₂ O	1,01	1,14	1,14	3,31	3,32	5,12	4,41	4,52	4,23	4,66	5,57	5,04
K ₂ O	,19	,44	,42	,64	,72	,74	1,31	,71	1,45	1,23	,93	2,54
TiO ₂	,81	,82	,32	,86	,92	1,25	,58	,27	,61	,24	,22	,29
P ₂ O ₅	---	0	---	,02	,31	,03	,06	---	---	---	---	---
P.F.	,51	,69	1,61	1,36	1,99	,66	1,57	,59	1,17	,91	,76	,95
Total	99,78	98,69	99,87	98,97	99,97	100,2	100,13	98,8	99,53	99,47	99,75	99,82
Eléments en traces												
Ba		183		495	395	294	344	122				
Co		98		93	93	35	57	>150				
Cr		897		89	93	127	25	<10				
Cu		23		66	100	<10	10	<10				
Ni		259		143	138	65	43	31				
Sr		292		428	459	805	380	517				
V		249		258	195	372	84	<10				
Rb		15		17	21	<10	34	<10				
Y		18			17		17			17		
Nb		5			6		7			4		
Zr		55			79		145			74		
Normes C.1.P.W.												
Q	0	0	,61	,15	4,01	8,64	21,69	34,69	20,07	26,01	26,32	24,75
Or	1,11	2,6	2,23	3,79	4,26	4,38	7,75	4,14	8,35	7,24	5,57	15,03
Ab	8,39	9,63	9,44	27,97	28,06	43,27	37,19	38,2	35,66	39,33	46,15	42,48
An	19,47	16,81	10,85	27,09	29,54	17,51	18,7	15,27	20,03	21,14	16,14	11,41
Diops	34,92	31,25	42,35	14,16	9,39	11,03	3,4	1,7	3,36	,23		
Hy	13,25	27,59	28,82	18,99	17,2	9,89	6,99	2,9	6,25	3,22	3,46	3,09
Ol	16,16	4,54	14,3	1,78	0	,56	2,95	0	0			
Mt	3,24	2,99	2,55	2,81	2,29	1,77	1,2	,59	3,01	,93	,93	,93
Ilm	1,52	1,56	,61	1,63	1,75	2,38	1,1	,51	1,21	,46	,46	,61

LEUCOGABBRO							GABBRO RICHE EN PYROXENES	DIORITES QUARTZIQUES	
	D 12A	D 15	D 16	44	D 12B	45	145	D 25	142
SiO ₂	47,03	48,17	49,22	51,67	53,19	56,54	55,42	57,78	59,62
Al ₂ O ₃	17,15	15,74	15,31	14,57	17,68	14,49	15	14,82	15,47
Fe ₂ O ₃	10,39	11,65	11,23	8,83	8,25	8,78	10,19	8,36	7,05
MnO	,18	,19	,19	,16	,15	,14	,19	,15	,12
MgO	6,62	7,24	7,2	7,58	4,26	4,97	7,14	5,15	3,92
CaO	10,47	9,32	9,35	10,47	7,73	6,89	8,7	6,45	5,57
Na ₂ O	3,23	3,29	3,29	2,72	4,23	3,52	3,22	3,21	3,81
K ₂ O	1,21	1,45	1,33	1,04	1,46	3,58	1,24	2,84	3,2
TiO ₂	1,25	1,04	1,03	,53	,99	,68	,63	,82	,73
P ₂ O ₅	---	---	---	0	---	,44	,21	--	,16
P.F.	1,86	1,64	1,37	,99	1,52	1,03	,56	,28	,8
Total	99,48	99,73	99,52	98,56	99,46	100,06	99,5	99,86	100,45
Eléments en traces									
Ba				110		752	387		547
Co				143		65	91		40
Cr				328		131	353		173
Cu				<10		12	59		22
Ni				142		30	90		41
Sr			659	136		569	608		484
V				196		148	186		140
Rb			44	36		112	40		120
Y			24				19		18
Nb			11				5		11
Zr			130				54		163
Normes C.I.P.W.									
Q	0	0	0	0	,42	0	0	6,67	6,73
Or	7,24	8,35	7,79	6,15	8,35	21,18	7,33	16,7	18,93
Ab	19,8	23,6	27,01	22,99	35,66	29,75	27,21	27,27	32,2
An	28,1	23,93	23,09	24,44	25,04	13,12	22,78	17,53	15,62
Diops	19,4	18,15	19,03	22,32	10,85	14,94	15,53	11,74	9,01
Hy	0	0		16,01	11,43	14,31	18,14	14,14	13,12
Ol	11,43	15,17	14,3	1,78	0	,56	2,95	0	0
Mt	3,94	3,7	3,7	2,13	3,7	2,12	2,46	3,47	1,7
Ilm	2,43	1,97	1,97	1,01	1,82	1,29	1,2	1,52	1,39
Ne	4,62	2,27	0,43						

Tableau 6 : Analyses chimiques des roches de la série de Sansankoto.

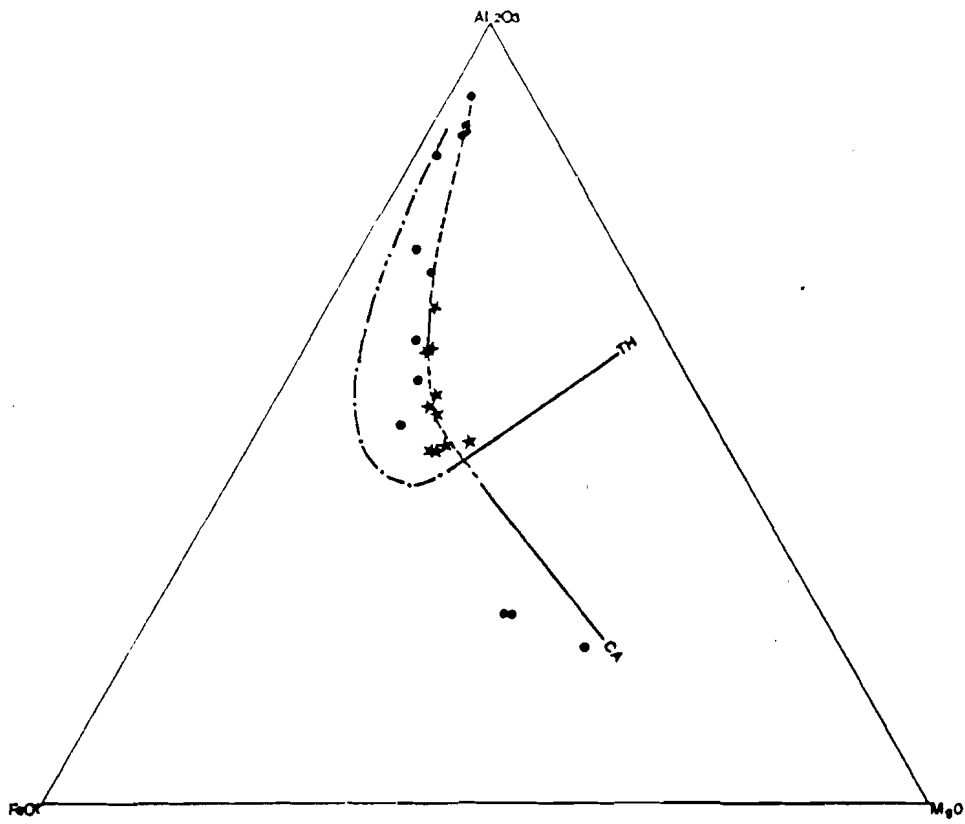


Fig. 50- Diagramme $Al_2O_3 - FeO - MgO$ (Besson et Fontelles 1974).

points : série de Tonkouto
étoiles : série Sansankoto

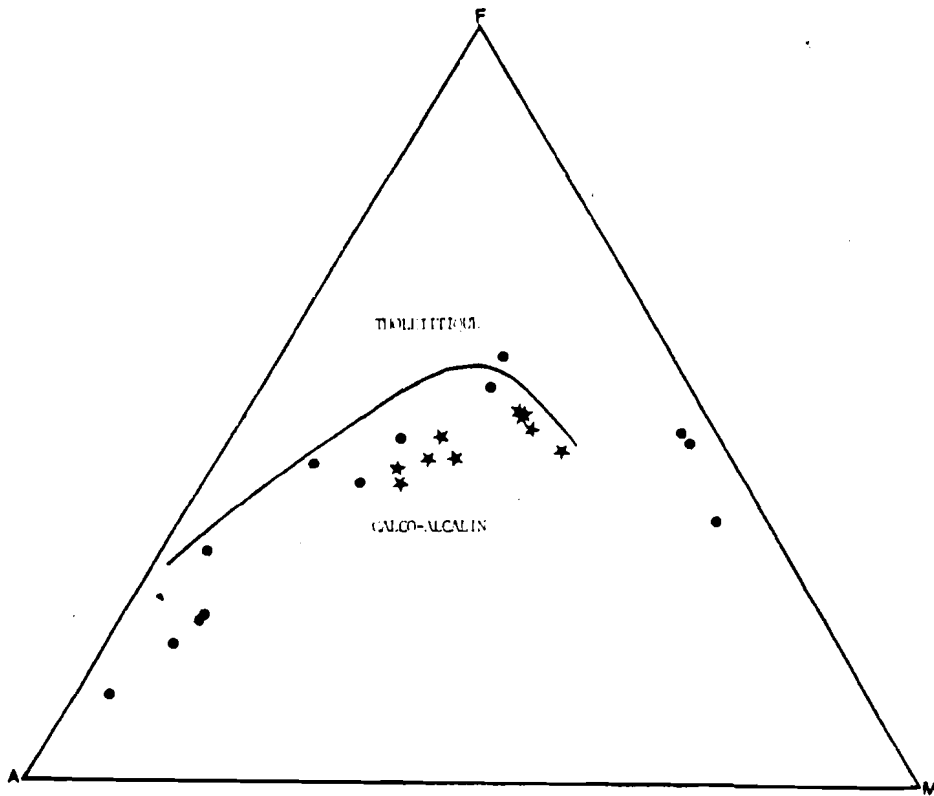


Fig. 51- Diagramme A-F-M.

points : série de Tonkouto
étoiles : série de Sansankoto.

II.9.2.2 - Caractères magmatiques

- Diagramme Al_2O_3 -MgO-FeO -

Le diagramme Al_2O_3 -FeO-MgO préconisé par Besson et Fonteille (1974), permet d'établir l'affinité des séries magmatiques sub-alkalines. Il présente l'avantage d'utiliser des paramètres peu sensibles aux phénomènes d'altération.

Une projection des données chimiques des roches de la partie occidentale de notre secteur d'étude dans ce diagramme montre sans équivoque leur tendance calco-alkaline (fig. 50). Les roches de la série de Tonkouto s'alignent le long de la courbe représentative des roches calco-alkalines. Elles présentent de fortes variations d' Al_2O_3 par rapport au FeO et au MgO, avec une attraction des cumulats feldspathiques vers le pôle Al_2O_3 , tandis que les cumulats ferromagnésiens sont plutôt attirés vers le pôle MgO.

Les roches de Sansankoto, quant à elles, occupent un champ plus réduit sur cette même courbe, ce qui dénote leur composition plus homogène. Ceci pouvait déjà être noté sur les diagrammes Oxydes-Si.

- Diagramme A-F-M -

Le diagramme A-F-M reporté sur la figure 51, confirme le caractère calco-alkalin de ces formations. La position des gabbros riches en pyroxène de Tonkouto, placés au-delà de la limite du domaine des roches calco-alkalines défini par Irvine (1971), est due à leurs fortes teneurs en MgO (voir diagramme de variation des oxydes). Ce diagramme met en évidence une nette augmentation des alcalins et une diminution du MgO et du fer au cours de l'évolution.

La dualité de comportement observée dans l'étude pétrographique (fig. 39) et celle du potassium disparaît et tous les échantillons se confondent dans la lignée des roches calco-alkalines avec tout de même un léger décalage des roches de Tonkouto vers la ligne Al_2O_3 -FeO^t.

II.9.2.3 - Souche magmatique

- Diagramme R_1-R_2 -

Le diagramme R_1-R_2 (de La Roche et Leterrier, 1973) correspond à une projection du diagramme de Yoder et Tilley (1962). Il a été utilisé ici dans le but de faire une corrélation entre les données chimiques (sur roche totale), le fractionnement des minéraux, accessoirement de voir la nature du magma qui a donné naissance aux roches de cette formation.

- Données brutes -

Par rapport à la droite critique délimitant les domaines sursaturés et sous-saturés, nous pouvons faire les constatations suivantes :

- La majorité des points représentatifs de la formation basique se situe dans le domaine des roches sursaturées, à l'exception de quelques gabbros de Sansankoto qui contiennent de la néphéline normative (fig. 52).

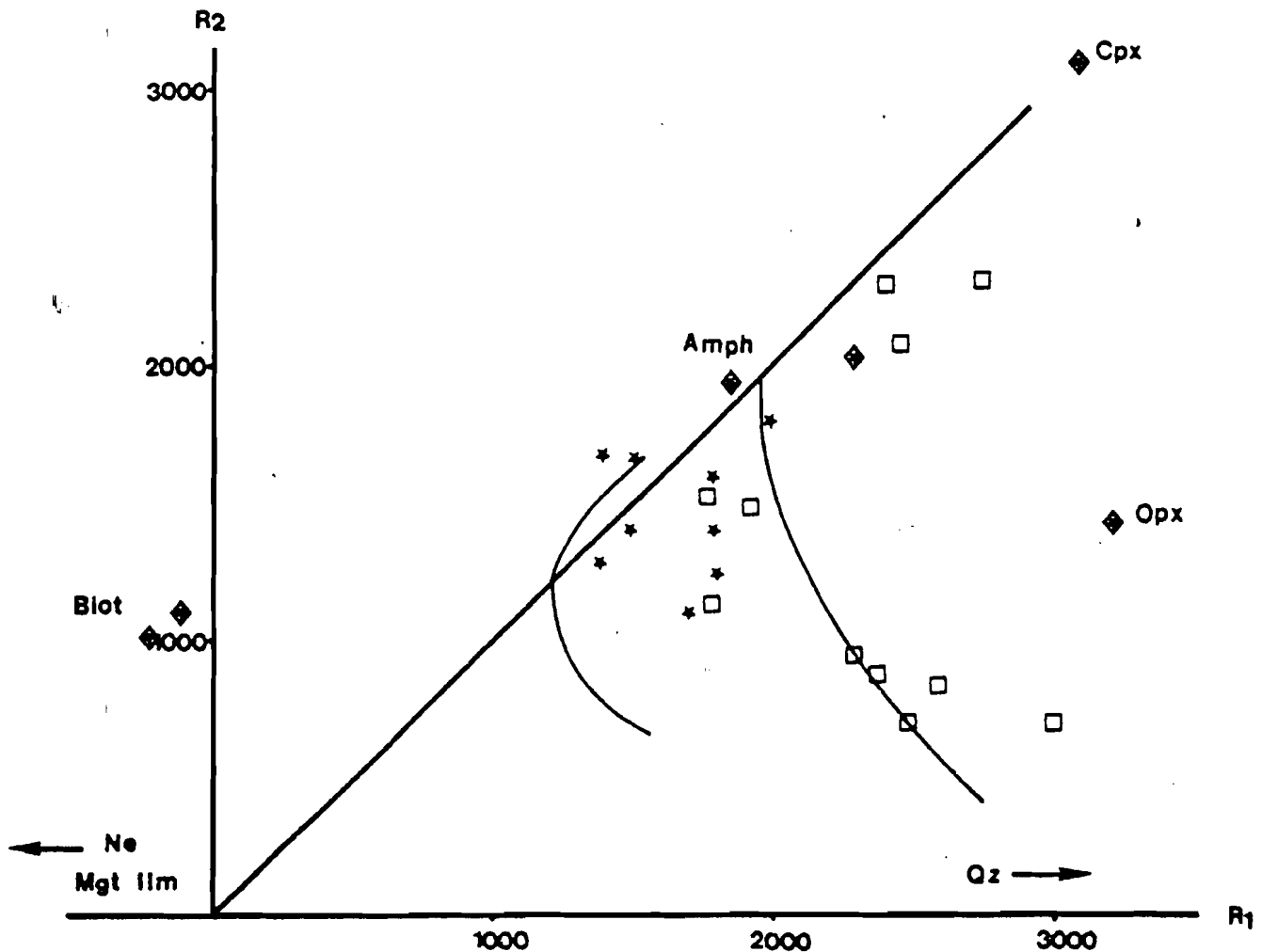


Fig. 52- Diagramme R_1-R_2 (de la Roche et Leterrier 1973).
où $R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ et $R_2 = 6Ca + 2Mg + Ti$.

Les roches de la série de Tonkouto (points) ont une évolution semblable à celle des séries calco-alcalines de Quéri-gut (Leterrier 1972, Debon 1980). Par contre, une partie des gabbros de la série de Sansankoto (étoiles) se situe dans le champ des roches sous-saturées.

- Les roches gabbroïques s'allongent en général parallèlement à cette droite. Les gabbros riches en pyroxène de Tonkouto, montrent des valeurs élevées en R_1 et R_2 . Ces valeurs diminuent brusquement vers les gabbros à Cpx seul ou à amphibole. Remarquez que l'échantillon 145, qui représente un gabbro riche en pyroxène de la série de Sansankoto, occupe la même position.

- Les diorites quartziques s'écartent de cette droite avec corrélativement, une diminution du paramètre R_2 .

Ces différentes observations peuvent s'expliquer par le fractionnement des principales phases minérales.

La position des gabbros riches en pyroxène dans la zone des basaltes tholéitiques trouve une explication dans le fait que ces roches sont essentiellement constituées de Cpx et d'Opx. Par contre, les fortes concentrations de plagioclases et de biotite seraient à l'origine du décalage de l'échantillon 145 par rapport aux gabbros à Cpx et Opx. De même, l'augmentation de la proportion des plagioclases et la diminution de leur pourcentage en anorthite seraient la cause de l'alignement des échantillons parallèlement au plan critique alors que l'écartement observé par rapport au plan critique dans les diorites serait dû à l'enrichissement en quartz et à la diminution sensible de l'amphibole.

L'étude de ce diagramme nous amène à nous poser une fois de plus des questions sur les modalités du développement d'une tendance calcoalcaline au sein de la formation basique de la partie occidentale. En général, l'origine de la série calco-alcaline est attribuée, selon les auteurs, à divers phénomènes : i) la contamination crustale (Tilley, 1959) ; ii) le fractionnement de magnétite (Osborn, 1959) ; iii) le fractionnement d'amphibole (Best et Mercy, 1967 ; Pons, 1982).

Pour les roches des formations basiques de la partie occidentale, rappelons que grâce à l'étude pétrographique nous avons distingué deux séries qui, hormis les gabbros riches en pyroxène, comportent les associations minérales suivantes :

- plagioclases + amphibole \pm Cpx \pm biotite. Ces minéraux sont diversement répartis suivant qu'il s'agit de lits leucocrates ou de lits mélanocrates ;

- Cpx - plagioclases - biotite \pm FK \pm amphibole. Le Cpx et la biotite sont omniprésents, tandis que le FK fait défaut dans certains faciès gabbroïques.

A partir de l'étude pétrographique, nous pouvons donc faire deux constatations :

- la richesse en minéraux ferromagnésiens hydratés. Elle reflète comme cela a été dit précédemment une augmentation de la pression d'eau du magma lors de la cristallisation. Il est évident que le fractionnement de l'amphibole et de la biotite a joué un rôle important dans l'établissement d'une tendance calco-alcaline, dans les roches de la série de Tonkouto ;

- la richesse en potassium de la série de Sansankoto par rapport à celle de Tonkouto. Deux processus peuvent être envisagés pour expliquer ce phénomène :

* le fractionnement de l'amphibole couplé au processus de la différenciation pourrait induire un enrichissement en K du magma résiduel qui se traduirait par l'apparition de biotite et de microcline. Il n'en demeure pas moins qu'un

éventuel apport de fluide chargé de K provenant de la croûte continentale a pu accentuer les concentrations de potassium dans la série de Sansankoto (Watson 1982 ; Ouedraogo, 1985) ;

* l'existence de deux magmas cogénétiques, mais de nature différente.

II.10 - VARIATION DES ELEMENTS EN TRACES

Cu. Il est faible souvent <10 dans les diorites et les gabbros à pyroxène. Cependant, ces teneurs augmentent fortement (66-100 ppm) dans les gabbros à amphibole.

Ni et Cr. Les teneurs en Ni et Cr sont très élevées dans les termes gabbroïques et décroissent rapidement dans les diorites. Ces éléments ont été aussi dosés dans les minéraux à la microsonde électronique, cependant aucune conclusion ne peut être tirée de ces résultats vu leur faible concentration.

Nb-Zr-Y. Ces trois éléments ont été dosés dans 7 échantillons (3 dans la série de Sansankoto et 4 dans la série de Tonkouto. Il apparaît au vu de ces analyses que les échantillons sans microcline tardif sont plus pauvres en Nb et en Zr. L'yttrium ne montre pas de grandes variations dans les deux séries.

Ces trois éléments sont considérés par Pearce (1979) comme immobiles lors des phénomènes métasomatiques cependant, le nombre faible des analyses dont nous disposons et leur large distribution ne nous permet pas de tirer des conclusions sur la nature des phénomènes post-magmatiques qui ont pu affecter ces formations.

MINERAL BIOTITES

NUMERO POINT	73	71	73	73	73	145	145	145	26	145	81	145	82	145	41	137	42	137	43	137	48	137
5102	30.71	37.98	37.66	30.33	37.72	37.18	37.43	36.13	37.62	37.38	36.75	37.38	37.38	36.75	37.41	36.76	36.76	36.76	36.72	36.76	37.08	37.08
1102	3.70	3.27	3.21	3.35	4.47	4.33	4.61	4.62	4.48	4.33	4.49	4.33	4.33	4.49	4.73	4.67	4.67	4.67	4.72	4.67	4.67	4.67
AL2O3	13.63	13.03	13.93	14.24	14.31	14.61	14.18	14.09	14.18	13.03	14.04	13.03	13.03	14.04	17.29	13.97	13.97	13.97	14.11	13.97	14.38	14.38
FeO	11.01	11.69	11.62	10.67	13.36	13.22	13.24	13.02	13.43	12.52	12.83	12.52	12.52	12.83	17.29	17.00	17.00	17.00	16.00	17.00	17.77	17.77
RHO	.06	.23	.87	.81	.83	.10	.88	.89	.83	.09	.89	.09	.09	.89	.31	.10	.10	.10	.17	.10	.24	.24
MCO	16.98	15.98	16.98	17.84	14.77	14.75	14.75	13.08	14.99	13.48	13.48	13.48	13.48	13.48	12.87	12.16	12.16	12.16	12.92	12.16	12.67	12.67
CaO	.83	.80	.81	.84	.80	.80	.80	.80	.80	.80	.80	.80	.80	.80	.80	.80	.80	.80	.80	.80	.80	.80
Mn2O	.07	.07	.07	.16	.04	.09	.14	.06	.09	.09	.09	.09	.09	.09	.09	.09	.09	.09	.09	.09	.09	.09
Li2O	9.82	9.63	9.42	9.75	9.27	9.58	9.47	9.34	9.34	9.37	9.37	9.37	9.37	9.37	9.37	9.37	9.37	9.37	9.37	9.37	9.37	9.37
CR2O3	.09	.07	.13	.10	.09	.10	.09	.10	.10	.10	.10	.10	.10	.10	.00	.04	.04	.04	.02	.04	.08	.08
MgO	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44
ZnO	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
TOTAL	94.16	93.73	93.19	93.02	93.37	94.04	93.50	93.84	94.07	92.81	93.40	93.40	93.40	92.81	96.23	94.34	94.34	94.34	94.01	94.34	95.34	95.34

FORMULE STRUCTURALE SUR LA BASE DE 22 OXYGENES

Sr	1.860	1.849	1.809	1.028	1.804	1.773	1.831	1.806	1.790	1.847	1.803	1.803	1.803	1.847	1.806	1.843	1.843	1.843	1.755	1.843	1.820	1.820
Bar	.820	.820	.823	.866	.846	.821	.860	.841	.826	.821	.826	.826	.826	.821	.826	.826	.826	.826	.826	.826	.826	.826
Ca	.805	.800	.802	.806	.802	.800	.805	.800	.800	.800	.800	.800	.800	.800	.800	.800	.800	.800	.800	.800	.800	.800
TOTAL	1.885	1.878	1.834	1.700	1.832	1.785	1.831	1.822	1.726	1.816	1.834	1.834	1.834	1.834	1.834	1.834	1.834	1.834	1.773	1.834	1.831	1.831
Si	5.747	5.704	5.659	5.603	5.694	5.655	5.631	5.594	5.642	5.650	5.630	5.630	5.630	5.630	5.630	5.630	5.630	5.630	5.630	5.630	5.630	5.630
AlIV	2.331	2.286	2.331	2.306	2.345	2.345	2.369	2.404	2.338	2.358	2.342	2.342	2.342	2.342	2.401	2.381	2.381	2.381	2.396	2.381	2.379	2.379
TOTAL	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	.136	.162	.140	.132	.173	.183	.132	.093	.128	.146	.134	.134	.134	.134	.134	.134	.134	.134	.134	.134	.134	.134
Fe	1.367	1.357	1.463	1.311	1.409	1.475	1.476	1.780	1.716	1.687	1.594	1.621	1.621	1.621	2.164	2.163	2.163	2.163	2.203	2.163	2.253	2.253
Mg	3.737	3.584	3.802	3.836	3.930	3.380	3.356	3.286	3.337	3.353	3.438	3.438	3.438	3.438	2.826	2.770	2.770	2.770	2.826	2.826	2.826	2.826
Mn	.008	.029	.009	.022	.001	.008	.013	.006	.011	.004	.012	.012	.012	.012	.019	.013	.013	.013	.013	.013	.013	.013
Ti	.413	.378	.363	.392	.401	.304	.433	.318	.316	.497	.493	.493	.493	.493	.493	.493	.493	.493	.493	.493	.493	.493
M	.005	.007	.013	.008	.018	.008	.011	.012	.017	.008	.008	.008	.008	.008	.008	.008	.008	.008	.008	.008	.008	.008
Na	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
K	.011	.008	.013	.012	.002	.011	.013	.011	.008	.000	.016	.016	.016	.016	.008	.008	.008	.008	.002	.002	.010	.010
TOTAL	5.656	5.738	5.807	5.730	5.736	5.678	5.634	5.703	5.726	5.677	5.700	5.700	5.700	5.700	5.693	5.645	5.645	5.645	5.615	5.645	5.752	5.752
OPF	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
OH	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
TOTAL	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
TOTAL CAL 99.20	97.73	97.17	97.10	97.40	98.06	97.46	99.83	99.88	98.86	96.73	97.45	97.45	97.45	96.73	100.23	98.26	98.26	98.26	98.74	98.26	99.29	99.29
FE	.27	.31	.28	.26	.23	.34	.33	.34	.33	.33	.31	.32	.32	.31	.43	.44	.44	.44	.44	.44	.44	.44
Mg	.73	.72	.74	.77	.65	.66	.69	.68	.66	.69	.68	.68	.68	.68	.67	.66	.66	.66	.66	.66	.66	.66
FE(II)	.23	.29	.26	.24	.21	.31	.32	.31	.30	.30	.29	.29	.29	.29	.39	.40	.40	.40	.41	.40	.41	.41
Mg(II)	.68	.63	.68	.65	.71	.60	.61	.59	.61	.61	.62	.62	.62	.62	.51	.50	.50	.50	.50	.50	.50	.50

Tableau 3b.

III

TROISIEME PARTIE

ETUDE DES GRANITOÏDES DU SECTEUR DE LAMINIA-MÉDINA-
FOULBÉ-ALINGUEL

III.1 - CADRE GEOLOGIQUE ET DEFINITION DE TROIS UNITES DE GRANITOÏDES

III.1.1 - Cadre géologique

Deux entités de granitoïdes spatialement différentes feront l'objet de notre étude. Nous nous sommes intéressés d'une part, à l'ensemble des granitoïdes situés sur l'axe Léoba-Dioubéba et d'autre part, à celui au NE d'Alinguel. Ces granitoïdes appartiennent au massif granitique de Badon-Kakadian défini par Bassot (1960, 1963, 1969) et Bassot, Caen-Vachette, 1984). Ce massif est intrusif dans la série volcano-sédimentaire de Mako.

III.1.2 - Rappel des travaux antérieurs

Dès 1948 Roques avait établi une classification des granites de l'A.O.F. (Afrique Occidentale Française) dans laquelle il distinguait :

- Les batholites birrimiens concordants (concordants ou sub-concordants hétérogènes - schistosité nette - métamorphisme de contact).
- Les batholites discordants calco-alcalins (schistosité absente - homogènes - auréoles de contact moins développées).
- Les batholites discordants alcalins (très pauvrement représentés dans les formations de l'A.O.F..

Relativement plus récemment, par analogie avec la classification des granites de l'Ouest africain (Bodin, 1951, Arnould, 1961), Bassot (1963) et Bessoles, 1977, subdivisent les granitoïdes du Sénégal Oriental en trois grands types :

- Baoulé (batholites intrusifs concordants syn- ou tardi-tectoniques)
- Boboti (filons ou stocks intrusifs concordants tardi-tectoniques)
- Bondoukou (batholites intrusifs discordants post-tectoniques).

Dans le type Baoulé qui nous intéresse particulièrement dans le cadre de ce travail, deux sous-types ont été mis à jour : i) le sous-type kakadian à tendance calco-alcaline trondhjémitique (Debat et al., 1983 ; Bassot, 1984) ; ii) le sous-type Saraya défini par Bodin (1956) à tendance leucogranitique. Valéro et al. (1985) mettent en évidence, au niveau de ce sous-type, l'imbrication de plusieurs plutons.

III.1.3 - Synthèse des travaux effectués dans le secteur de Laminia-Sonfara-Médina-Foulbé

D'abord signalons que peu d'auteurs ont travaillé dans ladite zone. Parmi ceux-ci, notons Bassot (1960), qui a effectué une étude détaillée des granites allant de Diambaloye jusqu'au Sud de Sonfara et Witschard (1965), qui a établi une carte au 1/100.000 du Sud de la Falémé. Il existe enfin une carte au 1/200.000 du B.R.G.M. (1963). Les granitoïdes ont été datés (Rb/Sr) entre 2199 ± 68 Ma et 1949 ± 55 Ma (Bassot et Caen-Vachette, 1984).

Bassot (1960, 1963) distingue cinq faciès :

- un granite syntectonique avec une tendance dioritique nette
- un granite syntectonique avec des panneaux de migmatites
- un granite syntectonique avec une structure porphyroblastique
- un granite tarditectonique
- des amphibolites.

Witschard (1965) subdivise la zone en migmatites et en granites migmatoïdes recoupés par des granites post-tectoniques et des granites leucocrates de type "Diakali". Ces derniers étant eux-mêmes traversés par la granodiorite à pyroxène de Goulouguina.

A notre niveau, nous avons déjà dès la seconde partie essayé de prouver l'existence de roches basiques ayant des caractères rubanés et des textures quelquefois cumulatives. Nous pensons que ces roches sont antérieures aux granitoïdes et c'est la raison pour laquelle nous les avons traitées à part.

Dans l'ensemble des granitoïdes étudiés, nous avons reconnu trois unités :

- une unité granodioritique sans mégacristaux de microcline
- une unité granodioritique à mégacristaux de microcline
- une unité adamellitique.

Ces différentes classifications sont synthétisées dans le tableau ci-dessous.

Witschard	Granodiorite à pyroxène + Migmatites +	Granites migmatoïdes	Granites de Type Diakali
Bassot	Migmatites + Amphibolites + Granites syntectoniques à tendance dioritique nette	Granites syntectoniques + Granites tarditectoniques (de Alinguel)	
	Roches basiques de la Partie occidentale	Granodiorite à et sans mégacristaux	Adamellites + Granites sans mégacristaux (Laminia)

III.1.4 - Les trois unités de granitoïdes et leurs relations géométriques

Ces trois unités se localisent de part et d'autre de la zone de roches basiques. Elles ont une répartition très inégale. A l'Est, on a une prédominance des granodiorites à mégacristaux de microcline, tandis qu'à l'Ouest, l'unité granodioritique sans mégacristaux de microcline est plus largement représentée. L'unité adamellitique n'occupe qu'une faible portion de l'ensemble.

Les contacts entre les différentes unités sont rarement visibles. Cependant entre les deux premières le passage

est progressif mais il peut aussi se manifester sous forme de bordures figées (toit ondulé ?).

III.2 - ETUDE PETROGRAPHIQUE

III.2.1 - L'Unité adamellitique

III.2.1.1 Structure

Les roches constituant l'unité adamellitique affleurent principalement au NE de Médina-Foulbé et dans la partie occidentale de l'unité granodioritique à mégacristaux de microcline à la hauteur de Dioubéba. Au NE de Médina-Foulbé, la roche est très schistosée (mise en place du granite de Diambaloye ou mylonitisation) et très altérée, ce qui rend difficile son échantillonnage. Par contre à l'Ouest de Dioubéba la roche est de couleur rose clair et très fraîche. La partie orientale est traversée par une zone de mylonite orientée NNW-SSE.

Contrairement aux autres unités, celle-ci renferme peu ou pas d'enclaves. Elle est essentiellement constituée de minéraux leucocrates. Sur le terrain, on distingue nettement les cristaux de quartz, de feldspath potassique et de muscovite.

Aucune orientation préférentielle des minéraux n'a été observée au niveau des deux massifs.

Le contact du granite avec les "roches vertes" (métabasalte) dans la partie étudiée est masqué par la latérite et les éboulis. Dans les rares cas où il a été observé dans d'autres parties du massif granitique de Kakadian, il est décrit par Witschard (1965) comme étant franc.

III.2.1.2 -Texture et composition minéralogique

La texture est grenue. Dans les zones non affectées par la tectonique, la taille du grain est rarement inférieure à 1 mm.

La roche est composée de quartz, albite, microcline, biotite et muscovite.

Quartz

Le quartz xénomorphe présente une extinction plutôt franche. Les cristaux ont tendance à se regrouper en plages polycristallines (4 mm où les individus s'engrènent à la manière d'un puzzle. Il peut aussi se trouver sur la bordure de certains cristaux tel que le grenat (fig. 53). Il englobe des cristaux de zircon et de microcline de petite taille.

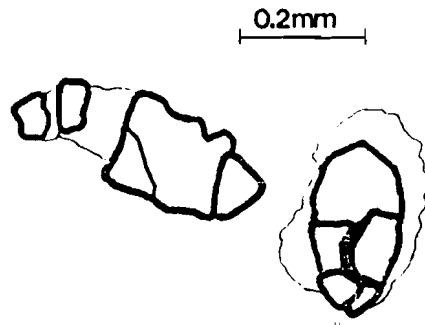


Fig. 53- Cristaux de quartz englobant un cristal de grenat et cicatrisant les cassures de ce dernier.

Plagioclases

Les plagioclases (8 à 10 %) sont automorphes et souvent corrodés par le quartz et le microcline. Ils sont maclés albite et/ou carlsbad.

Microcline

Il se présente en cristaux xénomorphes de taille variable qui, pour les plus grands, peut dépasser 4 mm. Certains cristaux peuvent être moulés par d'autres de dimension plus impressionnante. Il renferme des inclusions de plagioclase et de muscovite.

Muscovite

On distingue deux types de muscovite : une muscovite primaire bien développée, en lattes indépendantes plurimillimétriques (4 mm) et une muscovite secondaire de forme plutôt trapue et de taille plus modeste, développée sur la biotite.

Biotite

La biotite peu abondante, apparaît en lamelles automorphes et très légèrement pléochroïques, avec des concentrations d'oxydes au niveau des macles et des bordures du minéral.

Minéraux accessoires

Le grenat (de type almandin) sous forme de petits cristaux (0,07 mm) automorphes et craquelés, le zircon et les oxydes (magnétite et titanomagnétite) constituent les minéraux accessoires de ce faciès.

III.2.1.3 - Ordre de cristallisation

La muscovite a eu une cristallisation échelonnée dans le temps. Les grandes lattes indépendantes indiqueraient une cristallisation primaire du minéral (Turner et Verhoogen, 1960 ; Miller et Bradfish, 1980) tandis que la muscovite liée à la biotite serait tardive. Cela nous conduit à envisager un ordre de cristallisation qui s'établirait comme suit :

la biotite, le grenat, le plagioclase et la muscovite primaire auraient cristallisé les premiers, suivis du microcline et du quartz. La cristallisation du microcline a pu se faire en deux étapes toutes deux postérieures à la cristallisation de la muscovite primaire.

III.2.1.4 - Nomenclature

Seules les roches situées au NE de Médina-Foulbé ont fait l'objet d'une analyse modale. Elles se situent dans le champ des monzogranites, dans le diagramme de Streckeisen (1976). Les analyses chimiques effectuées dans les roches de Médina-Foulbé et Dioubéba Ouest, se répartissent dans le diagramme de nomenclature de de La Roche (1964), Debon et Le Fort (1983) au niveau de la case des adamellites.

III.2.1.5 - Conclusion

Ces granites sont généralement très localisés et se caractérisent par leur faible teneur en minéraux ferromagnésiens (environ 1 %). Parallèlement, le feldspath potassique augmente de manière significative et le grenat fait son apparition. L'amphibole très fréquente dans les autres unités n'a pas été observée. Notons enfin que quand la roche est mylonitisée, son grain devient plus fin et elle s'enrichit en microcline (voir chap. sur les mylonites). Ce sont donc des leucogranites à deux micas.

III.2.2 - L'unité granodioritique à mégacristaux de microcline

III.2.2.1 - Structure

Cette unité est caractérisée par le fait qu'elle contient des roches à mégacristaux de microcline dont la taille peut dépasser 4 cm. Par ailleurs, le grain de la roche est moyen ($\approx 1,5$ mm) bien que l'on trouve des cristaux de taille plus réduite dans les zones affectées par les phénomènes tectoniques. Les granitoïdes à mégacristaux de microcline s'étendent sur une bande large de 1,5 km, allongée suivant la direction NW-SE. Le contact entre cette unité et l'unité adamellitique n'a pas été observé ; par contre son contact avec l'unité granodioritique sans mégacristaux de microcline est visible sur un petit affleurement situé au Nord du village de Laminia. A ce niveau, il paraît progressif.

III.2.2.2 - Composition minéralogique et texture

La roche est formée de quartz, plagioclase, microcline, biotite et amphibole.

Quartz

Il se présente sous quatre formes principales :

- en cristaux xénomorphes (1,4 mm), qui s'insinuent entre les autres minéraux et peuvent former des agrégats. Ils sont plus abondamment exprimés que les autres formes ;
- en cristaux globuleux à automorphes (0,05 mm) en inclusion dans les feldspaths potassiques. Ils se développent surtout vers la périphérie de ces cristaux ;
- en petits cristaux à contours polygonaux (0,1 mm). Cet habitus se rencontre le plus souvent autour des mégacristaux de feldspath (recristallisation ?) ;
- en petits vermicules associés à l'albite.

Plagioclases

En cristaux dont la taille peut dépasser 4 mm, ils sont souvent zonés avec un coeur altéré (séricitisation) et une bordure albitique. Dans les zones les moins altérées (An 20) les macles polysynthétiques et carlsbad sont fréquentes. Plusieurs figures de syneusis (accolement de deux ou plusieurs cristaux suivant leurs plus grandes faces (Vance, 1969)) ont été observées. Les cristaux de petite taille en contact avec le microcline, sont entièrement envahis par des bourgeons albitiques.

Microcline

Le microcline se présente sous différents aspects : i) en mégacristaux centimétriques (qui constituent d'ailleurs le caractère spécifique de cette unité parmi les différents faciès granodioritiques de la région) ; ii) en cristaux xénomorphes ; iii) sous forme de facules à l'intérieur des plagioclases.

- Microcline automorphe. Les mégacristaux sont souvent maclés carlsbad et présentent un quadrillage réparti irrégulièrement mais très net par endroit. Ils contiennent des inclusions en sections rectangulaires d'amphibole, de plagioclase et de biotite, qui se disposent parallèlement aux limites du cristal ; ce dispositif peut s'interpréter comme une figure de syneusis traduisant une cristallisation dans un état magmatique. Le cristal de microcline contient de nombreuses et fines traînées perthitiques orientées dans l'ensemble perpendiculairement au plan de macle. Nous pouvons rapprocher ces perthites au type "complexe" conformément à la classification d'Alling (1938) modifiée par Spry (1969).

Les traînées de perthites sont parfois finement maclées albite.

Les mégacristaux sont bordés par une association de cristaux équidimensionnels de quartz et de feldspath sur leurs plus grandes faces. Aux extrémités on observe des perturbations avec formations de zones d'ombre de pression non symétriques, indiquant un mouvement de rotation (fig. 54).

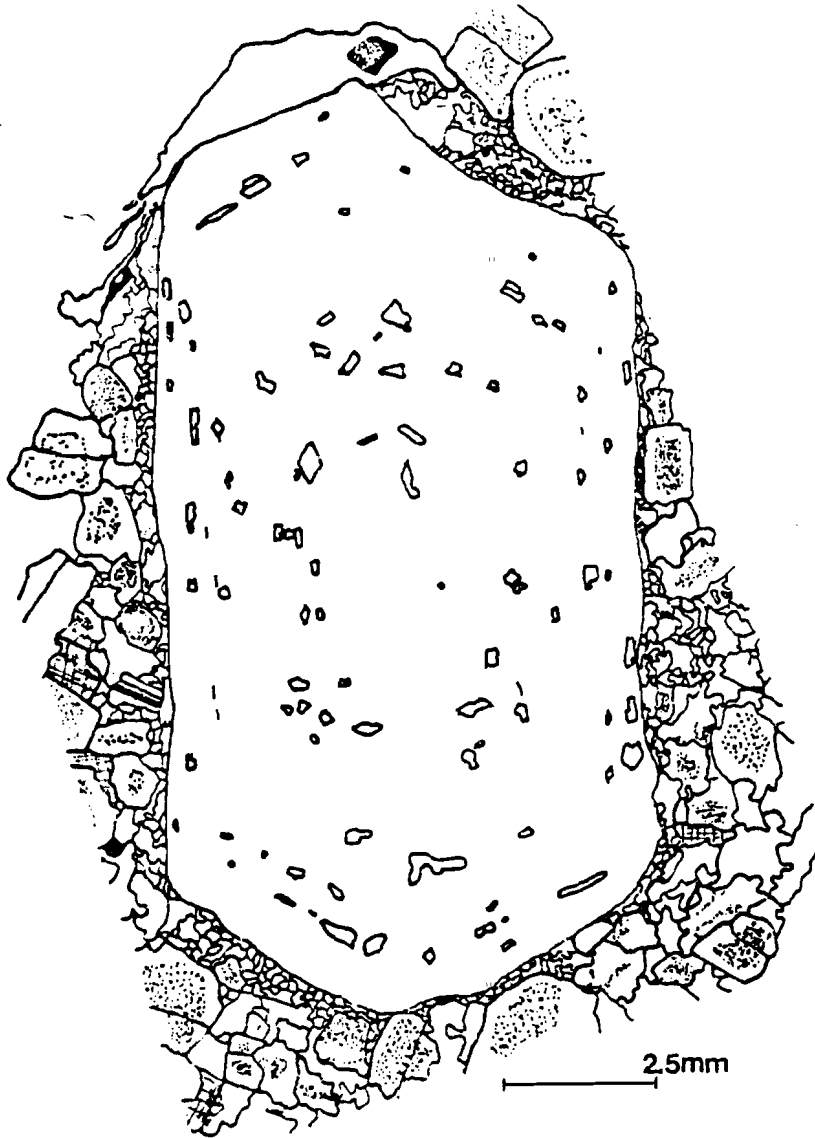


Fig. 54- Mégacristal de microcline avec des microcristaux de plagioclases et d'amphiboles orientés parallèlement aux faces du minéral. Sur la partie supérieure du microcline on note des traînées de chlorites, assimilées à des ombres de pression, et dont les clivages tordus indiquent des phénomènes de déformations. Il faut également noter la fréquence des plagioclases associés en syneusis.

- Microcline xénomorphe. Il se situe dans les zones abritées aux extrémités des grands cristaux, ou dans des zones de jonction. Contrairement au précédent, il n'est pas maclé carlsbad et contient des inclusions non orientées d'amphibole, de plagioclase, de quartz et d'apatite. Les perthites en flammes sont abondantes et la myrmékite peut se développer dans des cristaux isolés.

- Microcline dans les plagioclases. Le microcline apparaît sous forme de taches ou de plages bien limitées au sein des plagioclases. Ces taches, avec un quadrillage net, dépourvue de perthites, peuvent être isolées ou coalescentes ; elles sont entièrement contenues dans le plagioclase, sans contact avec la limite externe du cristal hôte. Le développement de microcline peut être quasi général, le plagioclase originel ne persistant que sous forme d'un fin liséré externe albitique (fig. 55). Ces relations texturales entre plagioclase et microcline peuvent être interprétées comme un phénomène de remplacement du plagioclase par le feldspath potassique. Ce phénomène est largement développé dans les formations granitiques de la fenêtre

les cas extrêmes, gagne l'ensemble du minéral (fig. 56).

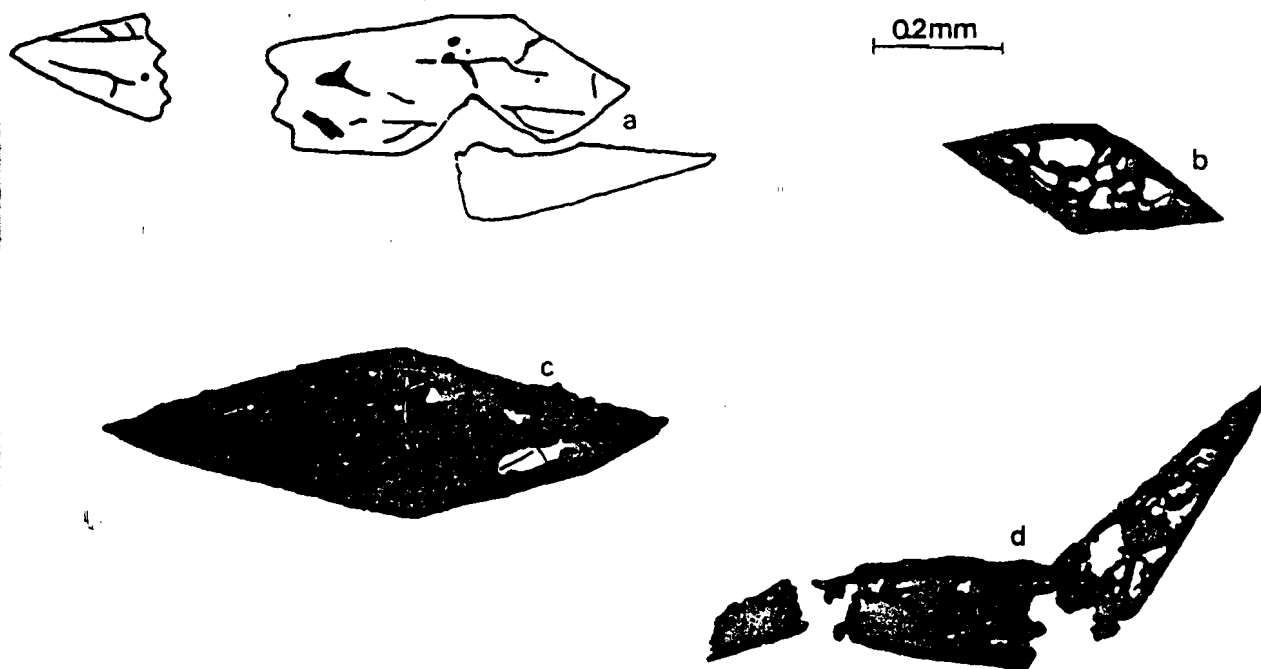
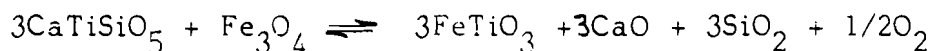


Fig. 56 - Différents aspects des relations sphène-ilménite.

- a- sphène morcelé, sans ilménite
- b- sphène automorphe bordé d'une auréole d'ilménite qui semble envahir de façon centripète le cristal
- c- lorsque l'envahissement est plus important, le sphène ne subsiste plus qu'en reliques à l'intérieur de l'ilménite
- d- sphène morcelé envahi par de l'ilménite.

Ce phénomène résulte d'une réaction du type :



En effet, le sphène qui a subi cette transformation est toujours associé à de la biotite en voie de chloritisation et à des oxydes. Le processus de la transformation du sphène est probablement lié à la chloritisation de la biotite qui libère du fer et ce dernier se couple au sphène, entraînant ainsi un dépôt d'ilménite, de calcite et de quartz.

Outre le sphène, on trouve de l'allanite zonée, de la prehnite, du zircon et de l'apatite.

III.2.2.3 - Ordre de cristallisation

En dehors du zircon, du sphène et de l'allanite, qui semblent être les minéraux les plus précoces, l'association plagioclase-amphibole-biotite I forme la trame primitive des granodiorites à mégacristaux de microcline. Les mégacristaux auraient cristallisé dans le bain magmatique avant la fin de la cristallisation du plagioclase et avant la formation du microcline xénomorphe et du quartz. Cependant, nous ne pouvons établir avec certitude une chronologie exacte de la formation de ces derniers, le quartz ayant pu cristalliser pendant un temps relativement long, comme le montrent les différentes formes acquises.

III.2.2.4 - Nomenclature

Estimant l'utilisation du compteur de points assez hasardeuse pour l'étude de faciès aussi porphyriques, nous avons préféré nous en abstenir. Cependant une estimation des principales phases minérales donne la composition suivante : plagioclase 50 % ; quartz 25 % ; microcline 17 % ; biotite 5 % ; amphibole 2 %. C'est ainsi que pour définir la nomenclature des différentes roches à mégacristaux de microcline, nous nous sommes basés essentiellement sur les données chimiques. Dans le diagramme de nomenclature de de La Roche (1964) ; Debon et Le Fort (1983), elles se répartissent dans le champ des granodiorites.

III.2.2.5 - Discussion sur les microclines et leur origine

Plusieurs auteurs se sont penchés sur les origines possibles du microcline dans le craton Ouest Africain : Casanova (1975), Sawadogo (1983)... Il ressort de toutes ces études la difficulté à expliquer la genèse du microcline qui représente à elle seule la quasi totalité du feldspath potassique exprimé dans les granitoïdes du Précambrien Ouest Africain.

Mégacristaux de microcline

Ancienne orthose ? Un des moyens de le savoir serait de définir la triclinicité de ces cristaux et voir s'il s'agit d'une triclinicité intermédiaire interprétée par différents auteurs comme significative d'une transformation orthose - microcline. Signalons que Casanova (1973), qui a surtout fait des mesures de triclinicité sur les microclines du Birrimien de Côte d'Ivoire, a toujours trouvé une triclinicité maximale. En l'absence de données, on ne peut que faire des hypothèses. La transformation peut être provoquée par des phénomènes tectoniques comme cela était envisagé déjà par Marmo (1955), mais aussi Mergoil (1970), Debat (1974) et autres.

Microcline xénomorphe

Ce deuxième type est général dans les roches plutoniques de la fenêtre. Il est en équilibre avec les minéraux de la mésostase. Quand il est localisé dans les zones abritées, il peut être lié au transfert des ions K^+ vers les zones de faibles pressions (Orville, 1963).

Microcline dans un plagioclase

Il se rencontre dans toutes les roches plutoniques de la fenêtre de Kédougou - Kéniéba, y compris les gabbros. Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer ce phénomène. Vogel (1970) évoque une cristallisation simultanée du feldspath potassique et du plagioclase, tandis que Cartens (1967) et Kay (1977), envisagent une exsolution de la phase potassique à partir d'une solution ternaire homogène de feldspath, entraînant une nucléation et une croissance du microcline.

La première hypothèse envisagée explique difficilement que dans certains cas, la presque totalité du plagioclase soit remplacée.

On peut aussi envisager une hypothèse métasomatique avec une contamination du magma lors de son ascension, ce qui expliquerait le caractère très irrégulier de la microclinisation.

Il nous paraît évident que le microcline de ces formations provient non pas d'un, mais de plusieurs phénomènes (transformation des plagioclases, de l'orthose (?)). Ces transformations sont étroitement liées à la tectonique.

- Remarques sur les perthites et bordures albitiques -

Les exolutions de perthites dans les feldspaths potassiques et les bordures albitiques des plagioclases, seraient des manifestations de la circulation des fluides tardifs échangeurs d'ions (Orville, 1963 ; Parsons, 1977 ; Johannes, 1979).

II.2.2.6 - Conclusion

Cette unité, malgré sa grande étendue, montre très peu de variations dans sa composition minéralogique et texturale. Elle se caractérise aussi, en plus des principales phases minérales (plagioclase, microcline, quartz, amphibole, biotite), par une grande abondance des minéraux accessoires, notamment du sphène. Les nombreuses figures de syneusis montrent que le matériel granodioritique est bien issu d'un liquide magmatique.

III.2.3 - L'Unité granodioritique sans mégacristaux de microcline

III.2.3.1 - Structure

Les roches qui composent cette unité affleurent essentiellement le long de la Falémé, entre le village de Laminia et celui de Dioubéba et NE d'Alinguel, sur la route Alinguel - Médina-Foulbé. Généralement légèrement orientées, ces roches sont recoupées à l'instar de l'unité adamellitique et granodioritique à mégacristaux de microcline par une zone de mylonites orientée NW-SE. Cette zone de mylonites est particulièrement visible à l'Est du village de Moussala.

La roche est de couleur blanche tachetée de quelques minéraux ferromagnésiens. Dans certains cas cependant, comme au NE de Laminia, nous avons des faciès leucocrates plus différenciés, organisés en panneaux de quelques mètres de large, orientés suivant la direction NNW-SSE. Les phases minérales constituant ces panneaux sont peu ou pas orientées.

Le contact entre cette unité et l'ensemble des roches vertes est franc et intrusif.

III.2.3.2 - Composition minéralogique et texture

Cette unité regroupe des granitoïdes avec une texture équi-granulaire, formés de quartz, plagioclase (An 20-30), microcline, biotite, amphibole.

Quartz

Il présente de fortes variations suivant les faciès (25 à 35 %) et constitue des cristaux xénomorphes (> 1 mm) avec une extinction ondulante. Ils se retrouvent souvent sous forme de cristaux isolés.

Plagioclases

Dans le faciès type de Laminia, on est frappé par l'automorphie quasi parfaite des plagioclases et leur forte densité. Leur taille dépasse rarement 1,5 mm. Ces cristaux sont souvent zonés avec un coeur fortement séricitisé et une bordure albitique avec des figures de myrmékites sur les faces en contact avec du microcline. Les plagioclases sont maclés albite, carlsbad et contiennent des inclusions de biotite, d'amphibole, d'oxydes et d'apatite. Les figures de syneusis entre plagioclases sont très fréquentes.

Microcline

Tout comme pour le quartz, il montre des variations suivant les faciès (12 à 30 %). Il se retrouve toujours sous forme interstitielle. Quelquefois au niveau du contact entre deux cristaux de microcline, on a une zone réactionnelle constituée d'albite et de perthite. Le microcline contient des inclusions de plagioclase, de biotite sans disposition particulière et peut mouler partiellement les cristaux de quartz.

Biotite

En lame mince, nous pouvons distinguer deux sortes de biotite. D'une part, une biotite primaire en lamelles indépendantes et d'autre part, une biotite se développant à partir des amphiboles, que nous pouvons qualifier de secondaire. La biotite primaire est de couleur brune mais elle s'éclaircit par endroit (déferitisation) et des fuseaux de prehnite associés à des oxydes se développent parallèlement à ses clivages. Les zones saines du minéral contiennent des inclusions d'apatite et des halos de zircon.

Amphiboles

Elles sont automorphes avec des macles simples fréquentes. Leur pléochroïsme varie du vert-jaunâtre au vert franc. Elles ont une composition de hornblende et subissent des phénomènes de transformation en biotite, sphène et quartz.

Minéraux accessoires

En plus du zircon, de l'apatite et de la prehnite, nous avons des cristaux d'allanite automorphes et zonés. Il faut noter aussi que ces roches sont pauvres en oxydes.

III.2.3.3 - Ordre de cristallisation

Le zircon, l'amphibole, la biotite et le plagioclase semblent être les premiers minéraux formés, suivis du quartz et du microcline. L'apatite a pu cristalliser pendant un temps relativement long puisqu'elle peut se trouver en inclusion dans le quartz (Harrison et Watson, 1984). De même la formation de la biotite est échelonnée dans le temps en commençant par la biotite I, la biotite II provenant de la transformation de l'amphibole.

III.2.3.4 - Nomenclature

Elle s'appuie sur le diagramme Q-P-F de Streckeisen (1976) et le diagramme de nomenclature de La Roche (1964), Debon et Le Fort (1983). Les deux classifications ne montrent aucune

différence fondamentale, l'ensemble des roches se répartissant entre la zone des granodiorites et des tonalites avec une plus forte concentration (90 % des échantillons) au niveau des granodiorites.

III.2.3.5 - Conclusion

Ces granitoïdes ne se différencieraient des granodiorites à mégacristsaux de microcline que par l'absence de grands cristaux de feldspath potassique et par la plus grande variation de proportion de ces minéraux constitutifs, mais aussi par le caractère très automorphe des plagioclases.

III.2.4 - Etude des enclaves

III.2.4.1 - Introduction

Depuis les travaux de Didier (1964, 1973) de plus en plus d'auteurs s'intéressent à l'étude des enclaves. Parmi eux, Debon (1975), Leterrier et Debon (1978), Orsini (1980). Ce dernier a démontré le rôle capital des enclaves pour la connaissance de l'origine des granitoïdes calco-alcalins.

III.2.4.2 - Description sommaire des deux types d'enclaves

Dans la zone des granitoïdes, nous distinguons en gros deux types d'enclaves.

1°/ Les enclaves finement grenues (mélanocrates) de taille centimétrique à pluridécimétrique.

2°/ Les enclaves grenues (mésocrates à mélanocrates) de taille plurimétrique.

On retrouve ces enclaves un peu partout dans le secteur étudié, sauf au niveau de l'unité adamellitique. Toutefois malgré leur large distribution, elles semblent obéir à un ordre bien défini dans leur répartition et leur fréquence. Dans un souci de clarté, nous traiterons séparément ces deux types tant ils nous paraissent différents du point de vue textural (et peut-être génétique).

III.2.4.3 - Etude pétrographique

III.2.4.3.1 - Les enclaves finement grenues

III.2.4.3.1.1. - Structure

Ces enclaves sont très fréquentes dans les deux unités granodioritiques. Elles se rarifient au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'Ouest. Ce phénomène s'accompagne d'une diminution de leur taille. Généralement de forme allongée, elles peuvent cependant revêtir des aspects plus complexes au niveau de l'Unité granodioritique sans mégacristsaux de microcline.

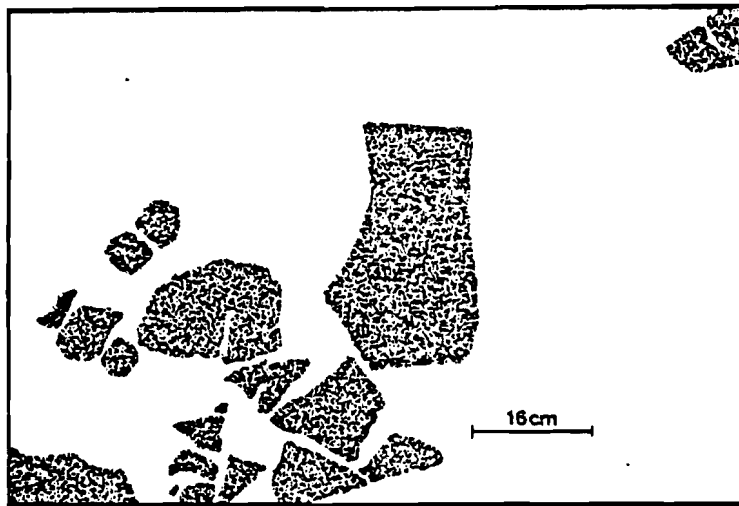
Sur les berges de la Falémé, au Nord de Laminia, on observe :

- des enclaves décimétriques d'aspect bréchique suggérant une remontée à l'état solide (fig. 60A) ;

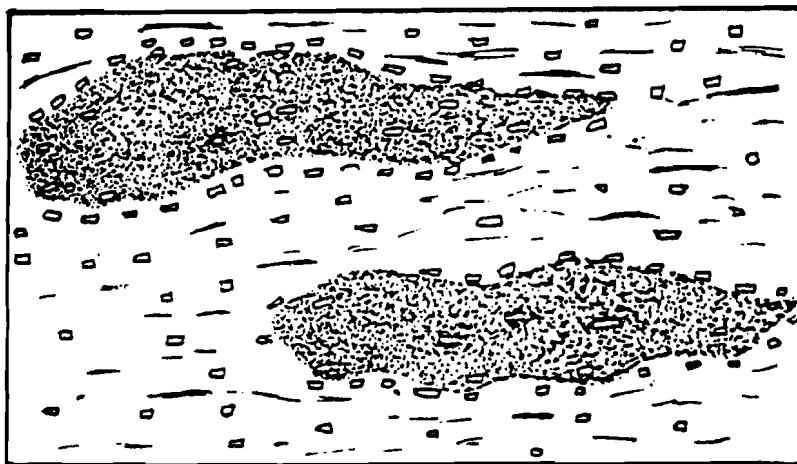
- des enclaves avec des bordures arrondies (10 cm de long) montrant des parties envahies par du matériel plus leucocrate, témoignant ainsi leur grande perméabilité (Pons, 1982) (fig. 60B). Sur la route Laminia - Kaourou, on retrouve les mêmes phénomènes à l'intérieur des enclaves fusiformes, mais le matériel clair est représenté par des mégacristsaux de feldspath, éparpillés à l'intérieur de la masse sombre ;

- des zones à contours mal définis, caractérisés au sein du granite par leur richesse en amphibole. Cette dernière se dispose en gerbe. Ce type d'enclave est interprété comme résultant d'une baisse brutale de la température lors de la mise en place d'un magma basique chaud et non consolidé au contact d'un magma acide froid (fig. 60C).

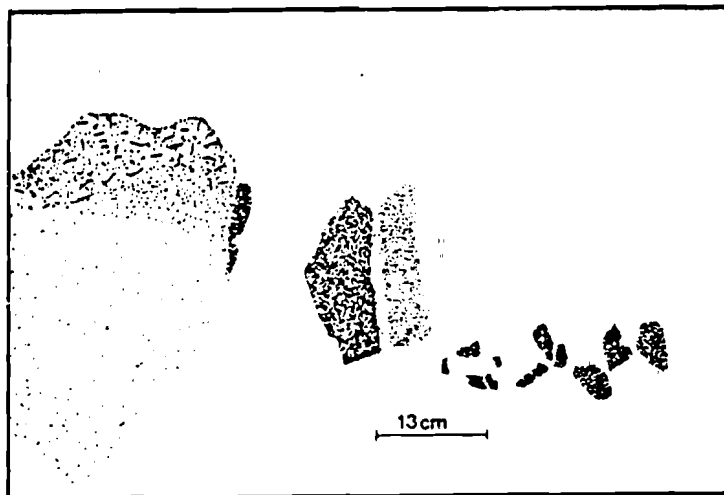
Ces différentes figures sont le résultat de la mise en contact de deux magmas de viscosité différente (Blake et al., 1965 ; Blake, 1966 ; Walker et Skelhorn, 1966).



A



B



C

Fig. 60- Divers aspects des enclaves finement grenues dans les grani-toïdes.

A- enclave de forme anguleuse avec des fissures remplies de matériel granitique sans qu'il y ait mélange entre les deux matériaux.

B- enclave fusiforme, très allongée, ponctuée de cristaux de feldspaths appartenant à la roche encaissante.

C- enclave envahie à des degrés divers par le matériel de la roche hôte.

III.2.4.3.1.2 - Composition minéralogique et texture

Quartz

Il a une extinction ondulante et s'insinue entre les autres cristaux de la roche.

Plagioclases

De cristaux légèrement zonés et de taille millimétrique (0,5 mm), on passe à des grains très fins à contours polygonaux (0,05 mm) dans les termes basiques. Leur teneur en anorthite avoisine 30 %. Ils sont corrodés par le quartz.

Amphibole

Elle est représentée en quantité très variable dans les enclaves. De 0 % dans les enclaves très riches en biotite à 20 % dans les enclaves où la biotite représente environ 5 % des minéraux de la roche. Lorsqu'elle est abondante, elle forme, soit des prismes allongés avec des inclusions de baguettes de plagioclases sans orientation visible, soit des prismes tabulaires très poecilites. Elle se transforme en sphène (beaucoup), en biotite et en quartz. Dans les faciès basiques, elle est représentée par des cristaux xénomorphes souvent altérés en chlorite et en épidote.

Biotite

Son pourcentage varie suivant les enclaves, mais elle est très abondante dans les enclaves mélanocrates (jusqu'à 15 %). Nous distinguons trois sortes de biotite : i) biotite à extinction ondulante avec des inclusions de zircon et d'apatite. Elle est quelquefois interrompue par des bandes limpides non pléochroïques (chlorite) avec des concentrations de prehnite parallèles aux clivages ; ii) biotite provenant de la transformation de l'amphibole ; iii) biotite brune se développant à l'intérieur des petites fentes de distension ou sur les cristaux de biotite verte. Ce phénomène est fréquent dans les enclaves les plus basiques.

Pyroxènes (≈ 10 %)

Ils ont un habitus variable. Ils ont soit une forme xénomorphe (0,5 mm) et dans ce cas ils sont très poecilittiques, soit une forme arrondie (0,05 mm) ou en baguettes (0,2 mm). Le contact entre le pyroxène et l'amphibole présente une auréole légèrement pléochroïque.

Minéraux accessoires

L'apatite est relativement abondante. Le sphène, la prehnite et la chlorite sont souvent le produit de la transformation d'autres minéraux. Les oxydes sont généralement peu représentés.

III.2.4.3.2. - Les enclaves grenues

III.2.4.3.2.1 - Structure

Ces enclaves sont présentes uniquement au niveau de la partie occidentale du secteur étudié. Leur taille est généralement supérieure à 15 m. Sur le terrain, elles sont facilement reconnaissables à leur couleur blanc-rosâtre sur laquelle se détachent les mégacristaux d'amphiboles vertes. Au centre de l'enclave, la roche devient plus sombre et plus massive. Leur contact avec la matrice granodioritique est franc. Ce faciès est recoupé par des filonnets granitiques ponctués d'aiguilles d'amphibole disposées en gerbe.

III.2.4.3.2.2 - Composition minéralogique et texture

Quartz

Il a une taille millimétrique et une forme amiboïde, sauf lorsqu'il est inclus dans d'autres minéraux. Son pourcentage modal varie de 0 à 15 %. Aucun phénomène de recristallisation n'a été observé au niveau des enclaves de ce type.

Plagioclase

On peut grossièrement faire une distinction entre les plagioclases de petite taille (0,2 à 0,6 mm) et les plagioclases de taille moyenne (0,7 à 2 mm). Ils sont altérés et les macles polysynthétiques sont peu visibles. Dans les rares cas où nous avons pu calculer leur pourcentage en anorthite, on s'aperçoit qu'il avoisine 20 % vers la bordure des enclaves. Ils ont une forme sub-automorphe à xénomorphe et renferment de petits cristaux de pyroxène, d'apatite,

d'oxyde, d'amphibole et de sphène. Quelques textures granophyriques ont été observées.

Microcline

Il forme de grandes plages xénomorphes et poecilitiques. Sa répartition est très hétérogène et son pourcentage modal varie de 0 à 10 %, c'est un minéral très tardif puisqu'il englobe même le quartz. Il est intéressant de noter qu'aucune figure de myrmékite n'a été observée dans ce faciès.

Amphibole (10 à 60 %)

Généralement sub-automorphe à automorphe (> 2 mm) l'amphibole est poecilitique et quelquefois maclée. On distingue :

- l'amphibole de couleur verte très pléochroïque de type hornblende, fréquente dans les zones à microcline ;
- l'amphibole zonée avec un coeur légèrement pléochroïque par rapport à la bordure contenant des reliques de pyroxène ;
- l'amphibole en fibres incolores (trémolite ou actinote).

Ces deux dernières peuvent être moulées par une amphibole très poecilitique, dont la taille peut atteindre 5 mm.

Pyroxènes (salite-endiopside)

Ils sont automorphes et souvent maclés. Ils présentent presque toujours des phénomènes de transformation (ouralitisation).

L'association Actinote-Trémolite-Serpentine-Oxydes

Dans les faciès les plus basiques, on observe des minéraux arrondis et zonés avec une disposition particulière. Le coeur du minéral est occupé par des fibres d'actinote et de trémolite entourées par des serpentines à structure radiaire, le tout étant cerné par des oxydes ferro-titanés (fig. 61).



Fig. 61- Texture des gabbros du coeur des enclaves grenues.

Cette disposition n'est pas sans rappeler la pseudomorphose de l'olivine dans certains ferrogabbros noritiques.

Minéraux accessoires

Ces roches sont en général riches en sphène de grande taille (jusqu'à 0,5 mm) et de forme losangique. Ce minéral peut s'aligner suivant des bandes parallèles au contact des filonnets granitiques (fig. 62).

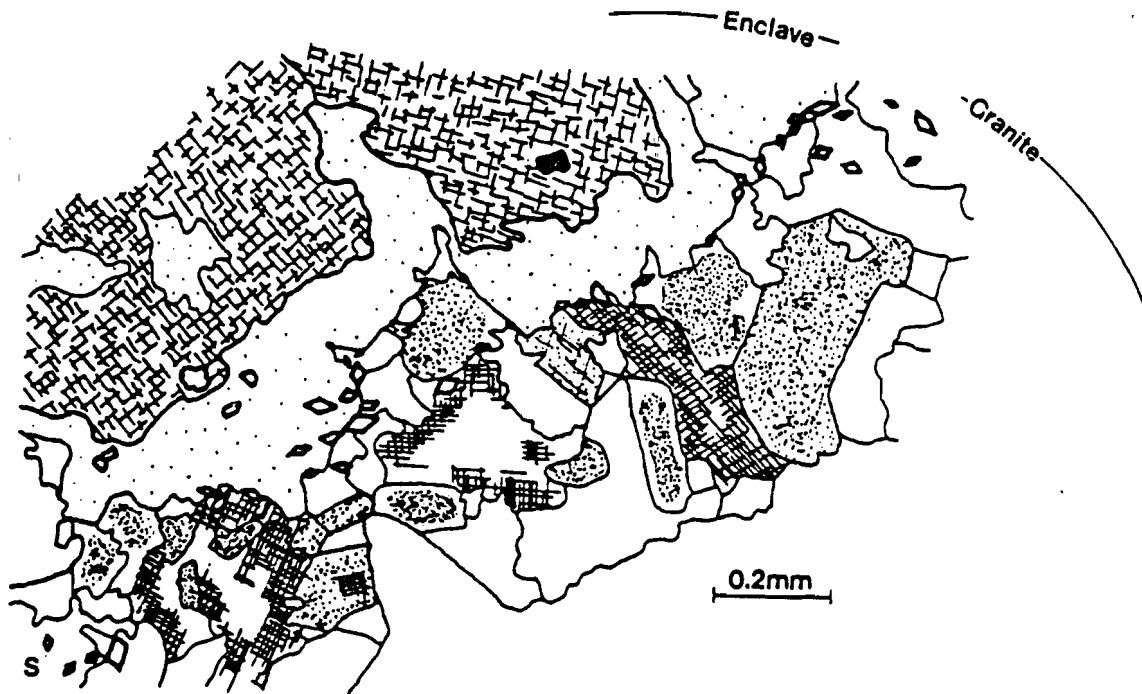


Fig. 62- Contact entre une veine de granite et l'enclave grenue.
Les cristaux de sphène s'allongent parallèlement au contact.

Les oxydes présentent des proportions variables. Denses au coeur des enclaves, ils sont absents vers la bordure, c'est-à-dire les zones envahies par le microcline (fig. 63). L'apatite est toujours présente.

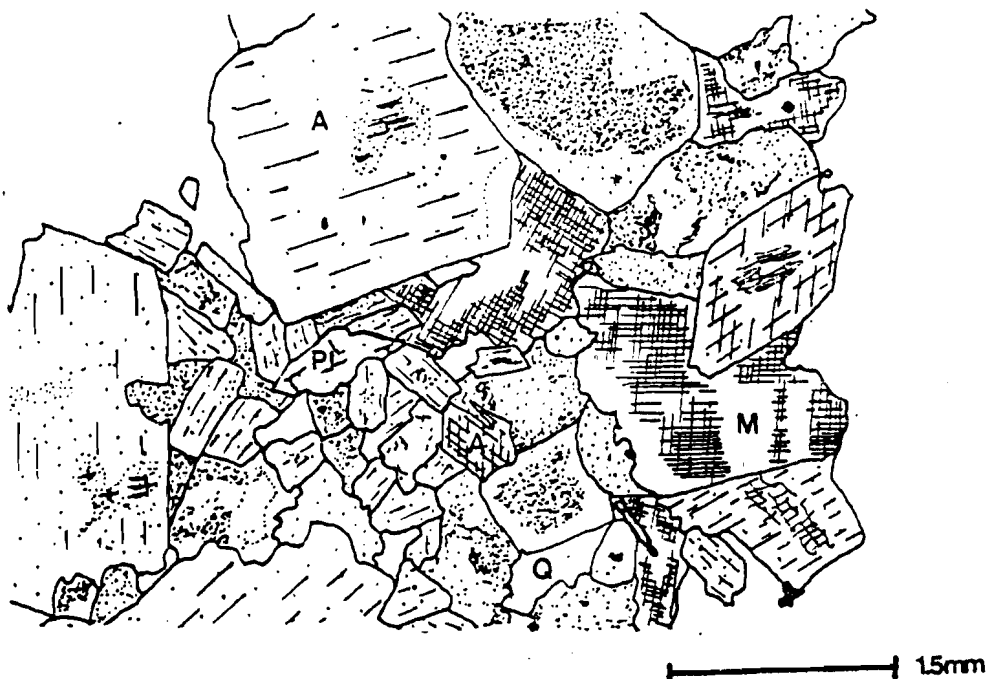


Fig. 63- Texture des gabbros au contact de l'encaissant granitique. Les oxydes deviennent plus rares par rapport au coeur et le microcline (M), le plagioclase acide (Pl) et le quartz (Q) font leur apparition. L'amphibole montre un léger zoning et des reliques de pyroxènes (P).

III.2.4.3.3 - Discussions

III.2.4.3.3.1 - Les enclaves finement grenues

Malgré leur homogénéité apparente sur le terrain, ces enclaves correspondent en fait à une large gamme de composition allant des roches basiques (gabbros) aux roches plus évoluées (tonalites). Dans ce travail, nous n'aborderons pas du point de vue géochimique les liens qui existent entre ces enclaves ou entre les enclaves et leur matrice, mais à la lumière des observations minéralogiques, nous allons essayer de rendre compte de certains phénomènes.

En allant des termes "basiques" aux termes "acides", on observe une diminution de la teneur en amphibole et une augmentation de la biotite. Cette variation s'explique par le fait que lors de la cristallisation du magma, la baisse de température s'accompagne d'une augmentation de la teneur en eau favorisant le transfert des ions (Shaw, 1974) et en particulier du K. Celui-ci se combinant au fer, considéré comme élément inerte des liquides résiduels, favorise la formation de la biotite. La totalité du fer étant mobilisée lors de la cristallisation de la biotite, ces enclaves se caractérisent par une carence en minéraux opaques (Debon, 1975 ; Orsini, 1980). Cela semble de prime abord être en désaccord avec les observations précédentes, mais en réalité, les minéraux opaques observés dans les enclaves seraient liés à des phénomènes tardifs inhérents à la destabilisation de la biotite. De même, la totalité du K étant accaparée par la formation de la biotite, il est tout à fait compréhensible que ces faciès soient dépourvus de microcline. Ce type

d'enclaves semble être une caractéristique du magmatisme plutonique calco-alcalin (Didier et Lameyre, 1969 ; Didier, 1973 ; Orsini, 1980).

III.2.4.3.3.2 - Les enclaves grenues

Elles correspondent à un ensemble d'enclaves disséminées le long d'un couloir de direction NW-SE. Ces roches affleurent presque exclusivement à proximité du contact entre la granodiorite à mégacristaux de microcline et la granodiorite sans mégacristaux de microcline. Contrairement aux précédentes, ces enclaves sont dépourvues de biotite et le microcline peut constituer un fort pourcentage dans la composition modale de la roche.

Dans les parties "centrales" dépourvues de microcline, la roche est essentiellement constituée d'amphiboles (actinote - trémolite), de pyroxènes et de minéraux opaques, tandis qu'en bordure, les minéraux opaques disparaissent et l'amphibole devient plus pléochroïque et de couleur verte (hornblende actinolitique et hornblende magnésienne).

III.2.4.3.4 - Comparaison entre les deux types d'enclaves

Voir tableau 7.

III.2.5 - Conclusion

Dans l'étude pétrographique des granitoïdes et leurs enclaves, nous avons distingué trois types de granitoïdes :

- les adamellites
- les granodiorites à mégacristaux de microcline
- les granodiorites sans mégacristaux de microcline.

Le passage entre les deux derniers types de granitoïdes est progressif, tandis que les adamellites sont sécantes sur les autres formations. Les granitoïdes ont des compositions de granites s.s., de granodiorites et de tonalites (fig. 64).

L'étude des enclaves montre qu'il existe une différence entre les enclaves finement grenues et les enclaves grenues à grain moyen :

- les enclaves finement grenues couramment rencontrées dans les grands batholites calco-alcalins ont des dimensions modestes (décimétriques) et leur aspect bréchiq ue suggère qu'elles ont été remontées à l'état solide lors de la mise en place du massif granitique ;

- les enclaves grenues de dimension plus grande (dizaine de mètres) sont anormalement pourvues en feldspath potassique, plagioclases (An 15-20) et quartz (jusqu'à 15 %). Elles sont probablement issues d'une contamination des gabbros par le matériel granitique (tout au moins sur leur bordure). Ce phénomène sera discuté dans l'étude géochimique des enclaves. De par leur mode de mise en place et la similitude de leur composition minéralogique, il nous paraît tout à fait possible que ces enclaves aient la même origine que les formations basiques de la partie occidentale. Celles-ci, comme d'ailleurs l'ensemble des enclaves finement grenues, seraient des xénolites.

	Taille des enclaves	Taille du grain	Dispersion	Microcline	
1	Enclaves finement grenues	centimétrique à décimétrique	petite	très large	----
2	Enclaves grenues à grain moyen	dizaines de mètres	+ grossière	faible couloir orienté = NW-SE	sur périphérie

	Biotite	Amphibole	Sphène	Oxydes	Pyroxènes
1	toujours présents	type hornblende	souvent secondaire	secondaire	dans les termes les plus basiques
2	----	hornblende actinote trémolite	automorphe abondant dans faciès à microcline	abondant sauf faciès à microcline	toujours présents

Tableau 7 : Comparaison des différents types d'enclaves.

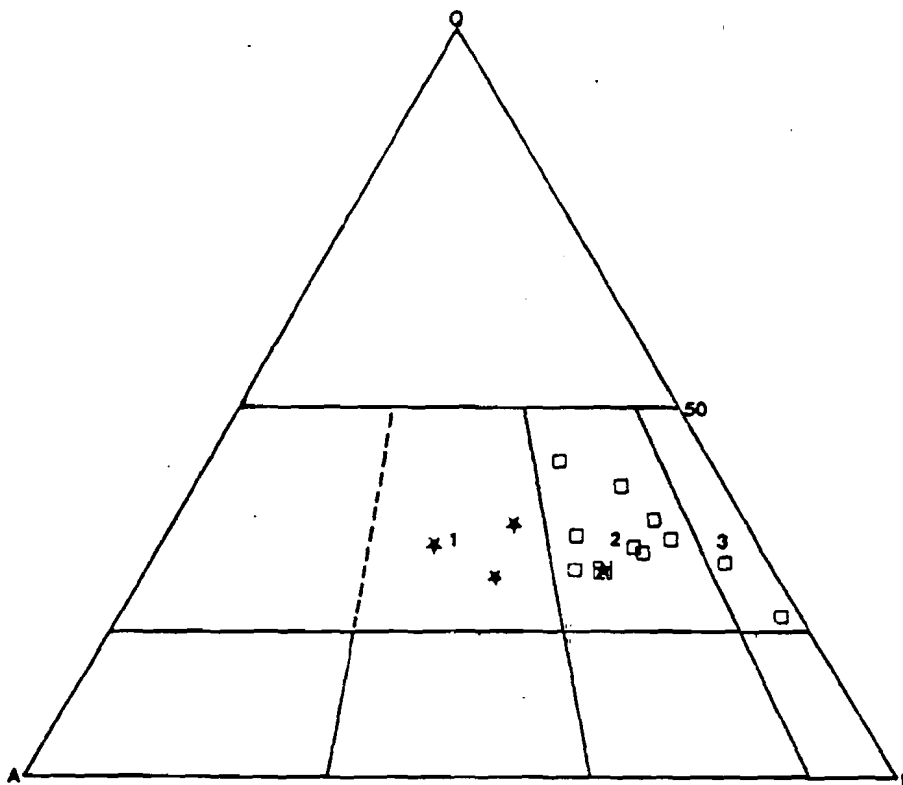


Fig. 64- Les granitoïdes du secteur de Laminia-Sonfara-Médina Foulbé dans le diagramme de Streikeisen (1974).

- l'unité adamellitique (étoiles) est constituée de granites s.s. tandis que l'unité granodioritique sans mégacristsaux de microcline (carrés vides) renferme des granodiorites et des tonalites.
- par comparaison, un échantillon de l'unité granodioritique est représenté (carré frappé d'une étoile).

III.3 - ETUDE CRISTALLOCHIMIQUE DES GRANITES ET DES ENCLAVES GRENUES

Ce chapitre concerne essentiellement l'étude minéralogique des granitoïdes, qui portera uniquement sur les variations des caractéristiques des amphiboles et des biotites. On s'intéressera en outre à l'analyse minéralogique des enclaves grenues, afin de comparer le chimisme des principaux minéraux. Seules les enclaves à grain moyen seront étudiées, les enclaves finement grenues n'ayant fait l'objet d'aucune analyse.

III.3.1 - Etude cristallographique des granitoïdes

Les granitoïdes du secteur étudié sont constitués de plagioclases (30-50 %), quartz (2-30 %), microcline (4-35 %), amphibole (0-20 %), biotite (2-10 %). Par ailleurs, nous avons distingué trois types : adamellites, granodiorites à mégacristsaux de microcline et granodiorites sans mégacristsaux de microcline. Le passage entre les deux granodiorites est progressif, alors que l'adamellite est sécante sur les granitoïdes.

III.3.1.1 - Les amphiboles

Les amphiboles sont absentes dans les adamellites, par contre, elles sont bien représentées dans les granodiorites. Elles sont automorphes et de couleur verte. Nous avons analysé cinq minéraux d'amphibole dans l'ensemble des granitoïdes. Elles correspondent, selon la classification de Leake (1978) à des magnésiohornblendes. Elles sont caractérisées par des teneurs relativement élevées en Ti (0,1) et en Si ($\approx 7,1$). Reportés dans le diagramme Ti-Si (fig. 65), les points représentatifs des amphiboles des granitoïdes se placent dans le champ des amphiboles ignées.

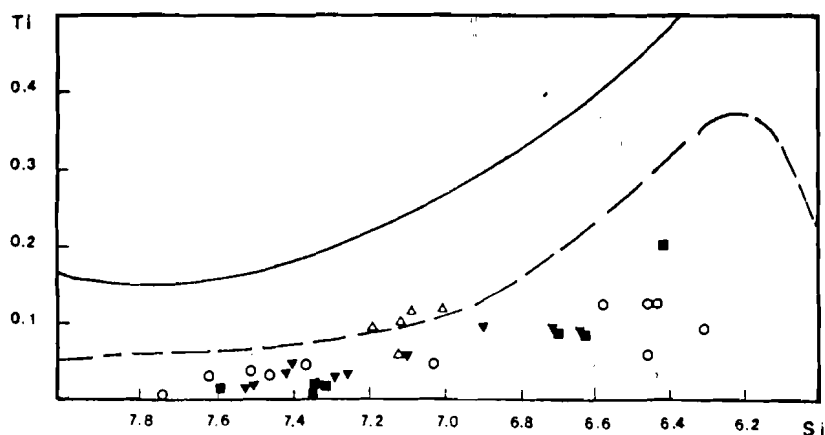


Fig. 65- Diagramme Ti-Si (Leake 1965).

- △ granodiorite
- , ▼ bordure des enclaves
- coeur des enclaves.

III.3.1.2 - Les biotites

La biotite peut être observée dans l'ensemble des granitoïdes. Elle se présente avec une couleur brune dans les granites adamellitiques et une couleur verte dans les granitoïdes ; elle est souvent transformée en chlorite.

BIOTITES

	3	4	5	11	16	14	21
K	0.1062	0.1113	0.1088	0.1050	0.1024	0.1076	0.1070
NI	0.0002	0.0000	0.0002	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000
NA	0.0006	0.0005	0.0000	0.0008	0.0004	0.0011	0.0003
CA	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FE	0.1621	0.1614	0.1653	0.1632	0.1637	0.1594	0.1701
SI	0.3800	0.3827	0.3764	0.3826	0.3801	0.3751	0.3729
TI	0.0149	0.0107	0.0133	0.0196	0.0165	0.0190	0.0192
MN	0.0028	0.0022	0.0035	0.0047	0.0060	0.0031	0.0047
MG	0.1341	0.1344	0.1355	0.1352	0.1367	0.1435	0.1308
CR	0.0000	0.0009	0.0011	0.0000	0.0000	0.0002	0.0005
AL	0.1560	0.1600	0.1561	0.1525	0.1565	0.1400	0.1539
OH	0.0399	0.0401	0.0398	0.0401	0.0401	0.0394	0.0397
	0.9970	1.0042	1.0000	1.0039	1.0037	0.9884	0.9990
K	2.0352	2.1179	2.0873	1.9996	1.9543	2.0881	2.0607
NI	0.0026	0.0000	0.0027	0.0000	0.0132	0.0000	0.0000
NA	0.0178	0.0144	0.0000	0.0237	0.0120	0.0329	0.0078
CA	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FE	2.0361	2.0149	2.0796	2.0373	2.0431	2.0287	2.1476
SI	5.7075	5.7118	5.6603	5.7095	5.6722	5.7060	5.6301
TI	0.1685	0.1200	0.1510	0.2202	0.1852	0.2172	0.2183
MN	0.0360	0.0272	0.0440	0.0597	0.0754	0.0405	0.0607
MG	3.0024	2.9902	3.0370	3.0064	3.0405	3.2546	2.9429
CR	0.0000	0.0101	0.0128	0.0000	0.0000	0.0024	0.0063
AL	2.7620	2.8143	2.7666	2.6828	2.7523	2.5095	2.7380
OH	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
	17.7681	17.8208	17.8413	17.7392	17.7482	17.8799	17.8124
FM	0.4083	0.4058	0.4115	0.4109	0.4106	0.3887	0.4287

Tableau 8 : Composition des biotites.

Le diagramme ((6-Si)100 - (Fe/Fe+Mg)) (fig. 66) indique que les biotites ont une composition très voisine : Si, Mg et Fe varient très peu dans l'ensemble.

Dans le diagramme de Gagny (1968), les points représentatifs des biotites sont situés à l'intérieur du champ C, ce qui est en accord avec le fait qu'elles sont en association avec l'amphibole (fig. 67). Les teneurs en Al₂O₃ sont relativement faibles (14 à 16 %) avec un rapport 100 Al^{IV}/Al^T compris entre 14 et 16.

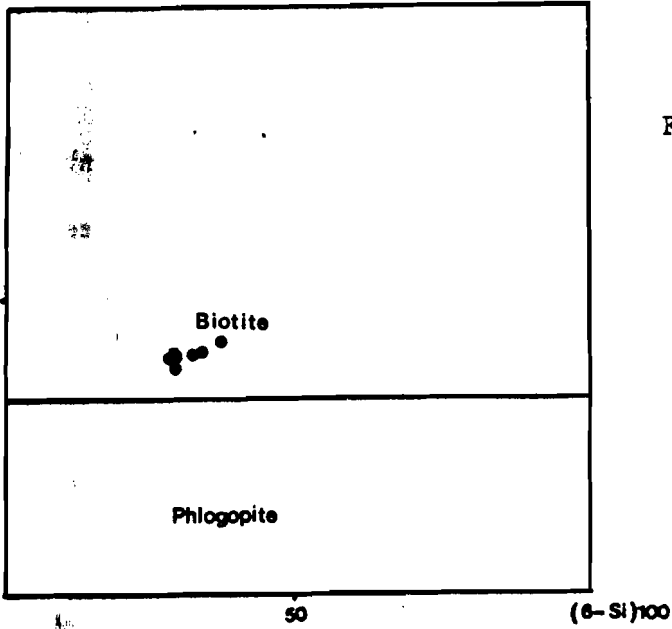
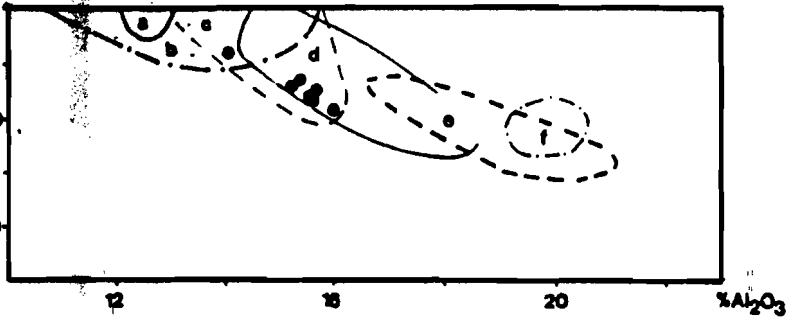


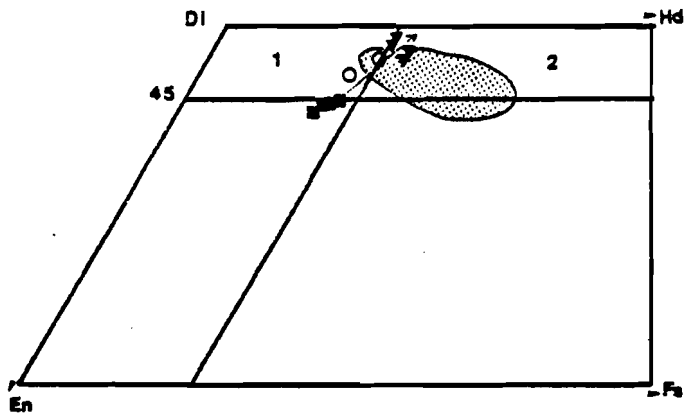
Fig. 66- Répartition des biotites dans le diagramme phlogopite, annite, sidérophylite, eastonite.



- a - biotite + olivine
- b - biotite + pyroxène
- c - biotite + amphibole
- d - biotite seule
- e - biotite de roches métamorphiques
- f - biotite + muscovite

Fig. 67- Diagramme $100Al^{iv}/Al^{tot} - \% Al_2O_3$ (Gagny 1968).

68a- Diagramme Ca-Mg-Fe. (même légende que la figure 65).



68b- Diagramme $TiO_2-Al_2O_3$. (même légende que la figure 65).



III.3.2 - Etude cristalochimique des enclaves grenues

Les principales phases minérales de ces enclaves sont : le pyroxène (2-40 %), l'amphibole (10-60 %) et le plagioclase (0-15 %).

III.3.2.1 - Les pyroxènes

Les enclaves grenues renferment toutes des clinopyroxènes à composition d'endiopside, de diopside et d'augite. Seul un cristal analysé a donné une composition de pigeonite. Dans le diagramme Ca-Mg-Fe (fig. 68a), les Cpx montrent une augmentation de Ca au fur et à mesure que l'on s'éloigne du coeur des enclaves. Dans le diagramme TiO_2 en fonction de Al_2O_3 (fig. 68b), ces deux éléments subissent une diminution vers la périphérie des enclaves.

III.3.2.2 - Les amphiboles

Elles présentent des caractères optiques très variables. Elles sont incolores à vertes. Ce changement de coloration reflète une différence de la composition chimique. Dans les échantillons situés au coeur des enclaves, les amphiboles fibreuses et les amphiboles automorphes sont incolores et leur composition chimique varie entre celle d'une actinote et celle d'une trémolite. Par contre, les amphiboles xénomorphes de couleur verte montrent des compositions de type hornblende. Quand on s'éloigne du coeur, les amphiboles deviennent plus pléochroïques et dans le même temps, développent un zonage caractérisé par une augmentation de Si, Mg, Ca et Mn par contre, Al, Cr, Ti, Fe, Na, subissent une nette diminution vers les bordures du minéral (voir tableau ci-dessous).

AMPHIBOLES

	3	4	5	6	7
K	0.0067	0.0051	0.0047	0.0031	0.0027
NI	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000
NA	0.0169	0.0143	0.0140	0.0061	0.0062
CA	0.1178	0.1158	0.1178	0.1235	0.1240
FE	0.1280	0.1048	0.1048	0.0932	0.0992
SI	0.4652	0.4784	0.4971	0.5322	0.5363
TI	0.0081	0.0085	0.0058	0.0021	0.0017
MN	0.0000	0.0006	0.0010	0.0021	0.0013
MG	0.1463	0.1575	0.1618	0.1792	0.1773
CR	0.0036	0.0021	0.0001	0.0000	0.0019
AL	0.0957	0.0785	0.0657	0.0318	0.0314
OH	0.0207	0.0205	0.0207	0.0210	0.0211
	1.0089	0.9867	0.9935	0.9943	1.0033
K	0.1234	0.0957	0.0869	0.0568	0.0497
NI	0.0000	0.0081	0.0000	0.0000	0.0000
NA	0.4749	0.4044	0.3928	0.1682	0.1716
CA	1.8275	1.8108	1.8236	1.8888	1.8832
FE	1.5505	1.2789	1.2669	1.1133	1.1768
SI	6.7371	6.9837	7.1828	7.5984	7.6045
TI	0.0879	0.0930	0.0628	0.0229	0.0179
MN	0.0000	0.0073	0.0118	0.0250	0.0160
MG	3.1578	3.4263	3.4850	3.8134	3.7474
CR	0.0414	0.0245	0.0014	0.0000	0.0210
AL	1.6343	1.3513	1.1189	0.5353	0.5253
OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
	16.6349	16.4840	16.4328	16.2221	16.2136
FM	0.3293	0.2729	0.2684	0.2299	0.2415

Tableau 9 : Composition des amphiboles.

Dans le diagramme Ti-Si de Leake (1965), l'ensemble des points représentatifs des amphiboles des enclaves grenues se place dans le champ des amphiboles métamorphiques (fig. 65). Cette position s'explique par les faibles teneurs en Ti. Cependant, rappelons que malgré leur zonage, ces amphiboles sont d'origine secondaire et proviennent de la transformation d'anciens pyroxènes. Ce diagramme permet aussi de mettre en évidence à l'échelle de l'affleurement une augmentation du titane vers le contact des granitoïdes, contrairement à l'évolution observée dans les pyroxènes.

III.4 - ETUDE GEOCHIMIQUE

III.4.1 - Etude géochimique des granitoïdes et des enclaves grenues

III.4.1.1 - Classification

Dans l'étude pétrographique, nous avons grâce à la composition minéralogique et au diagramme Q-A-P, séparé les granitoïdes de notre secteur d'étude en trois unités :

- adamellitique
- granodioritique à mégacristsaux de microcline
- granodioritique sans mégacristsaux.

Leur composition minéralogique est rappelée dans l'introduction à l'étude minéralogique.

La différence de composition entre adamellites et granodiorites apparaît clairement dans le diagramme A-B (fig. 69a). Les granitoïdes appartiennent à deux associations :

- 1) - cafémique, pour la plus grande partie des roches granodioritiques ;
- 2) alumineuse, pour l'unité adamellitique et les roches les plus évoluées de l'unité granodioritique à mégacristsaux de microcline.

Ces trois unités ressortent nettement dans le diagramme Q-F (fig. 69b). L'unité granodioritique sans mégacristsaux, la plus largement répandue, est composée essentiellement de granodiorites et de diorites quartziques. L'unité granodioritique à mégacristsaux de microcline est formée uniquement de granodiorites avec toutefois une évolution bien apparente vers les adamellites, cependant les deux unités (granodiorites à mégacristsaux et adamellites) sont séparées par un hiatus. Il n'en demeure pas moins que ce phénomène n'exclut pas la possibilité de lien génétique entre les trois unités.

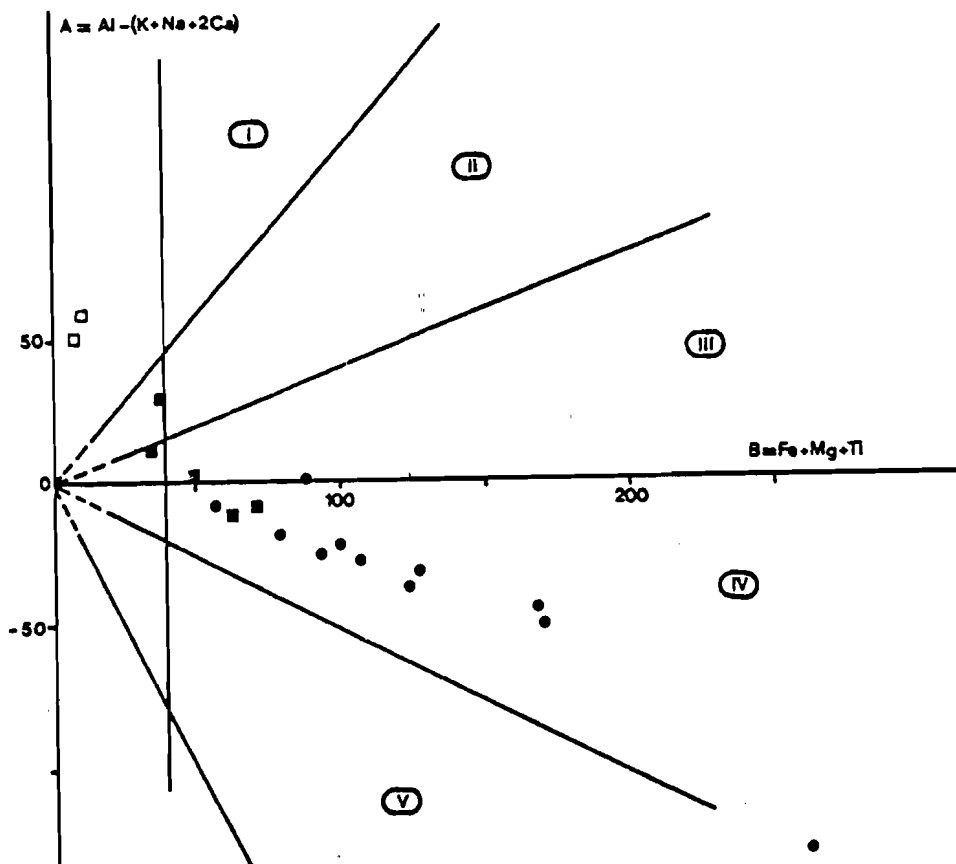


Fig. 69a- Diagramme A-B (de la Roche 1964).

- unité adamellitique
- unité granodioritique à phénocristaux de microcline
- unité granodioritique sans mégacristaux de microcline.

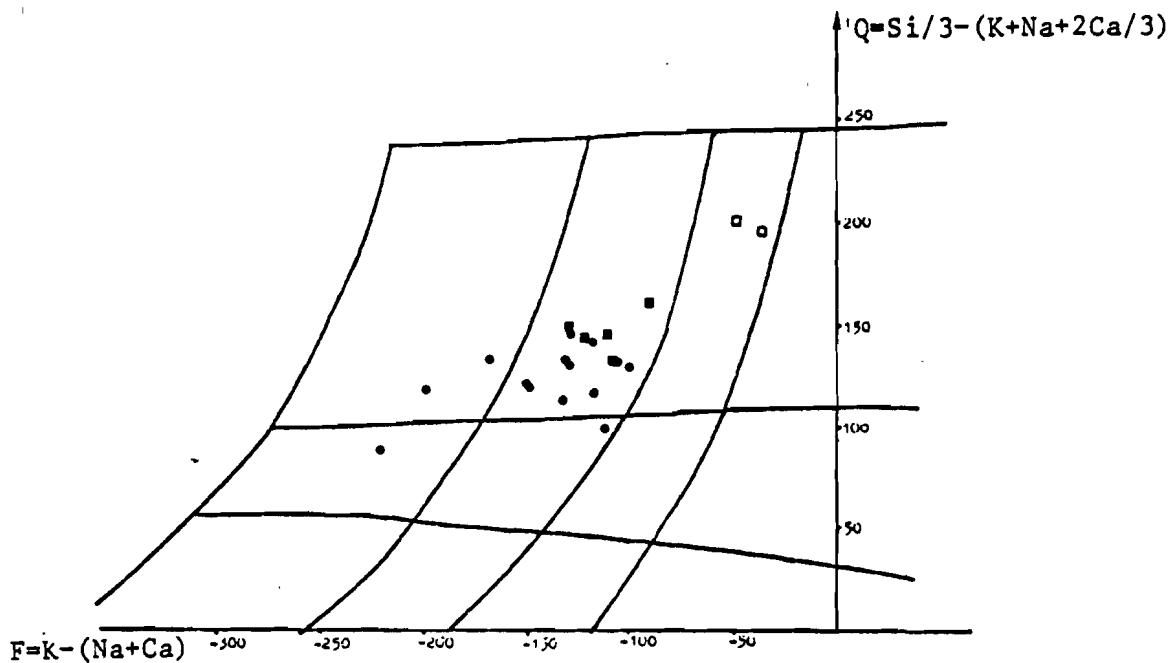


Fig. 69b- Distribution des granitoïdes dans le diagramme Q-F (de la Roche 1964); (légende identique à celle de la figure 69a).

- 1 : Tonalites; 2 : Granodiorites; 3 : Adamellites;
- 4 : Monzodiorites quartziques; 5 : Monzonites quartziques.

Dans le diagramme de classification de O'Connor (fig. 70), l'ensemble des granitoïdes à mégacristsaux de microcline est situé à cheval entre le champ des granodiorites et des granites. Il montre une nette diminution de l'anorthite normative, par rapport à l'unité granodioritique sans mégacristsaux de microcline. Cela est à mettre en rapport avec les phénomènes d'albitisation décrits dans l'étude pétrographique et la nature plus évoluée du matériel granodioritique à mégacristsaux.

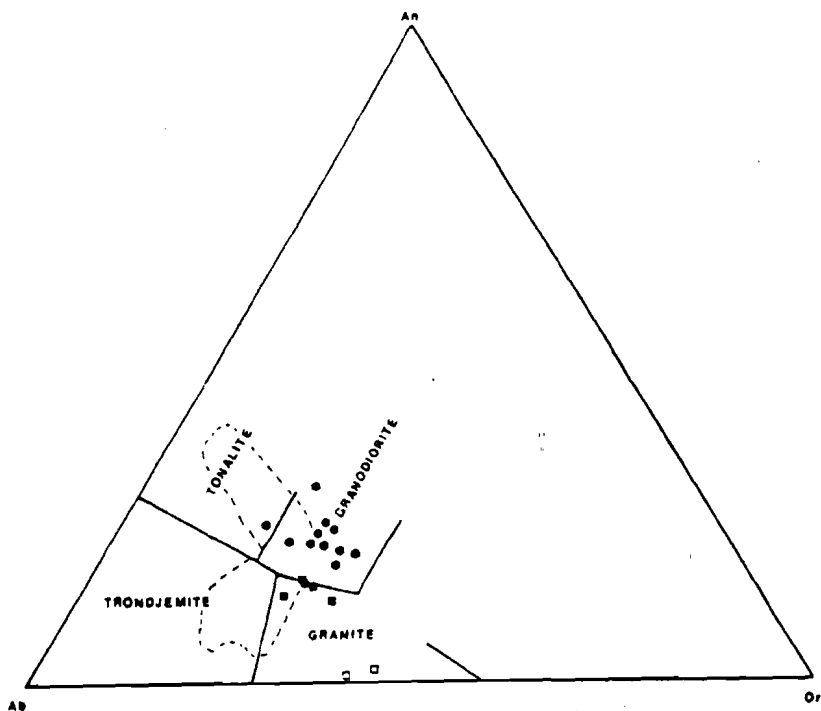


Fig. 70- Répartition des granitoïdes dans le diagramme An-Ab-Or (O'Connor 1965, modifié par Barker 1979). Les traits discontinus indiquent le champ des granitoïdes des massifs de Badon, Soukouta, Niéméniké et Kanéméré.

- adamellites
- granodiorites à mégacristsaux de microcline
- granodiorites sans mégacristsaux de microcline.

III.4.1.2 - Caractères chimiques des granitoïdes

- Variation des oxydes en fonction de la silice.

Certaines remarques peuvent être faites à partir de la variation des oxydes en fonction de la silice (fig. 71).

- En dehors du K_2O , qui se présente de manière quelque peu désordonnée, malgré une hausse apparente vers les adamellites, les autres oxydes se corrélaient bien à la silice qui varie considérablement en fonction de l'abondance du quartz.

- Na_2O augmente progressivement jusqu'à l'unité granodioritique à mégacristsaux de microcline, où il s'infléchit pour diminuer vers l'unité adamellitique. A l'instar des granitoïdes protérozoïques décrits

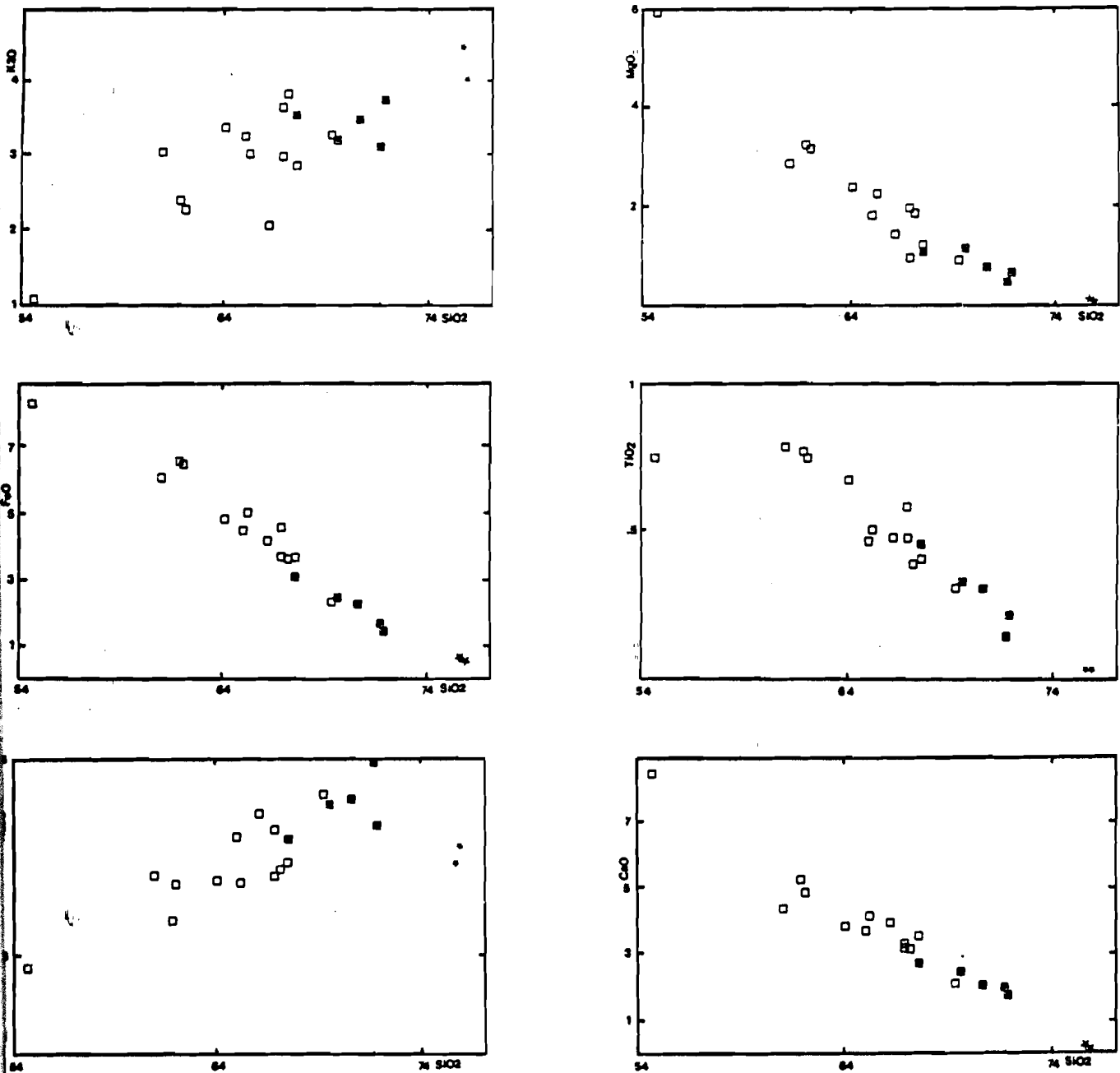


Fig. 71- Variations des différents oxydes en fonction de SiO_2 .

- ★ adamellites
- ☒ granodiorites à mégacristaux de microcline
- granodiorites sans mégacristaux de microcline.

par Lameyre et al. (1974), le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ est en général inférieur à 1. Dans les adamellites, les teneurs en Na_2O et K_2O sont sensiblement équivalentes et leur somme avoisine 8,2 %, par contre, dans les unités granodioritiques elle est d'environ 7,4 % en moyenne et le Na_2O devient nettement prédominant sur le K_2O .

Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 et CaO , diminuent régulièrement, depuis les diorites quartziques jusqu'aux adamellites. Ces tendances reflètent la baisse du pourcentage des minéraux ferromagnésiens (amphibole, biotite, minéraux opaques) et une diminution de la teneur en anorthite des plagioclases.

- Diagramme Al_2O_3 -FeO-MgO -

Ce diagramme (fig. 72) établit sans conteste le caractère calco-alcalin des granitoïdes : l'ensemble des données chimiques se confond avec la ligne des roches calco-alcalines définie par Besson et Fontelle (1974). Il met l'accent sur la régression rapide des paramètres Fe_2O_3 et MgO, imputable à la hausse des phases alcalines et hyperalumineuses, et sur l'absence de roches à caractères cumulatifs au sein des granitoïdes étudiés.

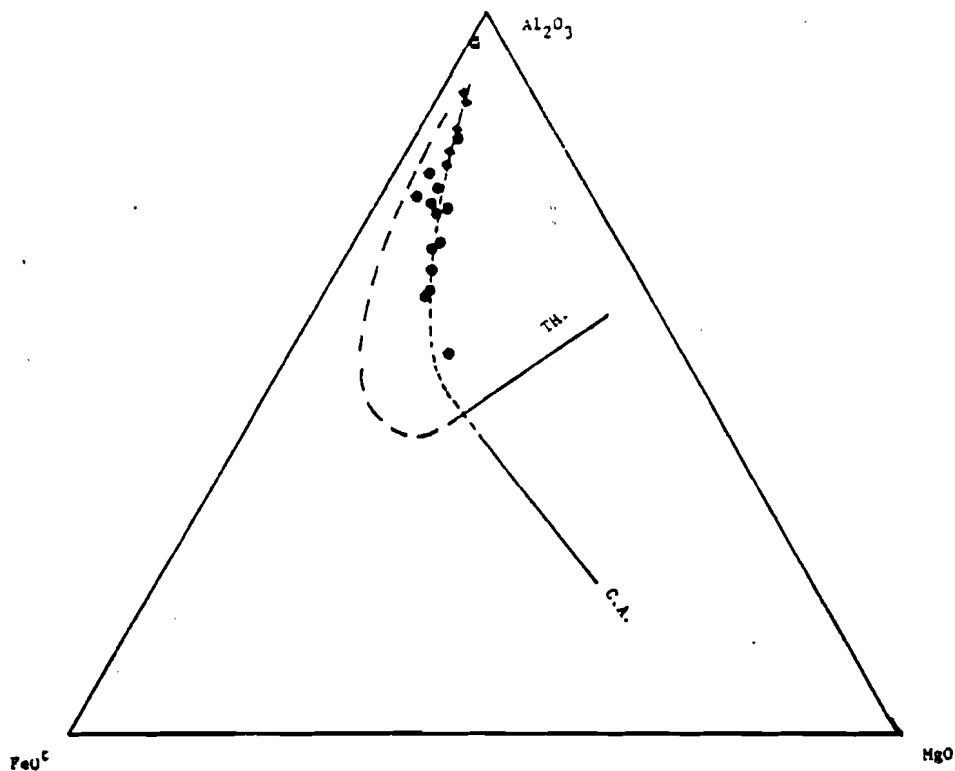


Fig. 72- Diagramme Al_2O_3 -FeO-MgO; (légende identique à celle de la figure 69a).

- Diagramme A-F-M -

Cette représentation graphique est plus appropriée aux roches volcaniques, mais la similitude des résultats obtenus avec ceux du diagramme Al_2O_3 - Fe_2O_3 -MgO justifie son emploi. Les points représentatifs des granitoïdes de notre secteur d'étude forment une traînée parallèle à la ligne séparant le domaine tholéitique et calco-alcalin. Ce diagramme montre aussi la forte variation des alcalins et du MgO. Là aussi, l'unité granodioritique à mégacristsaux de microcline affiche des teneurs plus élevées en alcalins que l'unité granodioritique sans mégacristsaux de microcline (fig. 73).

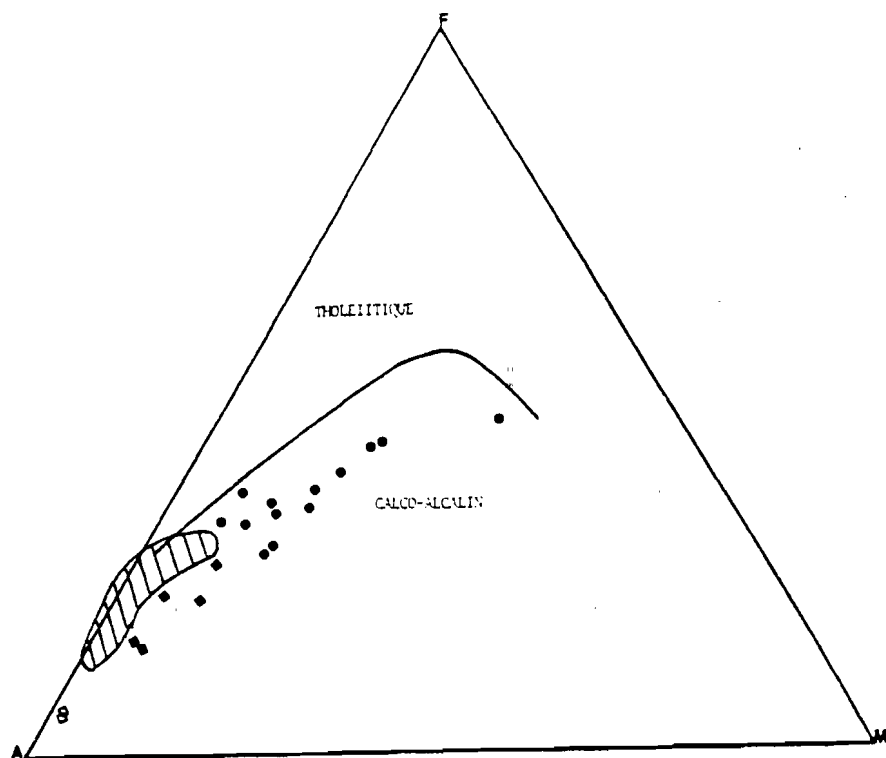


Fig. 73- Diagramme AFM. En hachurés est représentée l'aire occupée par les granitoïdes de Badon, Soukouta, Niéméniké et Kanéméré. Ils se placent en continuité vers le pôle alcalin et font la liaison avec les adamellites; (légende identique à celle de la figure 69a).

III.4.1.3 - Etude des éléments en traces

Rb. Ba. Sr.

Pour l'étude de ces trois éléments, nous avons pris en compte 13 analyses de granitoïdes, effectuées par l'équipe Sénégal Oriental dans différents secteurs du massif de Kakadian. - 8 analyses de Niéméniké ; - 5 analyses de Mamakono (Ngom et S.O.). Les massifs de Niéméniké et Mamakono sont situés dans la partie centrale de la fenêtre de Kédougou-Kéniéba.

Ces éléments sont généralement utilisés comme traceurs des évolutions magmatiques (Arth, 1976 ; Hanson, 1978 ; Brandebourger, 1984) qui se traduisent dans les termes plus différenciés par une baisse des teneurs en Sr et Ba et une augmentation du Rb. Dans le triangle Ba-Rb-Sr (fig.), les granitoïdes se répartissent en gros suivant deux champs : un premier ensemble situé dans le champ des granites "normaux" selon la terminologie de El Bousseily et El Sokkary (1975) et un second ensemble très étendu constitué de diorites quartziques et de granodiorites. Les granites s.s. sont rares, hormis les échantillons du massif de Niéméniké et les granites "anormaux", c'est-à-dire ayant pu subir une métasomatose potassique, exceptionnels.

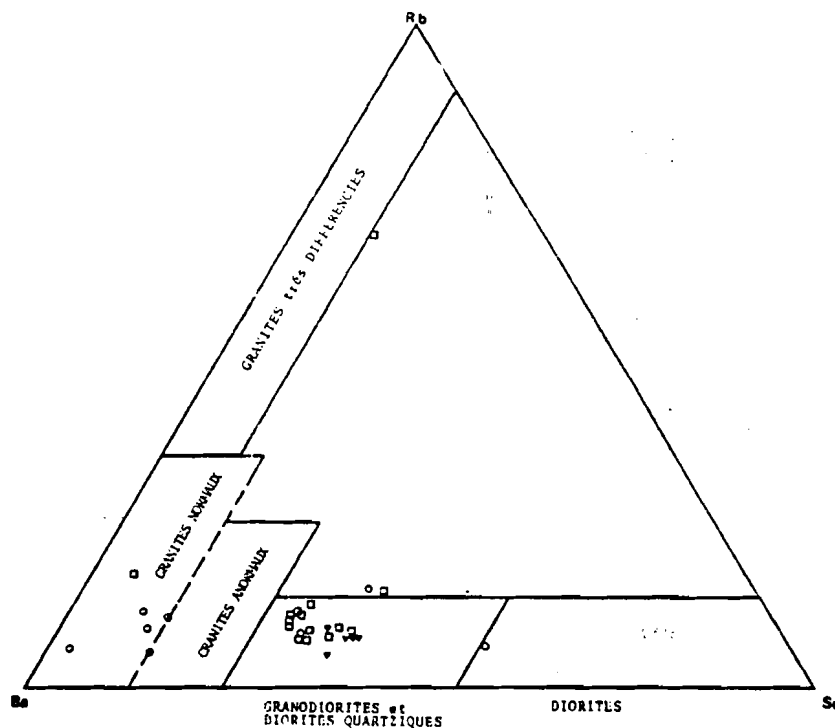


Fig. 74- Diagramme Ba-Rb-Sr. Les granitoïdes de notre secteur d'étude (carrés) montrent de faibles teneurs à l'exception de l'échantillon n° 46. Les granitoïdes de Mamakono (triangles) ont des teneurs semblables. Les granites de Niémékiné (cercles) ont des teneurs en Rb-Sr très variables.

En reportant le Rb en fonction du Sr (fig. 75), on constate d'une part, une corrélation négative entre ces deux éléments, avec une faible variation du Rb dans les granitoïdes du Niémékiné et d'autre part, les faibles teneurs en Rb-Sr de ce dernier par rapport aux granitoïdes de Mamakono et de notre secteur d'étude. Nous reviendrons dans la conclusion sur les résultats que l'on peut tirer de ce graphique.

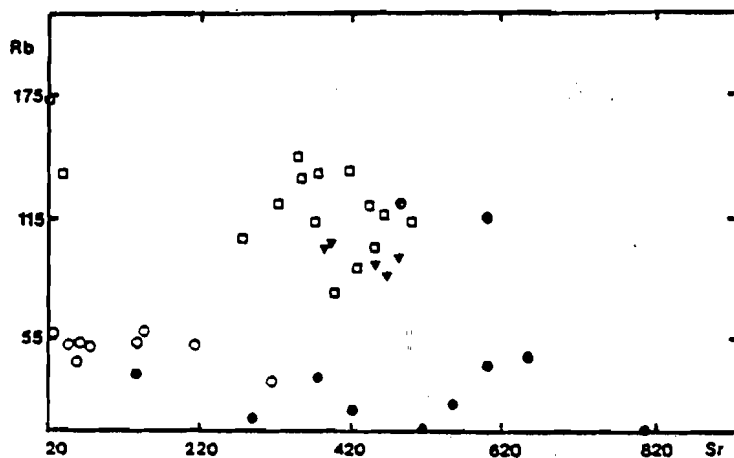


Fig. 75- Diagramme Rb-Sr. Les roches basiques (points) ont des teneurs en Rb qui s'apparentent à celles des granites de Niémékiné. Par contre, les échantillons de Sansankoto montrent un net enrichissement; (légende identique à celle de la figure 74).

- Diagrammes Nb-Y-Rb en fonction de SiO₂ -

A partir des éléments en traces, Pearce (1984) a établi des diagrammes pour déterminer l'environnement géotectonique des roches granitiques. Cet auteur subdivise les granitoïdes en quatre groupes principaux :

- 1 - les granites des rides océaniques
- 2 - les granites des arcs volcaniques
- 3 - les granites intraplaques
- 4 - les granites de type collision

L'utilisation de ces graphiques nécessite un certain nombre de précautions. Ils s'appliquent aux roches non altérées, dont la texture n'est ni aplitique, ni porphyrique, ni cumulative et contenant au moins 5 % de quartz exprimé.

Les granitoïdes du secteur étudié ont des teneurs en Nb et Y respectivement comprises entre 9 et 19 et entre 7 et 23 . Ces teneurs sont plus faibles que celles des granitoïdes intraplaques et des rides océaniques (fig. 76a et b) pour des valeurs en SiO₂ comprises entre 60 et 75 %. Elles sont comparables aux teneurs des granites des arcs et de type collision.

Dans le diagramme Rb-SiO₂ (fig. 76d) on note une faible corrélation positive, mais ce diagramme ne nous permet pas de tirer une conclusion quant à la position géotectonique de ces granitoïdes car on observe que si les roches de l'unité granodioritique sans mégacristsaux de microcline se situent dans le champ des granites des arcs volcaniques, l'unité adamellitique et une partie de l'unité granodioritique à mégacristsaux de microcline, se placent dans le champ des granites de type collision. En effet, le Rb permet de discriminer les granites des rides océaniques des granites intraplaques. Par contre, il est fréquent d'observer un chevauchement entre le champ des granites post-orogéniques et les champs des granites des arcs volcaniques et des granites syn-orogéniques. En vue de lever l'indétermination et éventuellement de suivre l'évolution inhérente à certaines phases minérales (mégacristsaux de microcline), nous avons utilisé le diagramme Rb-Nb+Y (fig. 76c) qui permet toujours, selon le même auteur, de séparer les différents types de magma. On constate alors que l'ensemble des granitoïdes est localisé dans la case des granites des arcs volcaniques.

Remarques : 1) L'on pourra émettre des réserves sur le report des analyses de l'unité granodioritique à mégacristsaux de microcline. Cependant, dès l'instant où l'on connaît le sens du déplacement des éléments en traces, l'on pourra corriger les variations consécutives à l'augmentation du feldspath potassique (fig. 76c et 77).

2) Ces diagrammes ont été conçus pour des roches datant du Phanérozoïque et comme d'habitude, il est hasardeux de faire une projection des résultats obtenus à partir des roches récentes sur des roches anciennes (Protérozoïque). Cependant, la nature calco-alcaline des granitoïdes, l'évolution des basaltes tholéïtiques encaissants vers des termes eux-aussi calco-alcalins, l'accroissement des formations sédimentaires dans la partie méridionale en plus des caractéristiques mentionnées par Bassot (1984), à savoir : la position en bordure de marge continentale, la séquence volcanique de base, la séquence détritique supérieure, la vergence tectonique vers le continent abondent dans le sens des résultats obtenus par l'étude des éléments en traces des granitoïdes.

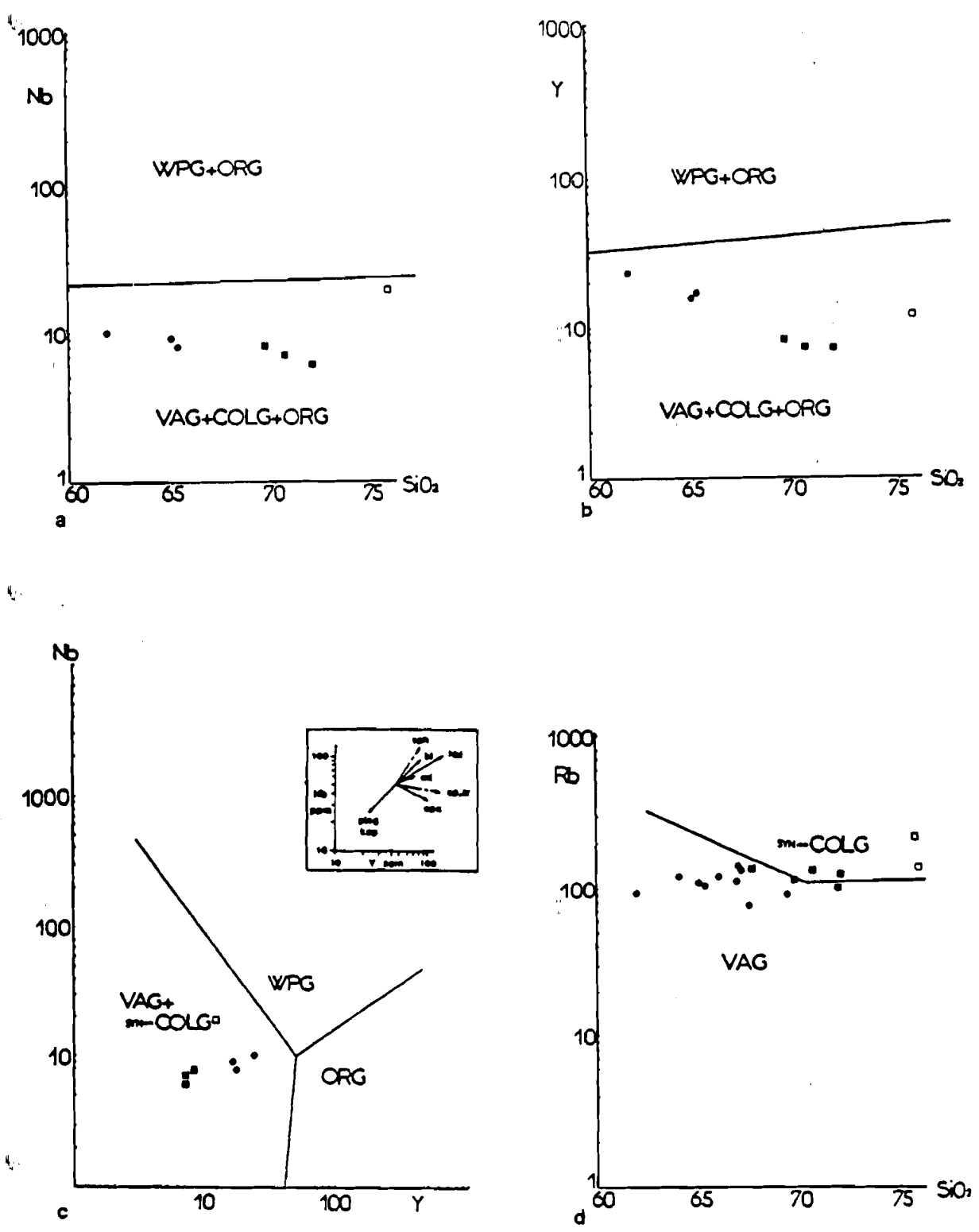


Fig. 76- Diagramme montrant la variation des principaux éléments en traces en fonction de SiO_2 (a,b,d). c : variations de Nb en fonction de Y; (légende ² identique à celle de la figure 69a).

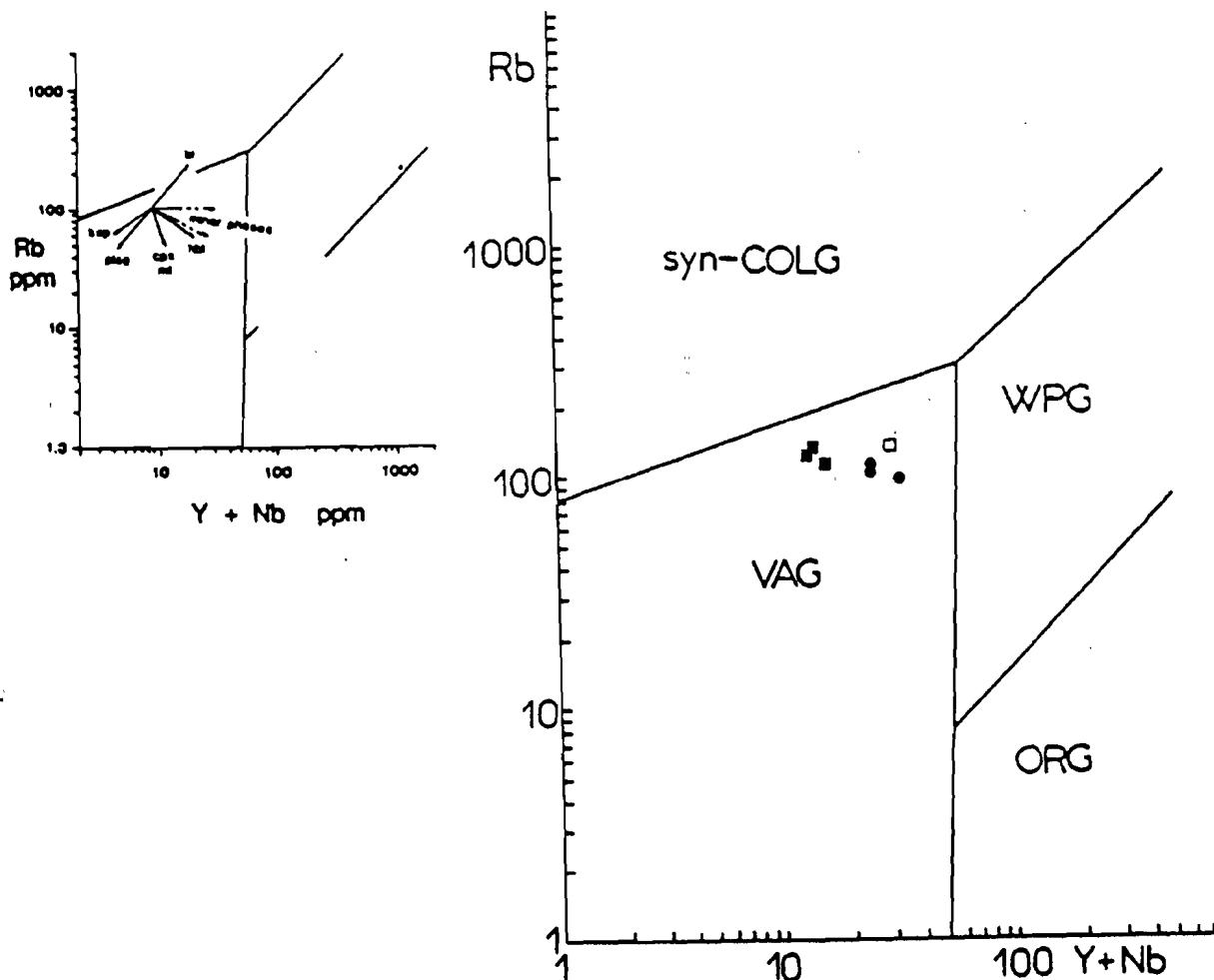


Fig. 77- Diagramme Rb-Y+Nb ; (légende identique à celle de la figure 69a).

Liens entre les formations basiques de la partie occidentale et les granitoïdes

D'après notre étude sur le terrain, les roches basiques de la partie occidentale sont postérieures aux roches métavolcaniques de Konkoto et de toute évidence, antérieures aux granitoïdes. Dans ce chapitre, nous allons discuter des liens parentaux qui pourraient exister entre les roches basiques et les granitoïdes.

De telles associations ont été décrites dans des formations plus récentes (Nishimori, 1974 ; Albarède, 1976 ; Smith et al., 1983 ; Regan, 1985). D'après Cobbing et Pitcher (1972), les magmas basiques induisent une augmentation de la température, favorisant ainsi la formation de diorites et de tonalites par une assimilation de matériel crustal. Cependant, Maaløe et Wyllie (1975) ; Brown et Hennessey (1978), estiment que les températures requises seraient trop élevées.

En ce qui concerne les roches du Sénégal Oriental, nous ne pouvons que difficilement établir de lien génétique entre ces deux formations. Par exemple, en étudiant le comportement du Rb et du Sr (fig. 75), on s'aperçoit que la tendance du Rb des roches basiques est très différente de celle des granitoïdes, malgré les échantillons de Sansankoto, qui semblent faire le trait d'union entre les deux formations. Ces diverses configurations sont le reflet de conditions de cristallisation différente : dans la série de Tonkouto, la variation du Sr requiert un important fractionnement de plagioclase, tandis que le regroupement des points représentant les granitoïdes indique que le fractionnement a joué un rôle infime. Pour l'instant, nous ne pouvons attribuer les variations de la teneur en Rb de la série de Sansankoto qu'à un phénomène de contamination crustale. La présence de microcline dans les échantillons répartis aléatoirement dans la série est aussi un bon argument allant dans ce sens.

Dès lors, nous envisageons une origine magmatique différente pour ces deux ensembles et nous proposons de situer la mise en place des roches basiques entre la phase terminale de l'évolution des roches volcaniques et le début de la formation du batholite de Badon-Kakadian.

III.4.2 - Etude géochimique des enclaves grenues

Il importe de rappeler que ces enclaves de taille plurimétrique sont différentes des enclaves finement grenues habituellement décrites dans les batholites calco-alcalins. Tout comme leur composition minéralogique, ces enclaves présentent un chimisme exceptionnel.

Seuls deux échantillons ont été analysés : l'un au coeur d'une enclave et l'autre vers le contact avec les granitoïdes. Nous nous contenterons de signaler les fortes variations de composition qui existent entre le coeur et la bordure des enclaves.

- La silice augmente sensiblement (51 à 59 %), de même que les alcalins (0,17 à 1,79 pour K_2O et 0,69 à 1,59 pour Na_2O).

- L'aluminium, extrêmement faible (4,01 à 6,64 %), demeure nettement inférieur à celui des autres formations.

- Le fer et le titane ne montrent pas de variations significatives.

- Le calcium et le magnésium diminuent nettement (respectivement de 17,23 à 12,63 et de 18,04 à 10,68).

L'étude des éléments en traces (fig. 78) nous amène à distinguer deux types.

- Le Ni, Sr, Y, Rb, Nb et Zr, qui montrent des variations du simple au double.

- Le V et dans une moindre mesure le Cr, qui gardent les mêmes concentrations sur l'ensemble de l'enclave.

En fait, il semble que les analyses de la bordure des enclaves soient le résultat d'un mélange entre, d'une part un magma basique et d'autre part, un magma granitique. Et c'est là, sans doute, qu'il faudrait rechercher la cause de l'augmentation du calcium dans les Cpx, de la grande variation des éléments en traces et de la présence "anormale" du feldspath potassique.

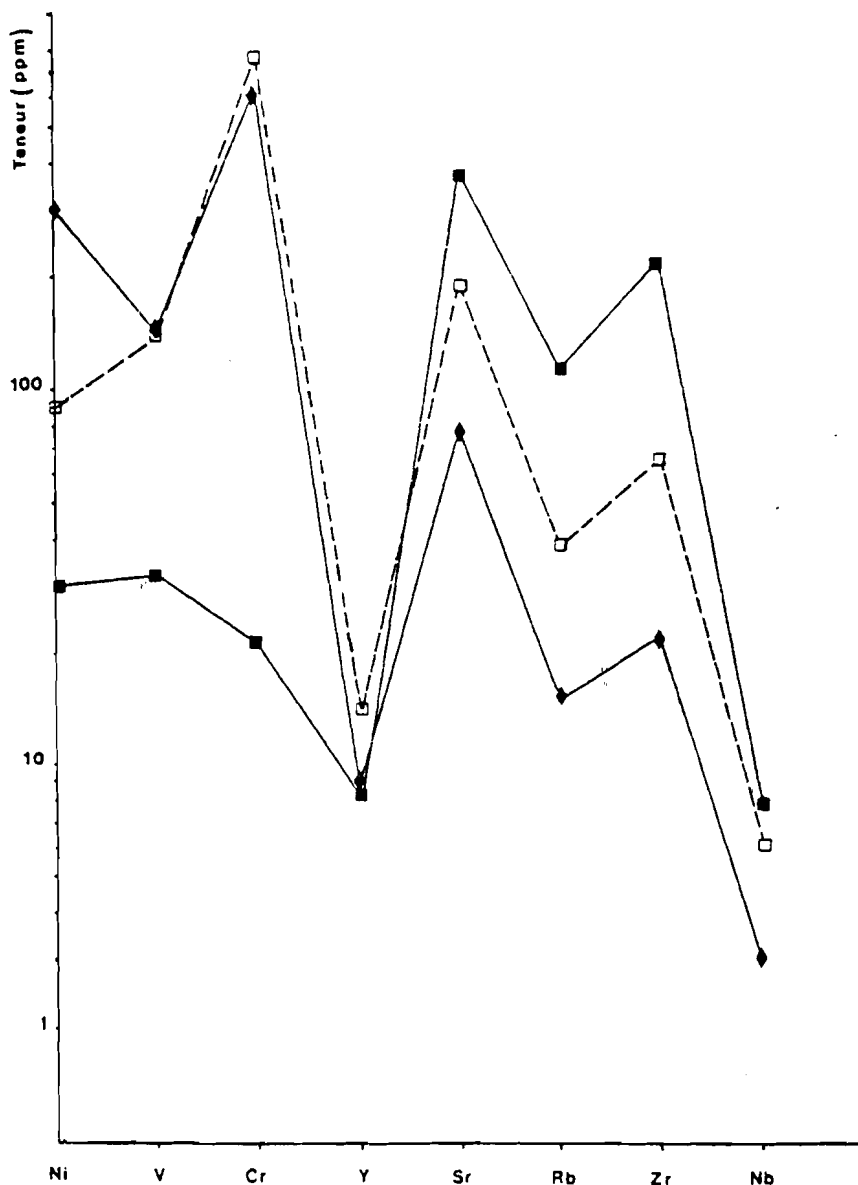


Fig. 78- Variations des éléments en traces des enclaves grenues. Ce diagramme ne tient pas compte de la masse atomique des différents éléments.

- ◆ coeur de l'enclave
- bordure de l'enclave
- granodiorite

III.5 - CONCLUSION

La distinction de trois unités dans les granitoïdes par leurs caractères pétrographiques et leurs relations structurales : granitoïdes sans mégacristaux de microcline, granitoïdes à mégacristaux et granites adamellitiques se retrouve dans les analyses géochimiques. En effet, ces trois unités appartiennent à une suite magmatique de type calco-alcalin et s'ordonnent en fonction de leur évolution depuis le moins évolué, les granitoïdes sans mégacristaux jusqu'aux termes les plus évolués les granites adamellitiques. Il faut rappeler que les granites adamellitiques sont relativement tardifs puisqu'ils forment de petits massifs sécants sur les autres formations.

Si l'on replace les granitoïdes de notre secteur par rapport aux granitoïdes décrits dans la série de Mako dans les parties méridionales et centrales par Debat et al. (1983) (granitoïdes de Badon, Soukouta, Niéméniké, Kanéméré Est et Ouest, Mamakono, Falombo...) dans la partie septentrionale par Bassot et Caen-Vachette (1984) (Nord du massif Badon-Kakadian). On constate qu'ils s'inscrivent dans une série magmatique différenciée de type calco-alcalin trondhjémite. Compte tenu de leurs relations structurales (les granitoïdes circonscrits sont nettement tardifs), on peut imaginer une évolution magmatique polyphasée se traduisant par la mise en place successive de divers plutons.



Analyses chimiques des Granitoïdes

	Granodiorites sans Mégacristaux										Granodiorites à Mégacristaux Ad*							Filons Microgrents				
	2983	3083	3203	3583	3683	3783	63	88	M2	M6	M8	053	172	4383	100	101	65	23	4883	151	89	114
SiO ₂	67.53	68.19	66.87	64.14	66.92	69.28	65.04	65.3	62.13	61.86	54.72	61.09	67.16	67.59	69.59	70.85	71.83	71.91	75.59	75.76	68.91	65.99
Al ₂ O ₃	15.05	15.33	15.94	15.15	15.07	15.32	15.65	14.87	15.1	14.98	15.78	15.70	14.20	15.16	14.77	15.14	15.58	14.81	14.76	13.89	15.75	16.01
Fe ₂ O ₃	3.72	4.18	4.58	4.84	3.71	2.32	4.50	5.03	6.48	6.57	8.34	6.04	3.83	3.10	2.45	2.23	1.57	1.44	1.56	1.50	1.79	3.00
MnO	.06	.08	.08	.09	.07	.05	.09	.08	.08	.09	.13	.08	.06	.05	.09	.09	.03	.03	.09	.03	.09	.05
MgO	1.12	1.41	.97	2.36	1.99	.93	1.79	2.24	3.13	3.21	5.95	2.82	1.85	1.10	1.14	1.78	1.50	1.80	1.13	1.09	3.3	1.84
CaO	3.5	3.89	3.14	3.81	3.26	2.10	3.67	4.08	4.87	5.10	8.46	3.34	3.11	2.69	2.43	2.04	1.90	1.71	1.24	1.11	1.71	3.23
Na ₂ O	3.94	4.43	4.25	3.75	3.01	4.62	4.18	3.71	3.72	3.35	2.86	3.80	3.87	4.17	4.52	4.57	4.78	4.31	3.93	4.08	4.67	4.81
K ₂ O	2.85	2.05	2.95	3.36	3.63	3.24	3.22	2.99	2.27	2.38	1.08	3.02	3.80	3.51	3.18	3.98	3.08	3.73	4.47	4.02	3.34	2.71
TiO ₂	.40	.47	.57	.66	.47	.30	.46	.50	.74	.76	.74	.78	.38	.45	.32	.30	.14	.21	.03	.05	.38	.53
P ₂ O ₅	.03	.11	.18	.09	.03	-	.07	.06	0	-	-	-	.03	0	.01	0	0	0	0	0	0	0.04
P.F.	1.11	1.92	.89	1.31	1.26	.82	1.66	1.04	1.26	.89	1.65	1.44	1.07	.88	.59	.89	.61	1.77	.51	1.66	1.74	.89
Total	99.41	99.07	100.42	99.56	100.14	98.98	99.33	99.09	.98	99.27	99.69	99.11	99.57	98.07	99.06	99.92	100.18	99.35	100.35	99.17	98.61	98.05
Traces																						
Ba	586	798	719	831	667	797	725	595					740	880	779	709	873		66	623	810	704
Co	122	100	92	59	101	57	57	82					41	89	51	50	51		35	47	43	54
Cr	24	28	66	118	71	38	25	59					97	36	21	17	10		10	10	10	17
Cu	11	10	10	12	10	10	10	10					10	10	10	10	10		10	10	10	10
Ni	25	32	23	37	23	10	17	44					24	20	30	23	24		10	16	18	34
Sr	400	324	462	445	351	428	502	278					377	418	374	392	453	384	24	41	273	500
V	23	22	152	180	87	47	63	45					61	51	32	18	10		19	10	10	48
Rb	77	122	116	121	144	90	112	105					136	138	113	134	108	124	215	137	98	65
Y							16	17							8	7			7		12	
Nb							9	8							8	7			6		19	
Zr							155	150								128	121		91		48	
Normes																						
q	23.14	20.99	21.00	16.56	19.94	23.03	16.55	18.89	16.20	17.18	7.03	13.07	20.03	21.31	23.41	24.19	25.57	27.27	34.62	36.02	23.97	19.17
Or	16.86	12.13	17.45	19.87	21.41	19.16	19.05	17.69	13.36	13.92	6.12	17.81	22.48	20.76	18.81	20.50	18.10	22.27	26.44	23.78	19.76	16.03
Ab	33.30	37.44	35.92	31.69	32.20	39.05	35.33	31.36	31.47	28.32	24.12	31.99	32.71	35.24	38.10	38.62	42.09	36.71	33.21	34.48	39.47	38.96
An	14.92	15.86	14.41	14.54	13.28	10.43	14.39	15.05	17.81	18.92	27.26	16.97	10.33	12.24	10.58	10.13	9.43	8.35	1.19	.55	8.49	14.95
Drops	1.88	2.28	0	3.11	2.22	0	2.80	3.98	5.18	5.40	11.93	3.59	4.04	.93	1.17	0	0	0	0	0	0	.70
Hg	6.16	6.96	7.30	9.43	7.65	4.79	8.06	9.18	9.28	9.37	16.34	8.33	6.51	5.48	4.85	4.29	3.02	2.63	1.04	.89	2.75	5.67
Ni	.90	1.01	1.11	1.17	.90	.56	1.09	.38	3.24	3.24	3.24	3.24	.88	.75	.59	.54	.30	.69	.14	.12	.43	.92
Alm	.75	.89	1.08	1.25	.89	.57	.87	.95	1.37	1.52	1.37	1.59	.72	.86	.81	.57	.27	.48	.05	.05	.53	1.01

* Ad=Adamellites

Analyses chimiques des Enclaves Grenues

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P.F.	Total
COEUR des ENCLAVES 1385	50.87	4.01	6.87	.20	17.23	18.04	.10	.17	.65	1.60	99.74
BORDURE des ENCLAVES A1	58.96	6.64	6.90	.29	12.63	10.68	.16	1.79	1.59	.84	100.48
		Cr	Ni	Ba	Co	Sr	V	Rb	Y	Nb	Zr
1385	633	297			78	145	15	9	3		22
A1	768	89	837	67	189	138	38	14	6		65

TECTONIQUE

IV.1 - INTRODUCTION

Le secteur que nous avons étudié concerne, pour l'essentiel, des séries magmatiques gabbro-dioritiques et de granitoïdes. Ces formations se sont mises en place dans les assises volcano-sédimentaires de la série de Mako. Ces assises affleurent plus au Sud dans la région de Bransan et plus au SE dans la région de Soréto.

La tectonique de la série de Mako a été définie comme isoclinale avec des plis à plan axial N 30, redressés et déversés vers le SE, par Bassot (1963) ; Bassot et Dommanget (1986), le secteur de Sabodala - Mamakono - Falambo présentant pour Ngom (1985) une disposition monoclinale permettant de penser que la tectonique affectant le secteur développe des plis de longueur d'onde kilométrique.

Du point de vue structural, deux types d'observations doivent être faits :

- 1) des observations permettant de donner des informations sur le dispositif général des corps magmatiques ;
- 2) des observations sur les grandes zones mylonitiques recoupant postérieurement l'ensemble des formations.

IV.2 - ETUDE DES STRUCTURES MAGMATIQUES

Les structures magmatiques (litages, orientations planaire et linéaire des mégacristaux) peuvent être reconnues dans le massif de diorites et de gabbros lités de Tonkouto - Sansankoto et dans les granitoïdes à mégacristaux feldspathiques de Moussala - Laminia.

IV.2.1 - Le massif gabbro-dioritique de Tonkouto - Sansankoto

Sur la figure 79, nous avons reporté les orientations du litage magmatique des formations basiques de la partie occidentale.

Au Sud, les lits s'orientent suivant la direction N 50 - N 70, tandis qu'à la hauteur de Sandiako, ils sont sensiblement Nord-Sud. Le litage est caractérisé par une alternance de lits sombres, avec une prédominance des amphiboles claires, riches en plagioclase. Les structures magmatiques peuvent aussi se manifester par un alignement des mégacristaux de plagioclases ou par l'orientation des agrégats d'amphibole, suivant la fluidalité planaire de la roche.

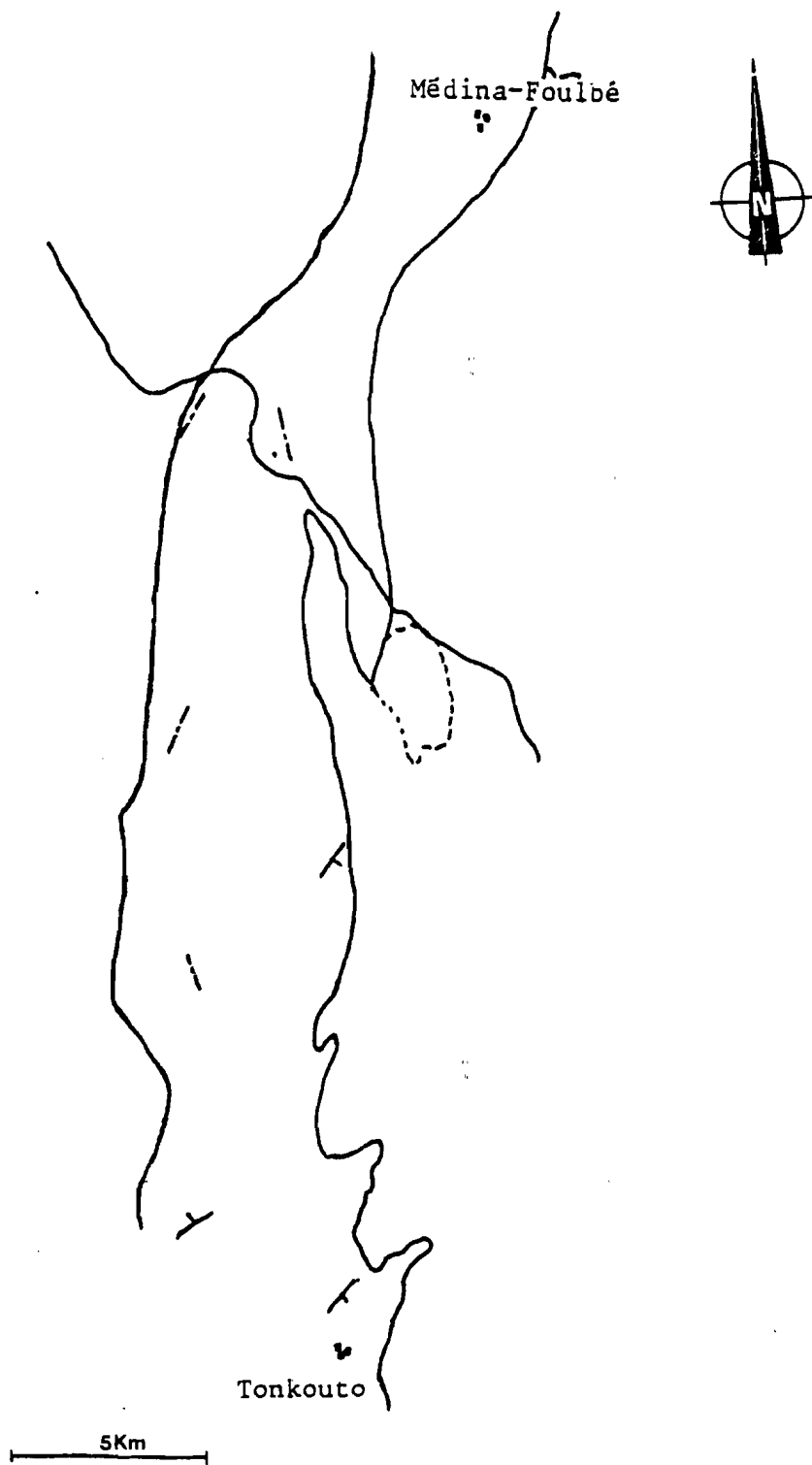


Fig. 79- Orientation du litage magmatique.

IV.2.2 - Les granitoïdes à mégacristsaux

Fluidalité planaire. Nous avons montré dans l'étude pétrographique, que les mégacristsaux de microcline étaient de nature magmatique et partant, ils peuvent servir à l'identification des structures planaires. Cette structure est aussi matérialisée par l'orientation des enclaves magmatiques de nature finement grenue. Cette étude peut être considérée comme une contribution à une future esquisse d'une carte des structures du massif de Badon Kakadian, mais ne peut, dans l'état actuel, fournir d'amples détails sur la géométrie du massif.

Ces données ont été mesurées à 500 m au SW du village de Moussala.

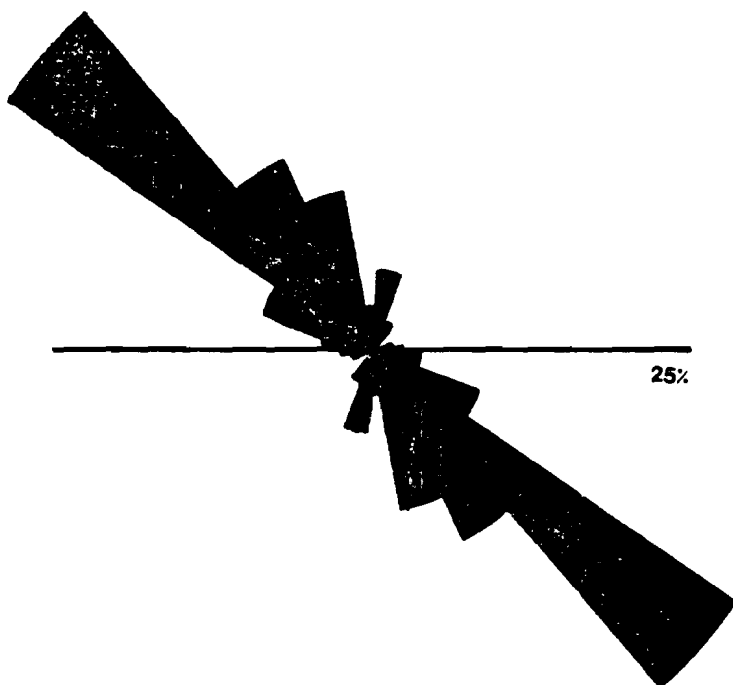


Fig. 80- Orientation des mégacristsaux de microcline.

L'orientation générale des mégacristsaux de microcline est d'environ N 130 et ils présentent un pendage relativement fort 70-40° vers le SE.

Fluidalité linéaire. Elle est marquée par l'alignement des minéraux ferromagnésiens, telles que la biotite et l'amphibole. La direction est relativement plus constante et l'on remarque qu'elle est légèrement oblique par rapport à l'orientation préférentielle des mégacristsaux de microcline, tout au moins dans la zone où les mesures ont été effectuées.

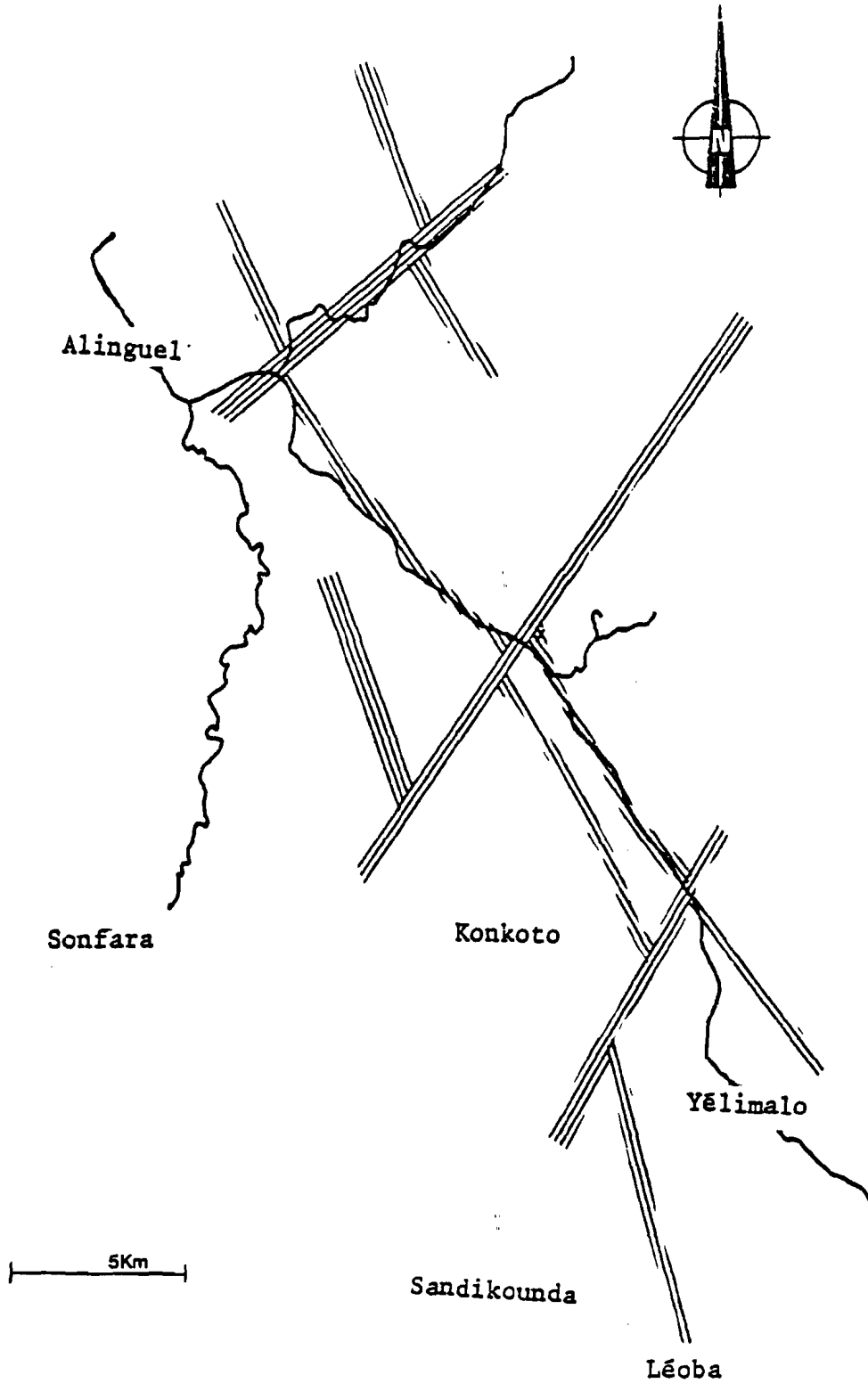


Fig. 82- Principales zones de mylonites.
Le lit de la Falémé emprunte les couloirs de déformation.

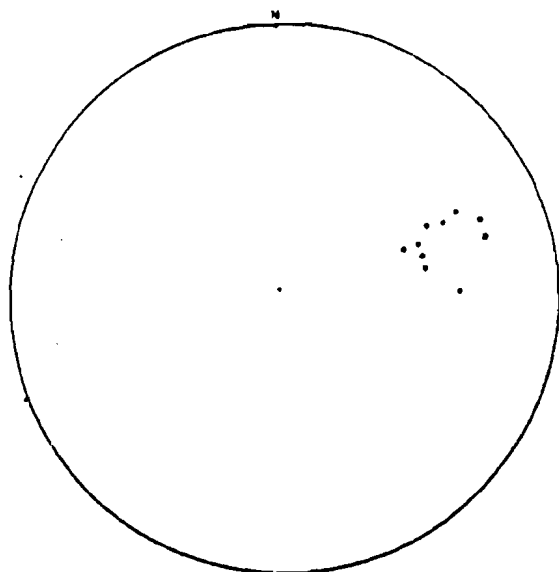


Fig. 81- Orientation de la fluidalité planaire; (Wulff, HS polaire).

Le faible nombre de mesures et surtout la trop petite surface couverte, ne permettent pas une reconstitution de l'ensemble.

IV.3 - LES MYLONITES

Les mylonites sont nombreuses et peuvent être regroupées suivant deux orientations principales N 130 à N 160 et N 45 à N 60, formant un réseau. Les deux composants du réseau sont d'importance inégale, les zones N 150 étant les plus développées, s'étendent sur des dizaines de kilomètres avec une puissance de plusieurs centaines de mètres (fig. 82).

IV.3.1 - Les mylonites N 130 à N 160 - Caractères structuraux macroscopiques

Elles constituent plusieurs zones parallèles. La plus développée a été suivie dans le lit de la Falémé, depuis Alinguel au Nord jusqu'à Laminia au Sud, soit sur 30 km. Elle se poursuit très probablement de part et d'autre de ces villages. Sa puissance est de l'ordre de 500 m à Moussala. D'autres zones importantes apparaissent à l'Est du hameau de culture de Sandiako, au NW de Konkoto et à Léoba où sa puissance est de l'ordre de 70 m. Ces mylonites représentent, par leur nombre et leur extension, des accidents majeurs dans la tectonique tardive du secteur.

La géométrie des zones mylonitiques longitudinales peut être définie par une étude détaillée effectuée dans le lit de la Falémé, entre Moussala et Laminia.

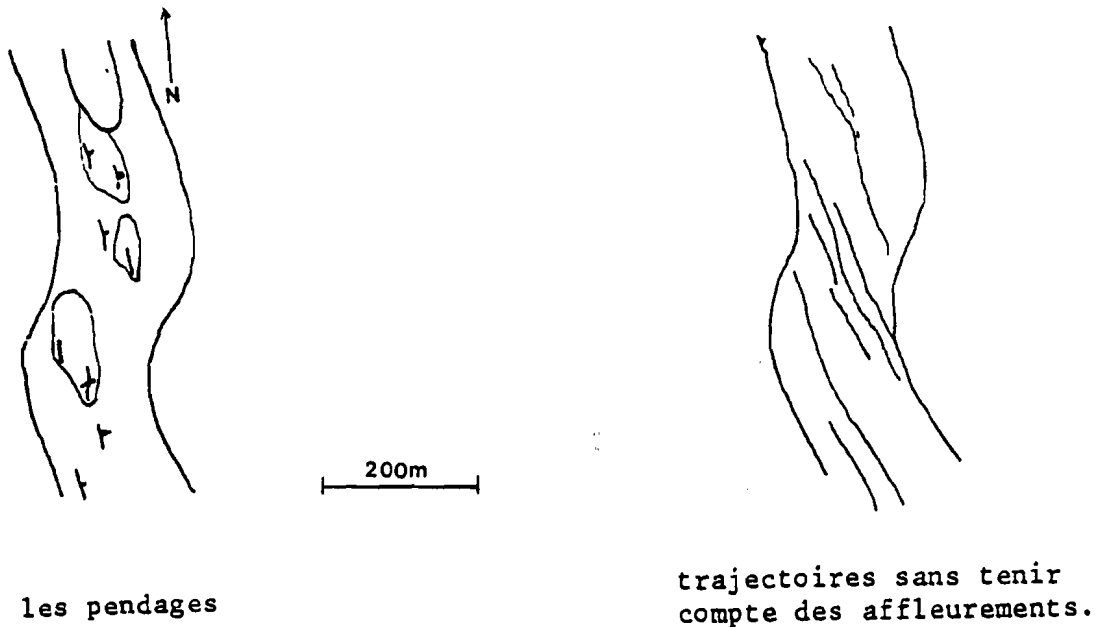


Fig. 83- Géométrie des zones mylonitiques.

Si l'on reconstitue les trajectoires de mylonitisation et que l'on étudie les variations d'orientation par rapport aux épontes de la zone mylonitique, on constate que la foliation majeure s'est développée lors d'un mouvement cisailant dextre (Ramsay et Graham, 1970 ; Ramsay, 1980). Cette conclusion est confortée par l'observation : 1) au SW de Moussala, de plis orientés EW affectant les filons gabbroïques recoupant le granitoïde ; la foliation mylonitique apparaît plan axial de ces plis. 2) immédiatement à l'Ouest de Moussala, de boudinage découpant un filon aplitique au sein du granite (fig. 84).



Fig. 84- Filon de granite boudiné.

Cependant, un certain nombre d'observations montre que l'évolution de la zone mylonitique ne s'inscrit pas dans un seul mouvement cisailant dextre. Ce sont :

- a) des phénomènes de rotation affectant les boudins associés à la mylonitisation ;
- b) des plis de type chevron affectant la foliation mylonitique au Sud de Moussala ;
- c) les zones mylonitiques N 30 à N 50 recoupant la zone N 160.

a) Les rotations de boudins.

Les boudins de matériel aplitique, isolés par la mylonitisation, montrent des mouvements de rotation avec déformation ductile et développement de zones d'entraînement, indiquant un mouvement cisailant senestre, postérieur à la mylonitisation (fig. 85).

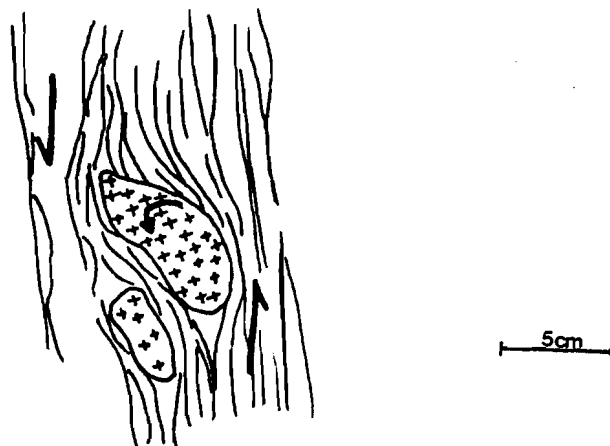


Fig. 85- Rotation d'un boudin de granite.

b) Les plis de type chevrons.

Dans le lit de la Falémé, la foliation mylonitique est affectée par une série de plis chevrons très réguliers, de longueur d'onde décimétrique à plan axial N 50 (fig. 86). La formation de ces plis peut être reliée à un mouvement senestre de la zone mylonitique, postérieur au développement de la foliation.

c) De nombreuses zones mylonitiques orientées N 30 à N 60 de quelques mètres à quelques décimètres de puissance, recoupant les zones mylonitiques majeures.

Elles montrent pour la plupart d'entre elles un déplacement dextre. On peut considérer qu'elles correspondent à des zones conjuguées aux zones N 130, qui dans cette hypothèse auraient un mouvement senestre.

Ainsi donc, la zone de mylonitisation majeure de Moussala-Laminia, indique un mouvement général complexe avec un déplacement dextre développant la foliation mylonitique, puis un rejeu senestre replissant la foliation et associé aux zones mylonitiques conjuguées N 50.



Fig. 86- Plis en chevrons.

L'abondance, la puissance et le dispositif général des mylonites indiquent qu'elles représentent un trait structural majeur des fenêtres de Kédougou-Kéniéba et de Kayes, surtout si l'on tient compte de leur parallélisme avec l'accident Sénégal-Malien mis en évidence par Bassot et Dommanget (1986) développé plus à l'Est. Cet accident s'allonge sur plus de 150 km et montre un mouvement senestre. Cependant, il a un caractère essentiellement fragile, alors que la déformation de la zone de Moussala-Laminia a un caractère ductile ; ces différences étant probablement liées à la nature du matériel affecté : séries sédimentaires à l'Est, granitoïdes et diorites à l'Ouest.

IV.3.2 - Etude microstructurale des mylonites

Les mylonites se caractérisent au point de vue structural, par le développement d'une foliation mylonitique souvent accompagnée d'un litage avec une orientation générale des minéraux et des néogénèses.

Mylonitisation dans les granitoïdes

Dans les granodiorites sans mégacristaux de microcline (affleurement situé à l'Est de Bakondi) on observe le développement d'un litage marqué par des alternances centimétriques de lits quartzo-feldspathiques et de lits surmicacés (fig. 87). Au sein des lits, les phyllites sont orientées suivant la foliation marquée.



Fig. 87- Litage tectonique.

Au Sud de Moussala, la granodiorite est affectée par un litage avec des alternances quartzofeldspathiques et micacées. On observe en outre : des structures développées autour des mégacristaux de plagioclase avec des ombres de pression remplies par de petits cristaux de quartz, de chlorite et de biotite ou des cristaux de quartz engrenés, de dimension supérieure à la moyenne ; des nodules étroits et allongés, formés de cristaux de quartz engrenés ils correspondent très probablement à d'anciens mégacristaux recristallisés ; des lits étroits de quartz en cristaux engrenés de dimension supérieure au grain des lits quartzeux.

Les néogènes peuvent s'observer : dans les zones d'ombre de pression avec des chlorites en lamelles de dimension variée et de petites lamelles de biotite ; dans les lits avec de petites lamelles orientées de phyllite.

Au sud de Sansankoto, la mylonitisation se manifeste par la déformation souple des clivages de la biotite et le développement de petites cassures perpendiculaires aux macles de plagioclases.

La foliation mylonitique de l'échantillon de Moussala est affectée postérieurement par un microplissement dissymétrique, accompagné d'une foliation discrète sous forme de plans discontinus, parallèles au plan axial des petits plis . Ce début de crénulation traduit un mouvement de rejeu senestre postérieur au développement de la mylonitisation et que l'on peut relier aux exemples macroscopiques de rotation de boudins (fig. 85) et de formation de plis chevrons (fig. 86).

Les plis chevrons macroscopiques sont, quant à eux, associés à une crénulation replissant la foliation mylonitique avec dans certains flancs de microplis le développement des surfaces de dissolution plus ou moins continues.

Mylonitisation dans les roches gabbroïques

Dans les roches gabbroïques, la mylonitisation se traduit par une réorientation générale des mégacristaux de plagioclase et d'amphibole, avec développement de zones d'ombre de pression, une orientation de nodules très allongés de quartz, de petits cristaux d'amphibole, de chlorite et d'épidote.

Les ombres de pression et les zones inter-mégacristaux (fig. 88) sont occupées par des cristaux équidimensionnels de quartz.

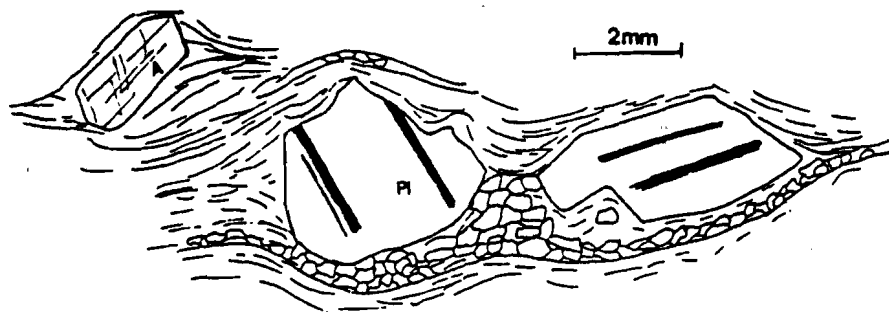


Fig. 88 - Cristaux équidimensionnels de quartz dans les zones d'ombres.

L'observation des mylonites dans le plan de foliation, fait apparaître une non orientation des grands axes des mégacristaux et une disposition concentrique des petites lamelles d'amphibole autour des mégacristaux. Ce dispositif souligne l'absence de toute linéation d'étirement dans le plan de la mylonitisation (fig. 89).

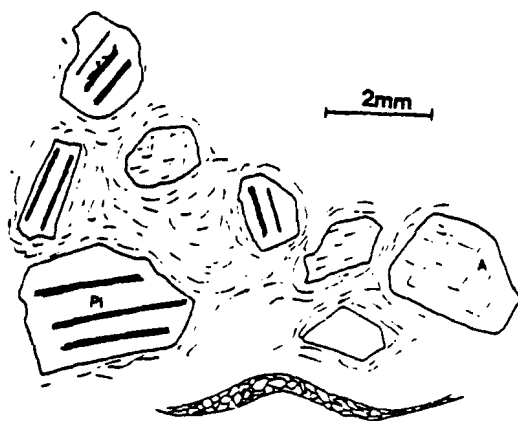


Fig. 89 - Disposition des cristaux dans le plan de la foliation.

Comme dans les granitoïdes, la mylonitisation produit un litage tectonique avec une alternance de lits amphibolitiques et de lits feldspathiques.

Conclusion

L'étude microscopique des mylonites fait apparaître l'importance de la déformation ductile développant un litage avec ségrégation minérale (lits quartzeux - lits phylliteux ; lits amphibolitiques - lits feldspathiques) et des déformations intracristallines. Elle s'accompagne de néogenèses de phyllites (biotite, muscovite, chlorite), d'amphibole et d'épidote et de phénomène de recristallisation

en particulier pour le quartz. La disposition des grands cristaux et des néogenèses dans la surface de foliation montre l'absence de toute linéation. La disposition relativement symétrique de l'orientation des grands axes des mégacristaux et la forme des zones d'ombre de pression montre la dominance de raccourcissement dans le mécanisme de déformation. La foliation mylonitique est postérieurement affectée par des microplis dissymétriques accompagnés d'une seconde foliation discrète et discontinue, traduisant un mouvement de cisaillement senestre, dont l'évolution conduira à la formation d'une crénulation serrée avec une foliation soulignée par des plis chevrons.

Les zones mylonitiques N 160 se disposent suivant la même orientation que le grand accident décrit par Bassot et Dommanget (1986), mais ici la déformation est ductile. Cet accident peut être comparé aux accidents affectant le Craton Ouest Africain en Côte d'Ivoire (accident de Sassandra, Brobo et de Wango Fitini) et en Mauritanie (accident de Zedness).

—oOo—

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

Ce travail avait pour objectif dans un premier temps, l'étude et la classification des granitoïdes du secteur de Sonfara-Laminia-Médina-Foulbé. Cependant, la découverte au cours d'une mission de terrain au Sud de ce secteur (sur la route Léoba-Massakounda) de roches associées en pillow lavas, de même que la mise en évidence d'un rubanement magmatique au sein des formations basiques de la partie occidentale anciennement considérées comme des migmatites (Bassot, 1963...) nous ont conduit à étendre notre sujet d'étude sur l'ensemble des roches magmatiques. A la suite de cette étude, les principaux résultats sont les suivants :

- Les roches volcaniques qui sont composées de basaltes quelquefois en pillow lavas avec peu ou pas de ciment intercoussin, de gabbros et de dolérites, présentent les mêmes caractéristiques que les roches de l'ensemble I de la région de Sabodala décrites par Ngom (1985). L'olivine et le pyroxène sont toujours transformés en minéraux secondaires et l'amphibole demeure la principale phase ferromagnésienne. Les fortes teneurs en fer, titane et chrome rapprochent ces formations des MORB. Dans le même ensemble nous avons étudié les roches pyroclastiques andésitiques de nature calco-alcaline.

Ces formations se sont mises en place dans un milieu aquatique plus profond que dans la partie centrale de la série de Mako comme l'atteste la structure des pillow lavas qui, au demeurant, sont très largement répandus dans la série de Mako puisqu'on les retrouve périodiquement depuis Sabodala, et l'absence de sédiments carbonatés.

- Les formations basiques initialement considérées comme des migmatites s'avèrent être en fait des roches magmatiques rubanées. Leur structure rappelle les intrusions basiques précoces des arcs insulaires (Andes) et les formations stratiformes (Skaergaard, Burguillos del cerro). Elles sont formées par l'alternance de divers types pétrographiques (gabbros riches en pyroxène, gabbros norites, gabbros à amphibole, diorites quartziques...). L'abondance de certaines phases minérales (microcline, biotite, Cpx) dans la partie septentrionale nous a conduit à scinder ces formations en deux séries :

- la série de Sansankoto à Cpx + Plagio + Biot ± Microcline ± Amph

- la série de Tonkouto à Amph + Plagio ± Q ± Biot ± Cpx.

L'olivine n'a été observée dans aucune des deux séries.

Néanmoins, d'un point de vue chimique, ces deux séries ne présentent pas de caractéristiques fondamentalement différentes. Le fractionnement de l'amphibole et de la biotite a dû jouer un rôle déterminant dans l'établissement de la tendance calco-alcaline de ces formations.

- Les granitoïdes essentiellement composés de granodiorites avec ou sans mégacristaux de microcline et, dans une moindre mesure, d'adamellites et de diorites quartziques. Ils forment un massif d'une centaine de kilomètres allongé suivant la direction birrimienne. L'étude pétrographique et structurale montre que le granite de Laminia ne constitue pas un massif circonscrit comme

cela a été décrit par Witchard (1965) et Dia (1985) mais appartient au même ensemble que le granite à mégacristaux de microcline.

L'ensemble des roches basiques et des granitoïdes de notre secteur d'étude s'inscrit dans la même lignée calco-alkaline que les granitoïdes décrits dans la fenêtre de Kédougou-Kéniéba. L'évolution des éléments en traces est comparable à celle des grands batholites calco-alkalins des arcs insulaires (Andes).

Pour résumer l'histoire de la mise en place des formations birrimiennes de la partie septentrionale du Sénégal Oriental, nous mettrons à la base les émissions volcaniques tholéitiques consécutives aux phénomènes de distension sans véritable ouverture océanique comme l'indique l'absence d'ophiolite (Ngom, 1985) et le caractère des T-MORB. Puis, à la faveur de mouvements convergents, les andésites se seraient mises en place suivies de l'ensemble des roches calco-alkalines (roches basiques de la partie occidentale, granitoïdes, filons tardifs) en fin de cycle. Ce n'est que plus tard (après 1990 Ma) que ces formations seront le siège de diverses formations (mylonitisations).

Pour conforter ce modèle, il est indispensable d'effectuer un supplément d'analyses en traces et enfin, les études en cours dans la partie méridionale du secteur étudié, devraient fournir de plus amples détails sur la position géotectonique des roches pyroclastiques et l'âge absolu des formations basiques de la partie occidentale.

—oOo—

BIBLIOGRAPHIE

- BLAKE D.H. (1966). The net-veined complex of the Ausuthorn intrusion. Southeastern Iceland J. Geol., 74, 891-905.
- BLAKE D.H., ELWELL R.W.D., GIBBON I.L., SKELHORN R.R. and WALKER G.P.L. (1965). Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. Q.J.G.S. London, 121, 31-49.
- BLOXAN J.W. and LEWIS A.D. (1972). Ti, Zr and Cr in some british pillow-lavas and their petrogenetic affinities. Nature Phys., 237, 134-136.
- BODIN L. (1951). Contribution à l'étude des granites birrimiens dans le Précambrien de l'Afrique Occidentale Française. Bull. Dir. Mines A.O.F., n° 12, Dakar, 107 p.
- BODIN L. (1956). Sur la genèse de certains granites de l'Afrique Occidentale Française. Dakar, Direction Féd. des Mines et de la Géologie. Dakar, 33 p.
- BRANDEBOURGER E. (1984). Les granitoïdes hercyniens tardifs de la sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne). Pétrographie et Géochimie. Thèse 3ème cycle, C.R.P.G. Nancy, 193 p.
- BROWN G.C. and HENNESSY J. (1978). The initiation and thermal diversity of granite magmatism. Philos. Trans. R. Soc. London A288, 631-643.
- BRYAN W.B. (1972). Morphology of quench crystal in sub-marine basalts. J. Geophys. Res. 77, 29, 5812-5819.
- CANN J.R. (1970). Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. Earth Planet Sci. Lett., 10, 7-11.
- CARR M.H. and TUREKIAN K.K. (1961). The geochemistry of cobalt. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 9-60.
- CARTENS M. (1967). Exsolutions in ternary feldspars. I : On the formation of antiperthites. Contrib. Mineral. Petrol., 14, 27 p.
- CASANOVA R. (1975). Géochimie et minéralogie des granites éburnéens de Côte d'Ivoire. Thèse d'état, Univ. Nice, 327 p.
- CASANOVA R. et YACE I. (1975). Les caractères pétrochimiques du paléo-volcanisme éburnéen (Précambrien Moyen) dans le Centre de la Côte d'Ivoire. C. R. Acad. Sci. Paris, 280, 269.
- CATAKLI A.Ş. (1983). Assemblage ophiolitique et roches associées de la partie méridionale du massif de Pozanti-Karsanti. Mise en évidence d'un système "bassin marginal-arc insulaire". Thèse d'état, Univ. Nancy I, 760 p.
- COBBING E.J. and PITCHER W.S. (1972). The coastal batholith of central Peru. J. Geol. Soc. London, 128, 421-460.
- CONDIE K.C. (1976). Trace element, geochemistry of archaean Greenstones Belts. Earth Sci. Rev. 12, 393-417.
- DEBAT P. (1974). Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire Occidentale. Thèse d'état, Univ. P. Sabatier, Toulouse, 468 p.
- DEBAT P., DIALLO D.P., ROLLET M., SEYLER M. (1982). Mise en évidence d'une série magmatique basique atectonique dans les formations birrimiennes du Sénégal Oriental. C. R. Acad. Sci. Paris, 294, série II, 211-213.
- DEBAT P., DIALLO D.P., N'GOM P.M., ROLLET M. et SEYLER M. (1983). Caractères géochimiques des formations magmatiques de la série de Mako. Res. 12th Coll. Afric. Geol. Bruxelles, 93.
- DEBON F. (1975). Les massifs granitoïdes à structures concentriques de Cauterets-Penticosa (Pyrénées Occidentales) et leurs enclaves. Mém. Sci. de la Terre, 33, 420 p.
- DEBON F. et LEFORT P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci., 73, 135-149.

- ALBAREDE F. (1976). Some trace element relationships among liquid and solid phases in the course of the fractional crystallization of magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 667-673.
- ALLING A.L. (1938). Plutonic perthites. *J. Geol.* 46, 142.
- ARNOULD M. (1961). Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du NE de la Côte d'Ivoire et de Haute Volta méridionale. *Mém. B.R.G.M.*, n° 3, 174 p.
- 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.*, 41, 41-47.
- ATTOH K. (1982). Structure, gravity models and stratigraphy of an earlier proterozoic volcanic-sedimentary belt in Northeastern Ghana. *Precambrian Res.* 18, 275-290.
- BARAGAR W.R.A., PLANT A.G., PRINGLE G.J. et SCHAN M. (1977). Petrology and alteration of selective units of Mid-Atlantic Ridge basalts sampled from sites 332 and 335. Deep Sea Drilling Project. *Can. J. Earth Sc.*, vol. 14, 837-874.
- BARKER F. (1979). Trondhjemites, dacites and related rocks. Elsevier, New York. *Developments in Petrology*, n° 6, 659 p.
- BASSOT J.P. (1960). Etudes des zones granitiques et birrimiennes de la région de Kédougou. *B.R.G.M. Dakar*, 35 p.
- BASSOT J.P. (1963). Etudes géologiques du Sénégal Oriental et de ses confins guinéo-maliens. Thèse d'état, Université de Clermont-Ferrand, 332 p.
- BASSOT J.P., BOIS J., DIENG M., GRAVESTIJN J., NICKLES M., PERONNE Y., SKAWICH C. et WITSCHARD F. (1963). Carte géologique de la République du Sénégal au 1/200.000, Feuille DALAFI.
- BASSOT J.P. et DOMMANGET (1986). Mise en évidence d'un accident majeur affectant le Protérozoïque inférieur des confins sénégalomaliens. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 302, série II, n° 17, 1101-1106.
- BASSOT J.P. (1969). Aperçu sur les formations précambriennes et paléozoïques du Sénégal Oriental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 160-169.
- BASSOT J.P. et CAEN-VACHETTE M. (1984). Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est du Sénégal : implications sur l'histoire géologique du Birrimien de cette région. *African Geology*, Ed. Klerkx J. et Michot J., 191-209.
- BEBIEN J. (1982). L'association ignée de Guévguéli (Macédoine grecque). Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse d'état, Univ. Nancy I, 467 p.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D. and OHNENSTETTER M. (1979). Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites. Application to some ophiolites. *Can. J. Earth Sc.*, vol. 16, n° 9, 1874-1882.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. and PAUPY A. (1984). Two magmatic series with island-arc affinities within the Vourinos Ophiolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 253-271.
- BESSELES B. (1977). Le craton Ouest-Africain. *Géologie de l'Afrique*. *Mém. B.R.G.M.*, 88, 402 p.
- BESSON M. et FONTEILLES M. (1974). Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitique et calco-alcaline. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Crist.*, 27, 445-449.
- BEST M.G. et MERCY E.L.P. (1967). Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex, California. *Amer. Min.*, 52, 436-474.

- IRVINE T.N. and BARAGAR W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8(5), 523-548.
- JACKSON E.D. (1967). Ultramafic cumulates in the Stillwater-Great Dyke and Bushveld intrusions. In : *Ultramafic and related Rocks*. Ed. Willey and Sons, New York, 20-28.
- JOHANNES W. (1979). Ternary feldspars : kinetics and possible equilibria at 800°C. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 221-230.
- JUTEAU T. (1975). Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides Occidentales, Turquie). *Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne*. *Mém. Sci. de la Terre*, 32, 692 p.
- KARCHE J.P., LAPIERRE H., ROSSY M. et ZONOU S. (1986). Diversity of the Bouroum-Yalogo (NE Burkina Faso). Proterozoic Birrimian volcanism : geotectonic implications. A paraître.
- KAY S.H. (1977). The origin of antiperthites in anorthosites. *Am. Min.*, 62, 905-
- KAY R., HUBBARD N.J. and GAST P.W. (1970). Chemical characteristics and origin of oceanic Ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, 75, 1585-1613.
- KUNO H. (1968). Differentiation of basalt magmas. In : *Basalts*, Ed. Hess and Poldervaart, New York. T. 2, 623-688.
- KUSHIRO A.M. (1960). Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 258, 548-554.
- LAIRD J. et ALBEE A.L. (1981). Pressure temperature and time indicators in mafic schist : Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. J. Sci.*, 281, 127-175.
- LAMEYRE J., ROCCI G. et DIDIER J. (1974). Granites orogéniques et granites cratoniques : réflexions sur un aspect fondamental de la géotectonique. *Centenaire de la Société Géologique de Belgique. Géologie des domaines cristallins*. Liège, 183-221.
- LAMEYRE J. et BOWDEN P. (1982). Plutonic rock types series : discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14, 169-186.
- LA ROCHE H. (de) (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.
- LEAKE B.E. (1965a). The relationships between tetrahedral aluminium and the maximal possible octahedral aluminium in natural calciferous and sub-calciferous amphiboles. *Am. Min.*, 50, 843-851.
- LEAKE B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Bull. Min.*, 101, 453-467.
- LEBAS M.J. (1962). The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. J. Sci.*, 260, 267-288.
- LEMOINE S., TEMPIER P., BASSOT J.P., CAEN-VACHETTE M., VIALETTE Y., WENMENG U. et TOURE S. (1985). Le Burkinien : cycle orogénique précurseur de l'Eburnéen en Afrique de l'Ouest. 13ème Coll. Géol. Afr. St Andrews (Ecosse), Résumé p. 26.
- LE ROEX A.P., DICK H.J.B., ERLANK A.J., REID A.M., FREY F.A. et HART S.R. (1983). Geochemistry, Mineralogy and Petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Tryle Junction and 11 Degrees East. *J. Petrol.*, vol. 24, 267-318.

- DESCHAMPS M., KARCHE J.P., LAPIERRE H., NGOM P.M., ROSSY M., ZONOU S. (1986). Diversité du magmatisme dans le Craton Ouest-Africain (Burkina-Faso, Sénégal Oriental, Mauritanie). Journée d'étude du Birrimien CIFEG (Paris). Résumé.
- DIA A. (1985). Le complexe plutonique de Laminia : un exemple d'associations acide-basique dans le massif de granitoïdes de Kakadian (Sénégal Est). 13ème Coll. Géol. Afr., St Andrews (Ecosse).
- DIALLO D.P. (1983). Contribution à l'étude géologique de la série du Dialé (Birrimien) dans les monts Bassaris, Sénégal Oriental (secteur de Bandafassi-Ibel-Ndebou-Landiéné). Thèse 3ème cycle, Univ. Dakar, 185 p.
- DIDIER J. (1964). Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 23, 254 p.
- DIDIER J. (1973). Granites and their enclaves. Elsevier éd., 393 p.
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1969). Les granites du Massif Central Français. Ann. Sci., Univ. Clermont-Ferrand, n° 23, série Géol. Minéral., fasc. 7.
- EL BOUSEILY A.M. and EL SOKKARY A.A. (1975). The relation between Rb, Ba, and Sr in granitic rocks. Chem. Geol., 16, 207-219.
- ERLANK A.J. and KABLE E.J.D. (1976). The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic Ridges basalts from 45° N, with particular reference to Zr/Nb. Contrib. Mineral. Petrol., 54, 281-291.
- FLOYD P.A. and WINCHESTER J.A. (1975). Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet. Sci. Lett., 27, 211-218.
- GAGNY C. (1968). Petrogenèse du granite des Crêtes, Vosges méridionales, France. Thèse d'état, Univ. Nantes, 546 p.
- GILL R.C.O. (1979). Comparative petrogenesis of Archean and modern low-K tholeiite. A critical review of some geochemical aspects. In : Origin and distribution of the elements, Ahrens ed., Phys. Chim. Earth, vol. II, 431-447.
- GLIKSON A.Y. (1971). Primitive Archean element distribution patterns : chemical evidence and geotectonic significance. Earth Planet. Sci. Lett., 12, 309-320.
- GREEN T.H. (1980). Island-arc and continent building magmatism. A review of petrogenetical model based on experimental petrology and geochemistry. Tectonophysics, 63, 367-385.
- GREEN T.H. and RINGWOOD A.E. (1968). The genesis of calc-alkalic rock suite. Contrib. Mineral. Petrol., 15, 103-190.
- 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.
- HARRISON T.M. and WATSON E.B. (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis : Equilibrium and kinetic considerations. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 1467-1477.
- HAWESWORTH C.J. and O'NIONS R.K. (1977). The petrogenesis of some Archean volcanic rocks from Southern Africa. J. Petrology, 18, 487-520.
- HYNDMAN D.W. (1972). Petrology of igneous and metamorphic rocks. Ed. Mc Graw Hill, New York, 533 p.
- HYNES A. (1982). A comparison of amphiboles from medium and low-pressure metabasites. Contrib. Mineral. Petrol., 81, 119-125.
- IRVINE T.N. (1982). Terminology of layered intrusions. J. Petrol., 23, 127-162.

- OSBORN E.F. (1959). role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Am. J. Sci.*, 257, 607-647.
- OUEDRAOGO A. (1985). Etude de quelques unités plutoniques basiques éburnéennes dans le sillon de Bouroum-Yalogo au Nord-Est du Burkina Faso. Thèse 3ème cycle (T. II), Univ. Nancy I, 64 p.
- PASTER T.P., SCHAUWECKER D.S. and HASKIN L.A. (1974). The behaviour of some trace elements during solidification of Skaergaard layered series. *geochim. Cosmochim. Acta* 38, 1549-1577.
- PARSONS I. (1977). Feldspars and fluids in cooling plutons. *Mineral. Magazine*, 42, 1-17.
- PEARCE J.A. and CANN J.R. (1971). Ophiolite origins. Investigations by discriminante analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 339-349.
- PEARCE J.A. and CANN J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- PEARCE J.A. and NORRY M.J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 33-47.
- PEARCE J.A., HARRIS N.W. and TINDLE A.G. (1984). Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, 25, 956-983.
- PEARCE T.H. and BIRKETT T. (1974). Archean metavolcanite rocks from Thackeray Township, Ontario. *Can. Mineral.*, 12, 509-519.
- PEARCE T.H., GORMAN B.E. and BIRKETT T.C. (1975). The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram. Method of discrimination between oceanic and non oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24, 419-426.
- POLDERVAART A. and HESS H.H. (1951). Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.*, 19, 472-489.
- PONS J. (1982). Un modèle d'évolution de complexes plutoniques, gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Thèse d'état, Univ. P. Sabatier, Toulouse, 451 p.
- RAASE P. (1974). Al and Ti contents of Hornblende indicator of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, 231-236.
- RAMSAY J.G. (1980). Shear-zone geometry. A review.. *J. Struct. Geol.* 2, 83-99.
- RAMSAY J.G. and GRAHAM R.H. (1970). Stain variation in shear-belts. *Can. J. Earth Sci.*, 7, 786-813.
- REGAN P.F. (1985). The early basic intrusions in "Magmatism at a plate Edge the Peruvian andes Blackie and Son limited, Bishopbriggs, Glasgow G54 2NZ3, 72-89.
- ROCCI G. (1957). Les formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du pays Réguibat (Mauritanie du Nord). Thèse d'état, Univ. Nancy, 427 p.
- ROCCI G. (1965). Essai d'interprétation de mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest Africain. *Sci. de la Terre*, n° 10 (3-4), 461.
- ROQUES M. (1948). Le Précambrien de l'Afrique Occidentale Française. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18, n° 7-8, 589-628.
- SAWADOGO J. (1983). Etude géologique du sillon birrimien de Yalogo dans la région de Gangaol (Nord de la Haute Volta). Thèse 3ème cycle, Univ. Besançon, 165 p.
- SHAW H.R. (1974). Diffusion of H_2O in granitic liquids. Part I : experimental data ; Part II : mass transfer in magma chambers. *Carnegie Inst. Washington Pub.*, 634, 139-170.

- LETERRIER J. et DEBON F. (1978). Caractères chimiques comparés des roches granitoïdiques et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. Bull. Soc. Géol. Fr., XX/1, 3-10.
- LOFGREN G.E. (1974). An experimental study of plagioclase crystal morphology : isothermal crystallization. Am. J. Sci., 274, 243-273.
- MAALØE S. and WYLLIE P.J. (1975). Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water undersaturated conditions. Contrib. Mineral. Petrol., 52, 175-191.
- MARMO V. (1955). The petrochemistry of some precambrian granites of West Africa. Petrochemical comparison with the Sveco-Fennides granites of Finland. Am. J. Sci., 253, 391.
- Mc BIRNEY A.R. and NOYES R.M. (1979). Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. J. Petrology, 20, 487-554.
- Mc DONALD G.A. and KATSURA T. (1964). Chemical composition of Hawaiian lavas. J. Petrology, 5, 82-133.
- MELSON W. and THOMPSON G. (1971). Petrology of a transform-fault zone and adjacent ridge segments. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 268, 423-441.
- MERGOIL D.J. (1970). Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central Français. Annales Fac. Sci. de Clermont, n° 42, 304 p., 7 pl.
- MILLER C.F. and BRADFISCH L.J. (1980). An inner cordilleran belt of muscovite-bearing plutons. Geology, 8, 412-416.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. and EWING M. (1969). Petrology of the Mid-Atlantic Ridge near 24° North latitude. Trans. Am. Geophys. Union, 50, p. 353.
- MIYASHIRO A. (1973). The Troodos Ophiolitic Complex was probably formed in an island-arc. Earth Planet. Sci. Lett., 19, 218-224.
- MORRISSON M.A. (1978). The use of immobile trace elements of distinguish the paleotectonic affinities of metabasalts : applications to the paleocenes basalts of Mull and Sky, Northwest Scotland. Earth Planet. Sci. Lett., 39, 407-416.
- NESBITT R.W. and SUN S.S. (1976). Geochemistry of Archaean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. Earth Planet. Sci. Lett., 31-33.
- NISHIMORI R.K. (1974). Cumulate anorthose gabbros and peridotites and their relation to the origin of the calc-alkaline trend of the Peninsular Ranges Batholith. Abstr. Geol. Soc. Am., 6, 229-230.
- N'GOM P.M. (1985). Contribution à l'étude de la série birrimienne de Mako dans le secteur aurifère de Sabodala (Sénégal Oriental). Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 135 p.
- NOCKOLDS J.R. and ALLEN R. (1956). The geochemistry of some igneous rocks series. Geochim. Cosmochim. Acta 9, 37-47.
- O'CONNOR J.T. (1965). A classification of quartz rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 525-B, B79-B84.
- OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER-CROCHEMOR M. (1975). Le puzzle ophiolitique corse : un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèse spécialité, Univ. Nancy I, 351 p.
- ORSINI J.B. (1980). Le batholite corso-sarde : anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne varisque française. Thèse d'état, Univ. Aix-Marseille (St Jérôme), 390 p.
- ORVILLE P.M. (1963). Alkali ion exchange between vapour and feldspar phases. Am. J. Sci., 261, 201-237.

- SMITH R.E. and SMITH S.E. (1976). Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32, 114-121.
- SMITH T.E., HUANG C.H., WALAWENDER M.J., CHEUNG P. and WHEELER C. (1983). The gabbroic rocks of the Peninsular Ranges Batholith, Southern California : cumulate rocks associated with calc-alkalic basalts and andesites. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 18, 249-278.
- SPRY A. (1969). *Metamorphic textures*. Pergamon Press, New York, 350 p.
- STRECKEISEN A.L. (1974). Classification and nomenclature of igneous rocks. Recommendations of the I.U.G.S. subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geol. rundsch.*? 63 (2), 773-786.
- STRECKEISEN A.L. (1976). Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisional attempt. *N. Jahrbuch I. Mineralogie Monatshefte*, 1-15.
- SUN S.S., NESBITT R.W. and SHARASKIN A. (1979). Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 44, 119-138.
- TURNER F.J. and VERHOOGEN J. (1960). *Igneous and metamorphic petrology*. Mc Graw Hill, New York, 622 p.
- TILLEY C.E. (1950). Some aspects of magmatic evolution. *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 106, 37--61.
- VALERO J., BOUCHEZ J.L., DEBAT P., HOUDIN C., N'DIAYE P.M., PONS J. et ROLLET M. (1985). Mise en place et évolution du granite de Saraya au sein des formations birrimiennes de la fenêtre Kayes-Kedougou. 13ème Coll. Géol. Afric., St Andrews (Ecosse). Résumé p. 30.
- VANCE J.A. (1969). On syneusis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24, 7-29.
- VEJNAR Z. (1975). Hornblends and problems of recrystallization of gabbroic rocks. *Lithos* 8, 59-68.
- VOGEL T.A. (1970). The origin of antiperthites. A model on nucleation. *Am. Miner.*, 55, p. 1390.
- WAGER L.R. (1960). The major elements variations of the layered series of the Skaergaard intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas. *J. Petrology*, 1, 364-398.
- WAGER L.R., BROWN G.M. and WADSWORTH W.J. (1960). Types of igneous cumulates. *J. Petrology*, 1, 73-85.
- WALKER G.P.L. and SKELHORN R.R. (1966). Some associations of acid and basic rocks. *Earth Sci. Rev.*, 2, 93-109.
- WENMENGA U. (1986). *Pétrologie des ensembles lithologiques du Protérozoïque inférieur au Nord-Est de Ouagadougou (Burkina Faso-craton W-Africain)*. Thèse Univ. Clermont-Ferrand, 276 p.
- WINCHESTER J.A. and FLOYD P.A. (1976). Geochemical magma type discrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 459-469.
- WITSCHARD F. (1965). *Contribution à l'étude géologique, pétrographique et minéralogique des massifs granitiques du Sénégal Oriental*. Ed. B.R.G.M. Paris, 171 p.
- WONES D.R. and EUGSTER H.P. (1965). Stability of biotite : experiment, theory and application. *Am. Mineral.*, 50, 1228-1272.
- YODER J.S. and TILLEY C.T. (1962). Origin of basaltic magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrology*, 3, 342-532.

ZONOU S. (1983). Etude géologique des formations précambriennes de Bouroum Nord. Rapport inédit BOVOGMI, 32 p.

ZONOU S., KARCHE J.P., LAPIERRE H., LEMOINE S. et ROSSY M. (1985). Volcanismes tholéitique et calco-alcalin dans les formations du Birrimien supérieur de bouroum (Nord-Est du Burkina Faso). C. R. Acad. Sci. Paris, 301, série II, n° 5, 301, 309-314.



A N N E X E S

PYROXENES

COEUR des ENCLAVES

BORDURE des ENCLAVES

13-85

Al

13A-85

	3	5	7	12	13	1	6	8	13	6	20
K	0.0002	0.0003	0.0000	0.0000	0.0004	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
NI	0.0003	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0002
NA	0.0028	0.0026	0.0027	0.0024	0.0008	0.0035	0.0052	0.0037	0.0036	0.0023	0.0031
CA	0.2215	0.2170	0.2178	0.2195	0.1141	0.2433	0.2328	0.2381	0.2271	0.2432	0.2220
FE	0.0543	0.0590	0.0517	0.0510	0.0962	0.0726	0.0711	0.0717	0.0543	0.0675	0.0523
SI	0.5182	0.5151	0.5279	0.5141	0.5253	0.5359	0.5228	0.5298	0.5392	0.5355	0.5379
TI	0.0037	0.0045	0.0021	0.0019	0.0000	0.0015	0.0010	0.0000	0.0003	0.0008	0.0013
MN	0.0009	0.0018	0.0006	0.0026	0.0011	0.0034	0.0013	0.0030	0.0019	0.0000	0.0010
MG	0.1659	0.1600	0.1686	0.1665	0.2462	0.1474	0.1418	0.1446	0.1570	0.1463	0.1699
CR	0.0050	0.0022	0.0019	0.0067	0.0131	0.0021	0.0068	0.0004	0.0010	0.0014	0.0017
AL	0.0217	0.0240	0.0139	0.0205	0.0029	0.0056	0.0070	0.0058	0.0103	0.0045	0.0140
	0.9945	0.9870	0.9870	0.9852	1.0001	1.0155	0.9898	0.9971	0.9946	1.0020	1.0033
K	0.0010	0.0013	0.0000	0.0000	0.0019	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
NI	0.0010	0.0016	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0014	0.0006
NA	0.0203	0.0186	0.0191	0.0173	0.0060	0.0249	0.0382	0.0264	0.0258	0.0164	0.0218
CA	0.8787	0.8682	0.8662	0.8789	0.4463	0.9570	0.9389	0.9523	0.8976	0.9654	0.8683
FE	0.1682	0.1841	0.1604	0.1594	0.2939	0.2230	0.2237	0.2239	0.1675	0.2093	0.1596
SI	1.9190	1.9232	1.9590	1.9208	1.9184	1.9676	1.9680	1.9780	1.9894	1.9837	1.9640
TI	0.0102	0.0126	0.0059	0.0053	0.0000	0.0043	0.0027	0.0000	0.0008	0.0022	0.0035
MN	0.0029	0.0056	0.0017	0.0084	0.0035	0.0107	0.0041	0.0094	0.0059	0.0000	0.0029
MG	0.9157	0.8905	0.9324	0.9270	1.3400	0.8068	0.7954	0.8049	0.8636	0.8078	0.9248
CR	0.0147	0.0064	0.0055	0.0197	0.0377	0.0062	0.0203	0.0013	0.0030	0.0040	0.0049
AL	0.0946	0.1056	0.0608	0.0903	0.0124	0.0243	0.0310	0.0254	0.0448	0.0198	0.0601
	4.0264	4.0178	4.0111	4.0271	4.0601	4.0250	4.0225	4.0215	3.9984	4.0100	4.0106
FH	0.1574	0.1757	0.1482	0.1532	0.1816	0.2246	0.2226	0.2247	0.1672	0.2057	0.1495
WD	0.4471	0.4456	0.4418	0.4453	0.2142	0.4791	0.4705	0.4784	0.4640	0.4870	0.4440
EN	0.4659	0.4570	0.4755	0.4697	0.6431	0.4039	0.4054	0.4044	0.4464	0.4075	0.4729
FS	0.0870	0.0974	0.0827	0.0850	0.1427	0.1170	0.1161	0.1172	0.0896	0.1056	0.0831

AMPHIBOLES

13 - 85

	1	2	4	5	6	12	14	15	16	17	21	22
K	0.0014	0.0051	0.0080	0.0005	0.0000	0.0000	0.0007	0.0066	0.0000	0.0063	0.0022	0.0064
NI	0.0000	0.0004	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0057	0.0000	0.0000	0.0001
NA	0.0054	0.0181	0.0222	0.0000	0.0001	0.0024	0.0024	0.0224	0.0003	0.0256	0.0084	0.0219
CA	0.1289	0.1114	0.1165	0.1328	0.1125	0.2195	0.2192	0.1148	0.1278	0.1120	0.1242	0.1127
FE	0.0398	0.0732	0.0778	0.0141	0.1370	0.0510	0.0580	0.0717	0.0111	0.0782	0.0585	0.0788
SI	0.5505	0.4781	0.4452	0.5810	0.5072	0.5141	0.5154	0.4541	0.5771	0.4370	0.5300	0.4565
TI	0.0012	0.0012	0.0079	0.0000	0.0001	0.0019	0.0043	0.0087	0.0003	0.0186	0.0021	0.0012
MN	0.0018	0.0017	0.0017	0.0015	0.0006	0.0026	0.0015	0.0000	0.0013	0.0023	0.0002	0.0005
MG	0.2173	0.1846	0.1740	0.2391	0.2217	0.1665	0.1624	0.1757	0.2407	0.1696	0.2082	0.1774
CR	0.0000	0.0029	0.0000	0.0020	0.0003	0.0067	0.0000	0.0016	0.0000	0.0000	0.0000	0.0017
AL	0.0279	0.0810	0.1158	0.0036	0.0023	0.0205	0.0245	0.1058	0.0017	0.1134	0.0396	0.1065
OH	0.0216	0.0206	0.0206	0.0219	0.0206	0.0209	0.0210	0.0206	0.0217	0.0205	0.0213	0.0206
	0.9957	0.9782	0.9901	0.9966	1.0025	1.0061	1.0096	0.9819	0.9876	0.9835	0.9947	0.9843
K	0.0243	0.0946	0.1475	0.0093	0.0000	0.0000	0.0126	0.1222	0.0000	0.1185	0.0398	0.1181
NI	0.0000	0.0045	0.0033	0.0000	0.0000	0.0000	0.0024	0.0000	0.0629	0.0000	0.0000	0.0016
NA	0.1446	0.5112	0.6251	0.0000	0.0025	0.0661	0.0668	0.6306	0.0072	0.7277	0.2282	0.6172
CA	1.9190	1.7338	1.8116	1.9449	1.7493	3.3690	3.3550	1.7894	1.8880	1.7569	1.8721	1.7553
FE	0.4623	0.8892	0.9446	0.1608	1.6618	0.6110	0.6930	0.8720	0.1278	0.9575	0.6877	0.9585
SI	7.6502	6.9470	6.4620	7.9404	7.3585	7.3632	7.3615	6.6057	7.9548	6.3955	7.4535	6.6361
TI	0.0123	0.0127	0.0862	0.0000	0.0011	0.0204	0.0458	0.0954	0.0029	0.2046	0.0227	0.0134
MN	0.0217	0.0209	0.0208	0.0178	0.0077	0.0320	0.0178	0.0000	0.0153	0.0283	0.0024	0.0065
MG	4.5014	3.9988	3.7648	4.8704	4.7943	3.5535	3.4572	3.8098	4.9449	3.6994	4.3647	3.8434
CR	0.0000	0.0328	0.0000	0.0213	0.0032	0.0755	0.0000	0.0185	0.0000	0.0000	0.0000	0.0191
AL	0.4565	1.3867	1.9805	0.0582	0.0400	0.3463	0.4125	1.8138	0.0269	1.9555	0.6569	1.8254
OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
	16.1923	16.6321	16.8464	16.0230	16.6186	16.4371	16.4247	16.7576	16.0310	16.8438	16.3279	16.7945
FM	0.0971	0.1854	0.2041	0.0354	0.2583	0.1532	0.1705	0.1863	0.0281	0.2104	0.1365	0.2007

AMPHIBOLES

A 1

13 A 85

	2	4	5	6	7	8	9	9	14	15	14	17	22
K	0.0030	0.0051	0.0047	0.0031	0.0027	0.0030	0.0038	0.0041	0.0060	0.0029	0.0055	0.0051	0.0029
NI	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0007	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000
NA	0.0107	0.0143	0.0140	0.0061	0.0062	0.0105	0.0076	0.0098	0.0166	0.0063	0.0135	0.0115	0.0084
CA	0.1212	0.1158	0.1178	0.1235	0.1240	0.1185	0.1191	0.1213	0.1155	0.1237	0.1188	0.1191	0.1212
FE	0.0930	0.1048	0.1048	0.0932	0.0992	0.0939	0.1022	0.1153	0.1113	0.1063	0.1200	0.1081	0.1053
SI	0.5092	0.4784	0.4971	0.5322	0.5363	0.5085	0.5193	0.5192	0.4696	0.5221	0.4872	0.4938	0.5096
TI	0.0034	0.0085	0.0058	0.0021	0.0017	0.0028	0.0038	0.0052	0.0089	0.0051	0.0046	0.0054	0.0045
MN	0.0016	0.0006	0.0010	0.0021	0.0013	0.0000	0.0031	0.0009	0.0001	0.0000	0.0043	0.0012	0.0032
MG	0.1725	0.1575	0.1618	0.1792	0.1773	0.1714	0.1621	0.1677	0.1532	0.1699	0.1479	0.1540	0.1570
CR	0.0013	0.0021	0.0001	0.0000	0.0019	0.0000	0.0112	0.0005	0.0009	0.0030	0.0006	0.0000	0.0023
AL	0.0531	0.0785	0.0657	0.0318	0.0314	0.0531	0.0400	0.0455	0.0949	0.0411	0.0809	0.0741	0.0544
OH	0.0208	0.0205	0.0207	0.0210	0.0211	0.0207	0.0208	0.0211	0.0207	0.0210	0.0208	0.0207	0.0207
	0.9899	0.9867	0.9935	0.9943	1.0033	0.9823	0.9930	1.0114	0.9984	1.0016	1.0039	0.9930	0.9896
K	0.0555	0.0957	0.0869	0.0568	0.0497	0.0558	0.0692	0.0751	0.1100	0.0520	0.1005	0.0934	0.0544
NI	0.0000	0.0081	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0089	0.0082	0.0029	0.0000	0.0000	0.0000
NA	0.2977	0.4044	0.3928	0.1682	0.1716	0.2948	0.2128	0.2691	0.4654	0.1755	0.3772	0.3226	0.2359
CA	1.8694	1.8108	1.8236	1.8888	1.8832	1.8388	1.8402	1.8490	1.7936	1.8919	1.8369	1.8468	1.8781
FE	1.1196	1.2789	1.2669	1.1133	1.1768	1.1369	1.2319	1.3718	1.3492	1.2689	1.4488	1.3084	1.2735
SI	7.3315	6.9837	7.1828	7.5984	7.6045	7.3641	7.4860	7.3836	6.8043	7.4534	7.0325	7.1440	7.3733
TI	0.0371	0.0930	0.0628	0.0229	0.0179	0.0305	0.0412	0.0552	0.0975	0.0546	0.0498	0.0588	0.0487
MN	0.0197	0.0073	0.0118	0.0250	0.0160	0.0000	0.0384	0.0111	0.0010	0.0000	0.0524	0.0151	0.0397
MG	3.7018	3.4263	3.4850	3.8134	3.7474	3.6997	3.4829	3.5556	3.3085	3.6163	3.1814	3.3205	3.3867
CR	0.0148	0.0245	0.0014	0.0000	0.0210	0.0000	0.1272	0.0053	0.0103	0.0335	0.0074	0.0000	0.0268
AL	0.9014	1.3513	1.1189	0.5353	0.5253	0.9057	0.6794	0.7629	1.6208	0.6923	1.3762	1.2628	0.9275
OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
	16.3484	16.4840	16.4328	16.2221	16.2136	16.3264	16.2091	16.3477	16.5689	16.2413	16.4632	16.3723	16.2446
FM	0.2353	0.2729	0.2684	0.2299	0.2415	0.2351	0.2672	0.2800	0.2898	0.2597	0.3206	0.2850	0.2794

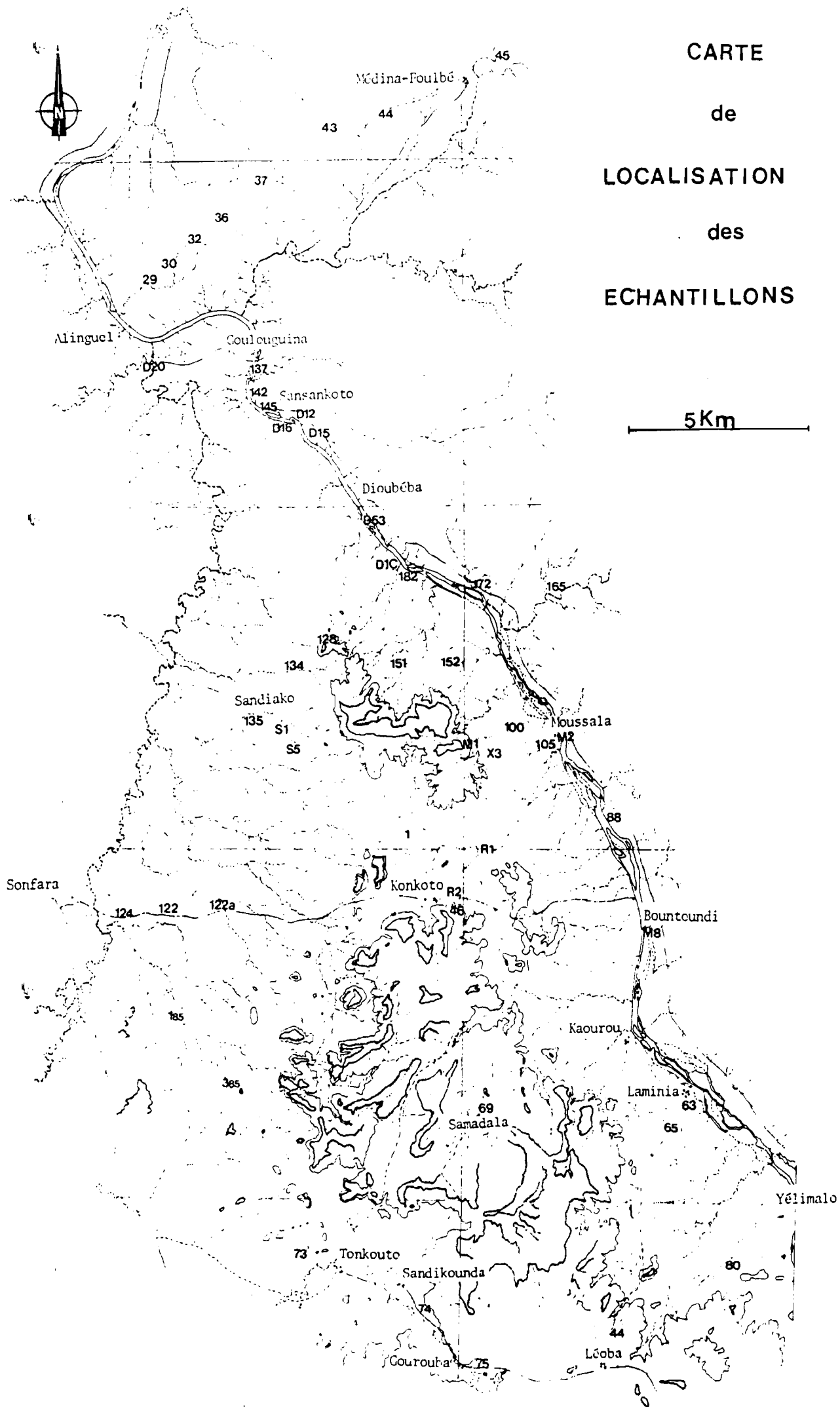
MINERAL : AMPHIBOLE --NOMENCLATURE DE B.E. LEAKE (1978) --

NUMERO D'ECHANTILLON POINT	X2		X2		134		145		137	
	69	70	71	72	75	77	13	35	39	47
S102	52.62	51.01	54.84	52.60	47.41	46.57	44.64	46.06	47.82	47.99
T102	.41	.39	.06	.35	.60	.79	2.61	1.68	.97	.75
AL203	4.37	4.74	2.57	4.37	6.78	7.49	9.69	3.35	7.02	6.87
CR203	.11	.54	.02	.46	.06	.00	.00	.52	.06	.00
FE0	8.77	9.93	8.17	9.15	14.94	14.92	12.62	11.96	14.80	14.67
MNO	.20	.30	.22	.00	.15	.06	.18	.20	.38	.24
MGO	17.14	16.82	18.65	17.29	13.24	12.73	12.79	13.29	12.86	13.12
CAO	12.78	12.70	12.96	12.60	12.03	11.92	11.56	12.08	11.23	11.74
NA2O	.65	.96	.38	.65	1.33	1.61	1.80	1.32	1.20	1.03
K2O	.30	.37	.10	.00	.55	.89	1.15	1.05	.65	.98
F	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
CL	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
TOTAL	97.35	97.76	97.97	97.67	97.09	96.98	97.04	91.51	96.99	97.39
FE2O3CAL	.40	2.32	1.63	2.46	4.17	2.19	.94	.00	5.15	3.74
FE0 CAL	8.41	7.85	6.70	6.94	11.19	12.95	11.77	11.96	10.17	11.30
H2OCAL	2.10	2.10	2.14	2.12	2.04	2.02	2.02	1.90	2.04	2.04
N.TOTAL	99.49	100.09	100.27	100.04	99.54	99.21	99.16	93.41	99.55	99.81

FORMULE STRUCTURALE SUR LA BASE DE 23 OXYGENES

SI	7.494	7.292	7.687	7.430	6.974	6.919	6.610	7.253	7.006	7.035
ALIV	.506	.708	.313	.570	1.026	1.081	1.390	.622	.994	.965
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
ALVI	.228	.090	.112	.191	.150	.231	.302	.000	.218	.223
CRC	.012	.061	.002	.051	.007	.000	.000	.065	.007	.000
TIC	.044	.042	.006	.037	.066	.088	.291	.199	.107	.083
FE3C	.043	.249	.172	.262	.462	.245	.105	.000	.568	.413
FE2C	1.001	.938	.785	.819	1.376	1.609	1.458	1.575	1.246	1.386
MNC	.024	.036	.026	.000	.019	.008	.023	.027	.047	.030
MGC	3.638	3.583	3.896	3.640	2.903	2.819	2.822	3.119	2.808	2.866
C	4.991	5.000	5.000	5.000	4.982	5.000	5.000	4.984	5.000	5.000
FE2B	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
MNB	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
MGB	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
CAB	1.950	1.945	1.946	1.907	1.896	1.898	1.834	2.038	1.763	1.844
HAB	.050	.055	.054	.093	.104	.102	.166	.000	.237	.156
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.038	2.000	2.000
HAA	.130	.211	.050	.085	.275	.362	.351	.403	.104	.137
KA	.055	.067	.018	.000	.103	.169	.217	.211	.121	.183
A	.184	.279	.068	.085	.379	.530	.568	.614	.225	.320
TOTALCAT	15.175	15.279	15.068	15.085	15.361	15.530	15.568	15.637	15.225	15.320
XMG	.784	.793	.832	.816	.678	.637	.659	.664	.693	.674
NON	ACT HB	ACT HB	ACTINDL	ACT HB	MG HB	EDENITE	EDEN HB	MG HB	MG HB	

CARTE
de
LOCALISATION
des
ECHANTILLONS



5 Km

NOM DE L'ETUDIANT : *DIOH Edmond*

NATURE DE LA THESE : *Doctorat de 3° Cycle en GEOLOGIE, PETROLOGIE et MINERALOGIE*

VU, APPROUVE ET PERMIS D'IMPRIMER 1080

NANCY, le **21 NOV. 1986**

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I


R. MAINARD

