



HAL
open science

**Géochronologie et Géochimie des Formations
Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en
Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition
Archéen-Protérozoïque**

Alain-Nicaise Kouamelan

► **To cite this version:**

Alain-Nicaise Kouamelan. Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque. Géochimie. Université Rennes 1, 1996. Français. NNT : . tel-00653760

HAL Id: tel-00653760

<https://theses.hal.science/tel-00653760v1>

Submitted on 20 Dec 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

A. N. KOUAMELAN

ISSN 1240-1498

ISBN 2-905532-72-6

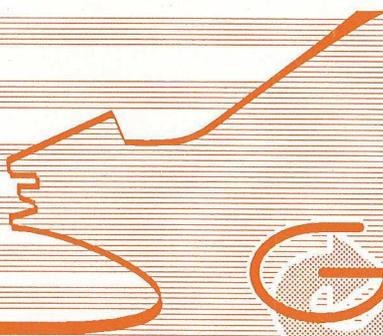
**géochronologie et géochimie
des formations archéennes
et protérozoïques de la dorsale
de Man en Côte d'Ivoire**

Implications pour la Transition
Archéen-Protérozoïque

MEMOIRES

1996

n° 73



Géosciences
Rennes

MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

n° 73

Alain Nicaise KOUAMELAN

**Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes
et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire.
Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 3 Mai 1996**

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)**

1996

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-72-6

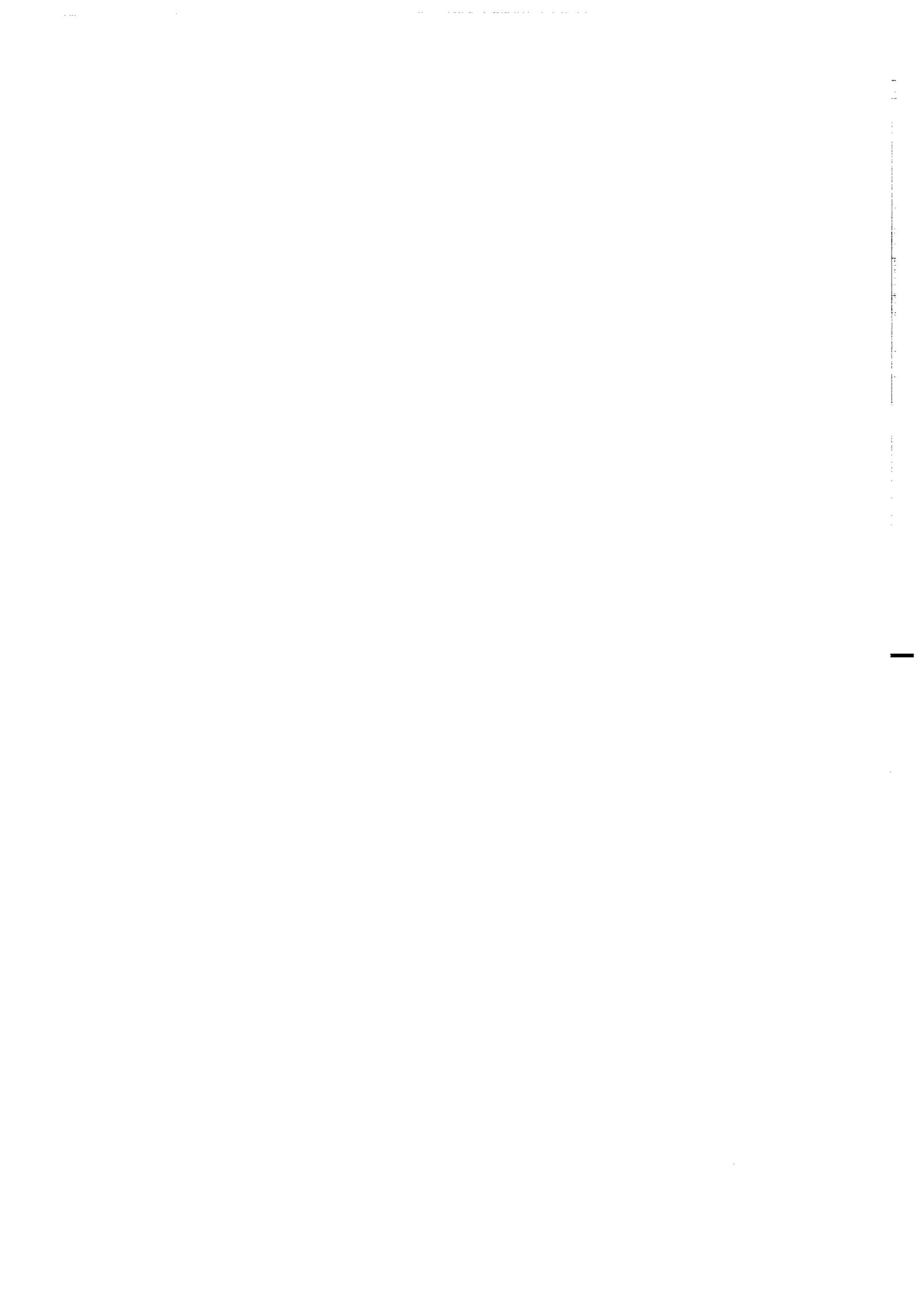
1996

**GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042-RENNES Cédex (France)**

Alain Nicaise KOUAMELAN

**Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et
Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire.
Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque.**

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 73, 290 p.



Remerciements

Ce travail est l'aboutissement de trois années d'étude passées au laboratoire de géochronologie et de géochimie isotopique de Géosciences Rennes (UPR CNRS 4661, Campus de Beaulieu, Université de Rennes I). Je tiens à remercier M. JJ. Peucat (Directeur de Recherche - CNRS) qui a accepté de m'encadrer et sans qui ce travail n'aurait pas vu le jour.

Je dois une reconnaissance particulière à C. Delor (Ingénieur BRGM - Orléans) qui m' a associé au Projet FAC II, mettant ainsi à ma disposition les moyens pour la collecte des échantillons sur le terrain.

Je dis un grand merci à tout le personnel du laboratoire de géochronologie et de géochimie isotopique de Géosciences Rennes (techniciens et chercheurs) pour leur soutien et leur gentillesse.

Je remercie R. Capdevila pour ces critiques constructives quant à l'interprétation des données géochimiques (éléments majeurs et en traces) et M. Ballèvre avec qui je me suis familiarisé à la pétrologie du métamorphisme.

Merci aux membres du jury pour avoir accepté de juger ce travail et surtout à R. Caby et à A. Cocherie, les rapporteurs et à B. Auvray, le Président.

Enfin, merci à tous les amis de France et d'ailleurs, ainsi qu' à ma famille pour le soutien et les encouragements qu'ils m'ont prodigués pendant toutes ces années.

Abstract.....	1
Introduction.....	3
Première Partie.- Le domaine Archéen	5
Chapitre I.- Cadre géologique et aperçu sur l'évolution de la croûte continentale	7
I-. Le domaine Archéen de la Dorsale de Man	9
A. Le complexe de base	9
1-. En Côte d'Ivoire.....	9
2-. Au Liberia.....	12
3-. La Sierra Leone.....	12
4-. La Guinée	14
B. Les roches supracrustales.....	14
1-. En Sierra Leone.....	14
2-. La Côte d'Ivoire	15
C. Données isotopiques antérieures.....	16
1-. Géochronologie.....	16
a. Le Léonien	16
b. Le Libérien.....	16
2-. Géochimie isotopique.....	16
II-. Origine et évolution de la croûte continentale.....	17
A. La croûte continentale	17
1-. Formation de la croûte continentale	18
a. Accrétion latérale	18
b. Sous-placage crustal (underplating)	19
2-. Implication pour l'évolution du manteau	19
B. Origine des granulites	20
III-. Cas de la Dorsale de Man	21
Chapitre II.- Lithologie.....	23
I-. Le domaine granulitique Nord.....	27
A. Les gneiss gris granulitiques	27
B. Les granulites roses	27
C. La charnockite de Mangouin	28
D. Les granodiorites	28
II-. Le domaine granulitique et migmatitique intermédiaire.....	29
A. Le gneiss migmatitique à hypersthène.....	29
B. La granulite basique	30
C. L'orthogneiss œillé.....	30
D. Le gneiss alumineux.....	31
E. Le mobilisat anatectique.....	31
III-. Le domaine Sud des gneiss migmatitiques à biotite.	32
A. Les gneiss migmatitiques à biotite.....	32
B. Le gneiss charnockitique.....	32
C. Le gneiss intermédiaire.....	33
D. La granulite rose	33
IV-. Les formations d'âge Birimien	33
Chapitre III.- Les metabasites de Kouibli: des granulites de haute pression	35
I-. La transition amphibolite-granulite dans les metabasites.....	37
A. Le système CMASH.	37
B. Effet du partage du Fe et du Mg.	40
C. Effet de Na ₂ O.....	40
D. Effet de H ₂ O.....	40
E. Conclusion.....	42
II-. Pétrographie et minéralogie.....	42

A. La paragenèse primaire.....	42
1-. Le grenat.....	44
2-. Le clinopyroxène.....	44
3-. L'amphibole brun-rouge.....	44
4-. Le plagioclase.....	48
5-. Le quartz.....	48
6-. Les oxydes.....	48
B. Textures réactionnelles et phases secondaires.....	48
1-. L'orthopyroxène.....	48
2-. Le clinopyroxène.....	48
3-. Le plagioclase.....	50
4-. Les amphiboles brun-vert et vertes.....	50
5-. L'ilménite et la magnétite.....	50
III-. Evolution paragenétique.....	50
A. Signification de la paragenèse primaire.....	50
B. Interprétation des textures réactionnelles.....	51
C. Réactions simultanées ou successives?.....	51
D. Evolution P-T.....	52
IV-. Estimation des conditions P et T.....	52
A. Géothermométrie.....	53
1-. Le géothermomètre Grt-Cpx.....	53
2-. Le géothermomètre Grt-Hbl.....	53
3-. La teneur en Ti de l'amphibole.....	53
4-. Discussion.....	55
B. Géobarométrie.....	55
1-. Equilibre Grt-Cpx-Pl-Qtz (assemblage primaire).....	55
2-. Equilibre Grt-Ru-Ilm-Pl-Qtz (assemblage primaire).....	56
3-. Equilibre Grt-Cpx-Pl-Qtz (associations secondaires).....	56
4-. Equilibre Grt-Opx-Pl-Qtz.....	56
5-. Discussion.....	56
V-. Discussion.....	56
A. Mise en évidence de granulites de haute pression dans le domaine de Man.....	56
1-. Histoire P-T des métabasites.....	57
2-. Répartition des granulites de haute pression.....	58
B. Genèse des granulites de haute pression.....	58
Chapitre IV.- Source et origine des protolithes.....	71
I-. Mobilité des éléments.....	73
II-. Caractères géochimiques des roches étudiées.....	75
A. Le domaine granulitique Nord.....	75
1-. Les gneiss gris granulitiques.....	75
2-. La charnockite MANG-1.....	78
3-. Les granulites roses.....	81
4-. Les granodiorites.....	81
B. Le domaine granulitique et migmatitique intermédiaire.....	84
1-. Le gneiss migmatitique à hypersthène.....	84
2-. La granulite basique KOU-2.....	84
3-. L'orthogneiss œillé.....	87
4-. Le mobilisat anatectique.....	87
C. Domaine Sud des migmatites à biotite.....	89
1-. Les gneiss migmatitiques à biotite.....	89
2-. Les formations du Mt Douan.....	89
a. Le gneiss charnockitique GUE-1.....	89
b. Le gneiss intermédiaire GUE-3.....	91
c. Les granulites roses.....	91
D. Les formations d'âge Birimien de Toulépleu.....	91
III-. Conclusion.....	94

Chapitre V.-Protolithes archéens, métamorphisme archéen et recyclage au Birimien: l'apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique. 99

I.- Quelques généralités sur les systèmes analytiques utilisés	101
A. Le système Sm-Nd	101
1-. Radiochronologie.....	101
2-. Evolution isotopique du Nd.....	103
B. Le système Rb-Sr.....	104
1-. Datation des minéraux	104
2-. Evolution isotopique du Sr.....	104
C. Le système U-Pb	105
1-. La méthode monozircon (Kober, 1986).....	108
a. Procédure analytique.....	108
b. Les avantages.....	108
c. Les inconvénients.....	109
2-. La méthode monomonazite.....	109
3-. U-Pb sur monazite	110
4-. Pb-Pb sur grenat (Frei et Kamber 1995)	110
5-. La méthode monosphène	110
II.- Résultats et interprétation.....	111
A. Le domaine granulitique Nord	111
1-. Nd-Sr sur roche totale	111
a. Les gneiss gris tonalitiques	111
b. La charnockite MANG-1.....	115
c. Les granulites roses TON-3.....	115
d. La granodiorite YOR-2.....	115
2-. Ages sur minéraux	115
2.1-. Les gneiss gris tonalitiques.....	116
a. Morphologie et structure interne des zircons.....	116
b. Les âges.....	116
2.2-. La charnockite.....	120
a. Age monozircon.....	120
* Morphologie et structure interne des zircons.	120
* Les âges.....	120
b. Age monomonazite	121
2.3-. Les granulites roses.....	121
a. Age monozircon.....	121
* Morphologie et structure interne des zircons.	121
* Les âges.....	121
b. Age Sm-Nd roche totale-grenat	124
c. Age Pb-Pb sur grenat.....	124
2.4-. La granodiorite	124
3-. Conclusion	125
B. Le domaine granulitique et migmatitique intermédiaire.....	126
1-. Nd-Sr sur roche totale	126
a. Le gneiss migmatitique à hypersthène	126
b. La granulite basique	126
c. L'orthogneiss ceillé	126
d. Le métasédiment	126
e. Le mobilisat anatectique	127
2-. Ages sur minéraux	127
2.1-. Le mobilisat anatectique TRO-4.....	127
a. Age monozircon.....	127
b. Age monomonazite	127
c. Age Pb-Pb sur grenat.....	128
d. Age Sm-Nd grenat-roche totale	130
e. Age Rb-Sr sur biotite	130

2.2-	Le métasédiment	131
a.	Age monozircon.....	131
b.	Age monomonazite	132
c.	Age Sm-Nd grenat-roche totale.....	132
d.	Age Rb-Sr sur biotite et grenat.....	133
2.3-	L'orthogneiss œillé.....	133
a.	Age monozircon.....	133
b.	Age monosphène.....	134
2.4-	La granulite basique	135
3-	Conclusion	135
C.	Le domaine Sud des gneiss migmatitiques à biotite	136
1-	Nd-Sr sur roche totale	136
a.	Les gneiss charnockitiques.....	136
b.	Les gneiss migmatitiques à biotite	137
2-	Agés sur minéraux	137
2.1-	Les gneiss charnockitiques	137
2.2-	Les gneiss migmatitiques à biotite	137
a.	Agés monozircon.....	137
*	Morphologie et structure interne des zircons	137
*	Les âges.....	138
b.	Age monazite	138
c.	Age Sm-Nd roche totale-grenat.....	141
3-	Conclusion	142
D.	Les formations d'âge Birimien de Toulépleu	142
1-	Nd-Sr sur roche totale	142
2-	Age monozircon	143
a.	Morphologie et structure interne des zircons.....	143
b.	Les âges.....	143
3-	Conclusion	143
III-	Discussion générale sur la Dorsale de Man.....	143
A.	Agés des Protolithes.....	143
B.	Magmatismes et métamorphisme granulitique.....	145
C.	L'influence birimienne	145
1-	l'influence précoce	145
2-	L'influence majeure	147
3-	La cause	147
D.	L'événement vers 1600 Ma.....	148
E.	Comportement des géochronomètres (Pb-Nd-Sr)	148
1-	Domaine granulitique Nord	148
2-	Domaine granulitique et migmatitique intermédiaire.....	148
3-	Le domaine des gneiss migmatitiques à biotite.....	149
Deuxième partie.- Domaine Protérozoïque de la Côte d'Ivoire: mise en évidence d'une zone de transition.....		167
Introduction.- Cadre géologique.....		169
I-	Lithostratigraphie du Birimien (tab. 1).....	171
A.	Le socle granito-gneissique.....	171
B.	Ceintures volcano-sédimentaires.....	171
1-	Les ceintures volcaniques	171
2-	Les bassins sédimentaires	173
C.	Les granitoïdes birimiens	175
II-	Contexte structural du Birimien (tab. 2).....	175
III-	Données isotopiques antérieures	176
III-	Zones d'étude.....	176
Chapitre I.- Domaine de transition: mise en évidence d'une contamination et de reste de croûte archéens.....		177
I-	Contexte lithologique et Pétrographie des différents ensembles.....	179

A. Le domaine Nord	179
1- Le socle granito-gneissique	179
2- Ensemble volcano-sédimentaire	179
3- Les massifs granitiques intrusifs	181
B. Le domaine Centre.....	181
1- La zone de Séguéla.....	181
1.1- Le socle granito-gneissique.....	181
1.2- Le massif intrusif de Séguéla.....	181
2- La zone de Vavoua	182
2.1- Le socle granito-gneissique.....	182
2.2- Les leucogranites.....	182
C. Le domaine SASCA (sud).....	182
1- Le leucogranite de Issia.....	183
2- La zone de Soubré.....	183
2.1- Le gneiss tonalitique de base	183
2.2- Le faciès acide (SOK-1b).....	184
3- La zone Sassandra - San-Pedro.....	184
3.1- L'orthogneiss tonalitique de Balmer.....	184
3.2- Les micaschistes de Kounoukou.....	184
3.3- La granodiorite orientée de Sassandra.....	185
II- Etude des éléments majeurs et en traces.....	185
A. Mobilité des éléments	185
B. Caractères géochimiques des formations	187
1- Le domaine Nord.....	187
a. Les gneiss du socle	187
b. Les volcanites	191
c. Le granite intrusif de Boundiali.....	191
2- Le domaine Centre	191
2.1- La zone de Séguéla	191
a. Le socle granito-gneissique	191
b. La granodiorite intrusive	193
2.2- La zone de Vavoua.....	196
a. Les gneiss de socle.....	196
b. Les leucogranites.....	196
3- Le domaine SASCA.....	199
3.1- le leucogranite de Issia	199
3.2- La zone de Soubré.....	199
a. L'orthogneiss de base	199
b. Le faciès acide.....	199
3.3- La zone Sassandra - San-Pedro.....	199
a. L'orthogneiss de Balmer (SA-3)	199
b. Le quartzite micacée à grenat	201
c. La granodiorite orientée	201
C. Conclusion	201
III- Géochronologie et géochimie isotopique.....	204
A. Le Domaine Nord.....	204
1- Nd-Sr sur roche totale	204
a. Le socle granito-gneissique	204
b. Les volcanites de la ceinture de la Bagoué.....	206
2- Age monozircon	206
a. Le socle granito-gneissique	206
b. L'andésite BD510.....	207
B. Le domaine Centre.....	207
1- La zone de Séguéla.....	207
a. Nd-Sr sur roche totale	207
b. Age monozircon.....	207
c. Age monazite	208

d. Age sphène	209
2-. La zone de Vavoua	209
2.1-. Le socle granito-gneissique.....	209
a. Nd-Sr sur roche totale	209
b. Age monozircon.....	209
2.2-. Les leucogranites.....	210
C. Le domaine SASCA.....	210
1-. Le leucogranite de Issia.....	210
a. Nd sur roche totale.....	210
b. Age monozircon.....	210
2-. La zone de Soubré.....	211
a. Nd sur roche totale.....	211
b. Age monozircon.....	211
3-. La zone de Sassandra - San-Pedro	211
3.1-. L'orthogneiss tonalitique de Balmer.....	211
a. Nd sur roche totale.....	211
b. Age monozircon.....	212
3.2-. Le quartzite micacé à grenat.....	212
3.3-. La granodiorite orientée de Sassandra.....	212
4-. Conclusion	213
a. Le socle archéen.....	213
b. Le socle birimien.....	213
c. Les volcanites.....	213
d. le métasédiment	214
e. les leucogranites.....	214
Chapitre II.- Est de la Côte d'Ivoire: existence d'une phase précoce	
birimienne.....	223
I-. Katiola.....	225
A. Aperçu géologique de la région.....	225
1-. Les formations sédimentaires	225
2-. Les formations d'origine plutono-volcanique.....	225
3-. Métamorphisme et tectonique	227
B. Bref aperçu des échantillons étudiés.....	227
C. Géochimie et géochronologie isotopique	227
1-. Nd-Sr sur roche totale	227
a. Le métasédiment arkosique	227
b. Les formations volcaniques et subvolcaniques.....	229
c. Les intrusifs précoces.....	229
d. Petit massif granitique circonscrit.....	229
e. Les intrusifs tardifs	229
* Le granite à biotite	229
* Le leucogranite KT116.....	229
f. Résumé	229
2-. Ages minéraux.....	231
2.1-. Le métasédiment arkosique	231
2.2-. La rhyolite	231
2.3-. Le leucogabbro.....	233
2.4-. Les intrusifs précoces	233
a. La granodiorite	233
b. Le granite à pyroxène.....	233
2.5-. Petit massif granitique circonscrit.....	234
2.6-. Les intrusifs tardifs.....	234
a. Le granite à biotite.....	234
b. Le leucogranite	234
* Age monozircon.....	234
* Age monomonazite	235
3-. Conclusion	235

II- les régions de Nassian, MBahiakro et Dabakala.....	236
A. Le socle granito-gneissique de Nassian.....	236
B. Les ceintures volcano-sédimentaires de Dabakala	236
1- La ceinture de la Kinkéné.....	236
2- Le sillon de Fètèkro	238
C. MBahiakro.....	238
D. Conclusion	238
III-. Discussion	238
Troisième partie: Synthèse générale.....	245
I-. Archéen de Man.....	247
A. Pétro-métamorphisme.....	247
B. Précision géochronologique.....	247
C. L'influence birimienne	248
1- Événement précoce.....	248
2- Événement majeur.....	248
II-. Protérozoïque.....	249
A. Le domaine de transition.....	249
1- Contamination	249
2- Le manteau appauvri au Birimien.....	252
3- Histoire crustale	254
B. Le Centre-Nord et l'Est Côte d'Ivoire.....	254
1- Katiola.....	254
2- Régions de Nassian, Dabakala et MBahiakro.....	255
C. Conclusion	255
III-. Modèle géodynamique.....	255
IV-. Perspectives.....	258
Bibliographie	261
Méthodes analytiques	277
Broyage.....	277
Séparation des phases minérales.....	277
Séparation magnétique	277
Liqueur dense	277
Fluorescence X.....	279
Chromatographie sur colonne.....	279
Dissolution de l'échantillon.....	279
Rb-Sr.....	279
Sm-Nd.....	279
U-Pb	280
Les standards	280
Bref aperçu sur la typologie des Zircons.....	282
Quelques généralités sur le zircon	282
Morphologie	282
Critères de classification	282
Les angles	283
prisme 100.....	283
prisme 110.....	283
Forme et contour du cristal	283
Détermination des populations	284
Zircon: indicateur pétrogénétique.....	284
Bibliographie.....	284
Bref aperçu sur la radiochronologie	288
Exemple du Pb.....	288

Abstract

The “Dorsale de Man” (Western Africa, Ivory Coast) is divided into two domains: Archean to the West and Proterozoic to the East, separated by the transcurrent Sassandra Fault. This situation gives a unique opportunity for studying the Archean-Proterozoic transition.

In the **Archean domain**, Sm-Nd model ages show that mantellic differentiation took place between 3.2 and 3.5 Ga. Oldest zircon inherited age of 3.2 Ga, already indicates a crustal recycling ($E_{Nd} = -0.5$) at this time. The major magmatic and metamorphic event, the Liberian event (2.8 Ga), is recorded in this domain. Datation of mineral assemblages (zircon, monazite, garnet, sphene) indicates an important recycling of the Archean rocks during the Birimian event (i.e. 2.1 Ga). The earliest influence occurs at around 2250 ± 30 Ma and the major one at around 2100 ± 40 . Partial and total resetting of U-Pb and Sm-Nd geochronometers indicate high temperature conditions during the Birimian event. Mafic granulites record a clockwise P-T path with an early high pressure episode ($850 \pm 30^\circ\text{C}$ and 11 ± 1 kbar) followed by a near-isothermal decompression (up to $720^\circ\text{C} \pm 30$ and 7 ± 1 kbar). Biotite-bearing migmatitic gneisses from the Logoualé area give monazite age at 2074 ± 7 Ma. Nd model ages and inherited cores within zircons strongly argue in favour of an Archean origin for these gneisses. The thermal flow generated during the ascension of Birimian magmas could be the cause of the recycling of the Archean domain.

In the **Proterozoic domain** (Baoulé-Mossi domain), some Archean contamination is inferred because of the presence of inherited zircons. This means that the Baoulé-Mossi domain was generated not very far from the Archean continent. This leads us to support a model involving rifting of an Archean protocontinent for the building of the Proterozoic domain of the “Dorsale de Man”.



Introduction

L'Archéen et le Protérozoïque Inférieur représentent plus de la moitié de l'histoire de la Terre (de 4,5 à 2,0 Ga environ). La connaissance de l'ensemble de cette période se révèle donc très importante pour la compréhension de la création de la croûte continentale. Les dernières études sur le domaine archéen de la Dorsale de Man sont celles de Camil (1984) dans la région de Man en Côte d'Ivoire. Ses travaux de pétrographie, de pétrologie et de géochronologie ont permis de mieux comprendre l'histoire de cette portion du Craton Ouest-Africain. Dans la Dorsale Réguibat, Potrel (1994) a apporté une contribution importante en mettant en évidence les plus vieilles roches du craton avec un âge à 3,5 Ga (U-Pb à la sonde ionique). Dans le domaine protérozoïque, Abouchami et al. (1990) et Boher et al. (1992) ont montré le caractère juvénile des roches. Ces auteurs définissent ainsi un épisode important de croissance crustale dans le Craton Ouest-Africain à 2,1 Ga.

La limite inférieure de l'Archéen se situe vers 2500 Ma. Quelques événements métamorphiques et/ou magmatiques sont connus à cette époque dans presque tous les cratons. Mais c'est en Inde (dans le Craton du Dharwar) que les manifestations semblent les plus importantes avec la mise en place de formations juvéniles (granite du Closepet, tonalite de Krisnaghiri par exemple) (Peucat et al., 1989 et 1993; Jayananda et al., 1995).

Les premières manifestations du Protérozoïque Inférieure se situent vers 2250 Ma. Les zircons les plus anciens (2246 ± 4 Ma en U-Pb sur monograin) se retrouveraient au Ghana dans des sédiments birimiens (Davies et al., 1994).

La transition entre l'Archéen et le Protérozoïque se situe donc globalement entre 2500 et 2250 Ma.

Le but de ce travail est d'étudier la transition entre l'Archéen et le Protérozoïque de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire à partir d'une approche essentiellement géochronologique et géochimique. La méthodologie utilisée est une analyse systématique des phases minérales que sont le zircon, la monazite, le grenat, le sphène, la biotite, les feldspaths. La méthode par évaporation directe de Pb sur monograin de zircon (Kober 1986) est le principal moyen de datation utilisé. Cette méthode a été appliquée avec succès à la monazite et même au sphène. C'est l'innovation technique apportée par ce travail.

La première partie du mémoire est consacrée à l'étude du domaine archéen de la Côte d'Ivoire. L'objectif principal est de préciser la géochronologie de la région de Man, mais surtout de mettre en évidence l'implication des formations archéennes dans les événements qui vont créer la croûte birimienne au Protérozoïque inférieur.

Dans l'introduction de cette partie (Chapitre I), nous présenterons le cadre géologique en faisant un rappel de la géologie du domaine archéen de la Dorsale de Man. Ainsi, nous esquisserons de façon brève la géologie de la Sierra Leone, du Liberia et de la Guinée, en plus de celle de la Côte d'Ivoire. Dans un deuxième point, nous résumerons les principales hypothèses qui tentent de décrire la formation de la croûte continentale. Nous évoquerons aussi les granulites en essayant également de faire une brève synthèse de ce que l'on sait sur les différents mécanismes qui conduisent à leur formation.

Dans le chapitre II, nous faisons une étude sommaire de la pétrographie de roches étudiées.

Le chapitre 3 est consacré à l'étude minéralogique détaillée d'une granulite basique localisée au sud de la faille de Man-Danané, non loin de la faille du Sassandra, dans la région de Kouibli. Cette granulite se caractérise par la présence de minéraux déstabilisés dont le grenat et le clinopyroxène. Des calculs thermobarométriques nous permettront d'estimer les conditions P-T des deux paragenèses reconnues.

Le chapitre IV traitera de la distribution des éléments majeurs et des éléments traces dans les échantillons étudiés. Nous essaierons ainsi de contraindre l'origine et la source des différents ensembles.

La géochronologie et la géochimie isotopiques feront l'objet du chapitre V. A partir d'analyses sur roche totale et sur minéraux ainsi que par la combinaison de différentes méthodes (U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd et Rb-Sr), nous essaierons de contraindre l'histoire de cette portion de croûte archéenne de la Dorsale de Man.

La deuxième partie du mémoire est consacrée au domaine protérozoïque, localisé à l'Est de la faille du Sassandra. Le principal objectif est de mettre en évidence une zone de transition en étudiant les formations situées non loin du domaine Archéen. Si une transition existe, comment se manifeste-t-elle sur le plan isotopique? Des analyses ponctuelles ont également été effectuées dans le reste du domaine protérozoïque.

Nous procéderons de la même façon que dans la première partie, surtout dans le chapitre I. Dans celui-ci, nous présenterons d'abord le cadre géologique. Nous ferons ensuite une brève étude pétrographique, puis nous étudierons la distribution des éléments majeurs et des éléments traces. Enfin, nous présenterons les résultats des analyses isotopiques (géochronologie et géochimie).

Dans le chapitre 2, nous présenterons uniquement des résultats de géochronologie et de géochimie isotopiques. Le travail effectué rentre dans le cadre de coopérations diverses avec d'une part le BRGM et La Direction des Mines et de la Géologie d'Abidjan, et d'autre part, l'Université d'Orléans.

La troisième partie est une synthèse générale des résultats obtenus. Nous proposons également dans cette partie un modèle pour la genèse des ensembles Archéen et Protérozoïque de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire.

Le plan suivi au sein des différents chapitres peut sembler fastidieux pour le lecteur. Mais nous croyons que c'est l'une des meilleurs façons de mettre en évidence les différents points étudiés.

Première Partie

LE DOMAINE ARCHEEN DE LA REGION DE
MAN EN
CÔTE D'IVOIRE

Mise en évidence d'un recyclage au Protérozoïque inférieur

Chapitre I

I- Cadre géologique

II- Aperçu sur l'évolution de la croûte continentale



Le Craton Ouest Africain défini par Rocci en 1965, affleure en trois endroits de tailles inégales à travers la couverture sédimentaire. Les deux zones d'affleurement majeures sont au Nord, la Dorsale Réguibat et au Sud, la Dorsale de Man, séparées par le bassin de Taoudéni (Post-Hercynien) (fig. 1.1). Entre ces deux principales zones apparaissent les fenêtres de Kayes et de Kéniéba, au sud-ouest du bassin de Taoudéni. Le craton est limité à l'Est par la zone mobile de l'Afrique Centrale composée au Nord, de la Chaîne Pharusienne et au Sud de la chaîne des Dahoméyides. Ces deux chaînes panafricaines sont séparées par le bassin du Niger (Post-Hercynien). Du côté Ouest, il est limité au Nord par les Mauritanides qui sont des chaînes hercyniennes et au Sud par la ceinture mobile du Kasila qui est panafricaine. Ces deux ensembles sont séparés par le bassin Sénégal-Mauritanien (Mésozoïque).

La Dorsale Réguibat concerne le Sahara Occidental, le Nord de la Mauritanie et s'étend jusqu'en Algérie. Elle est composée de deux zones. L'une comprenant l'Ouest et le Centre où dominent les roches archéennes. L'autre à l'Est, à cheval entre la Mauritanie et l'Algérie, composée essentiellement de formations protérozoïques.

La Dorsale de Man présente un schéma identique. A l'Ouest les formations archéennes, et à l'Est, les formations protérozoïques inférieures. Ces deux ensembles sont séparés par la faille du Sassandra orientée N-S.

I-. Le domaine Archéen de la Dorsale de Man

Le domaine archéen de la Dorsale de Man concerne l'extrême Ouest de la Côte d'Ivoire, une grande partie du Liberia et de la Guinée et toute la Sierra Leone (fig. 1.2). Ce domaine est encore appelé Kenema-Man, respectivement du nom des régions de Sierra Leone et de Côte d'Ivoire où le socle libérien avait été particulièrement bien étudié. Les datations radiométriques existantes à l'heure actuelle permettent de distinguer deux principaux stades tectono-métamorphiques. Le premier est le **Léonien** (≥ 3 Ga); il a été défini en Sierra Leone par MacFarlane et al. (1980). Les âges radiométriques placent cet événement vers 3 Ga (Beckinsale et al., 1980; Camil, 1984; Calvez in Boher, 1991). Le second est le **Libérien** (autour de 2,7 Ga); c'est l'événement magmatique et métamorphique le plus marqué dans le domaine archéen de la Dorsale de Man. Plus de 80% des datations radiométriques effectuées depuis plus de vingt ans tombent dans l'intervalle d'âge compris entre 2650 et 2850 Ma, en systématique Rb-Sr.

Sur le plan lithologique, deux grands ensembles se distinguent: un complexe de base constitué essentiellement de migmatites et de gneiss granulitiques, souvent désigné par le terme granito-gneiss; le second ensemble constitue les ceintures de roches supracrustales qui reposent en discordance sur le premier ensemble (Wood, 1972). Des granites et des charnockites sont associés à ces deux ensembles soit sous forme d'intrusions dans le socle granito-gneissique, soit sous forme de mobilisat anatectique.

A. Le complexe de base

1-. En Côte d'Ivoire

Legoux (1939) est l'un des premiers géologues à définir le complexe de base du domaine archéen de la Côte d'Ivoire. Il le décrit comme un ensemble continu qui s'étale d'un pôle granitique à un pôle noritique. Dans la série granitique, il inclut toutes les roches leucocrates à orthose ou microcline

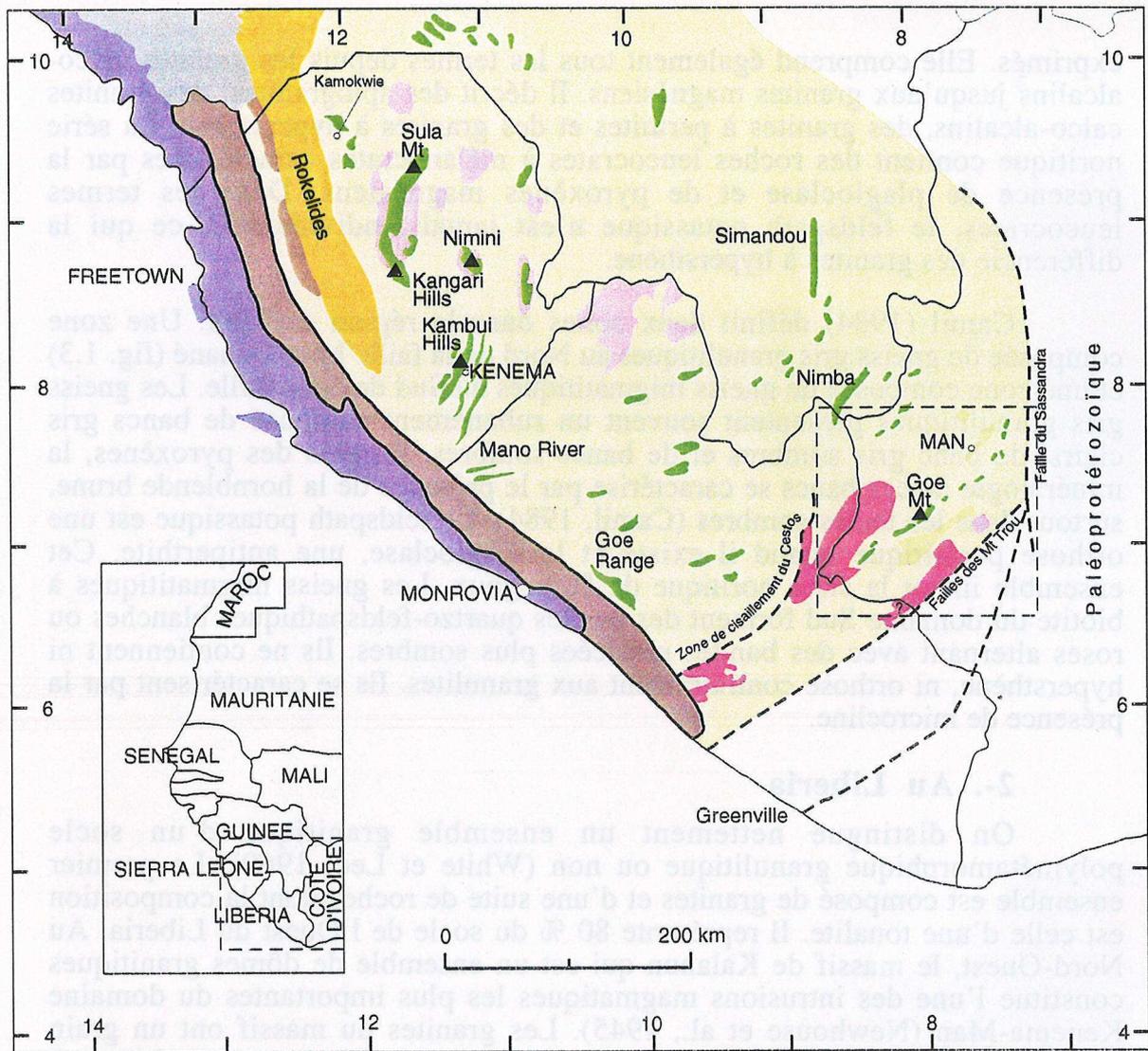
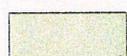
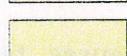
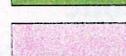
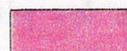


Fig. 1.2-. Domaine Archéen de la dorsale de Man

Archéen

- | | | | |
|---|--|---|---------------------------|
|  | Socle Granito-gneissique |  | Ceintures supracrustales |
|  | Charnockites et gneiss charnockitiques |  | Granitoïdes supracrustaux |

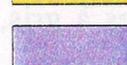
Protérozoïque

- | | |
|---|---|
|  | roches volcaniques, granitoïdes et sédiments Birimien s |
|---|---|

Protérozoïque supérieur

- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | Ceinture de Kasila: socle archéen réactivé au Panafricain |  | Ceinture de Marampa: ceintures supracrustales archéennes réactivées au Panafricain |
|---|---|---|--|

Couverture sédimentaire

- | | | | |
|---|---|---|-----------------------------|
|  | Rokel River Group: Protérozoïque supérieur à Cambrien inférieur |  | Bassin de Bové: Paléozoïque |
|  | Couverture Méso-Cénozoïque | | |

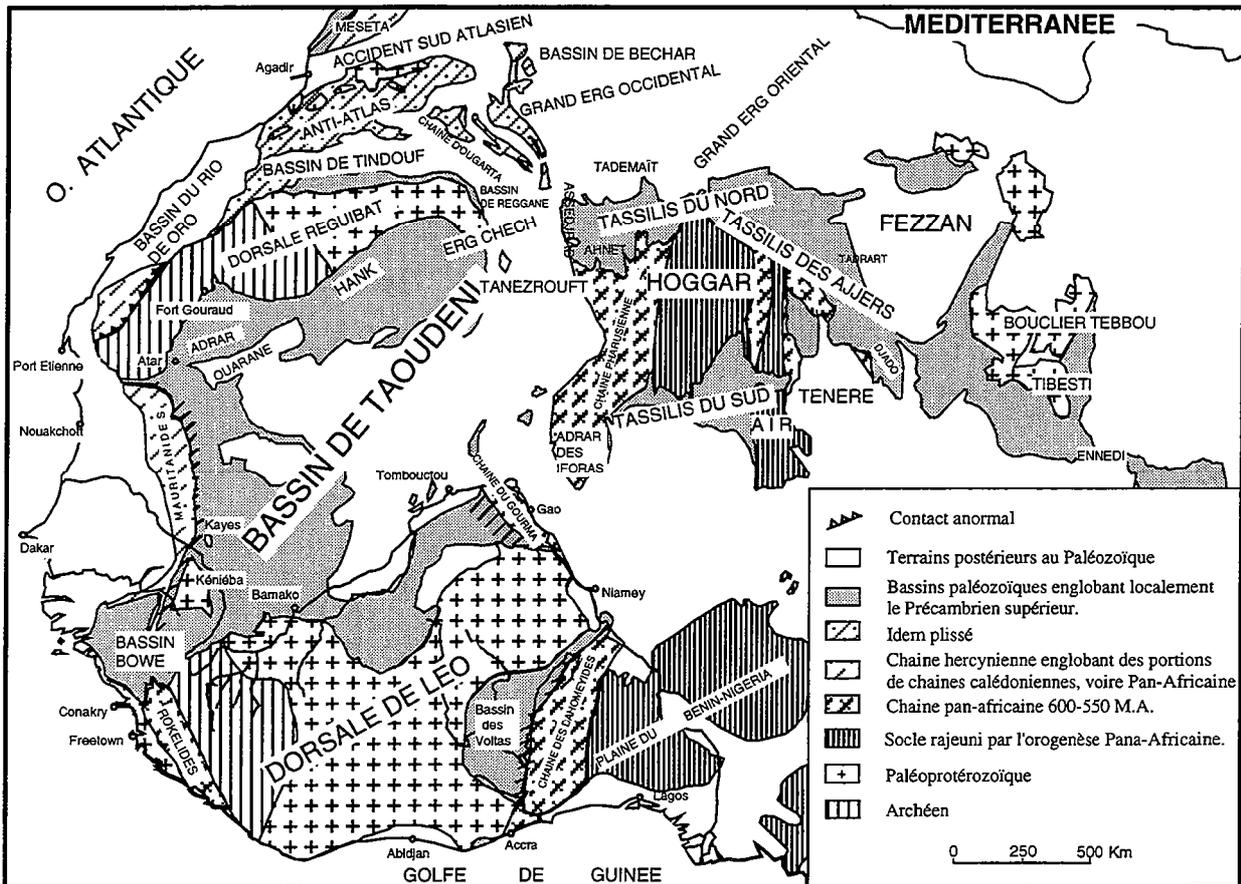


Fig. 1.1- Carte géologique schématique de l'Afrique occidentale.

(d'après Trompette 1973 et Dallmeyer & Lécorché 1990)

exprimés. Elle comprend également tous les termes depuis les granites calco-alcalins jusqu'aux granites magnésiens. Il décrit des aplogranites, des granites calco-alcalins, des granites à perthites et des granites à hypersthène. La série noritique contient des roches leucocrates à mélanocrates caractérisées par la présence de plagioclase et de pyroxènes magnésiens. Dans les termes leucocrates, le feldspath potassique n'est jamais individualisé, ce qui la différencie des granites à hypersthène.

Camil (1984) définit deux zones dans la région de Man. Une zone composée de gneiss gris granulitiques au Nord de la faille Man-Danané (fig. 1.3) et une zone composée de gneiss migmatitiques au Sud de cette faille. Les gneiss gris granulitiques présentent souvent un rubanement composé de bancs gris clairs, de bancs gris sombres et de bancs sombres. En plus des pyroxènes, la minéralogie de ces bancs se caractérise par la présence de la hornblende brune, surtout dans les faciès sombres (Camil, 1984). Le feldspath potassique est une orthose perthitique quand il existe et le plagioclase, une antiperthite. Cet ensemble inclut la série noritique de P. Legoux. Les gneiss migmatitiques à biotite du domaine Sud forment des bandes quartzo-feldspathiques blanches ou roses alternant avec des bandes micacées plus sombres. Ils ne contiennent ni hypersthène, ni orthose contrairement aux granulites. Ils se caractérisent par la présence de microcline.

2-. Au Liberia

On distingue nettement un ensemble granitique d'un socle polymétamorphique granulitique ou non (White et Leo, 1969). Le premier ensemble est composé de granites et d'une suite de roches dont la composition est celle d'une tonalite. Il représente 80 % du socle de l'Ouest du Liberia. Au Nord-Ouest, le massif de Kalahun qui est un ensemble de dômes granitiques constitue l'une des intrusions magmatiques les plus importantes du domaine Kenema-Man (Newhouse et al., 1945). Les granites du massif ont un grain moyen, ils sont riches en quartz, et leur composition est granitique à trondhjémitique. Les roches granulitiques forment une bande étroite large de 20 km parallèle à la côte au Nord et Sud-Est de Monrovia (fig. 1.2). Elles sont en partie affectées par l'orogénèse panafricaine. Mais en s'éloignant de la côte, des âges à 2600 Ma sont mis en évidence.

3-. La Sierra Leone

Les études géologiques en Sierra Leone ont été plus nombreuses, tant sur la plan cartographique, que sur le plan radiométrique. Ceci pour soutenir les travaux de recherche minière. Trois régions principales ont fait l'objet d'étude assez détaillée. Il s'agit du Nord au Sud des régions de Sula, de Kangari et de Kambui. Elles englobent les ceintures de roches supracrustales les plus importantes en extension du domaine Kenema-Man.

La région de Kambui, non loin de la frontière avec le Liberia se caractérise par l'abondance de granulites associées à des granites et des granites gneissiques. Ces granites se mettent en place dans les conditions de l'amphibolite faciès (Marmo, 1955). Les granulites possèdent des caractères pétrographiques semblables à ceux décrits en Côte d'Ivoire et au Liberia. Les régions de Sula et de Kangari sont des reliefs qui constituent les deux extrémités Nord et Sud de la ceinture schisteuse la plus importante de la Sierra Leone. Elle dessine un croissant au centre du pays. Ces régions se caractérisent par l'abondance de granites syn et tardi-cinématiques. Ils sont roses à gris, à

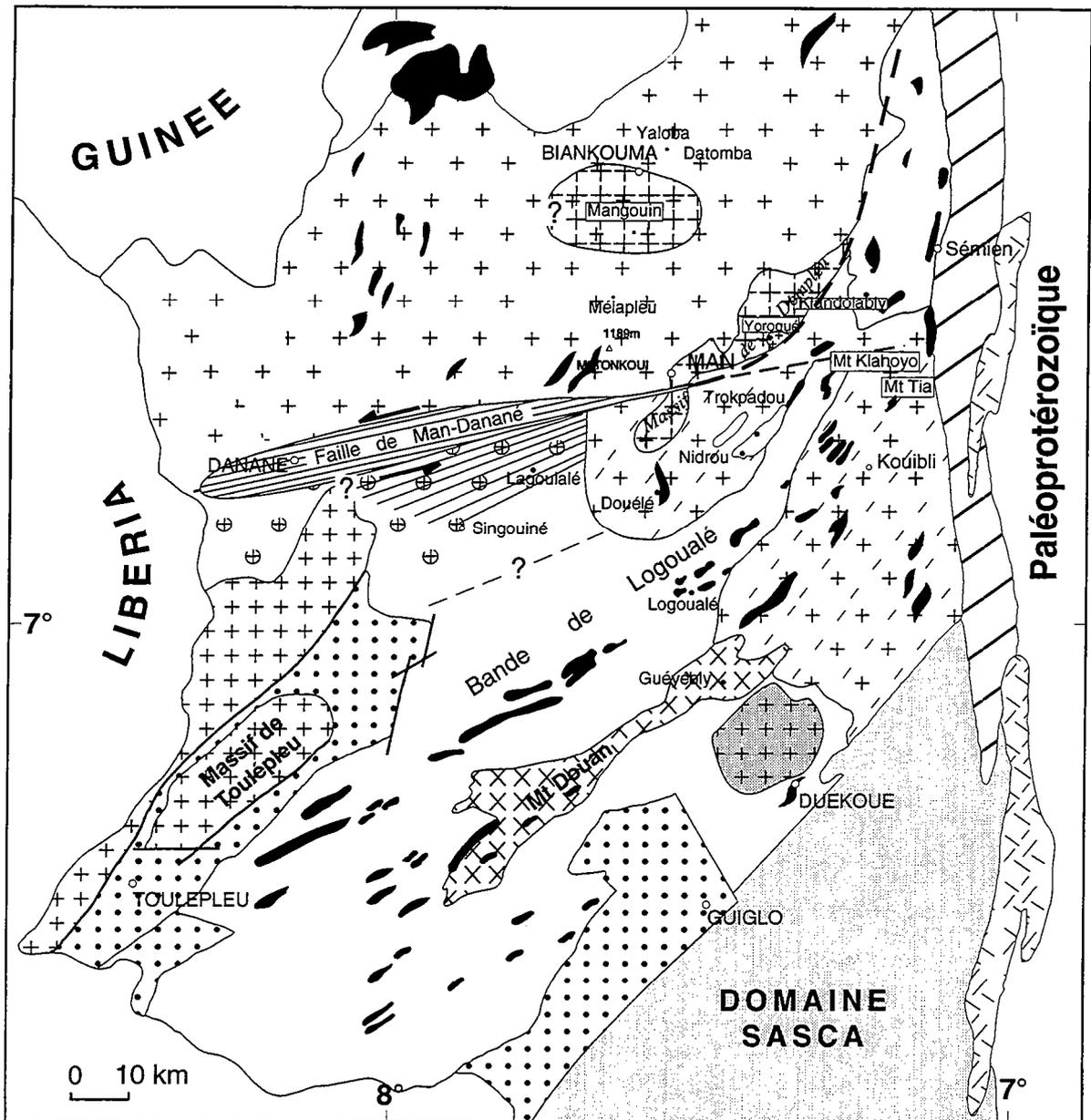


Fig. 1.3 - Archéen du craton Ouest-Africain en Côte d'Ivoire

D'après la carte au 1/1000000 de la Côte d'Ivoire, la carte de Camil (1984) et la carte de Papon (1973)

Domaine granulitique Nord

- Gneiss gris tonalitique
- Charnockite
- Amphibolo-pyroxénite avec ou sans quartzite
- Granodiorites

Domaine granulitique et migmatitique intermédiaire

- Migmatites à hypersthène
- Ilots de gneiss alumineux
- Orthogneiss œillés
- Amphibolo-pyroxénite avec ou sans quartzite

Domaine Sud des migmatites à biotites

- Migmatites à biotite
- Complexe des quartzites
- Gneiss charnockitiques et leptynites
- granite supracrustal

Formations d'âge Birimien de Toulépleu

- Granitoïdes
- Métasédiments

Faille

zone mylonitique de la faille de Man-Danané

zone mylonitique de la faille du Sassandra et volcanites birimiens

? contact ou contour inconnu

grains fin ou moyen, équigranulaires, rarement orientés. Ils forment des dômes, des veines, des dykes.

4-. La Guinée

C'est un pays dont les travaux de géologie sont assez peu connus. Les quelques études disponibles sont de Goloubinow (1938), Obermuller (1941) et Obermuller et Roques (1946). Elles concernent les régions de Macenta et de Mahana, non loin des frontières ivoirienne et libérienne. Les roches granitiques sont très abondantes. Ce sont des roches leucocrates calco-alcalines à biotite et rarement à amphibole. Des migmatites sont également décrites avec des caractères semblables aux roches de Man. Les charnockites sont peu abondantes et largement granitisées, contrairement aux régions de Man en Côte d'Ivoire et de Kambui en Sierra Leone. Par contre, l'abondance de granites dans le socle sous-jacent aux formations cristallophylliennes des Monts de Guinée est comparable aux Monts Kangari et Sula de Sierra Leone, où les granites sont très nombreux (fig. 1.2).

Les travaux les plus récents sont ceux de géochimie isotopique et de géochronologie de Boher et al. (1992) dans les formations protérozoïques à la limite du domaine archéen.

B. Les roches supracrustales

Les ceintures de roches supracrustales présentent une différence du point de vue de leur taille dans le domaine Kenema-Man. A l'Ouest, en Sierra Leone, les plus grandes ceintures s'étendent sur plus de 130 km. Elles sont globalement orientées N-S et forment plus ou moins des croissants. Tandis qu'à l'Est, en Côte d'Ivoire par exemple, les plus grandes ceintures font environ 10 km. Elles se présentent comme des lentilles orientées NE-SW (fig. 1.2).

Cette zonalité s'observe aussi au niveau de la lithologie. A l'Ouest de la Sierra Leone, les successions sont plus épaisses (>6 km), les roches mafiques et ultramafiques sont abondantes, alors que les formations ferrifères sont assez minoritaires (Rollinson, 1978). A l'Est en Côte d'Ivoire, les successions, beaucoup moins épaisses, sont dominées par des quartzites à magnétite (BIF) encore appelés itabirites. Entre ces deux extrêmes, les ceintures présentent des caractères intermédiaires.

Un autre caractère de cette différence est le degré de métamorphisme. En Côte d'Ivoire, les ceintures sont généralement granulitisées, alors qu'en Sierra Leone, elles se distinguent par des assemblages de grade bas à moyen.

Nous décrivons seulement les roches supracrustales de la Sierra Leone et de la Côte d'Ivoire car très peu d'études ont été faites sur la Guinée et le Liberia.

1-. En Sierra Leone

Comme nous l'avons déjà mentionné, les études en Sierra Leone ont été assez nombreuses, permettant ainsi une meilleure connaissance de la lithologie de ces grandes ceintures. Les datations radiométriques effectuées parallèlement amènent les géologues Sierra Léonais à définir le "Loko Group" et le "Kambui Supergroup". Leurs mises en place sont séparées dans le temps par le Léonien.

Le "Loko Group", localisé dans le Nord du pays (dans le district de Kamokwie) (fig. 1.2) a été étudié en détail par MacFarlane et al. (1980); Ces auteurs la considèrent comme la formation supracrustale la plus ancienne du

domaine archéen, à cause de l'existence de structures orientées E-W dans le socle sous-jacent, attribuées à l'événement Léonien. Il est principalement composé d'amphibolites métavolcaniques; auxquelles sont subordonnés des quartzites et des BIF. Des intrusions mafiques sont contemporaines de la mise en place de toutes ces formations.

Le "Kambui supergroup" se met donc en place après le léonien. A cause des caractères lithologiques qu'il présente, il est considéré comme une ceinture de roches vertes typique de l'Archéen (Windley, 1977). L'un des membres les plus importants du "Kambui Supergroup" est le "Sula group". Celui-ci se compose de deux formations (MacFarlane et al., 1980). A la base, la "Sonfon Formation" correspond à une amphibolite massive et rubanée avec des passages à pillow lavas. Cette pile volcanique est ultramafique à la base, puis mafique et calco-alcaline vers le haut de la série. Au sommet, la "Tonkoli Formation" est métasédimentaire. On note la présence de formations pélitiques et de psammites; et à des niveaux plus élevés topographiquement, des BIF apparaissent. La partie basale de cette formation est tuffacée. A l'instar du "Kambui supergroup", le Craton Ouest Africain est impliqué dans l'événement tectono-métamorphique Libérien. L'orientation prédominante des structures est globalement le Nord.

William (1978) interprète l'évolution métamorphique du domaine Kénéma-Man comme le résultat d'un seul événement: le Libérien. Pour lui, les structures E-W de MacFarlane et al. (1980) considérées comme léoniennes correspondent à une hétérogénéité de l'événement Libérien, plutôt qu'à l'existence de deux épisodes métamorphiques. Les argumentations qui supporteraient cette hypothèse ne sont pas disponibles et il est donc difficile d'y accorder une certaine considération (Cahen et al., 1984).

2-. La Côte d'Ivoire

Les formations supracrustales de la région de Man se présentent comme des lentilles étirées parallèlement à la foliations des migmatitiques et gneiss migmatitiques encaissants (globalement NE-SW) (Camil, 1984). Les plus grandes font en moyenne 10 km de long. Elles se retrouvent souvent au sommet de reliefs moyens tels les Monts Tia, Klahoyo et Douan (fig. 1.3), et semblent appartenir à une chaîne qui se prolongerait jusqu'au Goe Range, au SE du Liberia.

Ces roches ont été décrites et cartographiées pour la première fois à Man par Bolgarsky (1950). Papon (1973) a mis en évidence leur extension dans le SW de la Côte d'Ivoire. Elles forment un complexe constitué de quartzites à magnétite et de roches basiques et ultrabasiques dont la puissance peut atteindre 150 m. D'où le nom de "Complexe des quartzites" proposé par Camil (1984).

Les metabasites sont essentiellement représentées par des amphibolo-pyroxénites et les ultrabasites comprennent des pyroxénites, des hornblendites et des périclites. Ces deux ensembles sont granulitisés. Cela se caractérise par la présence d'Opx, qui dans les metabasites provient de la déstabilisation de la Hbl et du Grt, alors que dans les ultrabasites, il peut provenir de la déstabilisation de l'olivine et du plagioclase (Camil, 1984). Les âges des formations supracrustales sont inconnues en Côte d'Ivoire. Au cours de ce travail, nous daterons les formations de Trokpadou-Nidrou et une amphibolo-pyroxénite de la région de Kouibli (fig. 1.3).

C. Données isotopiques antérieures.

1-. Géochronologie

Bessoles (1977) fait une compilation des âges radiométriques du domaine Kenema-Man. Il existe un nombre pléthorique de datations au Rb-Sr, sur l'ensemble du domaine Archéen. Mais très peu d'âges sont couplés à une étude structurale complète. Il se dégage nettement un épisode à 2700-2800 Ma et quelques âges autour de 3000 Ma.

a. Le Léonien

L'isochrone Pb-Pb à 3020 ± 60 Ma obtenue par Eberhardt et al. (1962) sur galène milite en faveur de l'existence d'un événement magmatique majeur à cette époque. Beckinsale et al., (1980) ont également obtenu sur roche totale, une isochrone Pb-Pb à 2960 ± 25 Ma.

Camil (1984) caractérise l'Archéen de Côte d'Ivoire par une étude pétrographique, pétrologique et géochronologique. Il entreprend une datation des gneiss gris de la carrière de Guéhebly-Douélé. Même si l'âge obtenu est peu précis à cause de l'erreur élevée (3143 ± 104 Ma en Rb-Sr), il indique clairement un événement autour de 3 Ga qui confirme l'existence du Léonien.

Plus récemment, Calvez (in Boher, 1991) a analysé des zircons de gneiss de la région de Ziémougoula, au Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire par la méthode d'évaporation directe (Kober, 1986). Les âges obtenus varient de 3030 à 3040 Ma et sont assez proches de ceux de Beckinsale et al. (1980) et de Eberhardt et al. (1962).

b. Le Libérien

Plus de 80% des datations chronologiques se situent dans l'intervalle 2650-2850 Ma. La plupart des âges ont été obtenus sans une connaissance précise des relations structurales sur le terrain. Mais la convergence des âges dans l'intervalle ci-dessous, ainsi que son caractère ubiquiste dans tout le craton ont été un argument important pour la définition du Libérien.

2-. Géochimie isotopique

Les études de géochimie isotopique sont assez rares, sinon absentes, dans le domaine archéen de l'Afrique de l'Ouest, à part les données isotopiques de Rollinson et Cliff (1982) qui ont essayé de caractériser le protolithe des formations de la Sierra Leone à partir des isotopes du strontium. En utilisant le modèle de la "Terre globale" de O'Nions et al. (1979), ils définissent un âge de 3100 Ma pour les protolithes des roches archéennes de Sierra Leone.

Les premières analyses géochimiques assez complètes sont celles de Abouchami (1990) et de Boher (1991) sur les formations du Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire, dans la région de Ziémougoula, à la limite entre l'Archéen et le Protérozoïque. Ces auteurs ont étudié des amphibolites et des gneiss Archéens, ainsi que des amphibolites Birimiennes. Vu la description faite, ces amphibolites Archéennes sont des roches assez migmatisées, car elles sont constituées de lits clairs et de lits sombres et contiennent de la biotite, du quartz, du feldspath alcalin comme phases minérales majoritaires à côté de l'amphibole. Ces roches ont été utilisées dans des diagrammes géotectoniques (tels que TiO₂-FeO/MgO et FeO-FeO/MgO) destinés aux basaltes (Batiza, 1981; Floyd, 1982). Ce qui

vaudra de considérer avec beaucoup de réserve, les caractères de tholéiite continentale ou d'arc qui leur sont attribués.

Les auteurs concluent que les amphibolites et gneiss Archéens de la région de Ziérougoula ont des caractéristiques comparables à une suite bimodale de type TTG (tonalite, trondhjémite et granodiorite). Les données géochronologiques et isotopiques suggèrent qu'elles se sont différenciées vers 3 Ga, à partir d'une source appauvrie.

II-. Origine et évolution de la croûte continentale

Dans cette partie, nous faisons un inventaire des principales théories et hypothèses qui discutent de l'origine et de l'évolution de la croûte continentale et nous réservons aussi un point aux roches granulitiques.

A. La croûte continentale

Il est admis depuis longtemps que la configuration actuelle de la Terre est le résultat de mouvement de plaque à grande échelle. Ces mouvements ou tectonique des plaques seraient le résultat de convection dans le manteau. Les frontières de ces plaques (croûtes continentales et océaniques) correspondent à de grandes structures que sont les dorsales médio-océaniques, des zones en subduction-obduction, les failles transcurrentes tel l'accident du Sassandra, les zones de collision continentale telle l'Himalaya, etc.

La découverte de zircons détritiques, dans des métaquartzites, à $4,276 \pm 0,006$ Ga (âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) en Australie (Froude et al., 1983; Compston et Pidgeon, 1986) indique l'existence de croûte continentale différenciée dès les premiers stades de l'évolution de la Terre. La croûte archéenne actuellement exposée représente environ 7% de l'ensemble des continents (Goodwin, 1991). Selon certaines modélisations géochimiques et isotopiques, jusqu'à 50% de la croûte actuelle se seraient formés avant 2,5 Ga (fig. 1.4) (Nelson et DePaolo, 1985; Taylor et McLennan, 1985).

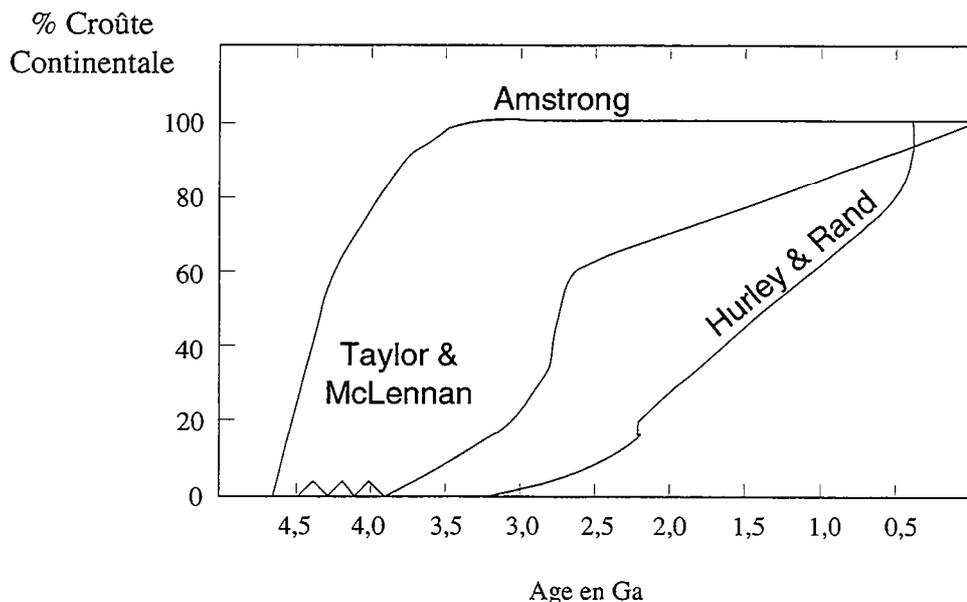


Fig. 1.4. Quelques modèles de croissance crustale tirés de la littérature Taylor et McLennan (1985), Armstrong (1981), Hurley et Rand (1969)

Les terrains les plus anciens sont datés à $3,962 \pm 0,003$ Ga et les affleurements les plus importants sont les gneiss d'Amîtsoq au Groenland. La rareté de ces anciennes roches (4,2 à 3,8 Ga) suggère que soit elles ont été détruites par l'érosion ou par tout autre phénomène dont nous ignorons la nature, soit il en existait très peu à la surface de la Terre.

1-. Formation de la croûte continentale

Plusieurs mécanismes ont été avancés pour la formation de la croûte continentale. Deux, parmi ces mécanismes sont actuellement les plus évoqués au sein des géologues. Il s'agit de l'accrétion magmatique latérale avec subduction, assimilable à ce qui se passe dans les marges actives actuelles (type andin) et de l'accrétion verticale impliquant un sous-placage (underplating) massif de matériau dérivé du manteau à partir d'un panache mantellique (par exemple Condie, 1975; Kröner, 1984 et 1985).

a. Accrétion latérale

Martin (1986, 1993, 1994) suggère que la première croûte se différencie par fusion partielle du manteau primitif, conduisant ainsi à une production importante de magma tholéiitique. Selon ce modèle, les zones de production (intense) de magma, à l'Archéen, correspond aux lieux les plus chauds qui sont les zones de subduction, où les TTG sont générées par fusion partielle de croûte océanique jeune. Cette suite de roches (TTG) se caractérise par un spectre de terre rare très appauvri en terres rares lourdes. Cela est le résultat de la cristallisation de grenat et d'amphibole dans le résidu de fusion. Dans le diagramme K-Na-Ca de Barker et Arth (1976), elles suivent la lignée trondhjémitique, caractérisée par un enrichissement en Na.

Dans les zones de subduction, une croûte océanique chaude subductée dans un manteau également chaud entraînera une production importante de magma calco-alcalin; ou bien la déshydratation de cette croûte métasomatise la partie supérieure du manteau et induit ainsi sa fusion (Wyllie 1979, 1983). Ce scénario ne peut être réalisé qu'à l'Archéen, période durant laquelle les flux de chaleur sont très élevés (Wyllie, 1983; Martin, 1987). En effet, ce que l'on observe actuellement est la subduction de croûte océanique froide dans un manteau chaud, phénomène qui entraînerait un refroidissement du manteau, sans l'existence de mouvement de convection qui amène continuellement du matériel chaud (Martin, 1994).

Un autre argument du choix de la tectonique des plaques est basé sur les modèles d'évolution thermique dans les zones de subduction (DeLong et al., 1979), sur l'âge de la lithosphère au moment où elle subducte (Parson et Sclater, 1977) et enfin sur le type de magmatisme généré lors de la subduction (Defant et Drummond, 1990). En effet, dans des conditions exceptionnelles où le gradient géothermique est comparable à celui de l'Archéen (25 à 30°C/km), une croûte océanique jeune ($T < 30$ Ma) et chaude subductée produit, avant sa complète déshydratation, un magma appauvri en Yb avec du grenat et de la hornblende au résidu. Ces roches sont appelées des adakites, par référence aux premières roches de ce type décrites sur l'île d'Adak (Kay, 1978).

Evans et Hanson (1995) suggèrent que les TTG se différencient directement à partir d'un produit de fusion du manteau, déjà appauvri en terres rares légères, moins de 100 à 200 Ma avant sa formation, et non à partir d'un magma basaltique. Ceci parce que le grenat est stable dans les systèmes mafiques et ultramafiques et cela à des profondeurs supérieures à 40 km.

D'autres modèles indiquent que la composition moyenne de la croûte est globalement andésitique (par exemple, Taylor et McLennan, 1985). Ce qui signifie que les andésites sont les principaux produits du manteau, pour la formation de la croûte continentale. Etant donné que ces roches prennent naissance dans les marges actives, l'accrétion latérale de type arc représenterait le mécanisme majeur de l'édification de la croûte continentale.

b. Sous-placage crustal (underplating)

L'"underplating" est un mécanisme d'accrétion crustale qui ne fait pas intervenir, à l'origine, de tectonique des plaques mais seulement une action du manteau par l'intermédiaire de "hotspots" ou panache mantellique (Wilson, 1963; Morgan, 1971). Morgan a suggéré que ces panaches prennent naissance à la base du manteau et sont à l'origine de chaînes d'îles océaniques, telle que Hawaii.

Le développement de modèles expérimentaux pour étudier la formation et l'ascension des panaches (Campbell et Griffiths, 1990), ainsi que le succès obtenu dans l'application de ces modèles pour expliquer l'origine de provinces de basaltes continentaux, de basaltes de plateaux océaniques et de ceintures de roches vertes archéennes ont permis de réévaluer le rôle des panaches mantelliennes dans la genèse de la croûte continentale (Richards et al., 1989; Campbell et al., 1989).

Des croûtes océaniques anormalement épaisses, des chaînes d'îles océaniques et les basaltes de plateaux océaniques sont considérés comme étant le résultat de la subduction d'une croûte océanique, sans aucune relation avec des panaches mantelliennes. Des études récentes indiquent que les panaches peuvent jouer un rôle, non seulement dans la formation des plaques, mais également lors de leur effondrement dans le manteau. Ainsi, Hill (1993) étudie les différents aspects des panaches mantelliennes en relation avec les rifts continentaux, leur rôle dans les zones de subduction et les évidences de remaniement thermique et tectonique de continents au-dessous des panaches. Il associe l'ouverture de l'Atlantique à l'activité de plusieurs plumes (Hill, 1991 et 1993) capables d'initier des zones d'expansion.

L'underplating a été évoqué par Kröner et Layer (1992) pour expliquer la formation de la croûte continentale. La différenciation se fait donc au-dessus d'un panache, à partir de magmas provenant du manteau. Il se produit une fusion intracrustale précoce des formations basiques qui va générer les TTG.

La critique principale évoquée à l'encontre de l'underplating comme mécanisme primaire dans la formation de la croûte continentale est la faible proportion de formations basique et ultrabasique dans les régions où son action est envisagée (exemple domaine Baoulé-Mossi). Sachant qu'il s'agit de la mise en place d'énormes masses de formations basaltiques, le problème est de savoir quelle est le mécanisme de différenciation mis en jeu pour produire des TTG.

2-. Implication pour l'évolution du manteau

Le développement de deux modèles de formation de croûte implique bien évidemment une structure et un mode de fonctionnement du manteau particuliers dans chaque cas.

Le manteau a toujours été subdivisé en deux parties avec une limite à 660-670 km, distinguant ainsi un manteau supérieur et un manteau inférieur, longtemps considérés comme isolés l'un de l'autre. Des études récentes de tomographie ont montré que certains slabs froids descendant dans le manteau

dépassent cette frontière à 670 km et vont au-delà des 1200 km (van der Hilst et al., 1991; Fukao et al., 1992). Les deux parties du manteau ne sont donc pas totalement isolées, ce qui permet d'imaginer un manteau dont du matériel proviendrait dans certains cas d'un niveau moyen et dans d'autres cas, des parties les plus profondes. Cette hypothèse est le fondement des deux principaux modes de convection qui sont donc la tectonique des plaques, dont la force de conduction correspond à une perte de chaleur du manteau, et l'underplating avec intervention de "plumes" mantelliques ou panache, qui puise son énergie grâce à une perte de chaleur du noyau (Davies, 1988; Sleep, 1990; Davies et Richards, 1992)

Cette structure correspond aussi à des compositions différentes dans le manteau. Le manteau supérieur, qui a largement contribué à la formation de la lithosphère, se retrouve globalement appauvri en éléments incompatibles (éléments ayant un coefficient de partage liq/solide élevé) tels que Cs, Rb, K, U, Th, La, Nd et Sm.

Le manteau inférieur a subi peu ou pas de transformation depuis la formation de la Terre. D'où le terme de Manteau Primitif qui lui est attribué. Sa composition est connue à partir de l'analyse de péridotites retrouvées sous forme de xénolithes ou sous forme de massifs (McDonough et Sun, 1995).

Des interactions entre les manteaux supérieur et inférieur sont envisagées afin d'expliquer des compositions intermédiaires qui caractérisent certaines régions comme la Province Supérieure, au Canada ou le Birimien de l'Afrique de l'Ouest (Stein et Hofmann, 1994).

B. Origine des granulites

Deux origines distinctes peuvent être considérées pour les granulites (Percival, 1994):

- 1- celles formées dans la croûte profonde (par sous-placage magmatique) et faisant partie intégrante d'une croûte juvénile
- 2- celles formées après enfouissement dans la croûte profonde suivi d'un retour aux conditions normales de P et de T.

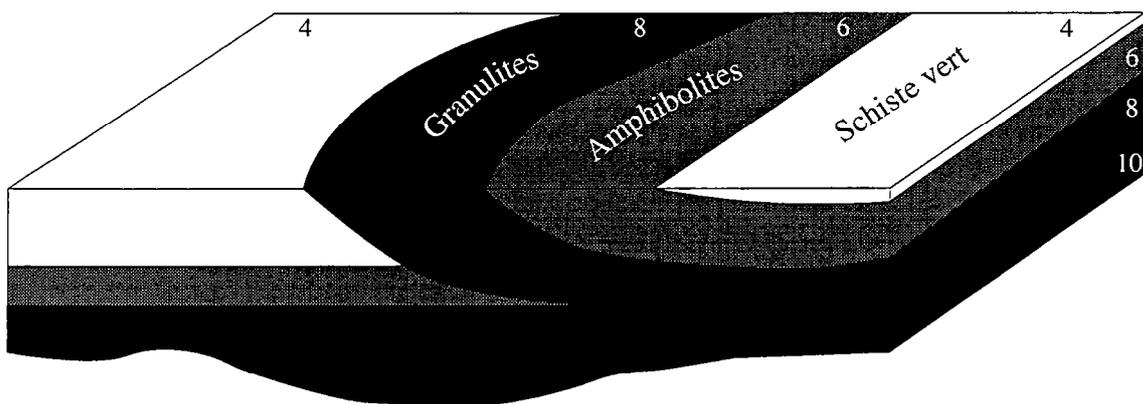


Fig. 1.5. Schéma d'une section de croûte exposée. Les nombres correspondent à des pressions en kbar (in Percival et al., 1992).

Le premier type de granulite est considéré comme étant le constituant essentiel de la croûte inférieure. Il serait le résultat de la fusion partielle de roches mafique et ultramafique, que l'on retrouve parfois en xénolithes dans les granulites. Les principaux mécanismes qui interviennent dans l'exhumation des

roches granulitiques sont le soulèvement (uplift) par compression, extension ou transpression (Percival, 1992). Les granulites sont considérées comme des fenêtres de la croûte inférieure et se reconnaissent sur le terrain par des sections latérales composées successivement de roches du faciès des granulites, des amphibolites et des schistes verts (fig. 1.5). Généralement, la partie basale se caractérise par des pressions de 7 à 9 kbar et des températures de 700 à 850°C (Harley, 1989; Percival, 1992).

Certains auteurs pensent que les granulites ne sont pas de bons représentants de la croûte inférieure, mais correspondent plutôt à la transition entre croûte inférieure et croûte supérieure (Bohlen et Mezger, 1989; Mezger, 1992), ou sont le résultat de la collision de microcontinents à l'Archéen, car bon nombre d'entre elles contiennent des roches supracrustales (métasédiment et métavolcanites) (Rudnick, 1992). La composition des granulites qui est généralement intermédiaire à acide, va aussi à l'encontre d'une croûte inférieure le plus souvent considérée comme mafique à ultramafique. En plus, l'anomalie positive en europium (observée souvent dans les granulites archéennes) est incompatible avec un processus de différenciation par fusion partielle. Il existe donc des points à éclaircir sur les processus géochimiques de formations des granulites, et surtout celles de l'Archéen en particulier.

Le second groupe de granulites est le résultat d'un enfouissement. Ellis (1987) distingue soit un enfouissement dans la moitié supérieure d'une croûte doublement épaisse, soit un enfouissement à la base d'une telle croûte. Dans le premier cas, les granulites peuvent être exposées au cours du même cycle tectonique, alors que dans le deuxième cas, un second cycle sera nécessaire pour l'exhumation. Dans le dernier cas, la profondeur de l'enfouissement va entraîner la formation de granulites ayant des caractères proches de ceux du premier type de granulite (chemin P-T-t montrant un épisode de refroidissement isobarique). Ellis (1987) pense que les granulites enfouies à la base d'une croûte doublement épaisse peuvent y rester très longtemps avant d'être exhumées (2 Ga pour les granulites archéennes de l'Enderby Land en Antarctique).

Plus de la moitié des granulites exposées actuellement sont Archéennes, 32% sont Protérozoïques et 17% sont Phanérozoïques (Rudnick, 1992). Ce qui a amené de nombreux auteurs à dire que le gradient géothermique était beaucoup plus élevé à l'Archéen qu'à l'actuel. La source de chaleur pour la formation des granulites serait essentiellement interne, surtout dans le cas des granulites archéennes. La teneur (bilan) d'éléments radioactifs (U, Th, K, ...) était plus importante à cet époque, permettant donc des taux de chaleur très importants par désintégration radioactive. La seconde source de chaleur le plus souvent évoquée est externe. Il s'agirait d'un réchauffement par underplating de magma basique, pourvoyant de la chaleur par l'intermédiaire de produits de fusion (Mezger, 1992).

III-. Cas de la Dorsale de Man

La dorsale de Man a fait l'objet de nombreuses études. Mais comme nous l'avons déjà mentionné, très peu d'études de géochimie des éléments majeurs et en traces ont été entreprises. Les études pour contraindre l'histoire métamorphique sont également rares.

Toutes les granulites sont archéennes, à part Feybesse et al. (1989) qui mentionnent des granulites paléoprotérozoïques, à la limite Archéen-Protérozoïque, sans toutefois donner de description détaillée des roches.

Les études minéralogiques et pétrologiques de Camil (1984) lui permettent de déterminer les conditions P-T des formations du domaine de Man. Elles sont en moyenne de 5-6 kbar et de 850°C.

En Sierra Leone et au Liberia, les quelques études de thermobarométrie sont de Toft et al. (1989). Ils ont étudié des xénolithes granulitiques et éclogitiques associées à des dykes de kimberlites, intrusifs dans le socle archéen. Ils obtiennent des pressions allant 5 à 70 kbar, avec une zone concomitante autour de 15 kbar. Les températures se situent entre 800 et 1200°C. L'âge absolu de ces kimberlites n'est pas connu, mais il se situerait entre 90 et 120 Ma, car des dykes coupent des dolérites datées à 180 Ma (Haggerty, 1982). L'étude combinée de xénolithes granulitiques et éclogitiques leur permet de définir la limite croûte-manteau, dans cette région du domaine archéen de la Dorsale de Man, à 50 km de profondeur dans des conditions P et T de 15 kbar et 800°C, avec une densité de 3,15 à 25°C et une vitesse in situ des ondes P d'environ 7,4 km/s.

Rollinson (1982) détermine les conditions P et T du métamorphisme de quelques ceintures de roches supracrustales (Nimini et Gori, voir fig. 1.2). Les pressions obtenues sont de l'ordre de 5 kbar avec des températures de 600°C environ. Tandis que les granulites paradérivées de Mano Moa donnent des pressions de 7,5 kbar et des températures de 770°C.

Chapitre II

Lithologie



Le domaine Archéen de la Côte d'Ivoire ou domaine de Man est situé à l'Ouest de la faille du Sassandra. Le domaine de Man sensu stricto pourrait se limiter à la zone comprise entre les parallèles 6°N et 8°N. L'échantillonnage que nous avons effectué concerne cette zone, en partant du Nord, non loin de Biankouma, jusqu'au Sud à Toulépleu (fig. 2.1).

La présence d'une province birimienne (Paléoprotérozoïque) est une particularité de ce domaine archéen. Sa géodynamique fait actuellement l'objet d'une certaine polémique. Milési et al. (1989) suggèrent une collision entre un continent Archéen et une province Protérozoïque inférieure formée à 2,2 Ga. Tandis que Delor et al. (1994) ne relèvent aucune évidence de tectonique collisionnelle.

Camil (1984) a étudié les caractères pétrographiques et pétrologiques des différents ensembles lithologiques de la région de Man. Il a également caractérisé les conditions du métamorphisme et a aussi entrepris la géochronologie de certains ensembles (le socle gneissique et les intrusions, en l'occurrence). Il subdivise sa zone d'étude (matérialisé sur la figure 2.1) en deux domaines séparés par la faille de Man-Danané. Au Nord le domaine des gneiss gris granulitiques et au Sud, le complexe anatectique. Dans le second ensemble, il distingue un Domaine A composé de migmatite à hypersthène et un Domaine B composé de migmatite à biotite qu'il dénomme bande de Logoualé. La plupart des formations supracrustales sont encaissées dans l'ensemble B.

La zone concernée par l'étude que nous entreprenons englobe celle de Camil (1984) et s'étend un peu plus vers l'Ouest et le sud-ouest, pour inclure les formations birimiennes de Toulépleu (fig. 2.1). La subdivision de cette zone est présentée ci-dessous avec les formations échantillonnées qui composent chaque domaine. Elle suit celle de Camil avec en plus les formations de Toulépleu:

1- le domaine granulitique Nord

- les gneiss gris granulitiques YAL-1 et TON-1
- la charnockite MANG-1
- les granulites roses TON-3, TON-3 bis et MEL-1
- les granodiorites YOR-1 et 2

2- le domaine granulitique et migmatitique intermédiaire ou domaine A de Camil (1984)

- le gneiss migmatitique à hypersthène KOUI-1
- la granulite basique KOUI-2
- l'orthogneiss œillé LAG-1
- le gneiss alumineux NID-1
- le mobilisat anatectique TRO-4

3- le domaine Sud des migmatites à biotite ou domaine B(bande de Logoualé) de Camil (1984)

- les gneiss migmatitiques à biotite LOG-1 et 2
- les formations du Mt Douan
 - le gneiss charnockitique GUE-1
 - le gneiss intermédiaire GUE-3
 - la granulite rose GUE-2

4- Les formations d'âge Birimien

- la granodiorite gneissifiée TL-8
- l'ortholeptynite TL-5

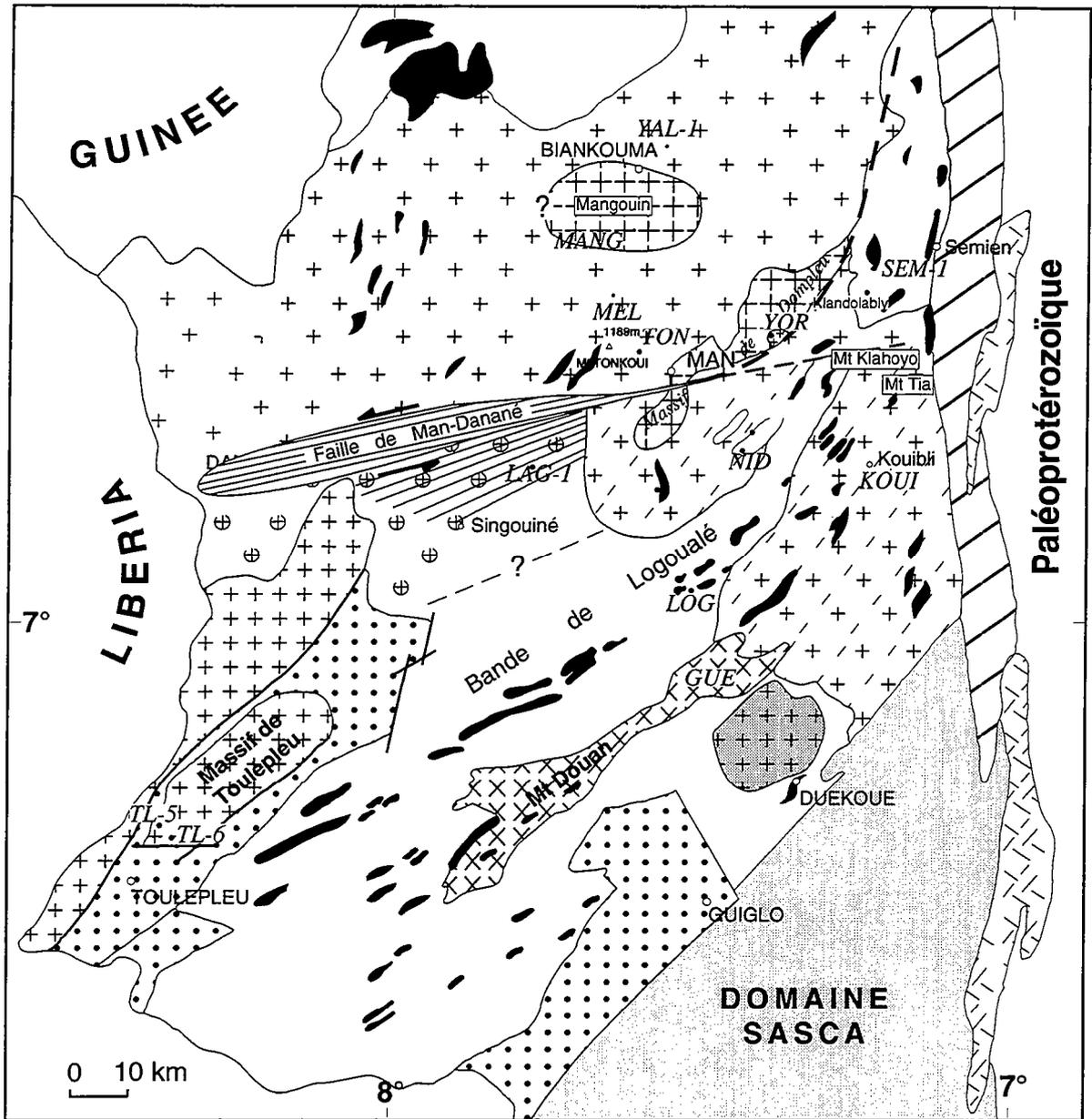
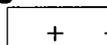
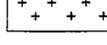
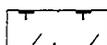
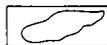


Fig. 2.1 -. Localisation des échantillons étudiés dans le domaine de Man

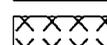
Domaine granulitique Nord

-  Gneiss gris tonalitiques
-  Charnockites
-  Amphibolo-pyroxénite avec ou sans quartzite
-  Granodiorites

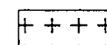
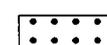
Domaine granulitique et migmatitique intermédiaire

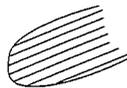
-  Migmatites à hypersthène
-  Ilots de gneiss alumineux
-  Orthogneiss œillés
-  Amphibolo-pyroxénite avec ou sans quartzite

Domaine Sud des gneiss migmatitiques à biotite

-  Gneiss migmatitiques à biotite
-  Complexe des quartzites
-  Gneiss charnockitiques et leptynites
-  granite supracrustal

Formations d'âge Birimien de Toulépleu

-  Granitoïdes
-  Métasédiments

-  Faille
-  zone mylonitique de la faille de Man-Danané
-  zone mylonitique de la faille duassandra et volcanites birimiennes
-  ? contact ou contour inconnu

Nous respecterons ce découpage dans ce chapitre qui est consacré à l'étude pétrographique des échantillons. Ce nombre limité d'échantillons est assez représentatif de l'ensemble du domaine étudié et suffisant pour réaliser une étude géochronologique (voir chapitre V).

I-. Le domaine granulitique Nord

La zone Nord est un ensemble composé essentiellement de gneiss gris granulitique.

A. Les gneiss gris granulitiques

Ces roches montrent un rubanement qui est un caractère magmatique primaire dans les vieux socles archéens (Coolen, 1980). Ces bandes correspondent à des variations de chimisme allant d'un pôle basique à un pôle acide. Les faciès dioritiques et tonalitiques sont les plus abondants (Camil, 1984).

Les gneiss gris granulitiques de la zone Nord sont des formations quartzo-feldspathiques à clinopyroxène (Cpx) et orthopyroxène (Opx) dominants. Nous décrivons les échantillons YAL-1 et TON-1 qui sont des faciès gris sombres. A l'échelle de l'échantillon et même de l'affleurement, TON-1 présente de petites zones en fusion; signalons que ces formations sont intrudées par des lames granitiques roses et qu'elles sont géographiquement proches de la faille de Man-Danané.

La granulométrie est fine à moyenne et la présence de quartz enfumé est une caractéristique des formations granulitiques. La structure dans ces roches est granoblastique polygonale.

Les minéraux dominants sont le quartz et les feldspaths. Ces derniers sont toujours perthitiques. Les pyroxènes sont de l'hypersthène (Opx) et du clinopyroxène (Cpx). La biotite est rouge brun et assez rare et cristallise en petites plages. Les minéraux accessoires sont principalement représentés par le zircon et quelques opaques. Ceux-ci sont un peu plus élevés dans YAL-1.

Nos échantillons ne contiennent pas de hornblende, mais il en existe dans des faciès plus sombres. Elle est brune ou verte et est en équilibre avec les autres phases minérales, notamment les pyroxènes.

Camil décrit également des faciès encore plus basiques, ayant une composition de pyriclasite (Winkler et Sen, 1972) et composés essentiellement de plagioclase, de hornblende brune, de Opx et de Cpx. Ils se caractérisent par l'absence de quartz, qui peut cependant exister sous forme de traces. Dans certains niveaux, la hornblende se déstabilise en Opx et plagioclase.

B. Les granulites roses

Ce sont de grandes lames de 50 à 80 cm pincées dans les gneiss gris granulitiques parallèlement au rubanement de ces derniers. Etant donné la taille de ces formations, elles n'ont pu être représentées sur la carte (fig. 2.1). L'échantillon TON-3 étudié est associé au gneiss gris granulitique TON-1.

Les granulites roses sont des roches quartzo-feldspathiques à plus de 95%, contenant de nombreux feldspaths potassiques roses, et qui se mettent en place dans les conditions du granulite faciès, confirmé par la présence de quartz enfumés. Au microscope, la structure est granoblastique polygonale. Le

feldspath potassique est le minéral dominant. Dans la zone Nord, le feldspath potassique est fortement perthitique donnant un aspect zébré. Le plagioclase est rare. Le grenat, souvent de grande taille (0.5 à 1 cm), est peu abondant. Il n'est pas déstabilisé. Dans la zone sud, la migmatisation affecte plus ou moins les granulites roses. Ainsi, le développement de platten quartz et la présence de structure cataclastique sont assez fréquents. Les feldspaths potassiques sont moins perthitiques.

Camil indique aussi l'occurrence de rares orthopyroxènes souvent chloritisés. Ces roches sont de composition granitique (Camil, 1984). Sur la base de la composition isotopique du Sr, Camil suggère que ces formations sont génétiquement différentes des gneiss gris et représentent plutôt des produits dérivant du manteau (ISr à 2,8 Ga égale 0,703). Il obtient en effet un âge de 2858 ± 185 Ma (Isochrone Rb-Sr sur roche totale recalculée avec le programme Rennes) sur un certain nombre de granulites roses du domaine granulitique Nord. Les résultats que nous avons obtenus indiquent plutôt une origine crustale avec un rapport isotopique du Sr égal à 0,708 à 2,8 Ga (voir chapitre V).

C. La charnockite de Mangouin

C'est un massif circonscrit au Nord de la ville de Man. Sur la carte au 1/1000 000 de la Côte d'Ivoire, ce massif est entouré et englobe dans sa partie Sud, de nombreuses petites lentilles d'amphibolo-pyroxénites, associées à des quartzites à magnétite (Camil, 1984).

La texture de la roche est porphyroïde, avec des cristaux pouvant atteindre 2 à 3 centimètres, elle a une couleur gris-vert à vert-bronzé. La structure est granoblastique polygonale.

La roche est essentiellement quartzo-feldspathique avec une prédominance des feldspaths. Les plagioclases sont antiperthitiques et les feldspaths potassiques sont mésoperthitiques. Les principaux minéraux ferromagnésiens sont les pyroxènes. L'Opx présente un léger pléochroïsme rose. Les fractures dans le minéral sont occupées par la chlorite; certaines plages sont entièrement chloritisées. Le Cpx possède un léger pléochroïsme vert-clair. Il présente des plages beaucoup moins altérées. La biotite est rare et rouge-brun. Les opaques moulent essentiellement les quartz et les feldspaths. Les minéraux accessoires sont principalement le zircon dont la taille peut approcher les 200 μm . Il est automorphe et ses extrémités sont légèrement arrondies. La monazite est également présente, en très faible quantité et en petits cristaux ($< 80\mu\text{m}$).

Il existe un autre gisement de charnockite non loin de Dompleu (fig. 2.1), au Sud-Est de Man. Il n'est pas arrondi comme à Mangouin. Il est globalement orienté NE-SW et est repris au Sud par l'accident de Man-Danané. Il possède les mêmes caractéristiques que la charnockite de Mangouin dans les faciès non déformés (Camil, 1984).

D. Les granodiorites

Les échantillons YOR-1 et 2 ont été récoltés dans le village de Yorogué. Ces roches appartiennent au massif de Dompleu carté par Camil (1984). A l'affleurement, une lamination assez faible s'observe par endroit, aboutissant plus ou moins à des orthogneiss œillés (exemple YOR-1). La foliation, assez frustrée, de direction N40°, est sans doute le résultat de la fluidalité magmatique. La direction des plans de cisaillement dans les zones laminées est de 70 à 80°.

La texture des roches est grossière et la structure est globalement granoblastique polygonale. L'échantillon YOR-1 qui est laminé ne présente pas de structure cataclastique.

Le quartz cristallise en grande plage et présente une très faible extinction roulante. Les feldspaths cristallisent également en grandes plages. L'orthose est microperthitique et légèrement moirée. On note également la présence de microcline. Le plagioclase conserve sa macle albite-péricline. La biotite est le minéral ferromagnésien le plus abondant. Elle est brune et cristallise en grande paillette. Elle contient souvent des inclusions d'apatite, de sphène et de zircon. Dans les zones laminées, la biotite est verte et de fines paillettes brunes subsistent encore. La hornblende est verte, moins abondante que la biotite et cristallise en grandes plages. Elle peut contenir des inclusions d'apatite. Le sphène est très abondant, en petit grain souvent automorphe, à proximité de la biotite et de la hornblende. Il cristallise également autour des opaques qui pourraient être de l'ilménite. Leur déstabilisation fournirait du Ti pour la cristallisation du sphène. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et les opaques.

Camil (1984) considère l'ensemble du massif de Dompleu comme étant charnockitique et pour lui, les orthogneiss de Yorogué seraient des faciès rétro-morphosés.

L'absence de reliques granulitiques indiquant un passage du faciès granulitique des charnockites au faciès des amphibolites, nous amène à considérer les orthogneiss de Yorogué comme des formations non rétro-morphosées, mais plutôt comme un massif granodioritique distinct de la charnockite de Dompleu.

II-. Le domaine granulitique et migmatitique intermédiaire

Il correspond au domaine A de Camil (1984) situé au Sud de l'accident de Man-Danané. Il est subdivisé en deux par la bande de Logoualé. A l'Est de cette bande, les roches sont très déformées et prennent un aspect lité. De nombreux corps basiques, encaissés dans les gneiss migmatitiques à hypersthène, sont pris dans la déformation. Le domaine à l'Ouest de la bande, en plus des gneiss migmatitiques à hypersthène contient, des unités composées de mobilisats anatectiques associés à des métasédiments (gneiss khondalito-kinzigitiques), que Camil désigne îlot de gneiss alumineux (voir D et E). Plus à l'Ouest existent des orthogneiss œillés non loin de la faille de Man-Danané.

A. Le gneiss migmatitique à hypersthène

L'échantillon KOU1-1 provient du village de Kouibli, Le litage de la roche se caractérise par une succession de lits clairs et de lits sombres où prédominent les pyroxènes et l'amphibole. L'échantillon KOU1-1 appartient plutôt à un lit clair.

La foliation est subverticale, plus ou moins pentée vers l'Est, avec une direction N50°. Elle porte une linéation qui plonge de 55° vers le Nord (050). Le plongement de cette linéation qui est supérieur à 45°, implique une composante verticale non négligeable. L'observation des déformations dans le plan perpendiculaire à la foliation indique un mouvement en faille normale. Cela signifie que le domaine situé au Sud-Est de ces formations est affaissé.

Les échantillons de cette partie du domaine de Man n'ont pas été pétrographiquement étudiés par Camil (1984).

Le grain de la roche est fin à moyen et se caractérise par la présence de quartz enfumé. La structure est granoblastique interlobé à cause de la déformation. La

monotonie du grain est rompue avec les grandes bandes de quartz à extinction roulante. Le feldspath est essentiellement mésoperthitique comme dans les gneiss-gris et les charnockites du Nord. Le plagioclase, moins abondant, est également présent. Les minéraux ferro-magnésiens cristallisent généralement en petits grains suivant la foliation. Il s'agit des pyroxènes dont le Cpx cristallise en plage plus large que l'Opx. Ce dernier se retrouve en petit grain allongé et ressemble parfois à une symplectite. On peut observer de petits grains de Opx qui poussent entre un Cpx et un opaque. Les fractures dans le Cpx sont envahies par de la chlorite. L'amphibole est une hornblende verte et la biotite, en paillettes plus ou moins grandes, est rouge-brun. Les minéraux accessoires les plus nombreux sont les opaques (hématite ou magnétite). Viennent ensuite l'apatite et le zircon.

La composition minéralogique de ces formations est la même que celles des gneiss gris granulitiques du Nord. La seule différence réside donc dans la déformation qui affecte le Domaine 2.

B. La granulite basique

L'échantillon KOUI-2 que nous décrirons en détail dans le chapitre III est une granulite basique, qui provient d'une lentille de taille décamétrique boudinée au sein des formations précédentes (gneiss migmatitiques à hypersthène).

La granulite basique est une roche mélanocrate, généralement à grain fin, avec de nombreuses diaclases, qui ne présente sur le terrain ni foliation ni litage marqués. Dans le chapitre III, nous étudierons la minéralogie et l'évolution P-T de cette granulite basique.

C. L'orthogneiss œillé

L'échantillon LAG-1 a été récolté dans le village de Lagoulalé, à l'Ouest du Domaine 2, dans la zone de cisaillement de la faille de Man-Danané.

A l'affleurement, c'est une roche déformée, avec des plans de cisaillement et de foliation bien visibles, marqués par les sigmoïdes de feldspaths roses et de quartz. La foliation est globalement orientée N75° avec un pendage subvertical, tandis que le cisaillement est quant à lui orienté N60°. Ces plans de cisaillement porteraient une linéation minérale qui plonge de 27° vers l'Est. Cette faille jouerait donc de façon horizontale car sa composante verticale est négligeable. Le sens de cisaillement est dextre.

Au microscope, on observe de grandes plages de quartz et de feldspaths déformées à côté d'une cataclase composée principalement de minéraux ferromagnésiens. La hornblende est verte et moins fréquente en grands cristaux à cause de sa faible résistance à l'écrasement. La biotite est brun foncée à verdâtre, très pléochroïque, et cristallise dans les zones cataclasées pour y constituer l'essentiel des minéraux. On la retrouve aussi en grande paillette souvent associée à la hornblende. Le sphène est également abondant comparé aux granodiorites YOR-1 et 2 du domaine Nord. On note aussi la présence de l'épidote. Les minéraux accessoires sont le zircon avec des extrémités légèrement arrondies et l'apatite incluse dans l'amphiboles et la biotite.

La minéralogie de cette formation est semblable à celle des échantillons YOR-1 et 2 du domaine Nord (Domaine 1).

D. Le gneiss alumineux

Le gneiss alumineux NID-1 appartient à des unités que Camil décrit comme des îlots au sein des gneiss migmatitiques à hypersthène. Ces îlots, tels que nous les avons observés sur le terrain, sont composés de formations granitiques fortement migmatitiques que nous dénommons encore mobilisats anatectiques (dans le village Trokpadou), et de métasédiments à plan de stratification et/ou de foliation subverticale (dans le village Nidrou). Le contact entre les deux formations n'a pas été identifié.

Nous décrivons le mobilisat anatectique TRO-4 dans le point suivant.

La direction de la foliation est N045 avec un pendage de 80° vers le SE et une linéation minérale selon la ligne de plus grande pente. Ces formations sont fortement plissées, de façon isoclinale, comme les métasédiments du Complexe des quartzites des Monts Tia et Klahoyo (Camil, 1984).

L'échantillon NID-1 est un gneiss khondalito-kinzigitique d'après la classification de Leyreloup (1973). A part les porphyroblastes de grenat, le grain de la roche est moyen.

La minéralogie se compose de quartz qui cristallise en bandes allongées de 1 à 2 mm de large suivant la foliation. Le feldspath est essentiellement du plagioclase souvent cataclastique. La sillimanite est abondante autant en grands cristaux prismatiques (0,5 mm de large) qu'en petits cristaux aciculaires. Elle peut également provenir de la transformation de la cordiérite ou de la biotite. Le grenat est représenté par de grands cristaux pouvant atteindre 5 mm de diamètre, plus ou moins pœcilitique avec de la biotite, du quartz et rutile en inclusion. La cordiérite peut cristalliser en grands cristaux (5 mm de diamètre) que l'on retrouve souvent altérés, ou en petits cristaux automorphes. Elle se transforme en sillimanite. La biotite est rouge-brun comme dans les gneiss granulitiques et cristallise en petites paillettes. On peut aussi la voir se transformer en sillimanite. Les opaques sont assez nombreux et orientés suivant la foliation. Les minéraux accessoires sont par ordre d'abondance la pyrite, la monazite et le zircon.

E. Le mobilisat anatectique

L'échantillon TRO-4 est associé aux gneiss alumineux précédemment décrit. Ce sont des roches quartzo-feldspathiques à plus de 90%, fortement migmatisées. Cette migmatisation affecte également le socle car il existe encore des enclaves de roches à quartz enfumé, caractéristique des gneiss gris granulitiques.

La foliation est très peu marquée à cause de la pauvreté en minéraux phylliteux, la roche a une teinte grisâtre à rosâtre due à la présence de feldspaths potassiques roses. La texture est microgrenue à grossière et la structure est granoblastique plus ou moins lobée.

Une observation attentive de l'échantillon permet de distinguer des zones qui pourraient être assimilées à des veines. Elles sont centimétriques avec une texture beaucoup plus grossière et se composent principalement de feldspath rose et de quartz. Le grenat est uniquement contenu dans ces veines. Le reste de la roche a une texture microgrenue et une teinte gris-clair avec la présence de la biotite.

Le quartz est moins abondant que les feldspaths qui sont généralement mésoperthitiques, mais pratiquement tous moirés. Le grenat peut être assez grand et atteindre quelquefois 1 cm de large. Il contient parfois de petites aiguilles de sillimanite et forme aussi de fines symplectites au contact du quartz

ou de la biotite. La biotite est rare; elle cristallise en petites paillettes. Elle est rouge-brun comme dans les gneiss granulitiques.

Les minéraux accessoires, identifiés lors de la séparation des phases minérales, sont la monazite qui est automorphe et assez abondante, quelques zircons arrondis et très peu de rutilés.

III-. Le domaine Sud des gneiss migmatitiques à biotite.

C'est la bande de Logoualé, qui divise en deux le domaine précédent et est limitée au Nord par la faille de Man-Danané. Elle s'élargit vers le Sud pour constituer l'ensemble le plus important des formations du domaine 3.

Elle semble encaisser les formations du Mt Douan. Il s'agit d'un grand massif étiré NE-SW, avec un coeur constitué de gneiss charnockitiques à hypersthène et la périphérie de leptynites à quartz en langue. Ces formations affleurent sous forme de grands dômes, elles sont très redressées avec des pendages variant entre 60° et la verticale (Papon, 1973).

A. Les gneiss migmatitiques à biotite.

Nous avons analysé deux échantillons de gneiss migmatitiques à biotite: LOG-1 et LOG-2, situés dans la zone médiane de la bande de Logoualé, exactement dans le village portant ce nom.

Ces deux échantillons proviennent du même affleurement. LOG-1 est un faciès plus ou moins rose car il contient plus de feldspaths roses. LOG-2 est un faciès gris-clair. Ce sont des roches, assez homogènes, composées de bancs clair et sombre millimétriques, rarement centimétrique.

La foliation est bien marquée avec une direction N70. L'absence de quartz enfumé est une caractéristique des gneiss migmatitiques à biotite. Le grain est généralement moyen.

Au microscope, la structure est granoblastique lobée avec la présence de microfractures. La roche est essentiellement quartzo-feldspathique. Le feldspath n'est plus, ou très faiblement perthitique. Il est essentiellement représenté par du microcline. On peut observer sur certaines plages, un passage latéral entre microcline et feldspath perthitique. Le plagioclase est quasiment absent.

La biotite est vert-brun, cristallise en petite plage et souligne la foliation. Cette couleur de la biotite est caractéristique du domaine des gneiss migmatitiques à biotite qui sont dans les conditions du faciès des amphibolites, alors qu'elle est rouge-brun dans le domaine des gneiss granulitiques (Domaine 1 et 2).

Les minéraux accessoires sont essentiellement la monazite, le zircon et le grenat. Les deux premiers sont observables en lame mince, alors que le grenat, qui une phase très minoritaire a été mis en évidence au cours de la séparation des phases minérales. Camil (1984) souligne également la pauvreté en grenat des formations du domaine sud.

B. Le gneiss charnockitique.

Il s'agit de l'échantillon GUE-1 récolté dans la carrière près du village de Guéhiébly. Cette roche appartient aux formations du Mt Douan.

La roche a une teinte verdâtre et un éclat gras assez marqué. Le grain est moyen avec une texture très serrée. La structure est granoblastique hétérogranulaire, avec une cataclase prédominante.

Le quartz est abondant, autant dans la cataclase qu'en porphyroclaste, où il est sous forme de langue ou platten quartz. Il a une extinction roulante. Les feldspaths se retrouvent sur le même habitus que le quartz. Ce sont essentiellement des microclines plus ou moins moirés. Les plagioclases sont moins abondants.

Les minéraux ferromagnésiens sont très minoritaires et cristallisent dans la cataclase en petites plages. Ce sont de la hornblende verte et de la biotite brune. De rares plages de porphyroblastes existent, mais elles sont transformées par les fractures, avec cristallisation d'opaques autour des minéraux. Quelques rares opaques moulent les feldspaths.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, le sphène et l'allanite. Les zircons sont automorphes et légèrement arrondis aux extrémités, comme dans la charnockite de Mangouin.

L'échantillon GUE-1 ne possède ni hypersthène, ni grenat, mais les paragenèses observées par Papon (1973) dans l'ensemble des formations du Mt Douan (leptynites et gneiss charnockitiques) contiennent ces deux minéraux. Ce qui place ces roches dans le faciès des granulites à hornblende.

La forme allongée du Mont Douan semble indiquer qu'elle est affectée par une déformation. Cette déformation pourrait être contemporaine du métamorphisme qui granulitise les formations du Mont Douan.

C. Le gneiss intermédiaire

L'échantillon GUE-3 est un faciès un peu plus basique (voir tab. 4.1) associé au gneiss charnockitique GUE-1. La couleur sombre est aussi lié au quartz qui est enfumé. Le feldspath est rarement perthitique. Il n'y a pas de microcline. Le plagioclase est abondant.

Les minéraux ferro-magnésiens sont la biotite, la hornblende verte et les pyroxènes (Cpx et Opx).

Les opaques sont les principaux minéraux accessoires.

La présence d'une structure cataclastique indique que les gneiss intermédiaires sont également impliqués dans la déformation.

D. La granulite rose

La granulite rose GUE-2 a les mêmes caractéristiques que ses homologues du domaine nord: la proportion de minéraux ferro-magnésiens est très faible. La différence, ici, réside dans l'absence de feldspath perthitique qui correspond à des températures plus élevée. L'absence de microcline indique que nous sommes bien dans des conditions P-T supérieures à celles des migmatites à biotite.

Ces faciès subissent la même déformation que les gneiss intermédiaire et charnockitique.

IV-. Les formations d'âge Birimien

L'unité de Ity-Toulépleu est située entre les parallèles N6°30 et N7°20, à la frontière avec le Liberia. Il est orienté NE-SW et se prolonge au Liberia où il est limité à l'Ouest par la zone de cisaillement du Cestos. A l'Est, les travaux de

Papon (1973) indiquent un contact brutal et rapide jalonné par de nombreuses fractures avec les formations archéennes. L'unité se caractérise par la présence d'un massif intrusif appelé massif de Guiamapleu. Celui est subdivisé en deux parties. Le faciès type correspond à une granodiorite gneissifiée. A l'est, les datations ont donné un âge archéen de 2701 Ma, tandis qu'à l'ouest, un âge protérozoïque inférieur est obtenu (2100 Ma).

La texture de la roche est microgrenue à grenue et la structure est granoblastique polygonale, quand la roche n'est pas déformée.

Les échantillons TL-5 et TL-8 sont des granitoïdes à deux micas appartenant au massif intrusif. TL-5 a une structure plutôt grenue, tandis que TL-8 est microgrenu. La minéralogie de ces deux échantillons est similaire, sauf que TL-8 ne semble pas contenir de hornblende. La biotite est verte. L'épidote existe aussi dans les deux échantillons.

Chapitre III

Les metabasites de Kouibly:
des granulites de haute pression

Vertical line of text on the right edge of the page, possibly a page number or header.



Dans ce chapitre, nous étudierons donc en détail l'évolution P-T de la granulite mafique KOUI-2. Dans un premier temps, nous rappellerons les caractères principaux de la transition entre le faciès des amphibolites et celui des granulites, puis nous passerons à l'étude détaillée de l'échantillon KOUI-2. Nous essayerons de caractériser les paragenèses successives à partir des déstabilisations minérales observées dans cet échantillon, en analysant simultanément textures microscopiques et compositions chimiques des minéraux. La succession des assemblages sera interprétée dans le cadre du système CMASH, puis une évaluation des conditions P-T de chaque assemblage sera présentée. Enfin, la signification de l'évolution P-T de l'échantillon KOUI-2 sera discutée.

I-. La transition amphibolite-granulite dans les metabasites.

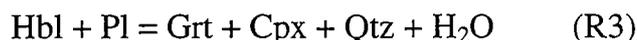
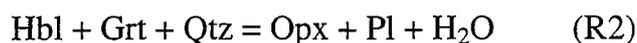
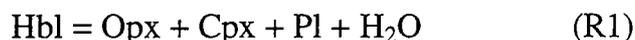
Le faciès des amphibolites est caractérisé par la coexistence de l'amphibole (hornblende) et du plagioclase (An_{30} ou plus) dans une gamme assez large de compositions. Cette variation de composition dépend de la nature, de la quantité et du changement de composition des phases minérales associées. Ces dernières sont le quartz, l'épidote, la biotite, le grenat ou le clinopyroxène.

Le faciès des granulites est défini par la disparition de la hornblende au profit d'assemblages à plagioclase-orthopyroxène-clinopyroxène ("granulites à deux pyroxènes") ou à grenat-orthopyroxène-clinopyroxène. Le passage entre le faciès des amphibolites et celui des granulites correspond aux conditions P et T dans lesquelles l'orthopyroxène et le clinopyroxène coexistent avec la hornblende dans les metabasites quartzifères de composition basaltique (par ex. Yardley, 1989; Miyashiro, 1994).

A. Le système CMASH.

Le système $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (CMASH) (Wells, 1979) permet d'étudier les relations de phases dans les faciès des amphibolites et des granulites. Dans ce système sont analysées les relations entre les phases suivantes: clinopyroxène (Cpx), grenat (Grt), orthopyroxène (Opx), hornblende (Hbl) et plagioclase (Pl). Ce système suppose que le quartz (Qtz) est en excès, et que la vapeur (Vap) est également en excès ou que l'activité de H_2O dans la phase Vap est constante. Les courbes d'équilibre (courbes univariantes) se rejoignent en un point (point invariant) dans l'espace P-T (fig. 3.1).

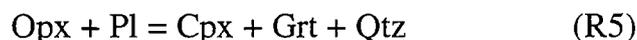
Dans le système CMASH, la transition entre les faciès des amphibolites et des granulites se manifeste par des réactions de déshydratation:



A haute pression, la hornblende disparaît suivant la réaction:



Dans le domaine à haute température, la réaction



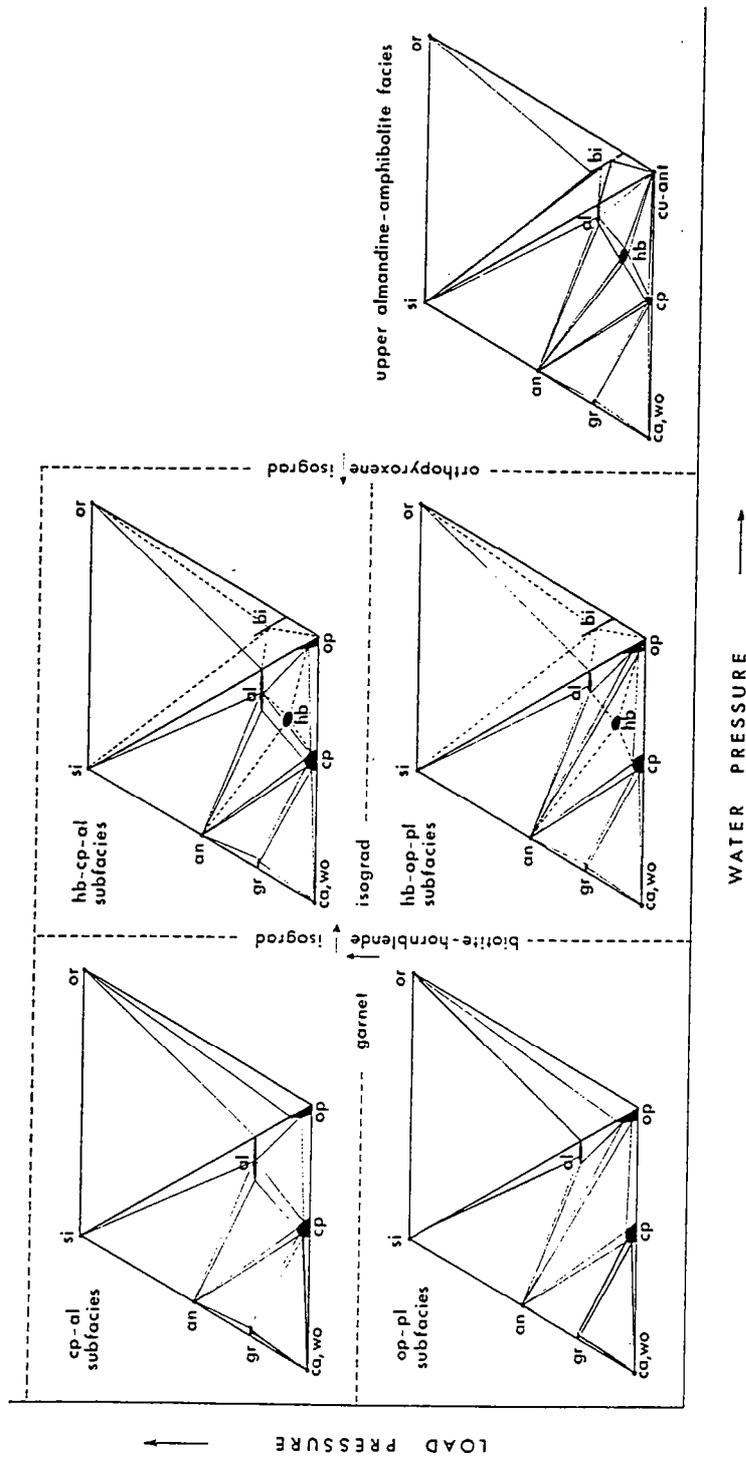


Fig. 3.1 Subdivision du faciès des granulites en fonction de la PH_2O et de la PH_2O pour des roches ayant un excès de silice. Les sous-faciès sont représentés par des diagrammes ACF-AFK (de Waard 1965).

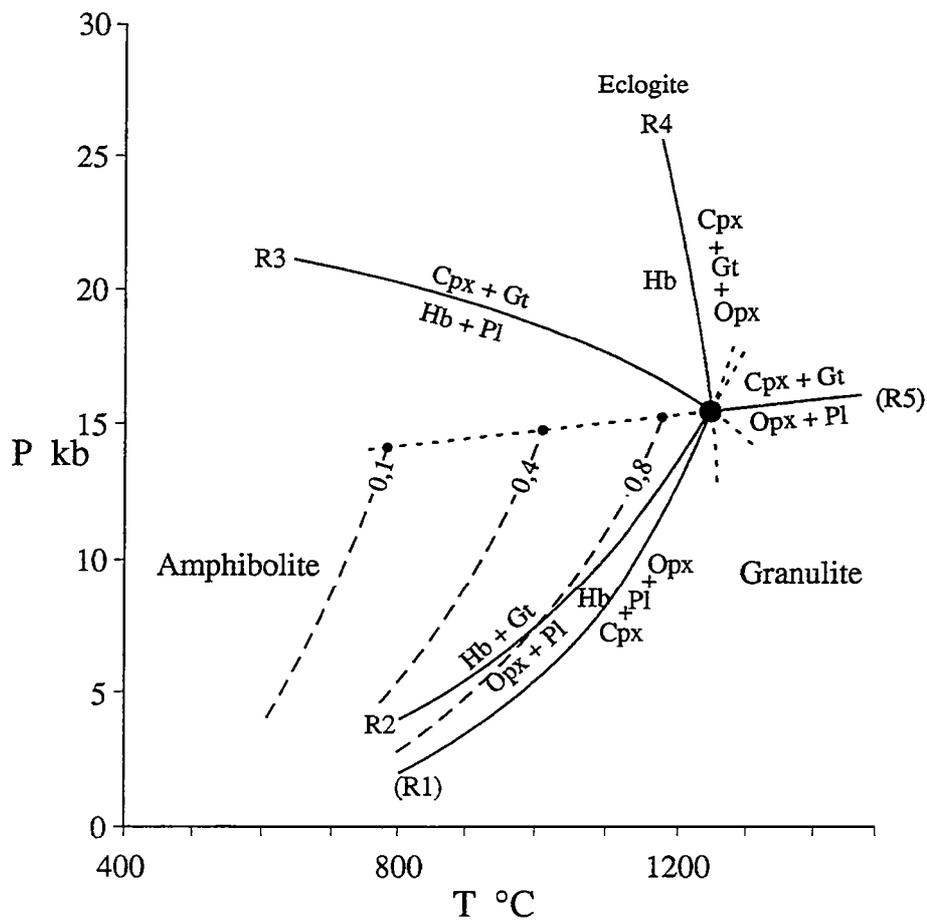


Fig. 3.2 Relations de phase dans le système CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Les lignes en tiréé représentent les isoplèthes pour la réaction R4 (Wells, 1979).

sépare un domaine de haute pression, à Cpx-Grt, d'un domaine de basse à moyenne pression, à Opx-Pl.

Des données expérimentales permettent de contraindre la position des différentes réactions, et surtout les réactions R1 et R5 qui déterminent la position du point univariant (Hensen, 1976; Choudhuri et Winkler, 1967).

B. Effet du partage du Fe et du Mg.

En général, les phases ferro-magnésiennes (Grt, Cpx, Opx, Hbl) ne sont pas des pôles purs (magnésiens) mais des solutions solides. De ce fait, le constituant FeO doit être additionné au système précédent, qui devient CFMASH. En conséquence, les réactions univariantes dans le système CMASH deviennent divariantes dans le système CFMASH: elles ne sont plus représentées par une courbe dans l'espace P - T mais occupent une bande.

Prenons l'exemple de la réaction R5. Cette réaction a été calibrée pour la première fois par Green et Ringwood (1967), qui ont établi que sa position était fortement dépendante de la composition de la roche. En particulier, pour les compositions de tholéiites à quartz, le grenat apparaît à une pression d'autant plus élevée que la roche est plus magnésienne. Hansen (1981) a établi expérimentalement la position de la courbe R5 dans le système purement magnésien, puis a proposé une expression analytique pour le géobaromètre Grt-Cpx-Opx-Pl-Qtz

C. Effet de Na₂O.

Dans le système CMASH, le plagioclase est de l'anorthite pure. Une augmentation de la teneur en albite du plagioclase a pour effet de déplacer le point invariant vers les hautes pressions le long de la réaction R4. En particulier, ceci entraîne un déplacement de l'équilibre R5 vers les hautes pressions.

D. Effet de H₂O.

La composition de la phase fluide (teneur en H₂O et en CO₂) joue un rôle important dans la formation des roches granulitiques. De nombreuses études d'inclusions fluides dans les granulites montrent que le CO₂ est l'espèce dominante dans la phase fluide (Touret, 1971). Les granulites se caractérisent par des teneurs en eau faibles, correspondant à des activités d'eau comprises entre 0,1 et 0,5 (Miyashiro, 1994).

Deux hypothèses sont généralement invoquées pour expliquer ces observations (par ex. Yardley, 1989). Les faibles activités d'eau résulteraient soit de la dissolution de l'eau dans les liquides silicatés durant la fusion partielle, soit d'une infiltration de CO₂ durant le métamorphisme granulitique, le CO₂ provenant éventuellement du manteau.

Si le constituant H₂O n'est plus en excès, par exemple parce qu'il est dilué par du CO₂, les réactions R1 à R4 du système CMASH deviennent divariantes, permettant la coexistence de la hornblende avec les phases anhydres dans une large gamme de température. Il n'y a de ce fait pas transition brutale entre le faciès des amphibolites ("hydraté") et celui des granulites ("anhydre"), mais diminution progressive de la proportion de l'amphibole à température croissante.

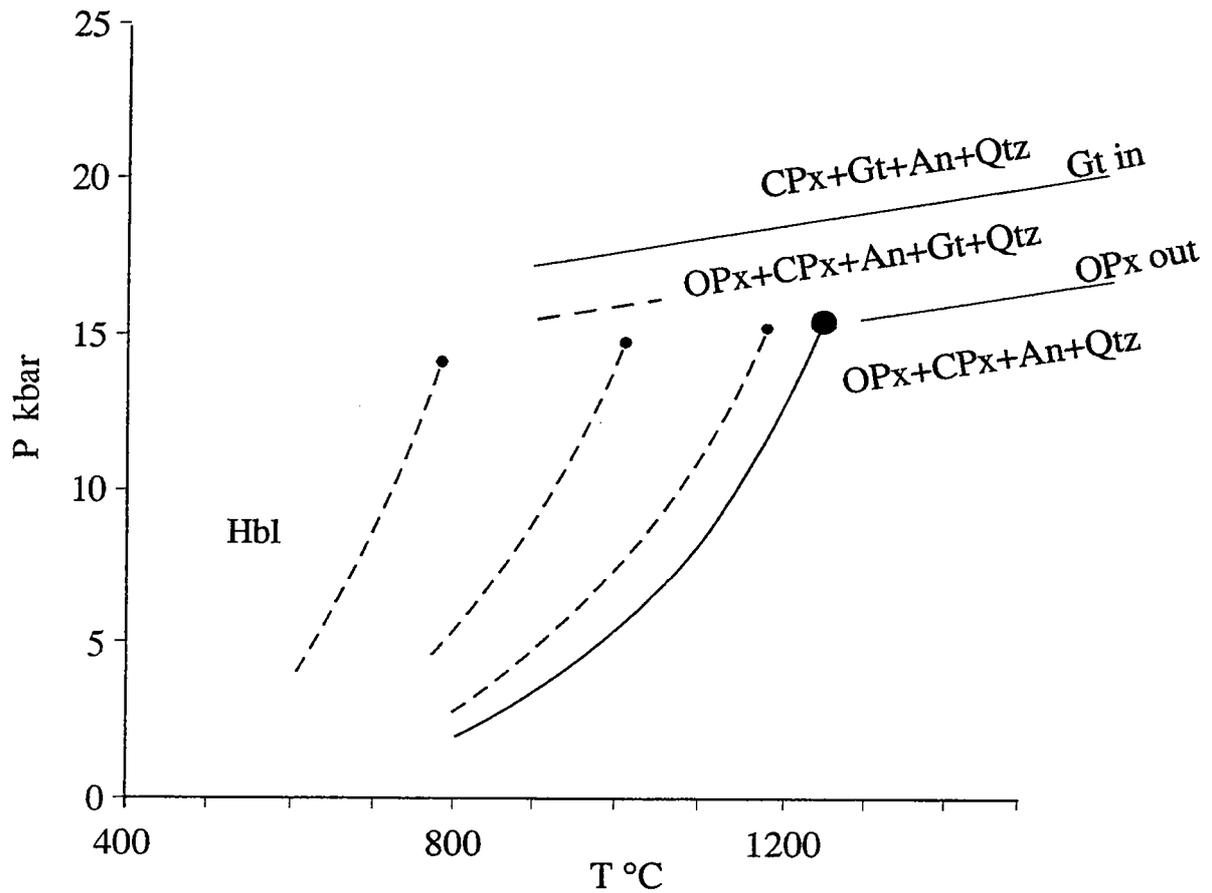


Fig. 3.3. Diagramme P-T montrant les bandes des réactions divariantes (1) et (3)
 Les données sont de Wells (1979) pour la réaction (1) et de Hansen (1981)
 pour la réaction (2).

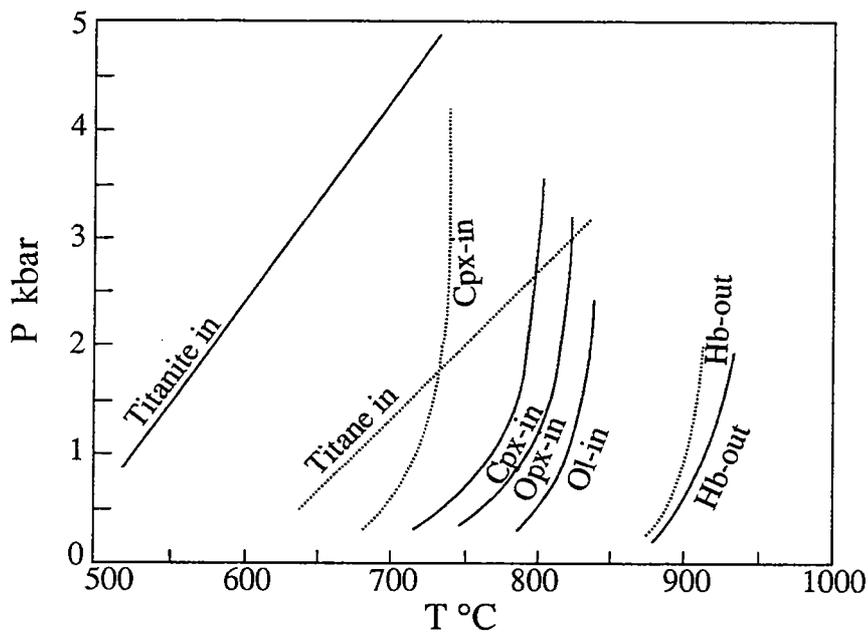


Fig. 3.4. Diagramme P-T montrant les conditions P-T des réactions
 aux limites de la transition faciès des amphibolites à faciès
 des granulites. Les courbes en pointillés sont définies pour
 des f_{O_2} déterminées à partir du Qt-Fa-Mt et les autres
 courbes à partir de Hé-Mt.

En outre, la diminution de l'activité de l'eau déplace les réactions de déshydratation vers des températures plus basses, permettant l'apparition d'assemblages du faciès des granulites à des températures plus faibles que celle obtenues pour une P_{H_2O} égale à la P_{totale} . Par exemple, la réaction R1 a été calibrée par Choudhuri et Winkler (1967). Wells (1979) extrapole les données de Choudhuri et Winkler (1967). Il utilise des pressions partielles d'eau proches des conditions granulitiques ($P_{H_2O} < P_{totale}$) et une constante d'équilibre moyenne de la réaction R1 obtenue à partir d'assemblages naturels de minéraux. Cela permet de construire les isoplètes de la réaction R1 dans le diagramme P - T (fig. 3.2).

E. Conclusion.

Le faciès des granulites a été défini par Eskola (1939) sur la base des assemblages naturels. Prenant en compte ses observations sur l'apparition du grenat dans les granulites dans les Adirondacks (New York, USA) et dissociant les deux variables P_{totale} et P_{H_2O} , de Waard (1965) a défini plusieurs sous-faciès au sein du faciès des granulites. Les deux principaux sont le sous-faciès des granulites à hornblende (à forte P_{H_2O}) et le sous-faciès des granulites à pyroxène (à faible P_{H_2O}). Chaque sous-faciès est lui-même subdivisé en deux domaines, en fonction de la P_{totale} , le domaine de haute pression se caractérisant par l'apparition du grenat (fig. 3.3).

Une telle conception d'ensemble est toujours valide, même si les limites entre ces subdivisions sont multivariantes. De ce fait, le passage entre les faciès n'est pas brusque, mais s'effectue sur une gamme de température et/ou de pression plus ou moins large suivant la composition de la roche. Les bandes définies par ces courbes se chevauchent (fig 3.4). Jusqu'à 900°C environ, la Hbl peut coexister avec de l'Opx et du Cpx.

II-. Pétrographie et minéralogie

L'échantillon KOU1-2 présente d'abondantes reliques de phases primaires, qui se reconnaissent par leur grande taille, leur habitus en grains isodiamétriques (qui permet de supposer que la roche a eu à l'origine une texture granoblastique), et surtout leur caractère corrodé. En effet, la plupart de ces reliques sont entourées par des couronnes réactionnelles de minéraux secondaires, en général de petite taille et se présentant sous forme de vermicules ou de symplectites.

Une analyse détaillée de la composition des phases primaires et secondaires a été obtenue à la microsonde électronique (Microsonde Ouest, Brest). Les conditions analytiques suivantes ont été utilisées: tension d'accélération 20 kV; temps de comptage 6 s; courant échantillon 20 nA; diamètre du faisceau 1-2 μm .

A. La paragenèse primaire

La paragenèse primaire se compose de grenat (Grt), de clinopyroxène (Cpx I), d'amphibole brun-rouge (Amp I), de plagioclase (Pl I) ainsi que d'une quantité mineure de quartz (Qtz).

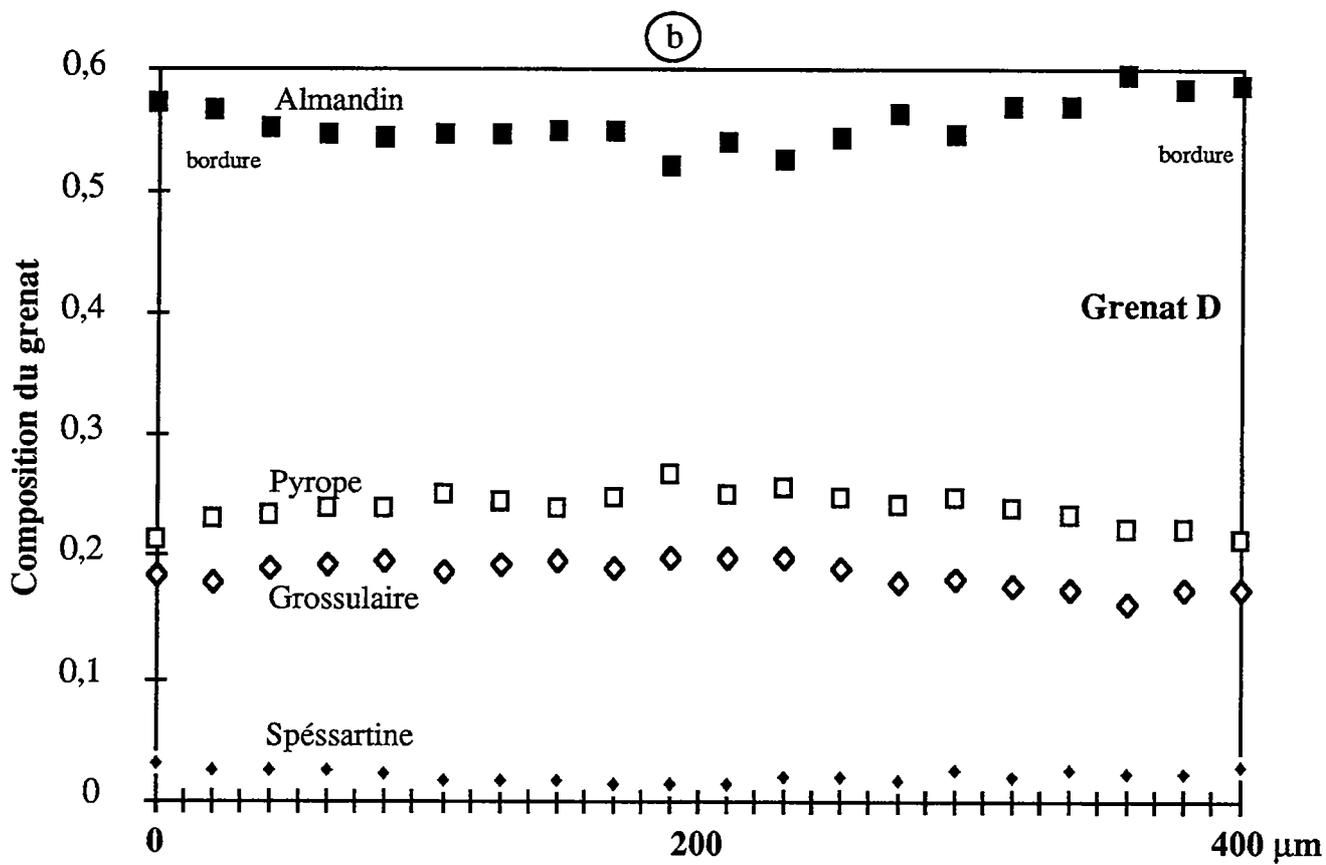
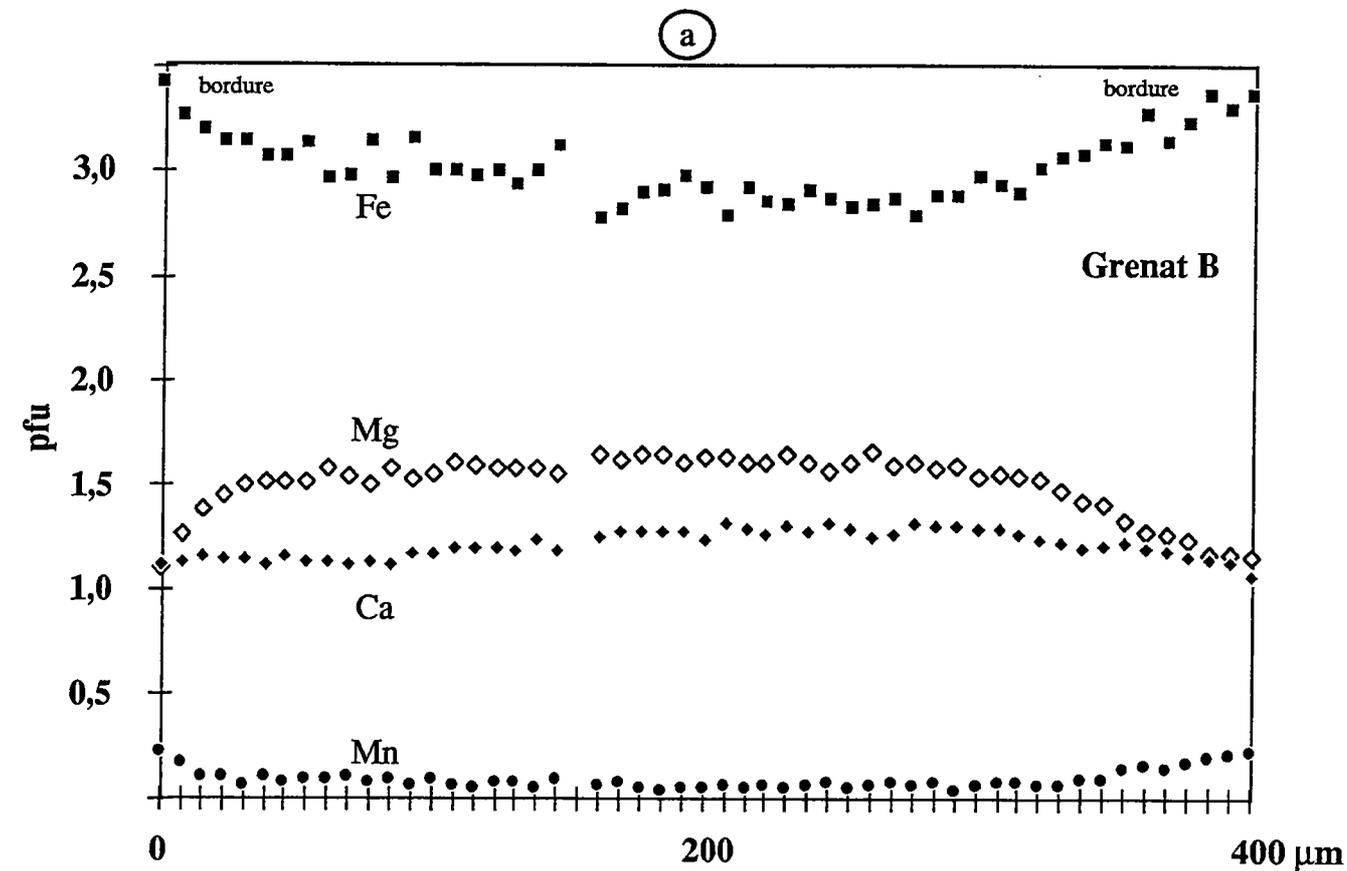


Fig. 3.5. Profils dans des grenats de l'échantillon KOUI-2. a- grenat de type I et b- grenat de type II.

1-. Le grenat

Le grenat de l'échantillon KOU1-2 est une solution solide almandin (47 à 59 mole %)-pyrope (20 à 28 mole %)-grossulaire (15 à 18 mole %)-spessartine (1 à 3 mole %). Deux types de grenat sont en fait distinguables. Certains grains (type I) sont entourés par une couronne radiale de vermicules d'Opx et de Pl (photo 1, fig. 3.16) alors que d'autres grains (type II) sont entourés d'une couronne de Pl (photo 2, fig. 3.16). Dans ce cas, l'Opx secondaire est alors localisé en bordure du Cpx I, où il se trouve sous forme de grains et non de vermicules.

Les profils de composition du grenat de type I (fig. 3.5) montrent un large coeur non zoné et une étroite bordure à fort gradient de composition. Au contact du Pl ou de l'Opx, le grenat s'enrichit sensiblement en Fe et en Mn, s'appauvrit en Mg, tandis que la teneur en Ca reste approximativement constante (tab. 3.1). Un tel profil est classiquement interprété comme une zonation de diffusion. Les profils de composition du grenat de type II (fig. 3.5) montrent, par rapport au grenat de type I, une zonation moins importante, avec les mêmes tendances que pour le grenat de type I. Certains grains de type II sont toutefois caractérisés par l'absence de zonation.

Une comparaison des compositions des coeurs et des bordures des deux types de grenat en fonction de leur taille est présentée sur la figure 3.6. Certains grains ne montrent aucune différence entre le coeur et la bordure (grains E et H) ou une faible différence (grain F), qui tous trois appartiennent au type II. Les différences les plus importantes sont observées dans les grains de type I (grains B et C). Des intermédiaires entre ces deux comportements extrêmes sont cependant possibles (grains D, de type II, et G, de type I).

2-. Le clinopyroxène

Le Cpx primaire (Cpx I), nettement plus abondant que le Cpx secondaire (Cpx II), présente souvent des lamelles d'exsolution (photo 2, fig. 3.16), en particulier d'amphibole. Les profils de composition de grains homogènes (sans lamelles d'exsolution) de Cpx I (fig. 3.7 et tab. 3.2) indiquent quelques variations du coeur vers la bordure, mais elles ne sont pas aussi importantes que dans le grenat. La teneur en Al diminue du coeur vers la bordure (de 5,9 à 2,3 wt %), tandis que le rapport XMg augmente légèrement (de 0,65 à 0,66-0,67).

3-. L'amphibole brun-rouge.

L'amphibole primaire se distingue immédiatement de toutes les autres amphiboles par sa couleur brun-rouge et son fort pléochroïsme. Elle s'observe soit en inclusion dans le grenat (Amp Ia) soit dans la matrice (Amp Ib), où elle est entourée par une couronne à Cpx-Opx-Pl (photo 3, fig. 3.16). Les inclusions dans le grenat sont rares, et nous n'en avons en fait observé qu'une seule (photo 1, fig. 3.16). Dans la matrice, les Amp Ib sont orientées parallèlement aux rares plages de quartz (photo 3, fig. 3.16), ce qui permet de supposer l'existence d'une foliation durant le développement de la paragenèse primaire. Certains grains d'Amp Ib changent progressivement de couleur, passant d'une teinte brun-rouge à une teinte brun-vert (photo 3, fig. 3.16). On soulignera que les symplectites sont localisées au contact des grains de couleur brun-rouge ou, dans le cas des grains zonés, des seules portions de couleur brun-rouge. Ceci montre que la plupart des amphiboles brun-vert sont des amphiboles primaires

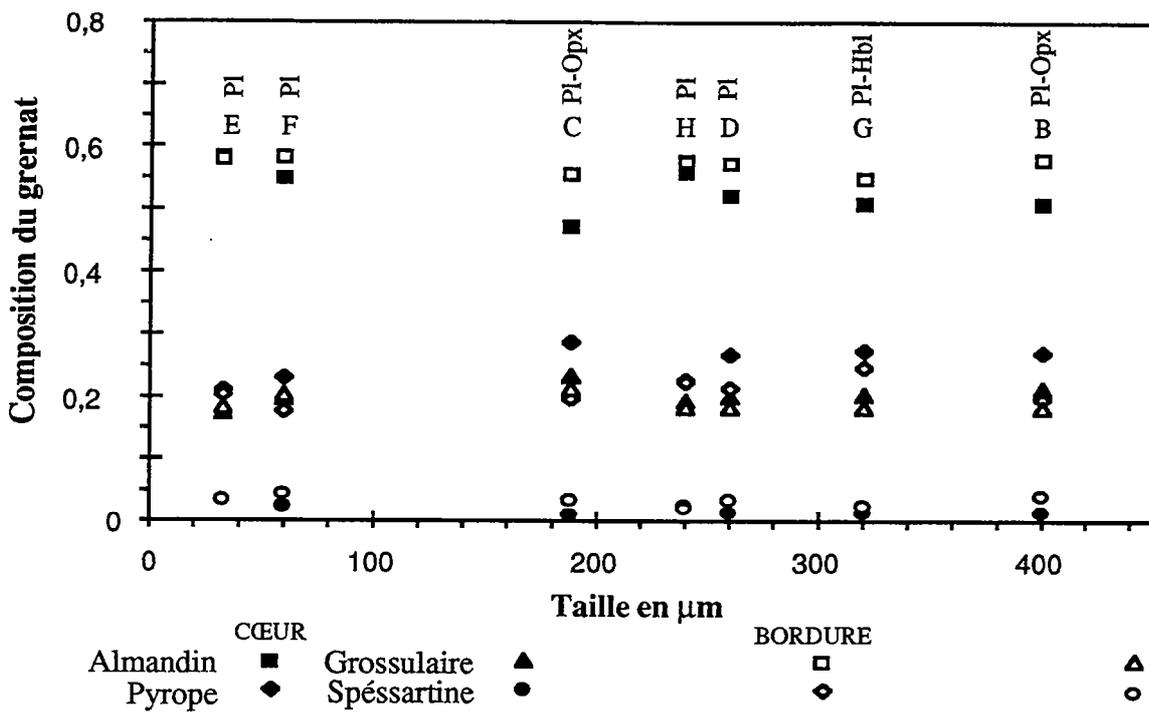


Fig. 3.6. Diagramme composition en fonction de taille du grenat. La nature des phases minérales entourant chaque grenat est indiquée en haut (couronne de Pl ou symplectites de Pl-Opx(-Hbl)).

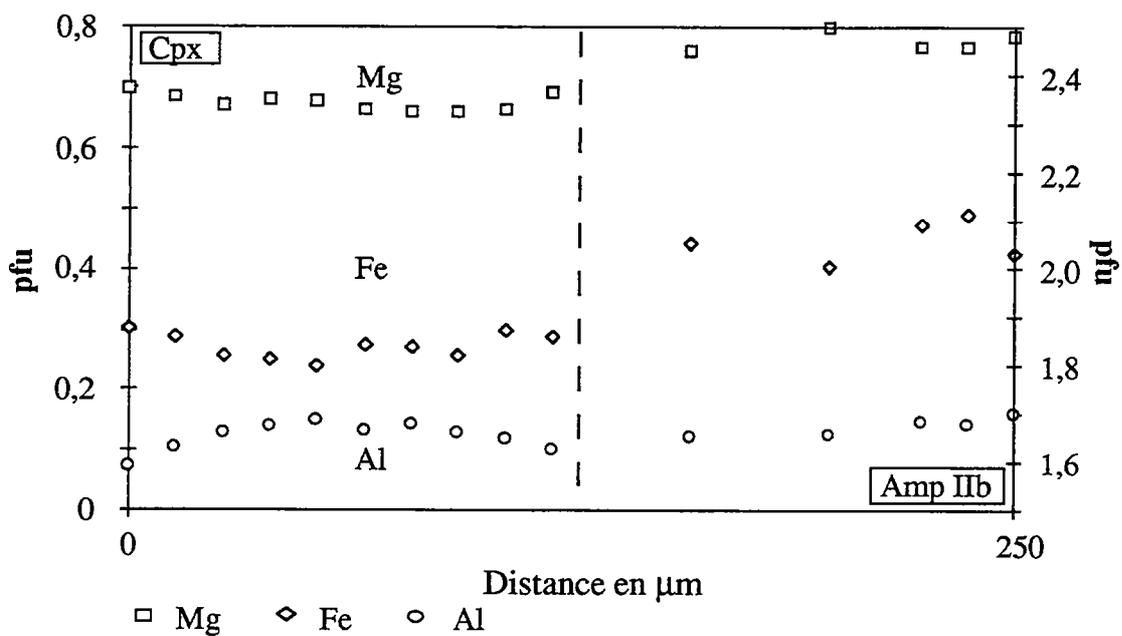


Fig. 3.7. Profil d'analyse d'un Cpx contigu à une amphibole (amp IIb).

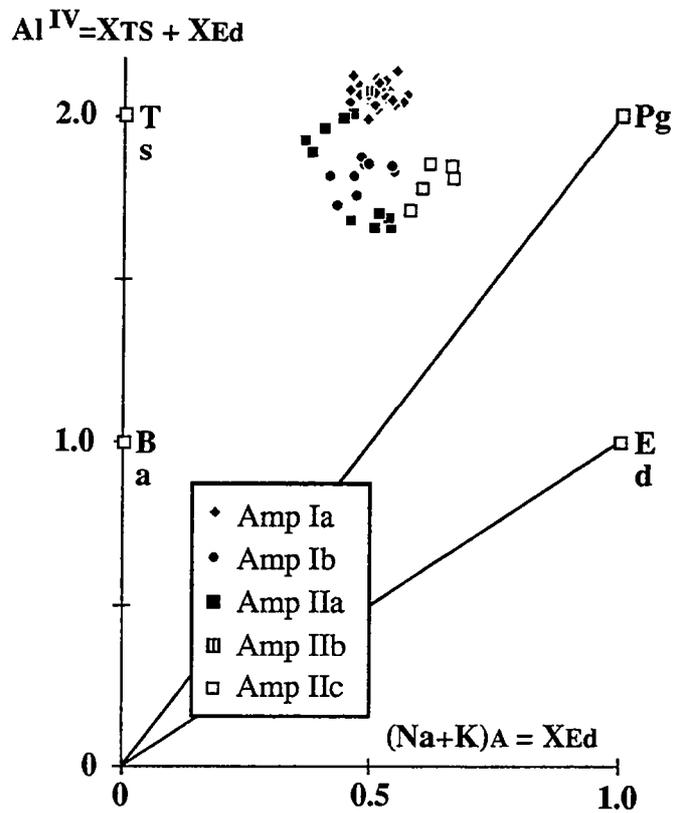


Fig. 3.8. Diagramme $Al^{IV}-(Na+K)_A$ pour les différents types d'amphibole de l'échantillon KOU1-2

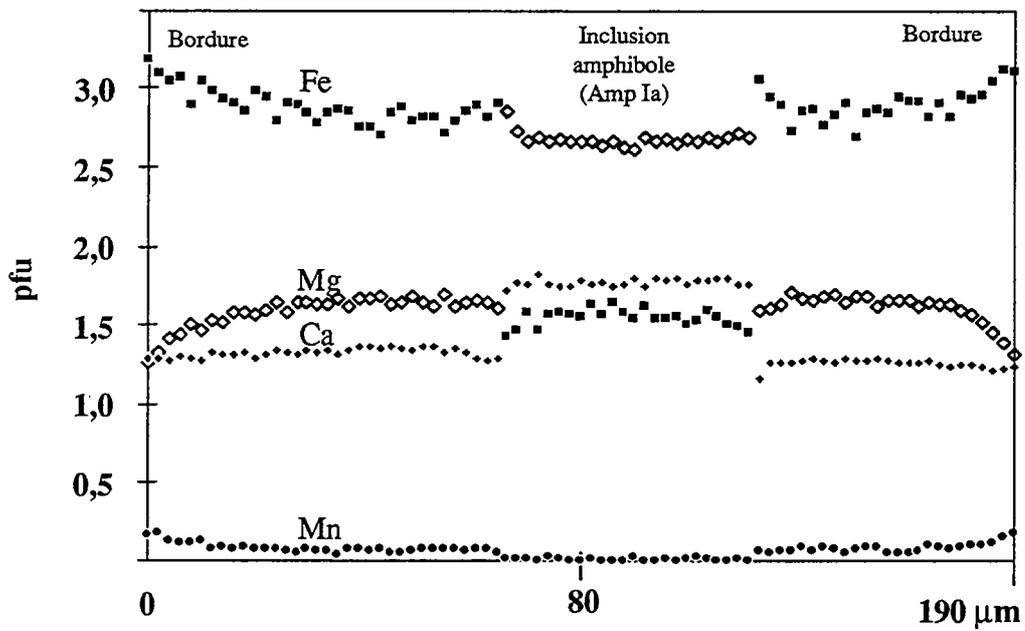


Fig. 3.9. Profil d'un grenat et de son inclusion de hornblende brune.

rééquilibrées, ce que confirme leur fabrique de forme, parallèle à la foliation antérieurement définie. La proportion modale d'Amp I devait être relativement importante (environ 10-20%), si l'on en juge par la fréquence des amphiboles brun-vert.

Dans la classification de Leake (1978), l'Amp I est une amphibole calcique, de type alumino-tschemakite ou pargasite ferrifère. Dans le diagramme $Al^{IV}-(Na + K)_A$ (fig. 3.8), l'Amp I se situe à mi-distance entre les pôles tschemakite (Ts) et pargasite (Pg).

Une attention particulière a été portée à l'inclusion d'Amp Ia dans le grenat. Le profil de zonation dans ce grenat recoupe l'Amp Ia, qui s'enrichit en Fe et s'appauvrit en Mg au contact du grenat, ce dernier présentant un comportement inverse (fig. 9). On soulignera que le grenat n'est pas rééquilibré en Mn, contrairement à ce qui se passe à la bordure du même grain. Cette rééquilibration du grenat et de son inclusion ne peut résulter que de la réaction d'échange $FeMg_{-1} (Grt) = FeMg_{-1} (Amp)$. On peut donc considérer le coeur de cette inclusion d'amphibole brun-rouge comme ayant conservé sa composition initiale. La figure 3.9 montre que la composition de l'Amp Ia est relativement constante, tant en ce qui concerne la teneur en Ti (0,32-0,35 pfu) que le rapport XMg (0,63).

L'analyse des grandes plages d'Amp Ib (amphiboles brun-rouge, en matrice, déstabilisées en Opx-Cpx-Pl) montre plusieurs différences par rapport à la composition de l'inclusion. Tout d'abord, la teneur en Ti est en général nettement plus élevée (jusque 0,42 pfu), bien que ces valeurs, observées au coeur des grains, tendent à diminuer vers les bordures (fig. 3.10, tab. 3.3). Dans l'inclusion, le rapport XMg est d'environ 0,63 mais il est de l'ordre de 0,53-0,55 dans les Amp Ib.

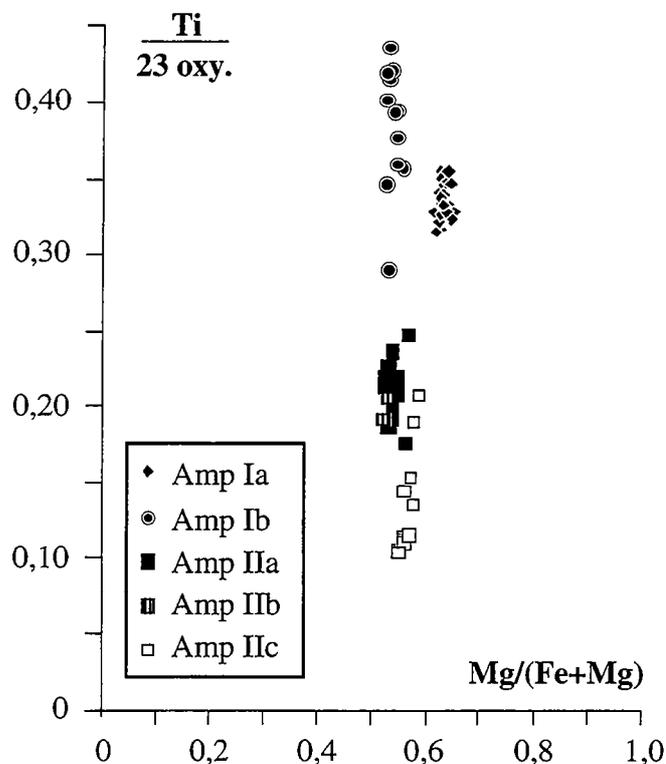


Fig. 3.10. Distribution des amphiboles dans le diagramme Ti (pfu) en fonction du rapport $Mg/(Fe+Mg)$.

4-. Le plagioclase.

Le plagioclase primaire (Pl I) se présente en grains plus ou moins larges, en général non loin des quelques plages de Qtz et d'Amp Ib, et semble globalement parallèle à la fabrique de l'Amp Ib et du Qtz. Le Pl I est entouré de symplectites à Opx - Pl IIb (photo 3, fig. 3.16). Les coeurs des Pl I ont des teneurs en anorthite de l'ordre de 35% (tab. 3.4 et fig. 3.11) mais les bordures de ces grains sont toujours rééquilibrées (environ 44% d'anorthite).

5-. Le quartz.

Quelques grains de quartz ont été observés dans l'échantillon KOU1-2. De grande taille et de forme allongée, le Qtz est isolé de toutes les autres phases par une couronne d'Opx secondaire (photo 3, fig. 3.16).

6-. Les oxydes.

Un examen attentif du grenat a révélé l'existence d'inclusions de rutile, en grains ovoïdes ou allongés de petites dimensions (environ 5-10 μm) et sans orientation préférentielle. Le rutile n'a jamais été observé en matrice.

De grandes plages de minéraux opaques pourraient appartenir à la paragenèse primaire. Ces sont des cristaux d'ilménite qui sont parfois entourés d'une étroite couronne d'orthopyroxène.

B. Textures réactionnelles et phases secondaires.

Les textures observées dans la granulite basique permettent de décrire plusieurs associations secondaires. En particulier, trois textures sont identifiables. Le grenat est entouré soit par des symplectites à orthopyroxène (Opx) - plagioclase (Pl), soit par une couronne de Pl, l'Opx étant alors localisé au contact du Cpx I. En outre, certaines amphiboles primaires (Amp Ib) sont entourées par une symplectite à Opx - Cpx - Pl.

1-. L'orthopyroxène.

L'Opx n'existe pas dans la minéralogie primaire. Il résulte de la déstabilisation du Grt, du Cpx I ou de l'amphibole brun-rouge (Amp Ib) (fig. 3.16). Il se présente sous forme de vermicules dans des symplectites autour du grenat (Opx IIa) ou des Amp Ib (Opx IIb). On le retrouve aussi en grains au contact Pl-Cpx (Opx IIc). Dans ce cas, les vermicules sont absents autour du grenat. En outre, des grains d'Opx (Opx IId) séparent le Qtz des symplectites résultant de la déstabilisation de l'amphibole primaire, ce qui montre bien que le Qtz n'est pas à l'équilibre avec le Pl durant la rétrogenèse.

De faibles différences de composition sont observées au sein des Opx, suivant leur position microstructurale. La teneur en Al distingue nettement les Opx IId de tous les autres Opx (environ 0,5 % contre 1,3-1,7%, respectivement). Le rapport XMg est relativement constant (de l'ordre de 0,52-0,53), sauf pour les Opx IId où il est légèrement plus faible (0,49).

2-. Le clinopyroxène.

Le Cpx II se rencontre uniquement en vermicules autour des amphiboles brun-rouge, où il est très largement subordonné à l'Opx (photo 3, fig. 3.16). Le Cpx II se caractérise par de faibles teneurs en Al_2O_3 (1,52 -1,78 wt %) et un rapport XMg de l'ordre de 0,70.

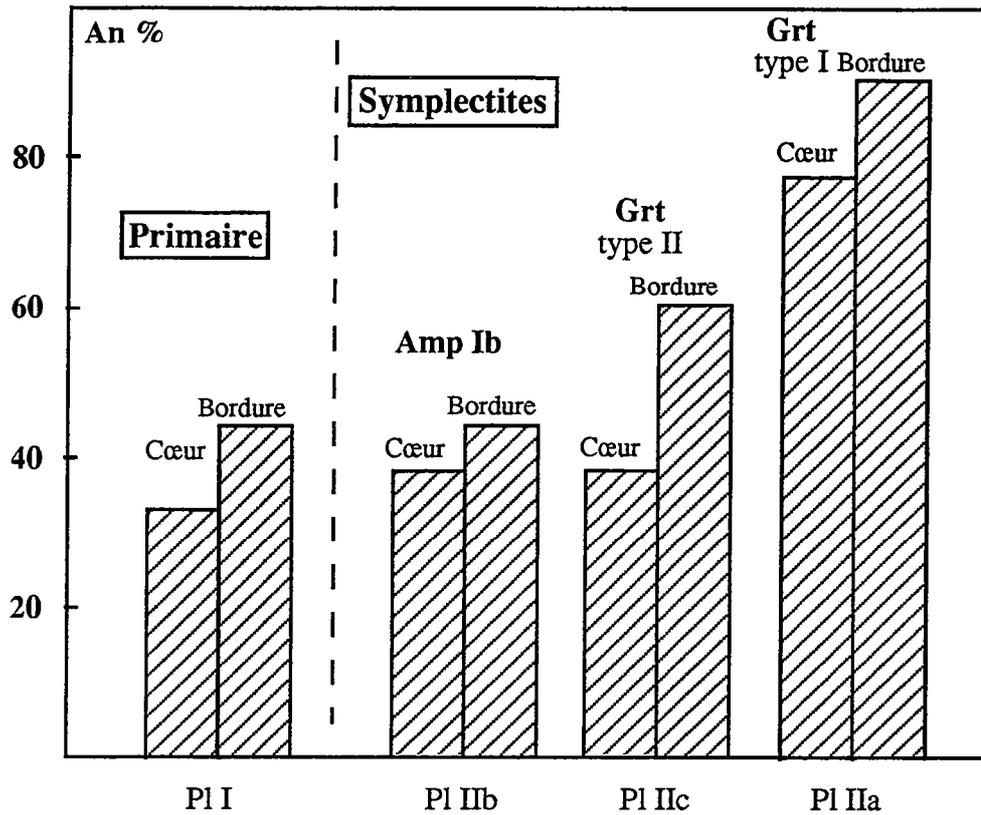


Fig. 3.11. Histogramme de la composition des plagioclases de l'échantillon KOUI-2.

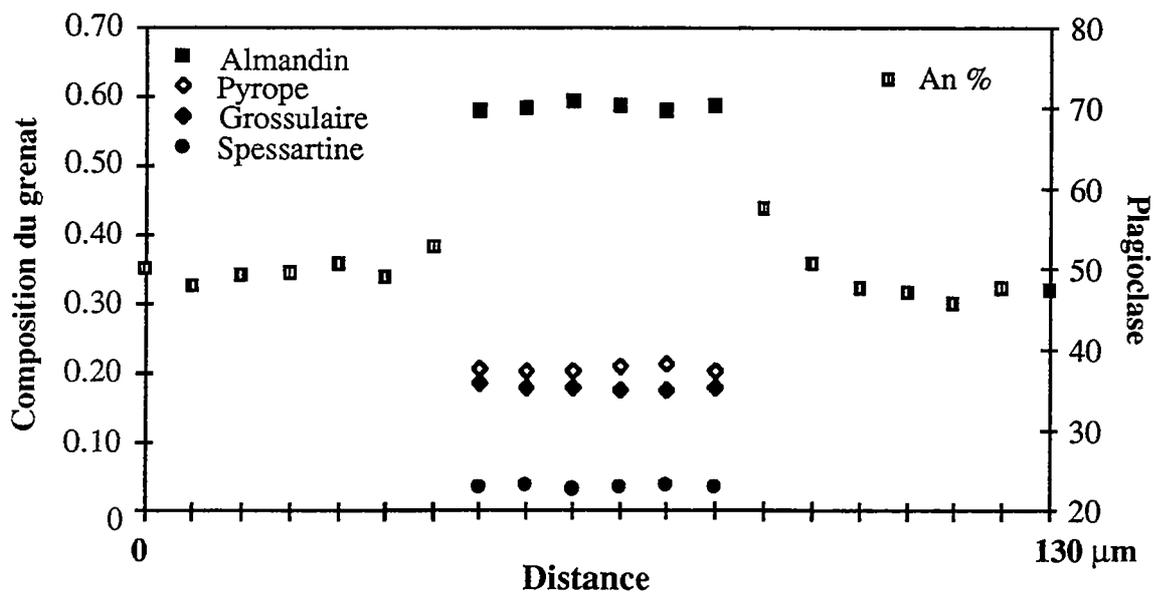


Fig. 3.12 Profil dans un petit grenat de type II ainsi que de sa couronne de plagioclase.

3-. Le plagioclase.

Le plagioclase secondaire s'observe sous deux habitus, en symplectite avec l'Opx ou l'amphibole verte, où il résulte de la déstabilisation du Grt de type I et du Cpx (Pl IIa) ou des Amp Ib (Pl IIb) ou encore en couronne autour du grenat de type II (Pl IIc) (fig. 3.16). La teneur en anorthite du Pl IIa varie de An₇₇ à An₉₀ (fig. 3.11 et tab. 3.4). Par contre, les Pl IIb et IIc se caractérisent par des teneurs en anorthite moins élevées (An₃₈ à An₄₄ pour le Pl IIb, An₄₀ à An₆₀ pour le Pl IIc) (tab. 3.4). La figure 3.12 montre les variations de composition du Pl IIc au contact du grenat de type II, la teneur en anorthite croissant fortement vers le contact (An₄₅ à An₆₀).

4-. Les amphiboles brun-vert et vertes.

Bien que plusieurs habitus caractérisent les amphiboles secondaires, les différents types sont tous de couleur verte à brun-vert. Nous distinguerons ainsi trois types:

- lamelles d'exsolution dans les Cpx (Amp IIa);
- grandes plages (Amp IIb), éventuellement en contact avec le Cpx I, de l'Opx et du Pl et interprétées comme résultant de la rééquilibration des Amp Ib;
- vermicules associées au Pl dans certaines réactions (Amp IIc).

Les Amp IIa et IIc sont de couleur verte, les Amp IIb de couleur brun-vert.

Les amphiboles secondaires sont globalement comparables aux amphiboles primaires, se situant à mi-distance des tschermakites et des pargasites (fig. 3.8). Elles se distinguent toutefois nettement des Amp I par une teneur moindre en Ti (0,17-0,25 pfu pour les Amp IIa, 0,18-0,20 pfu pour les Amp IIb et 0,10-0,20 pfu pour les Amp IIc). Le rapport XMg est semblable pour les Amp IIa et IIb (environ 0,52-0,54) et légèrement supérieur pour les Amp IIc (0,56-0,58) (fig. 3.10). Ces variations reflètent l'existence de micro équilibres locaux.

5-. L'ilménite et la magnétite.

Ces deux phases sont souvent présentes dans les associations secondaires. Les analyses effectuées nous montrent que l'ilménite est associée aux Amp Ib et étroitement liée aux symplectites à Opx-Cpx II-Pl IIb. La magnétite cristallise en plages plus larges que l'ilménite. Elle est associée aux symplectites à Opx-Pl IIa.

III-. Evolution paragénétique

La metabasite KOUI-2, comme celles rencontrées ailleurs dans le domaine de Man, se caractérise par la présence de minéraux primaires (Grt - Cpx I - Pl I - Amp Ib - Qtz - Rutile), autour desquels se développent des couronnes de minéraux secondaires (symplectites). Avant d'évaluer les conditions P-T auxquelles ces assemblages ont cristallisé, nous allons discuter leur signification dans le système CFMASH.

A. Signification de la paragenèse primaire.

La coexistence de Grt - Cpx I - Pl I - Amp Ib - Qtz correspond à l'équilibre R3, à savoir



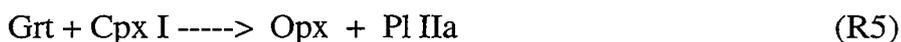
Comme nous l'avons indiqué antérieurement, cet équilibre ne correspond pas à une courbe univariante dans l'espace P-T mais est un équilibre au minimum trivariant (en tenant compte de la composition des phases). L'amphibole était bien à l'équilibre avec Grt et Cpx, et la paragenèse primaire ne peut être qualifiée de paragenèse anhydre.

Cette association est stable à relativement haute pression (au-dessus du point invariant), dans une gamme de températures dont la largeur est probablement relativement grande, compte-tenu de la variance élevée de cette association.

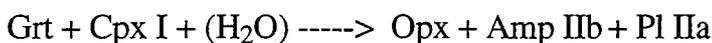
B. Interprétation des textures réactionnelles.

L'évolution tardive est marquée par plusieurs textures réactionnelles.

-1. Des symplectites ou des couronnes à Pl et Opx se développent autour du grenat. Ces derniers sont parfois complètement transformés, laissant place à des vermicules d'Opx et de Pl auxquels s'ajoutent localement des vermicules d'amphibole verte (Amp IIc). Cette déstabilisation a lieu à l'interface Grt-Cpx. Il est possible d'observer des symplectites composées de Pl, et de vermicules d'Opx et d'amphibole verte, et même certaines, uniquement composées d'amphibole verte et de Pl. Ces textures suggèrent l'intervention des réactions:



ou d'une combinaison de ces deux réactions:



Dans les micro domaines où l'activité de l'eau sera élevée, la réaction R3 prédominera, permettant la formation d'amphibole verte. Au contraire, dans les micro domaines où l'activité de l'eau sera faible, la réaction R5 dominera, les symplectites ne contenant alors pas d'amphibole.

Toutes les réactions précédentes (R5 et R3, ainsi que leur combinaison) sont multivariantes, mais toutes mettent en évidence l'existence d'une décompression.

-2. Des réactions coronitiques s'observent également autour des amphiboles brun-rouge (Amp Ib), qui sont remplacées par des symplectites à Opx, Pl et Cpx. Cette réaction se déroule dans les micro domaines (à l'échelle de la lame mince) ne contenant pas de grenat. Cette texture est compatible avec la réaction:



La réaction R4 indique une augmentation de température ou une diminution de pression. Dans ce dernier cas, la décompression peut être associée à une augmentation ou à une diminution de la température.

C. Réactions simultanées ou successives?

Plusieurs types de réactions rétrogrades ont été identifiées dans l'échantillon KOU1-2. Ces réactions peuvent se dérouler simultanément ou au

contraire se succéder. Les réactions de déstabilisation du grenat (R3) consomment de l'eau, celle-ci étant nécessaire à la croissance de l'amphibole. Au contraire des précédentes, la déstabilisation de l'amphibole primaire libère de l'eau, qui peut être alors transférée par diffusion jusqu'aux interfaces entre Grt et Cpx I, permettant alors la croissance locale d'amphibole suivant la réaction R3. La métabasite étudiée se comporte globalement en système fermé, l'eau produite par la déstabilisation des Amp étant consommée à faible distance du site de production. En d'autres termes, l'activité de H₂O est tamponnée durant toute l'histoire rétrograde.

D. Evolution P-T.

En conclusion, l'échantillon KOUI-2 montre une paragenèse primaire (M I) appartenant à la transition entre le faciès des amphibolites et celui des granulites de haute pression (co-stabilité Pl-Grt-Cpx et persistance de l'Amp). Cette paragenèse est contemporaine d'une déformation ductile de la roche, dont témoignent les reliques de fabrique du Qtz, du Pl I et de l'Amp.

En outre, l'échantillon KOUI-2 montre de nombreuses évidences de réactions minérales indiquant un rééquilibrage partiel en l'absence de déformation ductile (réactions coronitiques). Cet épisode (M II) a lieu dans le faciès des granulites de basse pression. Des textures similaires ont par ailleurs souvent été décrites et interprétées de la même manière (par exemple Wells, 1979; Harley, 1988 et 1989; Mengel et Rivers, 1990; Schumacher et al., 1990). Ceci laisse bien sûr ouvert la question de savoir si les deux épisodes M I et M II résultent d'une évolution continue (décompression à haute température lors de l'exhumation des métabasites) ou s'ils témoignent de deux cycles métamorphiques sans relation directe (recyclage de granulites de haute pression archéennes dans un événement tectono-métamorphique birimien).

IV-. Estimation des conditions P et T

Les estimations thermobarométriques se font idéalement à partir d'assemblage minéraux en parfait équilibre. Cela signifie que tous les cristaux d'une phase donnée ont la même composition. Cette condition est rarement satisfaite. Certains minéraux présentent des variations de composition qui peuvent être acquises, soit au cours de leur croissance, soit par diffusion durant leur refroidissement (Loomis, 1983).

Dans l'échantillon KOUI-2, la plupart des phases minérales (grenat, clinopyroxène, amphibole, plagioclase et orthopyroxène) sont zonées. Dans ce cas, le but des investigations à la microsonde est de déterminer les compositions initiales des différentes phases minérales. D'où l'importance des profils à travers les minéraux. Dans l'échantillon KOUI-2, les minéraux présentent en général un coeur homogène et une étroite bordure avec un fort gradient de composition (par ex grenat B de la figure 3.5). Ce type de profil est caractéristique d'une rééquilibration par diffusion durant le refroidissement de la roche, après le maximum en température du métamorphisme.

La composition au coeur des grains est supposée représenter celle acquise durant le pic en T du métamorphisme, et sera donc utilisée pour calculer les conditions P-T de l'épisode M I. Les compositions des bordures sont également importantes, car elles permettent de contraindre les conditions P-T au moment de la rééquilibration, si l'équilibre a été atteint entre les phases secondaires. Ce dernier point n'est cependant pas évident, car les variations de

composition chimique des amphiboles et plagioclases secondaires mettent en évidence de nombreux micro équilibres locaux

A. Géothermométrie.

1-. Le géothermomètre Grt-Cpx.

Dans les metabasites des faciès des granulites et des éclogites, le géothermomètre classique est basé sur l'échange du Fe et du Mg dans le couple Grt-Cpx. La calibration de ce géothermomètre la plus utilisée correspond à celui de Ellis et Green (1979). D'autres calibrations ont également été développées par d'autres auteurs, en particulier, pour les plus récentes; Pattison et Newton (1989) et Berman et al. (1995). Nous utiliserons les calibrations de Ellis et Green (1979) et de Berman et al. (1995). Les résultats des calculs de température effectués sont consignés dans le tableau 3.5.

Le calcul en utilisant les analyses des coeurs du Grt et du Cpx (c'est-à-dire la composition initiale de ces minéraux) indique des températures de l'ordre de 880 à 900°C avec le géothermomètre de Ellis et Green (1979). Les analyses de la bordure entre le grenat et le Cpx donnent des températures de 745 à 770°C. Il y a donc environ 100°C de différence entre les coeurs et la périphérie des minéraux.

Les mêmes analyses donnent avec la calibration de Berman et al. (1995) des températures comprises entre 824 et 867°C pour les coeurs, et 670 à 710°C pour les bordures. Cela fait une différence de 150°C environ entre le coeur et la bordure des minéraux.

2-. Le géothermomètre Grt-Hbl.

La paragenèse de l'échantillon KOUI-2 permet d'utiliser aussi l'échange Fe-Mg entre Grt et Hbl. Ce thermomètre doit être utilisé avec précaution, car il a été calibré pour des roches contenant de la hornblende commune, ayant subi des températures de métamorphisme inférieures à 850°C (Graham et Powell, 1984).

Les températures calculées sont de l'ordre de 715 à 745°C entre les coeurs du grenat et de l'inclusion d'amphibole brun-rouge (tab. 3.6). Au contact entre ces deux minéraux s'observe une rééquilibration (fig. 3.8): en utilisant les compositions des bordures rééquilibrées, les températures se situent alors dans l'intervalle 692-712°C (tab. 3.6). Cette différence est relativement faible, mais indique une diminution de la température.

En admettant que la bordure du grenat est à l'équilibre avec les symplectites à amphibole - plagioclase, la température calculée se situe entre 700 et 730°C. Ces valeurs ne sont pas significativement différentes des précédentes.

3-. La teneur en Ti de l'amphibole.

L'augmentation de la teneur en Ti des amphiboles avec le "degré" de métamorphisme est connue depuis les travaux de Raase et al. (1974). Dans les assemblages où cette teneur est tamponnée par la présence de rutilite ou d'ilménite, la teneur en Ti croît non linéairement avec la température (fig. 3.13). Dans l'échantillon étudié, les teneurs en Ti des amphiboles brun-rouge (Amp Ia et Amp Ib) sont comprises entre 0.30 et 0.45 pfu, ce qui correspondrait à des températures supérieures à 800°C. Ceci confirme, si besoin était, que les amphiboles brun-rouge sont bien des témoins des températures les plus élevées

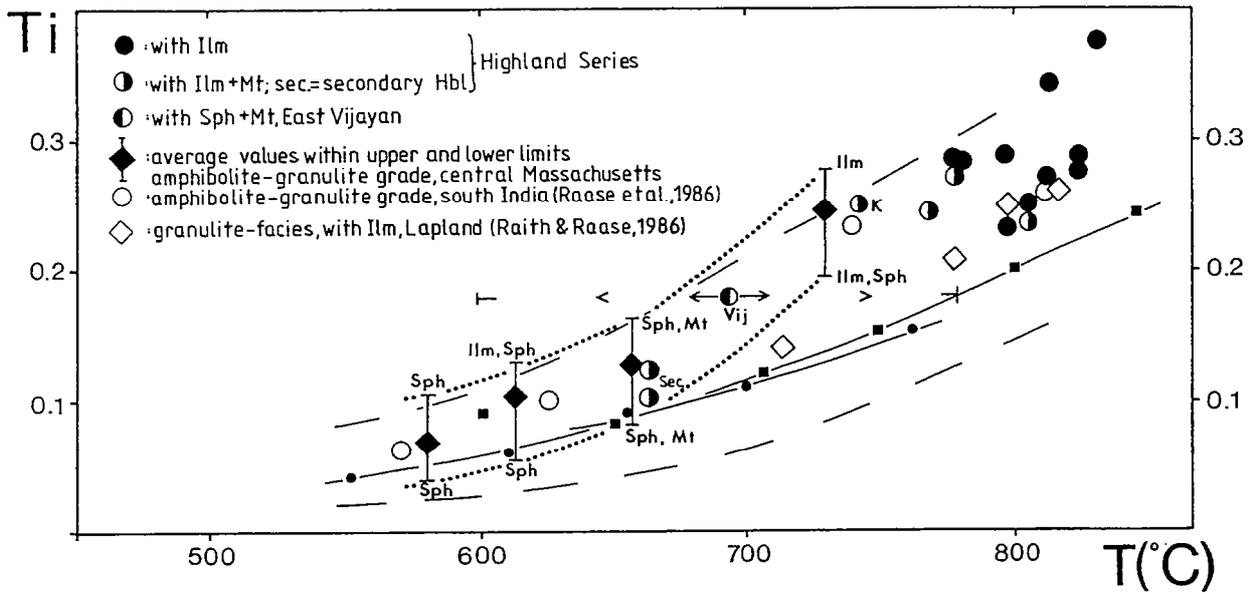


Fig. 3.13. Représentation de la teneur en Ti d'amphibole (23 oxygènes dans la formule) en fonction de température de métamorphisme. Les lignes en pointillés et petits tirets correspondent aux données expérimentales de Spear (1981). Les lignes en grands tirets indiquent les teneurs en Ti maxima et minima de Raase (1974).

que les granulites mafiques aient subi.

4-. Discussion

A la lumière de ces résultats, nous adopterons comme température caractérisant la paragenèse I (**M I**) $830 \pm 50^\circ\text{C}$. Cette valeur est basée sur la calibration de Berman et al. (1995) du géothermomètre Grt-Cpx. La calibration d'Ellis et Green (1979) fournit des températures plus élevées. Cette valeur est compatible avec une calibration empirique de la température basée sur la teneur en Ti de l'amphibole (fig. 3.13). Par contre, la calibration de Graham et Powell (1984) du géothermomètre Grt-Hbl sous-estime fortement la température, ce qui est probablement dû à la composition de l'Amp I qui s'éloigne de celle d'une Hbl.

Le métamorphisme II (**M II**) qui occasionne la formation des réactions coronitiques semble s'équilibrer vers $730 \pm 30^\circ\text{C}$, en tenant compte des résultats donnés par le couple Grt-Cpx et ceux de la bordure du grenat et des symplectites à Hbl brune.

Camil (1984) a obtenu des températures de 782 et 709°C sur des metabasites de la zone Sud (Mt Tia et Klahoyo en l'occurrence), en utilisant respectivement les thermomètres de Ellis et Green (1979) et de Raheim et Green (1974). Ces roches possèdent la même paragenèse que l'échantillon KOU1-2 et Camil (1981, 1984) décrit les mêmes types de réaction de déstabilisation du grenat. En l'absence de précisions concernant les données analytiques (localisation exacte des analyses dans les minéraux), il nous est impossible de savoir à quel épisode ces valeurs se réfèrent.

B. Géobarométrie

1-. Equilibre Grt-Cpx-Pl-Qtz (assemblage primaire).

L'équilibre Grt-Cpx-Pl-Qtz est un géobaromètre qui a été calibré par Newton et Perkins (1982) et Moecher et al. (1988). Dans l'échantillon KOU1-2, la présence de l'assemblage Grt-Cpx-Pl-Qtz durant l'épisode MI permet d'utiliser ces travaux. Les baromètres tenant compte de ces phases, nous permettront de contraindre la pression correspondant au pic de métamorphisme, c'est-à-dire à 850°C environ.

Les deux premiers baromètres sont obtenus à partir de calibration des réactions $\text{An} + \text{Opx} = \text{Grt} + \text{Qtz}$ et $\text{An} + \text{Cpx} = \text{Grt} + \text{Qtz}$. Le dernier a été établi à partir de compilation de données thermodynamiques; nous utiliserons la calibration de la réaction $\text{Di} + \text{An} = \text{Gro} + \text{Pyr} + \text{Qtz}$ car elle correspond mieux à la minéralogie de l'échantillon KOU1-2.

Le baromètre de Newton et Perkins (1982) donne des pressions proches de 9 kbar à 850°C, quand on considère que tout le fer est sous forme FeO (tab. 3.7). L'incertitude sur le calcul est de 1,6 kbar.

Le baromètre de Moecher et al. (1988) donne des pressions plus élevées (11 kbar environ). On obtient une moyenne de 11,3 kbar avec le baromètre à diopside (DI) (tab. 3.7). Le baromètre à hedenbergite (HD) donne une moyenne de 11,7 kbar. Si on considère l'incertitude qui est de 1,6 kbar pour le baromètre DI, les résultats obtenus sont équivalents. Ils définissent une zone commune de 10 à 10,5 kbar.

Sachant que Moecher et al. (1988) ont montré que le baromètre (DI) de Newton et Perkins (1982) sous-estime les pressions de 2 à 3 kbar, nous retiendrons que l'épisode **M I** s'est effectué à une pression de l'ordre de **11-12 kbar** à 850°C.

2-. Equilibre Grt-Ru-Ilm-Pl-Qtz (assemblage primaire)

L'association grenat-rutile-ilménite-plagioclase-silice (quartz) (GRIPS) a permis à Bohlen et Liotta (1986) de mettre au point un baromètre pour estimer les pressions dans le faciès des amphibolites et dans celui des granulites. Il est basé sur l'équilibre $\text{Grt} + \text{Ru} = \text{Ilm} + \text{An} + \text{Qtz}$. Le calcul de la constante (fig. 3.16) d'équilibre pour la réaction précédente dans le cas de l'échantillon KOUI-2 permet d'obtenir une valeur de $\text{Log}(K)$ de 5,15. Les analyses de grenat et de plagioclase utilisées sont celles correspondant à la paragenèse primaire (tab. 3.1 et 3.4). Le résultat obtenu indique des pressions comprises entre **11 et 12 kbar** quand la température varie de 800 à 850°C (fig. 3.16). Ce résultat concorde avec celui du baromètre de Moecher et al. (1988).

3-. Equilibre Grt-Cpx-Pl-Qtz (associations secondaires).

Sachant que le Qtz n'est pas présent en tant que phase secondaire, l'équilibre entre Grt-Cpx-Pl-Qtz peut être utilisé en tant qu'indicateur de la pression maximale. En supposant que la bordure rééquilibrée du Cpx est à l'équilibre avec la bordure rééquilibrée du Grt, la calibration de Moecher et al. (1988) donne un résultat groupé (de 7,1 à 7,7 kbar) (tab. 3.7). La calibration de Newton et Perkins (1982) indique des pressions plus faibles, de 4,5 à 5 kbar (tab. 3.7). Cette différence confirme une fois de plus les travaux de Moecher et al. (1988) qui montrent que le baromètre de Newton et Perkins (1982) sous-estime les pressions de 3 kbar environ.

4-. Equilibre Grt-Opx-Pl-Qtz.

Cet équilibre nous fournit une estimation maximale de la pression, car le Qtz n'est pas à l'équilibre avec la paragenèse secondaire (rappelons qu'il est toujours entouré par une couronne d'Opx, de sorte que ni le Grt ni le Pl ne sont en contact avec lui). L'Opx se trouve exclusivement sous forme de vermicules dans des symplectites autour du Grt ou de l'Amp I, ou des grains à la périphérie des Cpx I. Les calculs sont effectués à une température nominale de 750°C, en accord avec l'estimation effectuée antérieurement. La calibration de Bohlen et al. (1983) indique des pressions maximales comprises entre 6,8 et 7,2 kbar (tab. 3.7), tandis que la calibration de Newton et Perkins (1982) fournit des pressions maximales situées entre 6,3 et 7,2 kbar (tab. 3.7).

5-. Discussion.

Les pressions estimées pour l'épisode M I (environ 11-12 kbar) sont compatibles avec les travaux expérimentaux sur la transition granulite - éclogite (Green et Ringwood, 1967). De même, les pressions maximales pour l'épisode M II (environ 7 kbar) sont en accord avec la décompression que l'analyse des textures réactionnelles dans le système CMASH avait mis en évidence.

V-. Discussion.

A. Mise en évidence de granulites de haute pression dans le domaine de Man.

L'étude pétrologique des metabasites de Kouibli a donc montré l'existence d'un premier épisode de métamorphisme dans le faciès des granulites de haute pression. Cet épisode a-t-il été reconnu antérieurement, et quelle est sa répartition à l'échelle régionale?

Camil (1984) a subdivisé la région de Man en deux domaines: le domaine des gneiss gris granulitiques au Nord de la faille Man-Danané et le complexe anatectique au Sud de cette faille. Le complexe anatectique se compose de la bande de Logoualé, où sont localisées la plupart des formations supracrustales, ces dernières étant encaissées dans des migmatites à biotite. De part et d'autre de cette bande de Logoualé, le complexe anatectique est composé de gneiss migmatitiques à hypersthène. À l'Est de la bande de Logoualé, dans la région de Kouibli-Mt Tia, les formations sont litées, à cause de la forte déformation qui affecte cette région.

L'analyse pétrologique du domaine des gneiss gris granulitiques et du complexe anatectique (métasédiments et metabasites) amène Camil (1984) à attribuer le métamorphisme de la bande de Logoualé au faciès des amphibolites, et le métamorphisme des régions adjacentes au faciès des granulites. En conséquence, Camil (1984) propose que les limites de la bande de Logoualé correspondent à l'isograde d'apparition de l'orthopyroxène dans un métamorphisme prograde.

Les metabasites de Kouibli sont situées à l'Est de la bande de Logoualé, au sein de gneiss migmatitiques à hypersthène. Des metabasites ayant une pétrographie identique à celle de Kouibli ont été décrites par Camil (1981, 1984) au Mt Tia, dans la même position structurale que celles de Kouibli, mais également à Klahoyo, au sein de la bande de Logoualé (fig. 3.15). Dans ces deux localités, Camil (1984) décrit des metabasites à grenat dans lesquelles il observe les mêmes réactions de déstabilisation du Grt (R5) que dans l'échantillon KOUI-2.

1.- Histoire P-T des metabasites.

Pour Camil (1984), l'abondance de la hornblende verte et la rareté de grenat et de l'orthopyroxène dans les metabasites de la bande de Logoualé lui permettent de conclure que cette bande se trouve dans les conditions du faciès des amphibolites. L'apparition de l'orthopyroxène dans le domaine des gneiss migmatitiques à hypersthène s'effectuerait selon la réaction R1, dans un métamorphisme prograde.

Camil (1984) note la présence de la réaction R5 dans deux échantillons (N906 et NK140) et réfute explicitement l'interprétation selon laquelle cette réaction correspond à une diminution de pression produisant Pl-Opx à partir de Grt-Cpx. La raison avancée est que "cette réaction s'observe dans un environnement prograde où la hornblende du même échantillon se déstabilise au contact du grenat" (Camil, 1984, p; 110). En fait, dans la conception de Camil, qui était largement répandue au moment de son travail, la hornblende appartient par définition au faciès des amphibolites, et la paragenèse primaire ne peut être Grt-Cpx-Amp. En d'autres termes, Camil ne reconnaît pas le caractère multivariant des réactions de passage entre les faciès des amphibolites et des granulites.

Dans notre interprétation, l'amphibole existe à l'équilibre avec Grt et Cpx. Les déstabilisations observées sont toutes compatibles avec une baisse de pression. Nous sommes donc en présence d'un premier épisode appartenant au faciès des granulites de haute pression, la persistance de l'amphibole dans l'échantillon KOUI-2 étant due au fait que la température à laquelle ce minéral disparaît complètement n'a pas été atteinte. Les textures réactionnelles indiquent une rééquilibration à une pression plus faible.

2-. Répartition des granulites de haute pression.

Dans la région étudiée (fig. 3.15), les granulites à reliques de Grt et Cpx, et à textures réactionnelles coronitiques, sont connues au Mt Tia (Camil, 1984) et à Kouibli (Camil, 1984 et ce travail). Dans ces deux localités, les granulites basiques forment des lentilles au sein de gneiss migmatitiques à hypersthène, et sont parfois associées à des quartzites à magnétite ou des gneiss à Grt-Crd-Sil (Mt Tia). Les paragenèses de l'encaissant gneissique sont compatibles avec les conditions P-T de l'épisode M II tel que nous l'avons défini dans les metabasites. Deux hypothèses sont alors possibles:

- ou les metabasites ont une histoire distincte de leur encaissant, celui-ci n'ayant jamais connu de métamorphisme à haute pression;

- ou les metabasites et leur encaissant ont subi la même histoire P-T, auquel cas des reliques d'un épisode précoce de haute pression devraient également être présentes dans les gneiss.

Nous favorisons la deuxième hypothèse, sachant que des reliques de disthène ont été observées dans des gneiss du Mt Tia (Camil, 1981 et 1984). Ces reliques sont partiellement transformées en sillimanite, ou incluses dans du grenat. Ces gneiss présentent de multiples évidences de réaction, comme la croissance de cordiérite aux dépens du grenat et de la sillimanite (Camil, 1984, p. 165) ou encore aux dépens de la biotite et de la sillimanite (Camil, 1984, p. 161). Ces deux textures indiquent une histoire en décompression dans les gneiss, comme dans les granulites basiques.

Nous concluons de cette discussion que les metabasites à grenat du Mt Tia et de Kouibli préservent des reliques d'un épisode dans le faciès des granulites de haute pression, épisode qui est également identifiable, quoique de manière ténue, dans leur encaissant de gneiss migmatitiques.

B. Genèse des granulites de haute pression.

Dans le chapitre Introduction, nous avons essayé de faire un inventaire des diverses origines des granulites. A la suite d'Ellis (1987) et de Bohlen (1987), on s'accorde généralement à distinguer deux types de granulites. D'une part, certaines granulites se sont formées en profondeur dans une croûte juvénile et ne reviennent en surface que lors d'un épisode tectonique postérieur et sans rapport avec la granulitisation. C'est par exemple le cas de la Province Est d'Hebei en Chine (Jahn et Zhang, 1984) ou encore de la région de Krishnagiri en Inde (Peucat et al., 1993). D'autre part, certaines granulites résultent de l'enfouissement à grande profondeur de roches initialement formées en surface ("roches supracrustales"). Après avoir subi un métamorphisme granulitique, ces roches sont exhumées au cours du même cycle tectonique. Les granulites de haute pression de la chaîne hercynienne appartiennent à ce deuxième type (Pin et Vielzeuf, 1988).

Les granulites mafiques, en particulier celles du Mt Tia, sont intimement liées aux formations supracrustales (Camil, 1984). Les metabasites dériveraient de coulées basaltiques interstratifiées au sein de BIF (quartzites à magnétite) et de pélites (gneiss à Grt-Crd-Sil). Ces roches, qui toutes présentent des reliques du faciès des granulites de haute pression, ont donc dû être enfouies à des profondeurs de l'ordre de 30-40 km. Deux questions se posent:

- quel événement est responsable de leur enfouissement? et quelle déformation accompagne leur exhumation?

- quant a lieu cet enfouissement, et quant a lieu l'exhumation?

La réponse à ces deux questions tient à une analyse de la déformation, qui est hors de notre propos, et à une analyse géochronologique, qui fait l'objet du chapitre V.

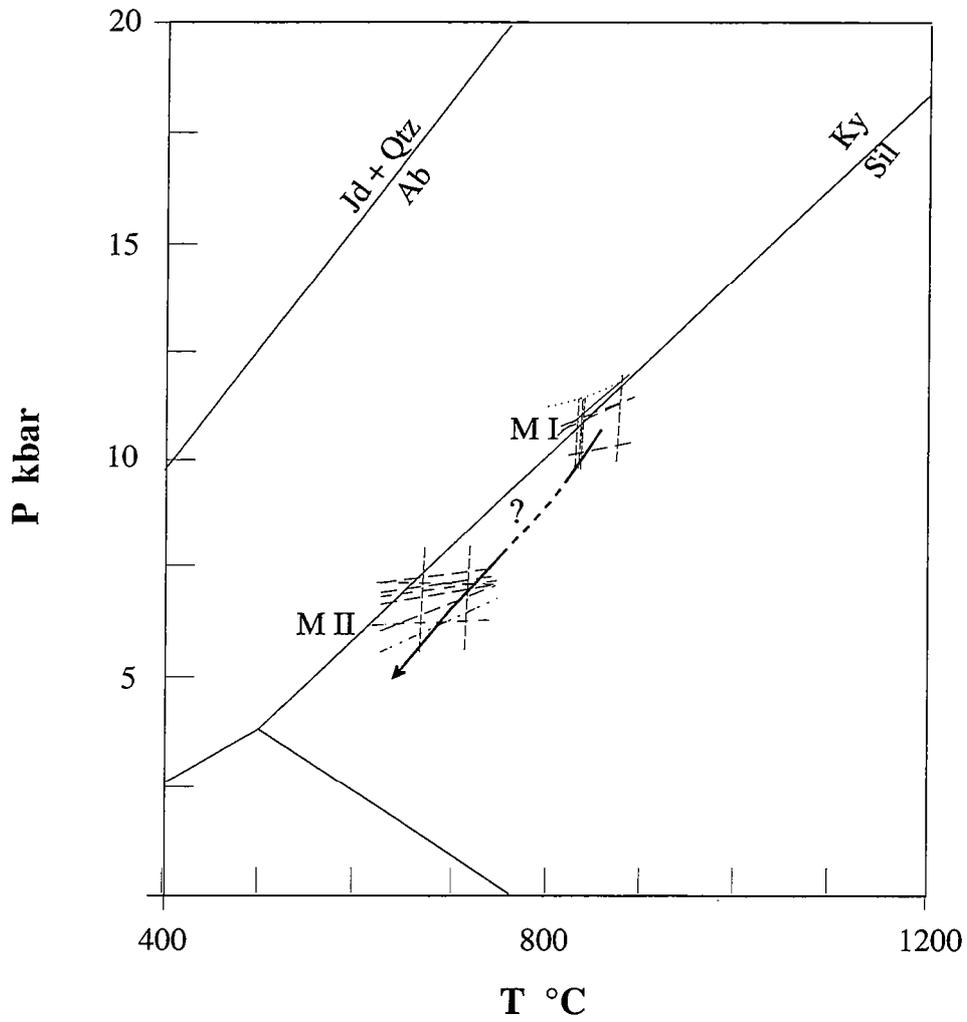


Fig. 3.14. Diagramme P-T montrant le chemin rétrograde décrit par les granulites basiques KOUJ-2.

- Berman et al., 1995 -----
- Moecher et al., 1988 - - - - -
- Newton et Perkins, 1982 - · - · -
- Bohlen et al., 1983 ······
- Bohlen et Liotta, 1986 ······

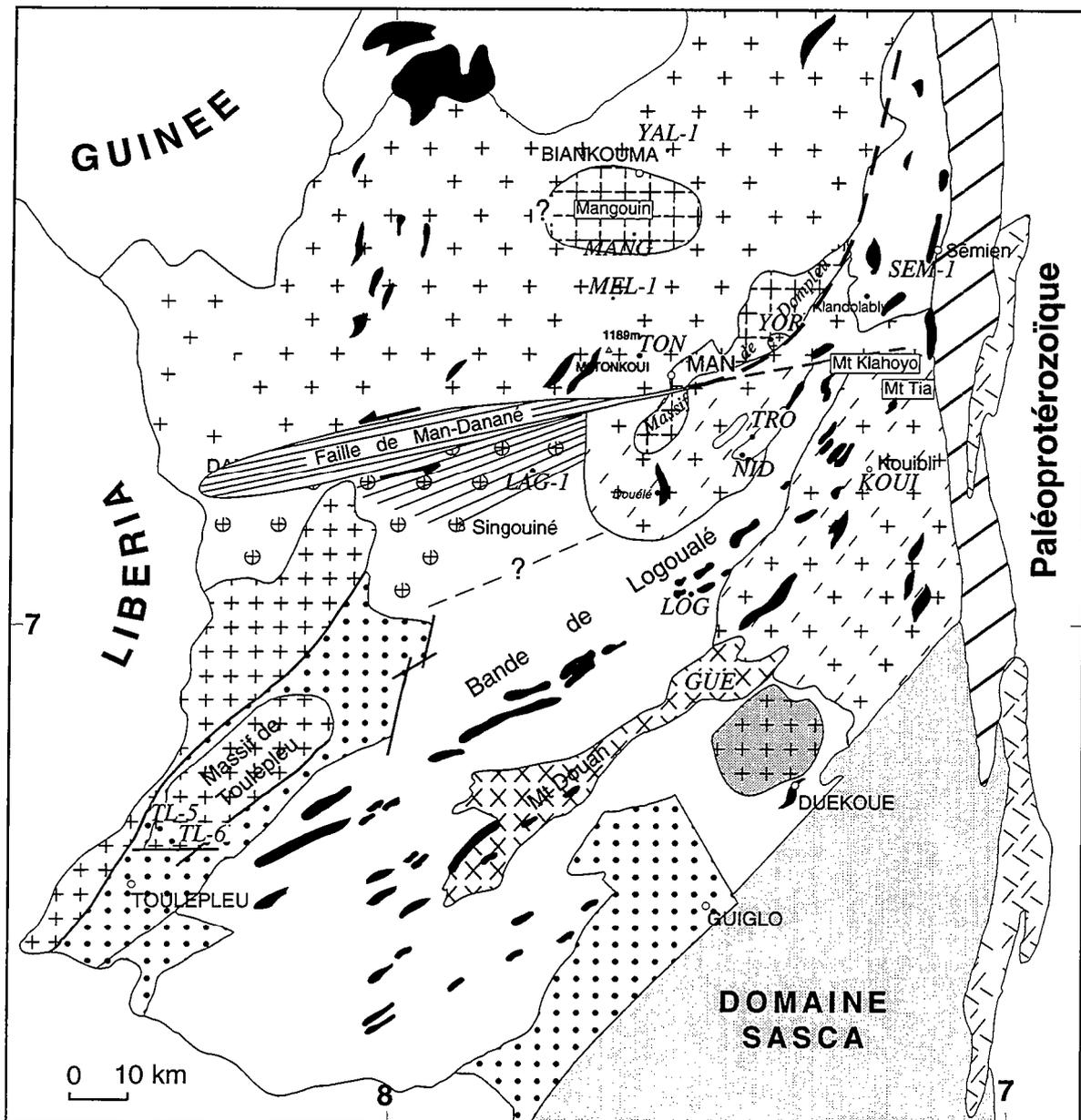


Fig. 3.15 -. Archéen du craton Ouest-Africain en Côte d'Ivoire

Fig. 3.16. Illustration des principales réactions de déstabilisation observées dans l'échantillon KOU1-2

Photo 1: Grt de type I contenant une inclusion d'Amp Ia. La couronne autour du Grt se compose de vermicules d'Opx IIa, d'Amp IIc et d'opaque dans une matrice de Pl IIa.

Photo 2: Grt de type II entouré d'une couronne de Pl IIc. L'orthopyroxène est en grain (Opx IIc) à la limite du Cpx I.

Photo 3: Amp Ib déstabilisé en Opx IIb + Cpx II + Pl IIb. On observe aussi une plage de Pl I entourée de Pl IIb et une bande de Qtz entourée de Opx IIc.

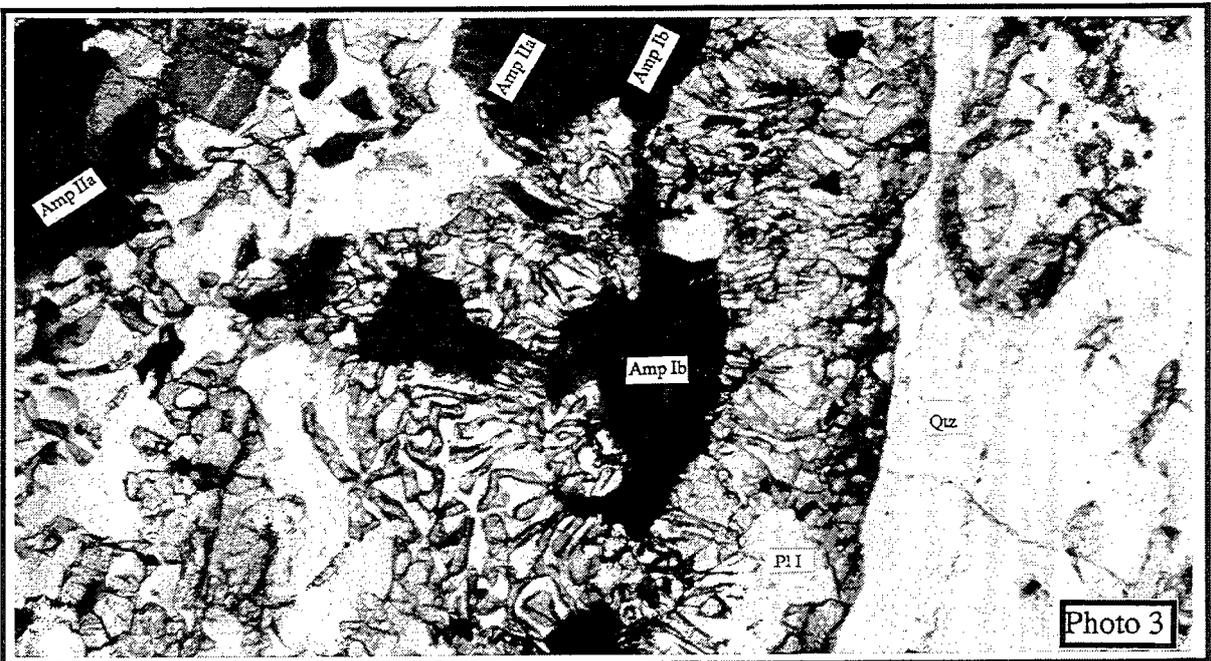
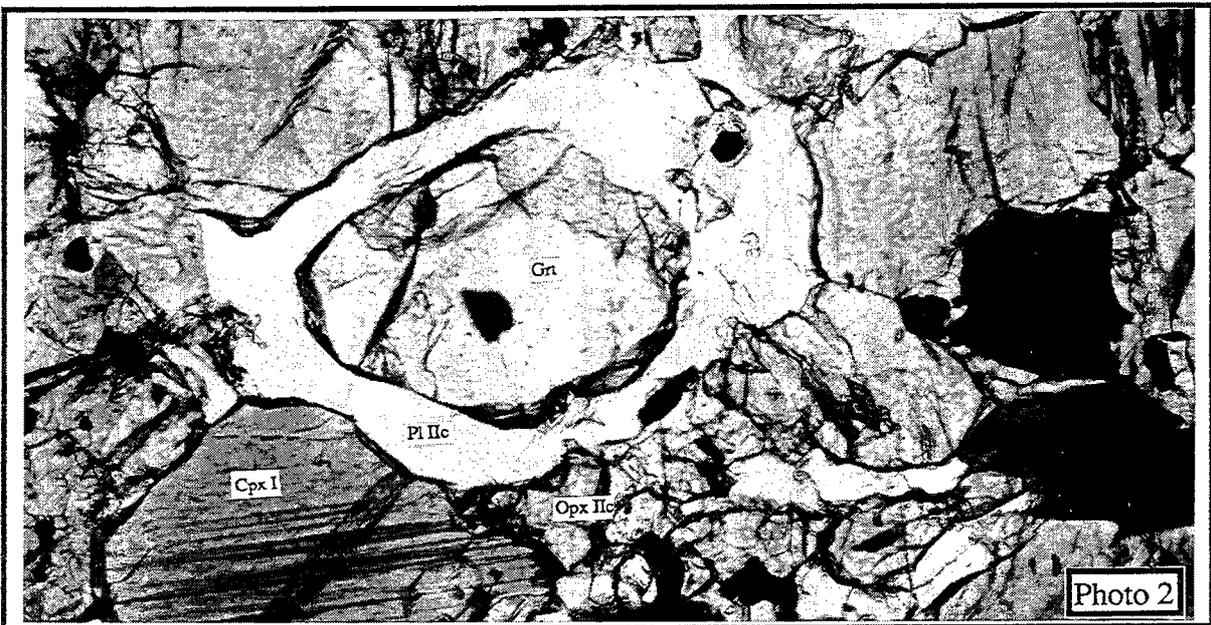
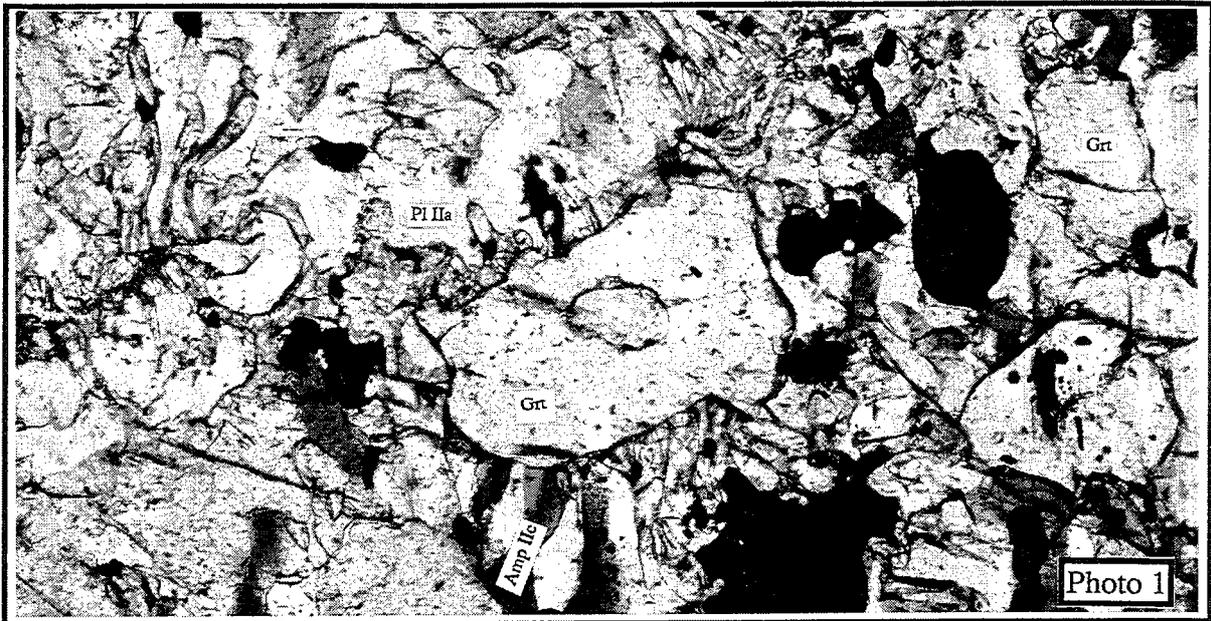


Figure 2

N°Anal.	Grenat A (typeI)			Grenat B (typeI)			Grenat C (typeI)			Grenat D (typeII)						
	62	64	63	72	32	34	21	24	23	66	4	11	10	12	1	20
	cœur	cœur	bordure Amp IIc	bordure CPx I	cœur du profil	bordure Pl IIa	bordure OPx	bordure OPx	cœur du profil	cœur du profil	bordure Amp Ia	bordure OPx IIa	cœur du profil	cœur du profil	bordures du profil (Pl IIc)	
SiO2	38.80	38.05	37.85	38.09	38.92	38.47	37.83	37.08	38.66	38.35	38.64	38.38	38.07	37.87	37.89	37.59
Al2O3	21.75	22.15	21.21	21.76	22.33	22.06	21.79	21.73	22.38	21.70	22.32	22.14	21.69	21.60	21.92	21.35
TiO2	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.09	0.00	0.09	0.04	0.08	0.00	0.01	0.06	0.04	0.09
FeO	25.22	25.05	27.14	26.88	25.35	25.48	27.13	28.30	24.23	25.54	25.31	25.85	27.79	27.37	27.29	28.07
MnO	0.45	0.54	1.10	1.23	0.54	0.45	1.42	1.48	0.50	0.71	0.64	0.71	0.55	0.84	1.41	1.27
MgO	7.15	7.03	5.80	5.84	7.15	7.14	5.01	4.88	7.41	7.41	7.17	6.29	6.83	6.45	5.42	5.39
CaO	7.54	7.45	7.50	7.10	7.94	8.00	7.53	6.76	8.39	7.86	7.81	8.22	7.05	7.02	6.49	6.06
Cr2O3	0.00	0.04	0.06	0.10	0.02	0.12	0.07	0.09	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.03	0.06
ZnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.21	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00
Total	100.92	100.33	100.69	101.09	102.26	101.95	100.94	100.41	101.68	101.63	101.97	101.67	102.00	101.27	100.51	99.87
Si	5.932	5.849	5.867	5.878	5.870	5.825	5.871	5.802	5.843	5.820	5.844	5.853	5.796	5.816	5.893	5.899
AlIV	0.068	0.151	0.133	0.122	0.130	0.175	0.129	0.198	0.157	0.180	0.156	0.147	0.204	0.184	0.107	0.101
T	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
AlVI	3.850	3.862	3.742	3.837	3.838	3.762	3.856	3.808	3.829	3.702	3.823	3.831	3.688	3.725	3.910	3.848
Ti	0.001	0.003	0.000	0.003	0.000	0.001	0.010	0.000	0.010	0.004	0.009	0.000	0.001	0.006	0.005	0.011
Fe3+	0.218	0.277	0.383	0.267	0.293	0.405	0.251	0.378	0.315	0.477	0.319	0.310	0.517	0.455	0.192	0.224
Cr	0.000	0.005	0.007	0.012	0.003	0.014	0.009	0.011	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.001	0.004	0.008
R3+	4.069	4.148	4.133	4.119	4.134	4.181	4.125	4.198	4.154	4.184	4.151	4.147	4.206	4.188	4.111	4.090
Fe2+	3.007	2.943	3.135	3.203	2.904	2.822	3.270	3.325	2.747	2.764	2.883	2.987	3.022	3.060	3.357	3.460
Mg	1.630	1.612	1.341	1.344	1.607	1.611	1.160	1.138	1.668	1.676	1.616	1.431	1.549	1.477	1.257	1.262
Mn	0.058	0.071	0.145	0.161	0.068	0.057	0.187	0.196	0.064	0.091	0.082	0.092	0.071	0.110	0.186	0.169
Ca	1.235	1.227	1.246	1.174	1.282	1.297	1.251	1.134	1.359	1.278	1.265	1.343	1.149	1.155	1.081	1.019
Zn	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.024	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R2+	5.930	5.852	5.867	5.881	5.862	5.812	5.868	5.802	5.838	5.808	5.845	5.853	5.792	5.801	5.881	5.910
TOTAL	15.999	16.000	16.000	16.000	15.996	15.993	15.993	16.000	15.992	15.992	15.996	16.000	15.997	15.989	15.992	16.000
Alm	0.51	0.50	0.53	0.54	0.50	0.49	0.56	0.57	0.47	0.48	0.49	0.51	0.52	0.53	0.57	0.59
Pyr	0.27	0.28	0.23	0.23	0.27	0.28	0.20	0.20	0.29	0.29	0.28	0.24	0.27	0.25	0.21	0.21
Spe	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03
Gros	0.21	0.21	0.21	0.20	0.22	0.22	0.21	0.20	0.23	0.22	0.22	0.23	0.20	0.20	0.18	0.17
XMg	0.35	0.35	0.30	0.30	0.36	0.36	0.26	0.25	0.38	0.38	0.36	0.32	0.34	0.33	0.27	0.27

Tableau 3.1. Analyses chimiques et formules structurales représentatives de grenat de la granulite basique KOUJ-2

N°Anal.	Cpx				Opx				TOTAL					
	66	67	65	71	19	38	29	14		50	51	61	7	27
	Cpx I cœur	Cpx I cœur	Cpx I Bord Grt	Cpx I Bord Grt	Cpx II Symp	Cpx II Symp	Cpx II ± cœur	Opx IIa bord Grt	Opx IIb bord PlI	Opx IIb b Amp Ib	Opx IIb bord Qtz	Opx IIc cœur	Opx IIc cœur	Opx IIc bord
SiO2	48.50	48.76	51.57	50.55	52.12	51.44	50.65	50.22	50.71	50.81	50.88	49.68	50.10	49.84
Al2O3	5.98	4.61	2.26	2.82	1.42	1.74	1.49	1.50	1.31	1.03	0.45	1.67	1.39	1.31
TiO2	0.73	0.37	0.08	0.21	0.26	0.34	0.00	0.00	0.08	0.09	0.14	0.20	0.11	0.04
FeO	12.92	10.92	10.19	10.13	9.78	10.96	26.87	28.52	29.39	27.74	31.25	29.40	29.17	29.47
MnO	0.17	0.12	0.14	0.16	0.34	0.02	0.52	0.61	0.47	0.27	0.32	0.59	0.63	0.38
MgO	11.27	11.89	13.29	12.76	13.36	12.90	19.19	17.67	18.22	18.58	16.66	17.76	17.48	17.74
CaO	19.10	22.20	22.88	22.49	22.12	22.10	0.48	0.62	0.65	0.57	0.85	0.64	0.62	0.72
Cr2O3	0.00	0.01	0.06	0.00	0.11	0.07	0.11	0.02	0.05	0.15	0.03	0.00	0.00	0.00
Na2O	1.10	0.45	0.32	0.43	0.47	0.43	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
K2O	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.76	99.43	100.78	99.54	99.98	99.99	99.32	99.20	100.89	99.34	100.58	99.94	99.50	99.50
FORMULE STRUCTURALE (6 Oxygènes)														
Si	1.823	1.838	1.912	1.897	1.947	1.928	1.938	1.942	1.928	1.955	1.963	1.910	1.937	1.925
AlIV	0.177	0.162	0.088	0.103	0.053	0.072	0.062	0.058	0.059	0.045	0.020	0.075	0.063	0.059
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.987	2.000	1.983	1.986	2.000	1.984
AlVI	0.088	0.043	0.011	0.022	0.010	0.005	0.005	0.011	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3+	0.127	0.132	0.095	0.100	0.060	0.077	0.053	0.049	0.079	0.035	0.046	0.094	0.056	0.088
Ti	0.021	0.010	0.002	0.006	0.007	0.009	0.000	0.000	0.002	0.002	0.004	0.006	0.003	0.001
Cr	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.002	0.003	0.001	0.002	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.631	0.668	0.734	0.714	0.744	0.721	1.094	1.019	1.033	1.066	0.958	1.018	1.007	1.021
Fe2+	0.278	0.211	0.220	0.217	0.245	0.266	0.806	0.872	0.855	0.857	0.962	0.850	0.887	0.862
Mn	0.006	0.004	0.004	0.005	0.011	0.001	0.017	0.020	0.015	0.009	0.011	0.019	0.021	0.012
M1	1.151	1.069	1.068	1.064	1.080	1.081	1.980	1.972	1.986	1.976	1.981	1.987	1.974	1.986
Ca	0.769	0.897	0.909	0.905	0.886	0.888	0.020	0.026	0.026	0.024	0.035	0.026	0.026	0.030
Na	0.080	0.033	0.023	0.032	0.034	0.031	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
K	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T+M1+M	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
%En	34.86	34.96	37.43	36.79	38.24	36.93	54.98	51.29	51.43	53.54	47.64	50.70	50.46	50.70
%Fs	22.66	18.14	16.27	16.59	16.23	17.59	44.03	47.42	47.26	45.28	50.62	47.99	48.26	47.82
%Wo	42.47	46.91	46.30	46.63	45.53	45.48	0.99	1.29	1.31	1.18	1.74	1.31	1.28	1.48
X _{Mg}	0.61	0.66	0.70	0.69	0.71	0.68	0.56	0.52	0.53	0.54	0.49	0.52	0.52	0.52

Tableau 3.2. Quelques analyses chimiques et formules structurales représentatives de pyroxènes (Cpx et Opx) de la granulite basique KOUJ-2

N° Anal.	2	48	3	7	31	36	41	44	26	25	37	19	1
	Amp Ia cœur	Amp Ia cœur	Amp Ia bord	Amp Ia bord	Amp Ib cœur	Amp Ib bord	Amp Ib bord	Amp Ib b. Opx Ila	Amp Ila	Amp Ib bord/Cpx	Amp Ib	Amp Ilc	Amp Ilc
SiO2	42.03	42.31	41.97	41.47	42.37	43.00	42.62	42.24	41.34	43.47	42.78	41.24	42.41
Al2O3	12.22	12.32	12.89	12.87	10.95	10.28	10.78	10.69	13.05	12.49	12.09	13.45	12.96
TiO2	3.18	3.29	3.13	3.34	3.86	3.51	3.34	4.02	1.76	1.88	1.79	1.35	0.95
FeO	12.68	12.37	12.00	12.52	15.82	15.92	15.76	15.74	16.00	15.85	15.71	14.84	16.25
MnO	0.04	0.15	0.04	0.06	0.00	0.29	0.23	0.02	0.20	0.05	0.14	0.20	0.14
MgO	12.53	12.43	12.68	12.51	10.61	11.29	11.13	10.57	10.42	11.03	11.14	11.30	11.43
CaO	11.51	11.88	11.70	11.82	11.45	11.54	11.41	10.93	11.11	11.57	10.57	11.42	11.14
Cr2O3	0.13	0.04	0.12	0.00	0.20	0.14	0.21	0.31	0.00	0.07	0.03	0.15	0.00
Na2O	2.64	2.74	2.70	2.67	2.81	2.33	2.30	2.70	2.79	2.44	2.99	2.81	2.67
K2O	0.11	0.12	0.09	0.17	0.08	0.17	0.16	0.12	0.00	0.02	0.00	0.06	0.01
TOTAL	97.06	97.65	97.32	97.42	98.14	98.46	97.94	97.34	96.67	98.87	97.24	96.81	97.94

FORMULE STRUCTURALE (23 Oxygènes et 15 cations)

Si	5.958	5.959	5.913	5.849	6.042	6.123	6.097	6.084	5.938	6.120	6.090	6.194	6.29
AlIV	2.042	2.041	2.087	2.138	1.841	1.726	1.817	1.815	2.062	1.880	1.910	1.806	1.71
T	8.000	8.000	8.000	7.987	7.883	7.848	7.914	7.899	8.000	8.000	8.000	8.000	8.00
AlVI	0.000	0.003	0.054	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.147	0.193	0.118	0.575	0.56
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.081	0.17
Ti	0.339	0.349	0.332	0.354	0.414	0.376	0.359	0.436	0.190	0.199	0.191	0.152	0.11
Cr	0.014	0.005	0.013	0.000	0.022	0.016	0.023	0.035	0.000	0.007	0.003	0.018	0.00
Mg	2.646	2.608	2.663	2.629	2.255	2.395	2.373	2.268	2.231	2.315	2.363	2.529	2.53
Fe2+	1.582	1.535	1.489	1.555	1.991	1.985	1.973	2.000	2.027	1.953	1.979	1.783	1.85
Mn	0.004	0.018	0.004	0.007	0.000	0.035	0.028	0.002	0.024	0.006	0.017	0.025	0.02
C	4.585	4.518	4.555	4.545	4.682	4.807	4.757	4.741	4.619	4.673	4.671	5.163	5.23
Ca	1.748	1.792	1.766	1.787	1.750	1.760	1.749	1.687	1.710	1.746	1.612	1.837	1.77
Na (M4)	0.252	0.208	0.234	0.213	0.250	0.240	0.251	0.313	0.290	0.254	0.388	0.163	0.23
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.00
Na (A)	0.474	0.539	0.503	0.516	0.525	0.403	0.388	0.441	0.486	0.411	0.438	0.655	0.54
K	0.020	0.022	0.017	0.030	0.014	0.030	0.029	0.022	0.000	0.003	0.000	0.011	0.00
A	0.494	0.561	0.520	0.546	0.540	0.434	0.418	0.463	0.486	0.414	0.438	0.666	0.54
TOTAL	15.079	15.079	15.075	15.079	15.105	15.089	15.088	15.103	15.105	15.087	15.109	15.828	15.77
FeO	12.68	12.37	12.00	12.52	15.82	15.92	15.76	15.74	16.00	15.85	15.71	14.19	14.90
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.71	1.50
XMg	0.63	0.63	0.64	0.63	0.53	0.55	0.55	0.53	0.52	0.54	0.54	0.58	0.56

Tableau 3.3. Analyses chimiques représentatives et formules structurales recalculées de quelques hornblendes

N°Anal.	53	54	13	17	34	45	113	116
	Pl I	Pl I	Pl IIa	Pl IIa	Pl IIb	Pl IIb	Pl IIc	Pl IIc
	cœur	bord						
SiO2	58.82	57.24	47.10	47.86	56.43	58.27	53.12	58.38
Al2O3	25.98	27.03	34.12	33.38	27.84	26.66	29.71	26.23
TiO2	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
FeO	0.11	0.03	0.45	0.22	0.31	0.55	0.24	0.13
MnO	0.06	0.10	0.00	0.00	0.03	0.02	0.05	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.04	0.03
CaO	7.64	8.41	17.07	16.37	9.45	8.09	12.43	8.30
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.12	0.05	0.06	0.00	0.00
Na2O	7.86	7.05	2.05	2.66	6.51	7.29	4.69	7.24
K2O	0.06	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01
TOTAL	100.54	99.96	100.78	100.60	100.65	101.01	100.28	100.34

FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)

Si	2.621	2.567	2.151	2.186	2.524	2.589	2.402	2.606
Al	1.364	1.429	1.837	1.797	1.467	1.396	1.583	1.380
Fe	0.004	0.001	0.017	0.008	0.012	0.021	0.009	0.005
Ca	0.365	0.404	0.835	0.801	0.453	0.385	0.602	0.397
Na	0.679	0.613	0.181	0.236	0.564	0.628	0.411	0.626
K	0.004	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001
SOMME	5.037	5.015	5.021	5.028	5.021	5.021	5.008	5.014
%An	34.82	39.69	82.16	77.25	44.48	37.95	59.43	38.76
%Ab	64.84	60.25	17.84	22.75	55.39	61.86	40.57	61.19
%Or	0.34	0.06	0.00	0.00	0.13	0.18	0.00	0.06

Tab. 3.4. Quelques analyses chimiques et formules structurales représentatives des différents types de plagioclases

Analyses	XMg/gt	Xgr/gt	Xsp/gt	XMg/cpx	XCa,M2/cpx	T °C	
						Gi-CPx Ellis & Green	Gi-CPx Berman et al.
Cœurs	Gt A analyse n°62	0.203	0.010	0.761	0.965	886	835 (à 10 kb)
	Gt A n°64	0.203	0.010	0.761	0.965	883	831
	Gt A n°73					884	829
	Gt D n°10	0.184	0.010	0.70	0.906	898	872
Bordures	Gt A n°72	0.196	0.030	0.767	0.966	745	672 (à 6 kb)
	Gt D analyse n°1	0.184	0.030	0.688	0.966	768	715

Tab. 3.5. Résultats des calculs de géothermométrie
Ellis & Green
Berman et al.

	Analyses	XFe,g	XMg,g	XFe,Hb	XMg,Hb	ln Kd	XCa,g	T° (C)
Bordures internes inclusion Hb b/Gt	Gt(4) / Hb b(3)	0.53	0.27	0.25	0.45	1.27	0.21	692
	Gt(6) / Hb b(5)	0.53	0.27	0.25	0.45	1.24	0.21	697
	Gt(8) / Hb b(7)	0.52	0.27	0.26	0.44	1.19	0.21	712
	Gt(10) / Hb b(9)	0.54	0.27	0.26	0.44	1.23	0.20	694
Cœur Gt & incl. Hb	Gt(23) / Hb b(2)	0.50	0.27	0.26	0.44	1.12	0.22	745
	Gt(66) / Hb b(2)	0.52	0.27	0.26	0.44	1.17	0.21	715
Bordures ext. Gt & sympl. Hb v	Gt(20) / Hb b(21)	0.55	0.23	0.28	0.42	1.26	0.22	700
	Gt(18) / Hb b(19)	0.55	0.23	0.29	0.41	1.21	0.21	710
	Gt(11) / Hb b(16)	0.54	0.24	0.29	0.41	1.18	0.22	728
	Gt(13) / Hb b(16)	0.55	0.23	0.29	0.41	1.22	0.22	719

Tab. 3.6. Résultats des calculs de température avec le géothermomètre de Graham & Powell (1984)

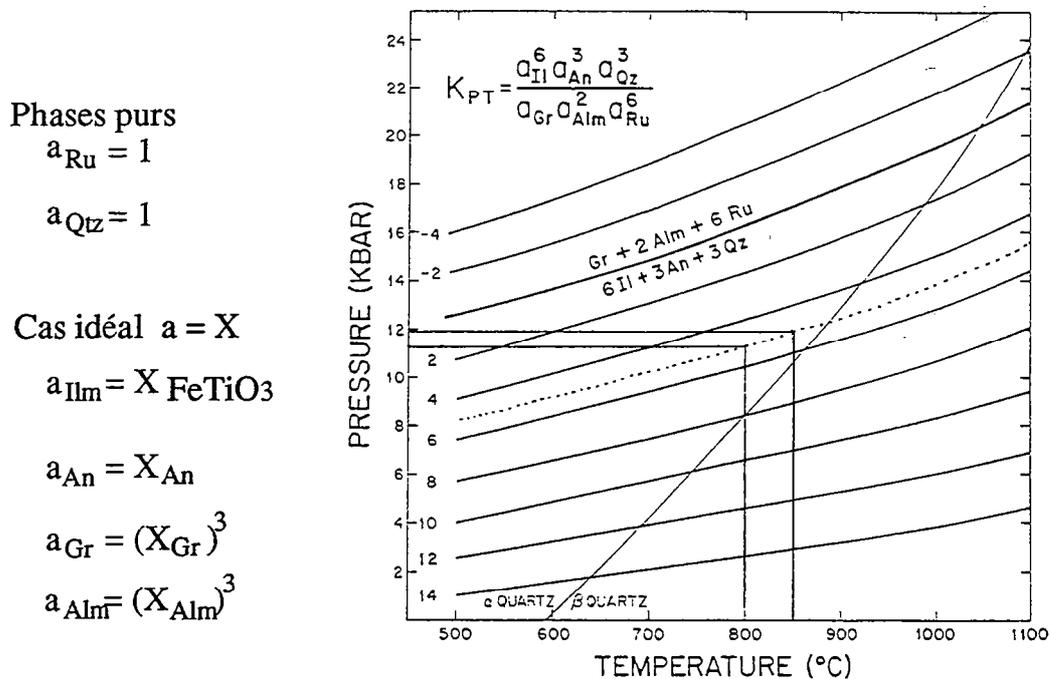


Fig. 3.17. Diagramme P-T-lnK pour le baromètre GRIPS
 Bohlen & Liotta (1986)

La courbe en pointillé correspond à l'échantillon KOU1-2

Analyses	XMg/gt	Xgr/gt	Xsp/gt	Xopx/Mg	Xopx/Al	Xcpx/Mg	Xcpx/Ca,M2	Xplag,An	P (kb)			
									Gt-CPx-Pl(2) Perkins&Newton	Gt-CPx-Pl(1) Moecher et al.	Gt-OPx-Pl Perkins&Newton	
Coeurs												
GtA(n°62)	CPx(n°67)	P(av.)	0.336	0.203	0.010	0.761	0.965	0.349	9	11.3		
GtA(n°64)	CPx(n°67)	P(av.)	0.333	0.203	0.010	0.761	0.965	0.349	9	11		
GtA(n°73)	CPx(n°67)	P(av.)	0.333	0.205	0.010	0.761	0.965	0.349	9	11		
GtD(n°10)	CPx(n°66)	P116	0.305	0.184	0.010	0.70	0.906	0.388	8.6	10.2		
Bordures												
GtA(n°72)	CPx(n°71)	P(II-4)	0.279	0.196	0.030	0.767	0.966	0.630	5.1	7.7		(à 750°C)
GtA(n°72)	CPx(n°71)	P(II-3)	0.279	0.196	0.030	0.767	0.966	0.859	4.5	7.1		
GtD(n°1)	CPx(n°51)	P(113)	0.261	0.184	0.030	0.688	0.966	0.594	5.0	7.5		
GtD(n°1)	OPx(3e-7)	P(113)	0.261	0.184	0.030	0.545		0.594			7.2	7.1
GtB(n°12)	OPx(I-14)	P(I-13)	0.254	0.191	0.040	0.539		0.822			6.3	6.8
GtC(n°25)	OPx(I-28)	P(I-26+27)	0.290	0.228	0.030	0.560		0.872			7.1	7.2

Tab. 3.7. Résultats des calculs de géobarométrie
 Newton & Perkins (1982)
 Moecher et al. (1988)
 Bohlen et al. (1983)



Chapitre IV
Source et origine des protolithes

Géochimie des éléments majeurs et en traces



Ce chapitre est consacré à la géochimie des éléments majeurs et en traces de nos échantillons. Dans un premier temps, nous étudierons la mobilité de certains éléments. Ensuite nous essayerons de déterminer les caractères géochimiques de nos roches afin de nous faire l'idée la plus nette possible de leur source ou de leur origine.

Les différents domaines qui font l'objet de cette étude au sein du domaine archéen de la Côte d'Ivoire ainsi que les formations qui les composent sont :

- 1-le domaine granulitique Nord
 - les gneiss gris granulitiques YAL-1 et TON-1
 - la charnockite MANG-1
 - les granulites roses TON-3, TON-3 bis et MEL-1
 - les granodiorites YOR-1 et 2
- 2-le domaine granulitique et migmatitique intermédiaire
 - le gneiss migmatitique à hypersthène KOUI-1
 - la granulite basique KOUI-2
 - l'orthogneiss œillé LAG-1
 - le mobilisat anatectique TRO-4
- 3-le domaine Sud des migmatites à biotite (ou bande de Logoualé)
 - les gneiss migmatitiques à biotite LOG-1 et 2
 - les formations du Mt Douan
 - le gneiss charnockitique GUE-1
 - le gneiss intermédiaire GUE-3
 - la granulite rose GUE-2
- 4- Les formations d'âge Birimien de Toulépleu
 - la granodiorite gneissifiée TL-8
 - l'ortholeptynite TL-5

Avant d'aborder cette étude, il est nécessaire de définir la notion d'"élément incompatible":

-Ils s'enrichissent préférentiellement dans le liquide au cours d'un épisode de cristallisation fractionnée. Comme éléments incompatibles, on peut citer par exemple les terres rares légères, le Rb, le K, le Zr et le Pb. Les éléments compatibles ont bien évidemment un comportement contraire.

I-. Mobilité des éléments

Les éléments les plus mobiles pendant le métamorphisme granulitique sont les alcalins (Rb et Cs et éventuellement le K) ainsi que le Th et l'U. Nous discuterons seulement du comportement du Rb, du K et du Th car nous ne disposons pas d'analyses de Cs et d'U.

Les fig. 4.1 et 4.2 mettent en évidence la distinction entre les formations de degré de métamorphisme élevé, qui sont essentiellement localisées au Nord et les formations de degré de métamorphisme moins élevé occupant majoritairement le domaine Sud. Les formations granulitiques sont appauvries en Rb. Cette mobilité se mesure par rapport aux K et Sr qui semblent relativement peu mobiles. Rudnick et Presper (1990) en compilant de nombreuses données sur les granulites ont montré que pour une teneur en K

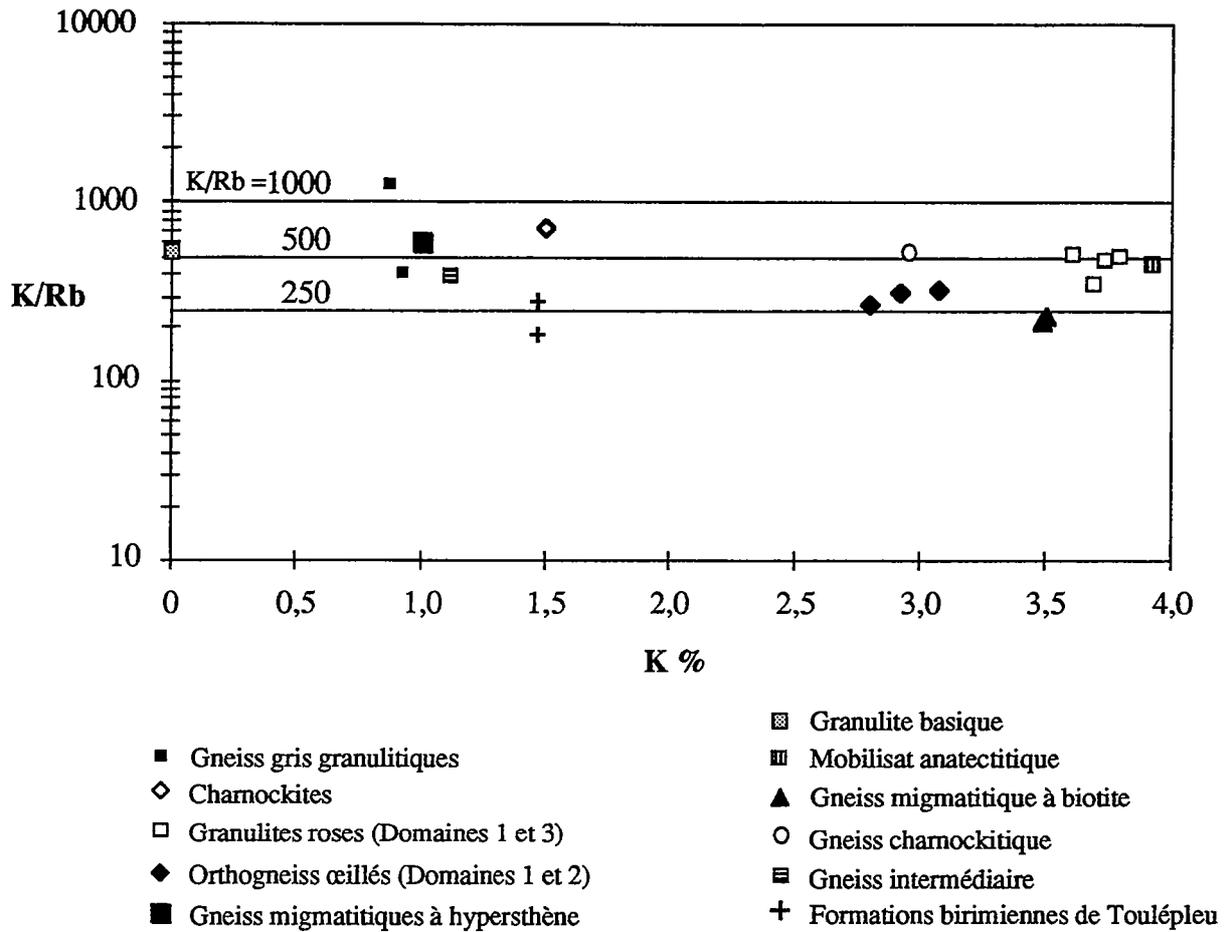


Fig. 4.1. diagramme K/Rb en fonction de Rb

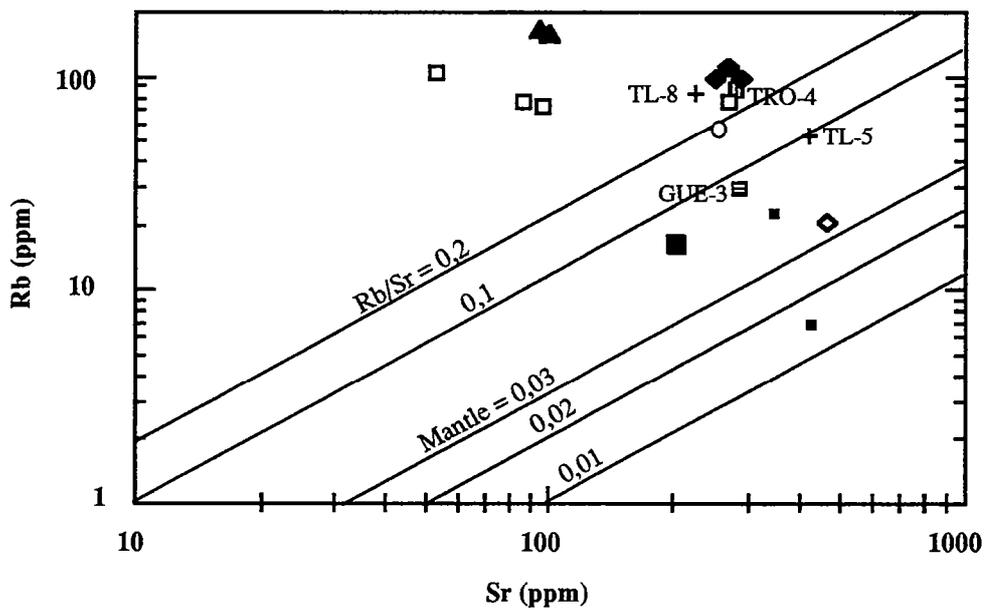


Fig. 4.2. diagramme Rb en fonction de Sr

inférieure à 1%, les granulites s'appauvrissent assez rapidement en Rb, par rapport au K. Cela signifie que, plus la roche est pauvre en minéraux potassiques (en particulier feldspath potassique), et plus l'appauvrissement peut-être important.

L'une des caractéristiques les plus importantes du faciès des granulites, à savoir la pauvreté en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE ou large ion lithophile éléments) auxquels appartiennent le K et le Rb se retrouve dans nos granulites, qu'elles soient du Nord ou du Sud.

Les granulites roses sont également appauvries en Rb par rapport au K au même titre que le gneiss charnockitique GUE-1 et le mobilisat anatectique TRO-4.

Le Th est également appauvri dans nos échantillons. Les spectres d'éléments en traces des formations granulitiques indiquent parfois de fortes anomalies négatives en Th (fig. 4.6, 4.8, 4.9, et 4.19)

Les réactions de déshydratation qui ont lieu lors du passage du faciès des amphibolites au faciès des granulites sont désignées comme les mécanismes responsables de l'appauvrissement en LILE. Les fluides mobilisés seraient susceptibles d'entraîner ces éléments (Heier, 1973).

Toutes les autres formations à savoir les orthogneiss œillés, les migmatites à biotite et les formations d'âge Birimien ont des rapports K/Rb proches des moyennes de la croûte continentale (240 à 250) déterminées par Shaw (1968) et Taylor et McLennan (1985). Rappelons que les échantillons LOG-1 et 2 sont localisés au milieu de la bande de Logoualé qui encaisse la plupart des roches supracrustales.

Les éléments les plus mobiles pendant le métamorphisme sont principalement le Rb et le Th. L'appauvrissement de ces éléments dans nos tonalites est sans aucun doute le résultat du métamorphisme granulitique.

La figure 4.3 montre que certaines roches granulitiques ont des teneurs élevées en K. Ce sont le gneiss charnockitique GUE-1 et les granulites roses qui ne présentent pas d'anomalies négatives en K malgré les pertes relatives de Rb. Le cas le plus frappant de la relative immobilité du K s'observe au niveau des gneiss gris granulitiques TON-1 et YAL-1 (fig. 4.6).

S'agissant du Sr, on voit par exemple l'échantillon TL-5, qui est non granulitique et d'âge Birimien, avoir une teneur en Sr du même ordre que les gneiss gris tonalitiques archéens du domaine Nord du domaine Sud. D'où l'immobilité relative de cet élément dans les faciès tonalitiques de Man. Ce caractère s'observe aussi dans les faciès granodioritiques (YOR-1 et 2, LAG-1 et GUE-1). Dans le cas des granites (granulites roses essentiellement), il est probable qu'une mobilité du Sr ait eu lieu, vu les variations observées.

II-. Caractères géochimiques des roches étudiées

A. Le domaine granulitique Nord

1-. Les gneiss gris granulitiques

Les gneiss gris granulitiques YAL-1 et TON-1 sont de composition tonalitique (fig. 4.5a). Les proportions de silice pour ces gneiss gris sont respectivement de 59,8 et de 62,3%. Nos échantillons tombent bien dans le

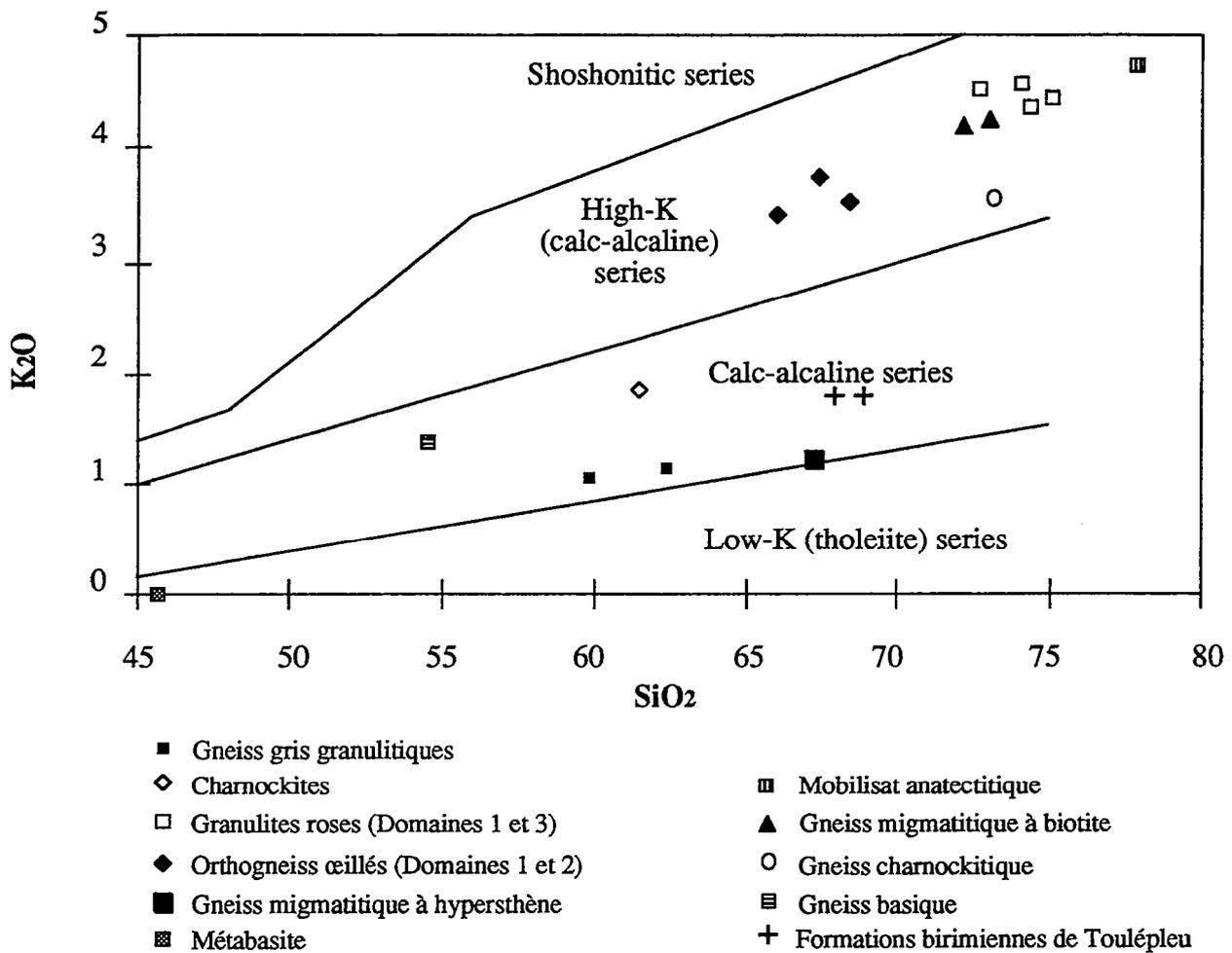


Fig. 4.3. Diagramme SiO₂ en fonction de K₂O de l'ensemble des échantillons étudiés (Ewart 1982)

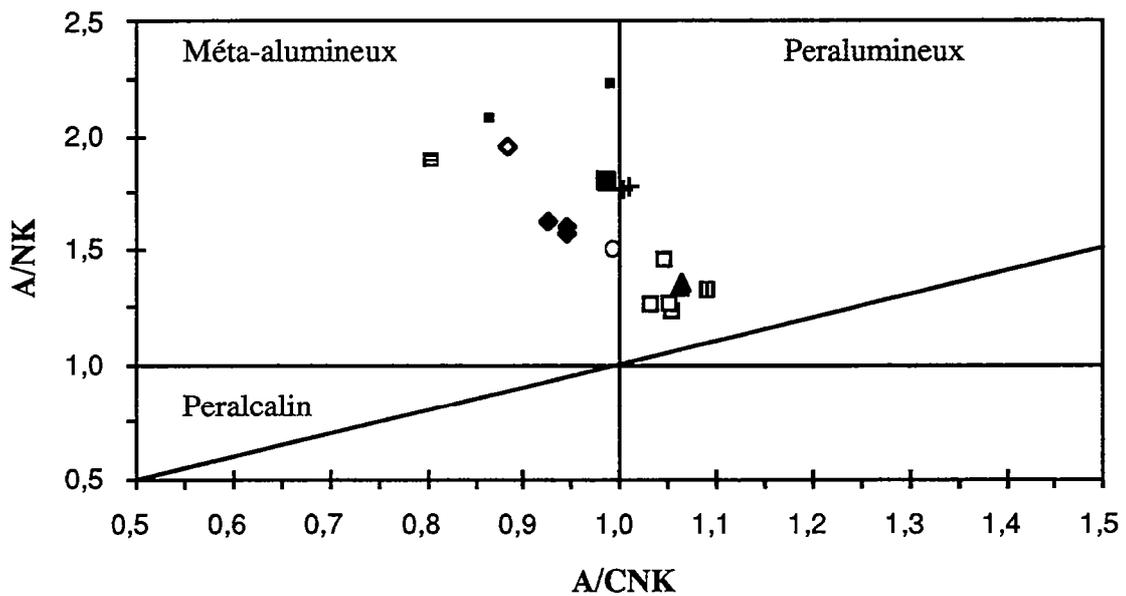


Fig. 4.4. Diagramme A/NK en fonction de A/CNK des formations du domaine de Man.

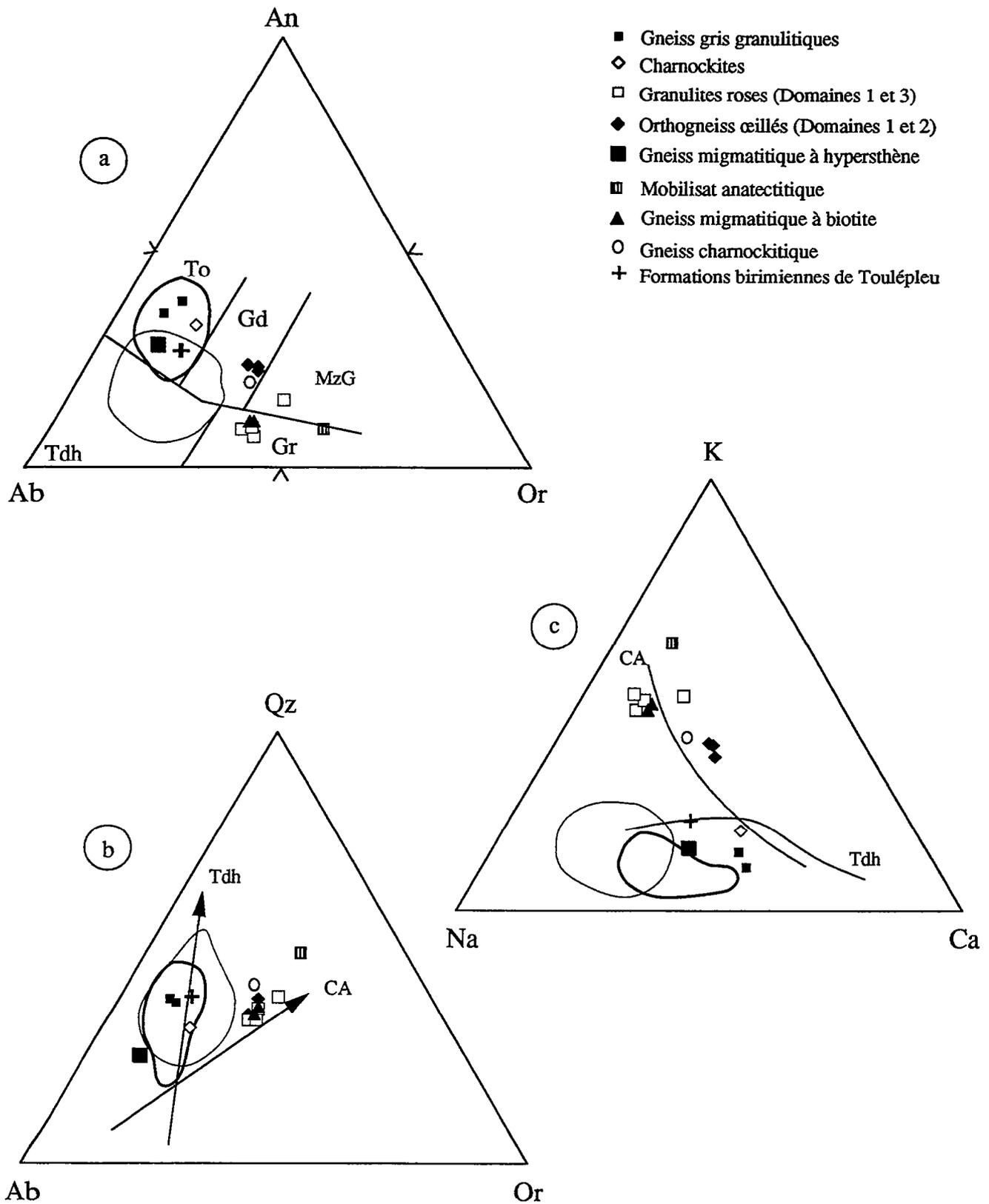


Fig.4.5. Représentation des échantillons étudiés dans les diagrammes An-Ab-Or (a) de Barker (1979) et Q-Ab-Or (b) et K-Na-Ca (c) de Barker & Arth (1976).

Le champ en trait épais représente les échantillons étudiés par Camil (1984) et celui en trait fin, les échantillons de Martin (1994).

Camil : tonalites à hypersthène de Man, craton Ouest-Africain

Martin : TTG de Finlande, de l'Inde et du Brésil

champ des tonalites à hypersthène étudiées par Camil (1984). Signalons que l'absence ou la très faible occurrence de trondhémite, même pour les termes acides, est une caractéristique du domaine Man d'après les résultats de Camil.

Les tonalites YAL-1 et TON-1 sont méta-alumineuses pour l'essentiel (fig. 4.4). L'échantillon TON-1 se situe à la limite du domaine métalumineux et contient 0,2% de corindon normatif.

Elles suivent la lignée trondhémitique dans le diagramme Qtz-Ab-Or (fig. 4.5b) et se répartissent dans le champ défini par les tonalites à hypersthène du domaine granulitique Nord de Man (Camil 1984) ainsi que dans celui représentant des TTG de Finlande, d'Inde et du Brésil, compilés par Martin (1994).

Le diagramme K-Na-Ca montre un décalage des formations de Man, par rapport au trend trondhémitique (fig. 4.5c) et s'orientent vers le pôle calcique. Cela peut-être attribué à une relative richesse des formations de Man en Ca (>4.5%), ce qui amène Camil à les définir comme des trondhémites calciques.

Nous ne disposons pas d'analyse de terres rares, excepté celles du Nd et Sm, et nous ne possédons pas non plus d'analyses de certains éléments en traces comme le Ta ou le Hf. Nous nous contenterons de spectres simplifiés qui contiennent malgré tout les éléments essentiels qui permettront de caractériser nos échantillons.

Les spectres des échantillons YAL-1 et TON-1 (fig. 4.6) sont assez semblables, excepté les anomalies négatives beaucoup plus fortes en Rb et en Th observées dans YAL-1. Ces anomalies caractérisent le faciès granulitique des tonalites. Le K est identique dans les deux échantillons malgré la différence de perte de Rb. Comparé aux spectres de Martin (1994) et de Condie (1993), nos tonalites ne sont pas très différentes des TTG archéennes, à part les anomalies en LILE (Rb et K) et en Th (fig. 4.7). Les caractères proches de TTG observés à partir des diagrammes de la figure 4.5 semblent se confirmer avec les éléments en traces. Le fractionnement des terres lourdes par rapport aux légères peut être estimé à partir de l'Yttrium dont le fractionnement par rapport au manteau se situe dans la gamme des TTG (fig. 4.7). Les spectres de terres rares des gneiss gris tonalitiques YAL-1 et TON-1 sont probablement peu différents de celui des TTG.

Les échantillons YAL-1 et TON-1 sont probablement le résultat de la fusion partielle d'amphibolite à grenat avec du grenat et de la hornblende dans la phase résiduelle (Barker et Arth, 1976; Martin, 1985; Drummond et Defant, 1990). Dans le diagramme figure 4.22, leurs rapports Sr/Y se situent dans le champ défini par les TTD (tonalite-trondhémite-dacite) archéens et cénozoïques.

2-. La charnockite MANG-1

La charnockite de Mangouin (MANG-1) est de composition tonalitique, au même titre que les gneiss gris granulitiques, avec 61,55% de silice. C'est une roche méta-alumineuse avec le rapport A/CNK=0,89 (fig. 4.4). Dans le diagramme Qtz-Ab-Or (fig. 4.5b), elle suit le trend trondhémitique, tandis que dans le diagramme K-Na-Ca (fig. 4.5c), elle se projette assez loin du champ des tonalites à hypersthène défini par les échantillons de Camil (1984), ainsi que de

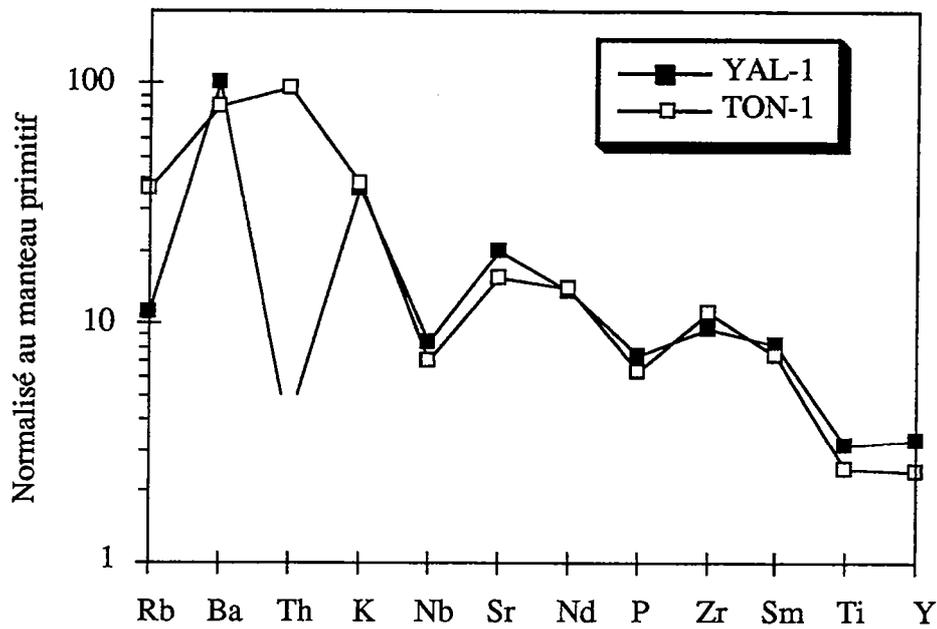


Fig. 4.6. Spectres simplifiés des tonalites TON-1 et YAL-1

Les valeurs de normalisation sont de McDonough et al. 1992 et de Sun et McDonough 1989.

L'absence de point correspond à des teneurs inférieures à 1 ppm.

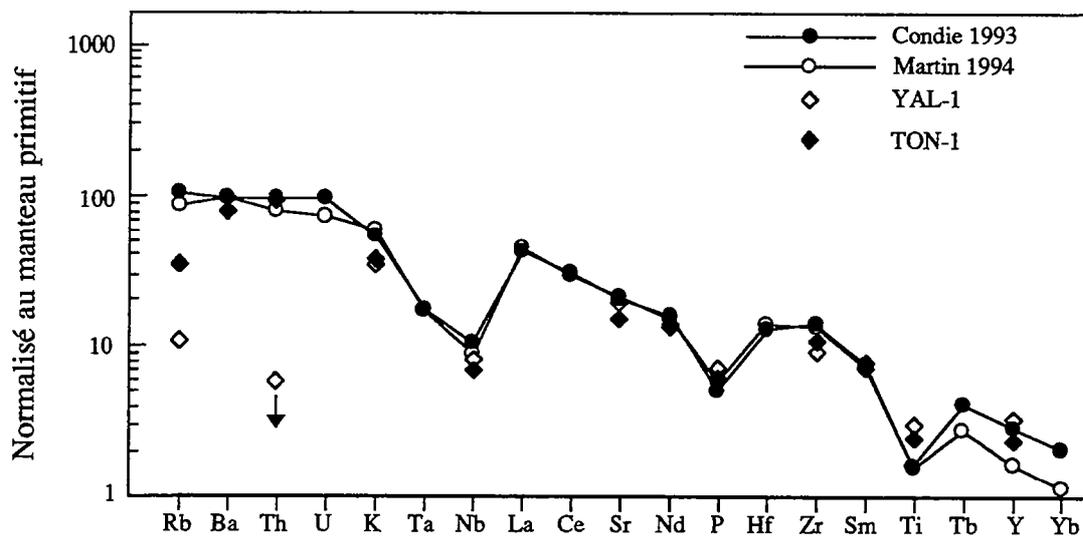


Fig. 4.7. Comparaison entre spectres d'éléments en traces simplifiés des tonalites YAL-1 et TON-1 et spectres complets des TTG archéennes de Condie (1993) et de Martin (1994).

Les valeurs de normalisation sont de McDonough et al. 1992 et de Sun et McDonough 1989.

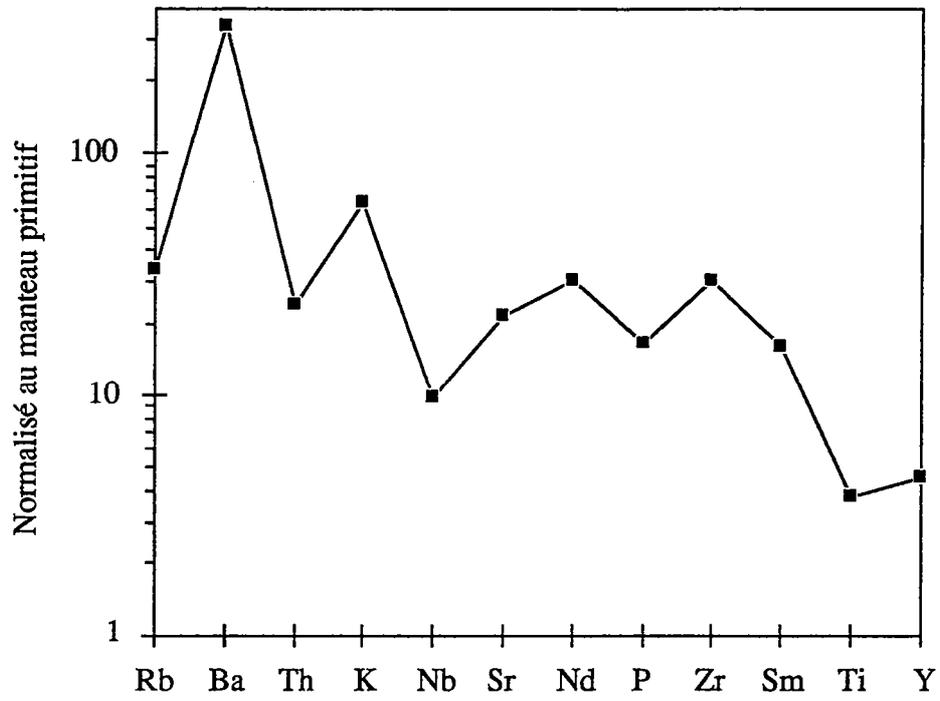


Fig. 4.8. Spectre simplifié de la charnockite de Mangouin .

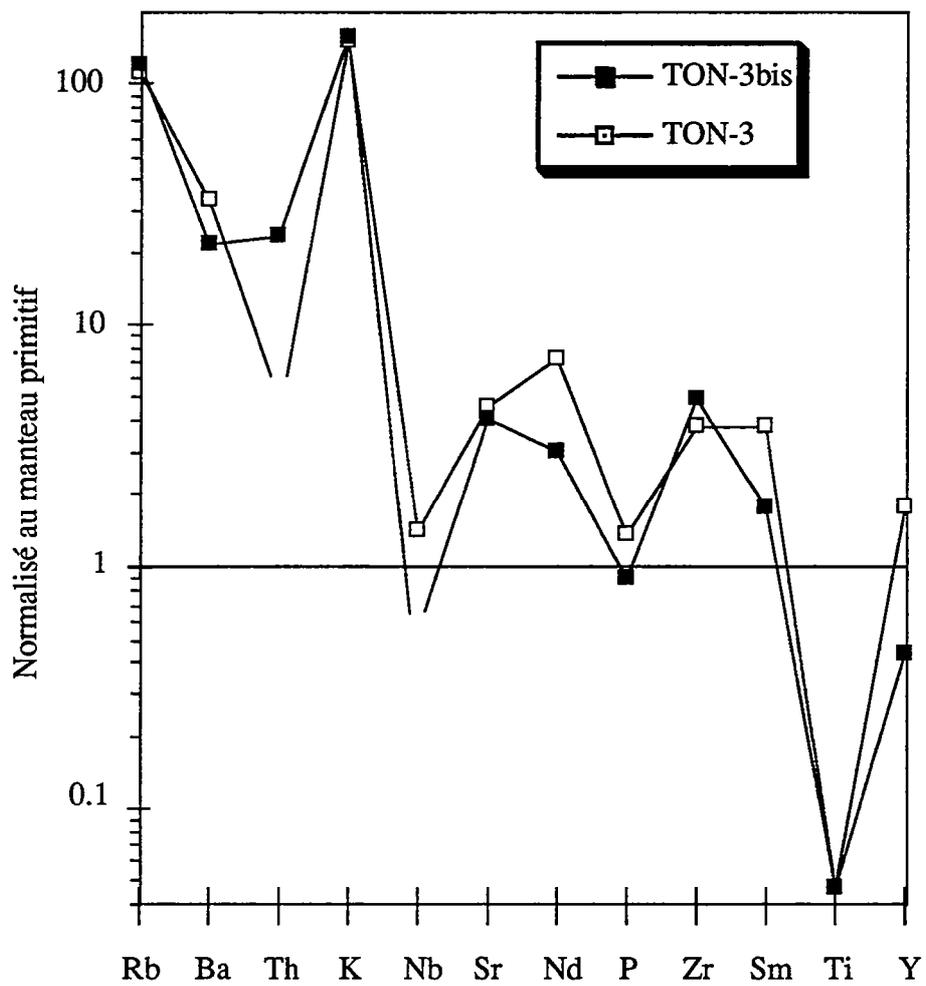


Fig. 4.9. Spectres simplifiés des granulites roses TON-3 & TON-3 bis

celui des TTG de Martin (1994). Elle se retrouve dans la zone commune aux lignées calco-alcaline et trondhjémitique.

Le spectre multi-élément indique (fig. 4.8) des anomalies en Rb et en Th caractérisant le faciès granulitique des charnockitiques. Comparé aux tonalites YAL-1 et TON-1, la charnockite de Mangouin est plus riche en éléments incompatibles tels que le Ba, le Nd et le Sm. La teneur en yttrium est environ de 4,5 fois supérieure à celle du manteau primitif, comparativement aux gneiss gris tonalitiques précédents qui ont des teneurs proches des TTG (environ 2 à 3 fois le manteau). Ce qui laisse supposer pour cette charnockite une origine différente. En effet, dans le diagramme Sr/Y en fonction de Y, elle se retrouve à l'extérieur du champ défini par les TTD archéens et cénozoïques. Elle se formerait donc par fusion partielle d'une source ne contenant pas de grenat et éventuellement pas de hornblende.

3-. Les granulites roses

Les granulites roses TON-3, TON-3bis et MEL-1 ont des teneurs en silice allant de 74 à 75% et se situent toutes dans le champ des granites (Fig. 4.5a). Ce sont des roches faiblement peralumineuses ($1 < A/CNK < 1,05$) contenant du corindon normatif (0,53 à 0,86%). Dans les diagrammes Qtz-Ab-Or et K-Na-Ca (fig. 4.5 b et c), elles suivent clairement la lignée calco-alcaline.

De fortes anomalies négatives en Ti, Nb et P caractérisent les spectres multi-élément (fig. 4.9). Les anomalies en Ti et P peuvent être reliées à la cristallisation de l'ilménite et de l'apatite dans le résidu de fusion ou dans le cumulât.

Il existe aussi une anomalie négative en Th qui serait liée au métamorphisme granulitique qui accompagne la mise en place de ces formations granitiques.

Des granulites roses comme celles de Man existent dans le complexe de Scourie en Ecosse où elles sont dénommées leucogneiss acides. Rappelons que ce sont des lames de 50 à 80 cm de large qui se mettent en place parallèlement au rubanement des gneiss gris. Ces roches possèdent des spectres de terres rares très fractionnés, similaires à ceux des tonalites (Cartwright, 1990). Cet auteur suggère que les leucogneiss acides sont le produit de la fusion partielle de tonalite pendant la phase prograde du métamorphisme granulitique.

Comparé à la moyenne des granites calco-alcalins de Sylvester (1994), les granulites roses du Nord sont très différentes (fig. 4.10); de plus, elles ne se projettent pas dans le diagramme Rb/Y-f(Al_2O_3/TiO_2) (fig. 4.11) à cause de leur pourcentage pondéral de TiO_2 ou de teneur en Y trop faibles (tab. 4.1). Le caractère très fractionné de ces roches est probablement responsable de ce comportement.

4-. Les granodiorites

Les échantillons YOR-1 et 2 sont effectivement de composition granodioritique (fig. 4.5a) avec en moyenne 68 % de SiO_2 . Elles sont méta-alumineuses ($0,9 < A/CNK < 0,95$) et appartiennent à une série calco-alcaline (fig. 4.5 b et c).

En comparant les compositions des granodiorites YOR-1 et 2 avec les moyennes de Sylvester (1994), elles se rapprochent du type calco-alcalin archéen 1 (ou CA1). Le type CA1 a des compositions moyennes de Y, TiO_2 , FeO, MgO, CaO, P_2O_5 , Sc, V, Zr, terres rares et Ta plus élevées que le type CA2.

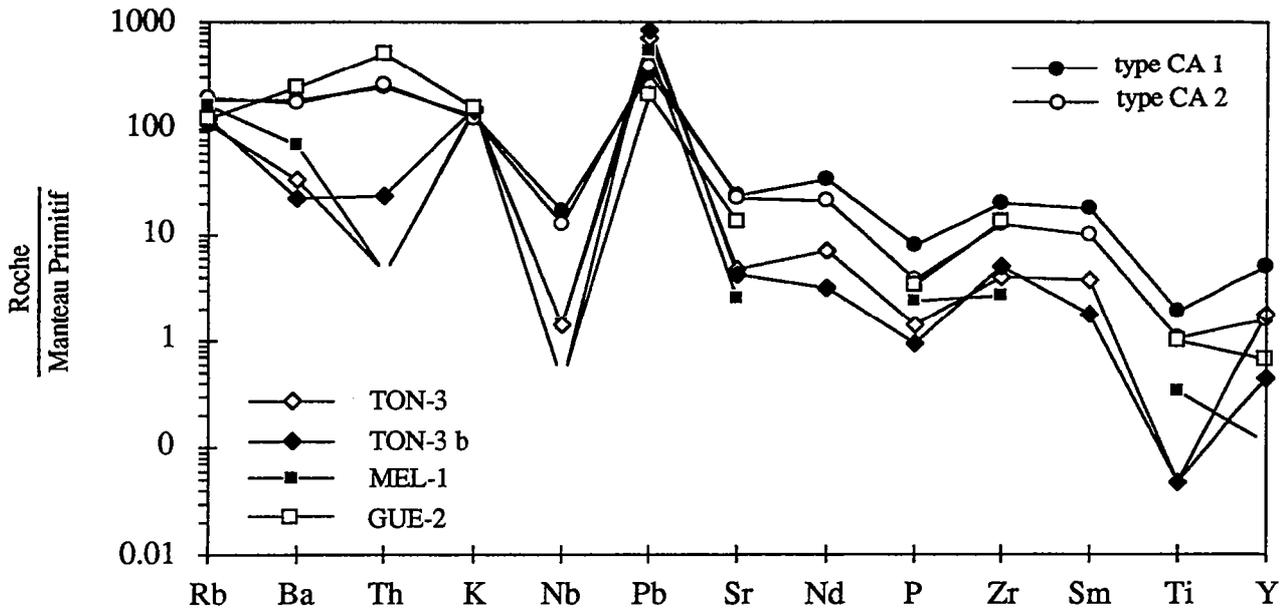


Fig. 4.10. Spectres comparés des granites calco-alkalins type CA1 et CA2 de Sylvester 1994, et des granulites roses (composition granitique et lignée calco-alkaline).
L'absence de points correspond à des teneurs inférieures à 1 ppm.

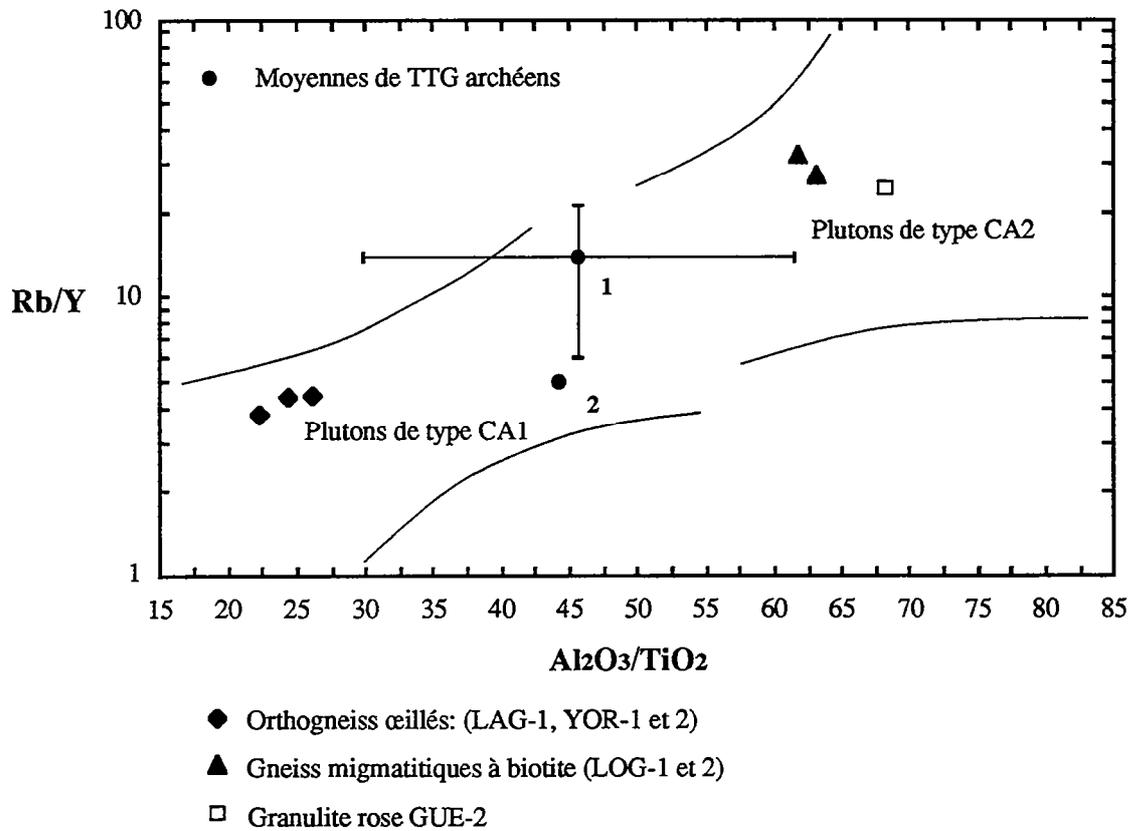


Fig. 4.11. Diagramme Al₂O₃/TiO₂ vs Rb/Y (Sylvester 1994) des orthogneiss œillés et des migmatites à biotite étudiés dans la région de Man (Sylvester 1994).
1: moyenne des TTG (Finlande) de Martin 1987
2: moyenne de TTG mondiale de Condie (1993)

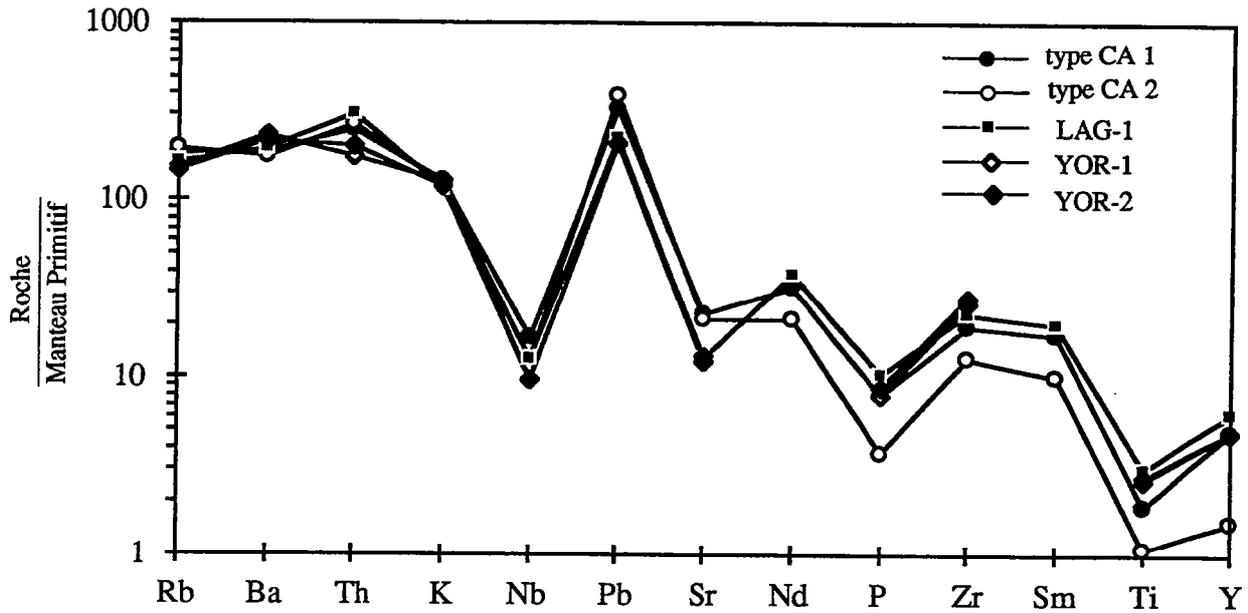


Fig. 4.12. Spectres comparés des granites calco-alcalins types CA1 et CA2 de Sylvester (1994), des granodiorites LAG-1 et YOR-1 et 2.

Les valeurs de normalisation sont de McDonough et al. 1992 et de Sun et McDonough 1989.

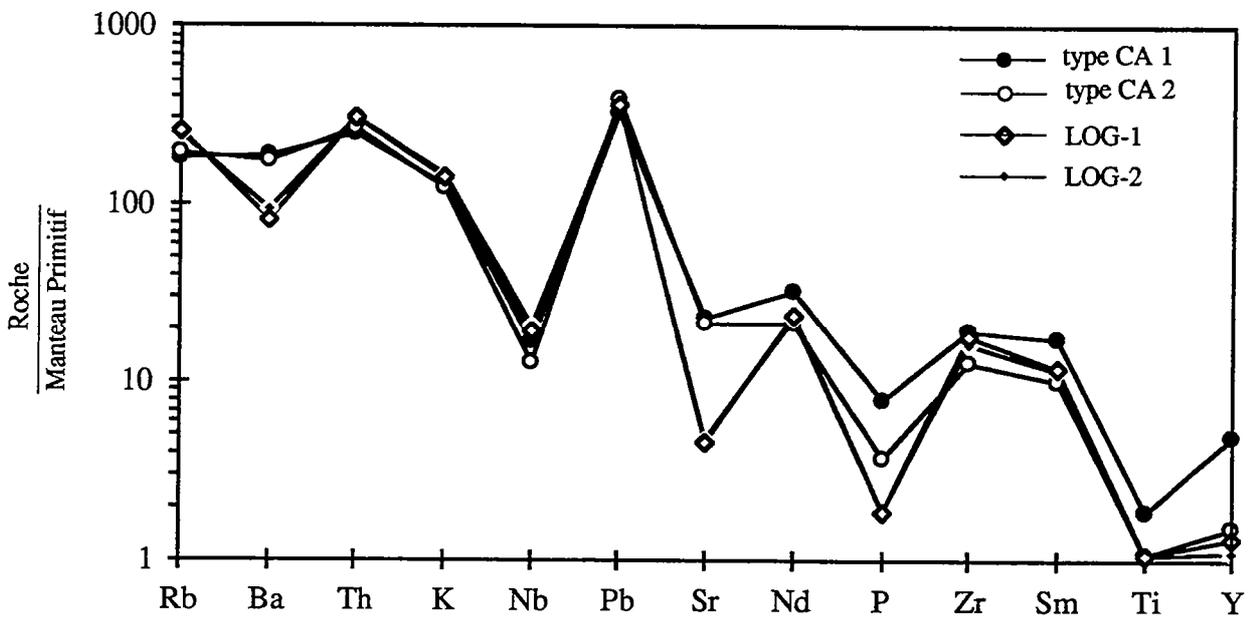


Fig. 4.13. Spectres comparés des granites calco-alcalins types CA1 et CA2 de Sylvester (1994), et des gneiss migmatitiques à biotite de la bande de Logoualé.

Le diagramme Rb/Y-f($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$) (fig. 4.11) place bien nos échantillons dans le champs correspondant au CA1. De plus, le spectre des éléments en traces des CA-1 comparé à nos échantillons n'indique pas de grandes différences malgré l'absence du La et du Ce (fig. 4.12).

Pour Sylvester (1994), les granites types CA1 et CA2 proviennent de la fusion de tonalites, à des profondeurs différentes dans la croûte. La genèse des CA2 se feraient à des profondeurs beaucoup plus grandes, dans la zone de stabilité du grenat, permettant la formation de celui-ci dans la phase résiduelle. Tandis que les CA1 se différencient à des profondeurs moins grandes laissant des résidus composés essentiellement de pyroxènes.

Les spectres simplifiés d'éléments en traces des orthogneiss YOR-1 et 2 ne sont pas très différents de celui de la charnockite de Mangouin (fig. 4.14), excepté les anomalies négatives en Rb et Th et une teneur en Sr plus importante de la charnockite. Ces granodiorites se situent hors du champ des TTD archéens et cénozoïques dans diagramme Sr/Y en fonction de Y, comme la charnockite de Mangouin. Comme cette dernière, elles se différencient à partir d'une source différente de celle des TTG et des TTD.

B. Le domaine granulitique et migmatitique intermédiaire

Il correspond au domaine Sud situé de part et d'autre de la bande de Logoualé, non loin de la faille de Man-Danané. Nous étudierons le gneiss migmatitique à hypersthène KOUI-1 situé à l'Est de la bande de Logoualé, la granulite basique KOUI-2 situé du même côté de ce domaine et l'orthogneiss ocellé LAG-1 ainsi que le mobilisat anatectique TRO-4 localisés à l'Ouest de cette bande.

1-. Le gneiss migmatitique à hypersthène

Ces formations se composent d'une alternance de bancs clairs et sombres de 10 à 20 cm de large en moyenne. L'échantillon KOUI-1 se compose principalement de bancs clairs. Il contient 67,38%, est métallumineux (fig. 4.4) et de composition tonalitique (fig. 4.5a). Il semble suivre la lignée trondhjémitique, plutôt que calco-alkaline (fig. 4.5b et c), bien que sa position soit un peu décalée de ce trend.

Son spectre simplifié d'éléments en traces est assez similaire à celui des granodiorites YOR-1 et 2 du domaine Nord, à partir du Sr (fig. 4.14). Les anomalies en Rb, K et Th liées au faciès des granulites s'observent également. La teneur en Y est identique à celle des granodiorites YOR-1 et 2 (domaine Nord). On peut donc envisager une source identique à celle des granodiorites et de la charnockite du domaine Nord pour les gneiss migmatitiques à hypersthène localisée à l'Est de la bande de Logoualé. Ces formations se projettent également hors du champ des TTD et des TTG (fig. 5.22), non loin des granitoïdes (MANG-1, YOR-1 et 2 du domaine Nord).

Mais, il faudra aussi analyser les bancs sombres afin de nous faire une idée précise de l'origine de ces formations.

2-. La granulite basique KOUI-2

Elle contient 45,70% de SiO_2 et a une composition tholéiitique (fig. 4.3). Selon les classifications de de la Roche et al. (1980) et de Jensen et Pyke (1982), cette granulite basique correspond respectivement à une composition de gabbro ou une composition de basalte riche en Fer.

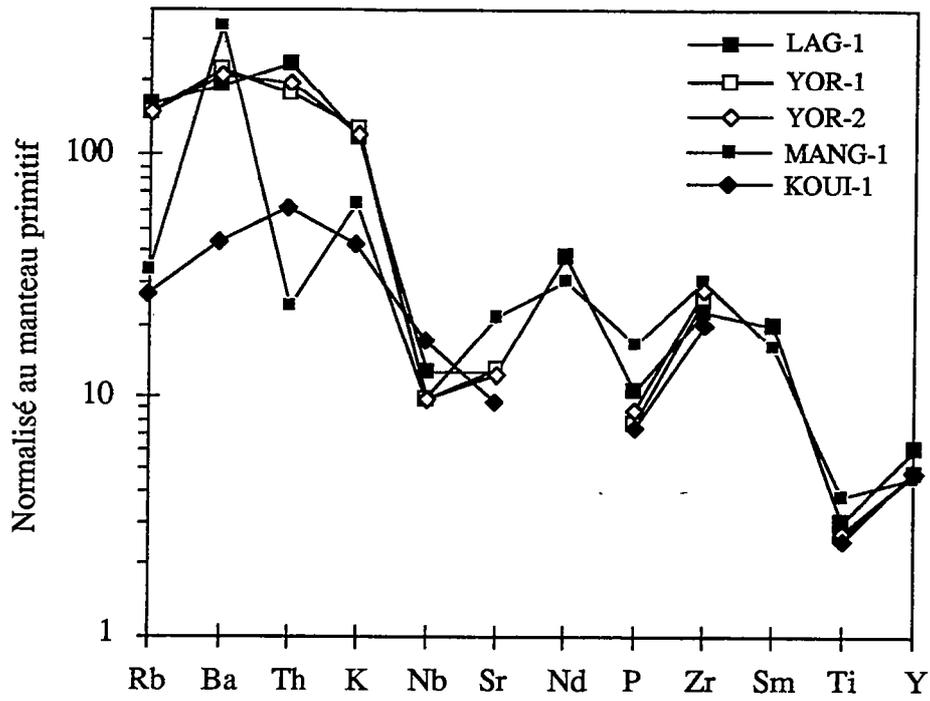


Fig. 4.14. Spectres simplifiés des orthogneiss œillés et de la migmatite à hypersthène, comparés à celui de la charnockite de Mangouin.

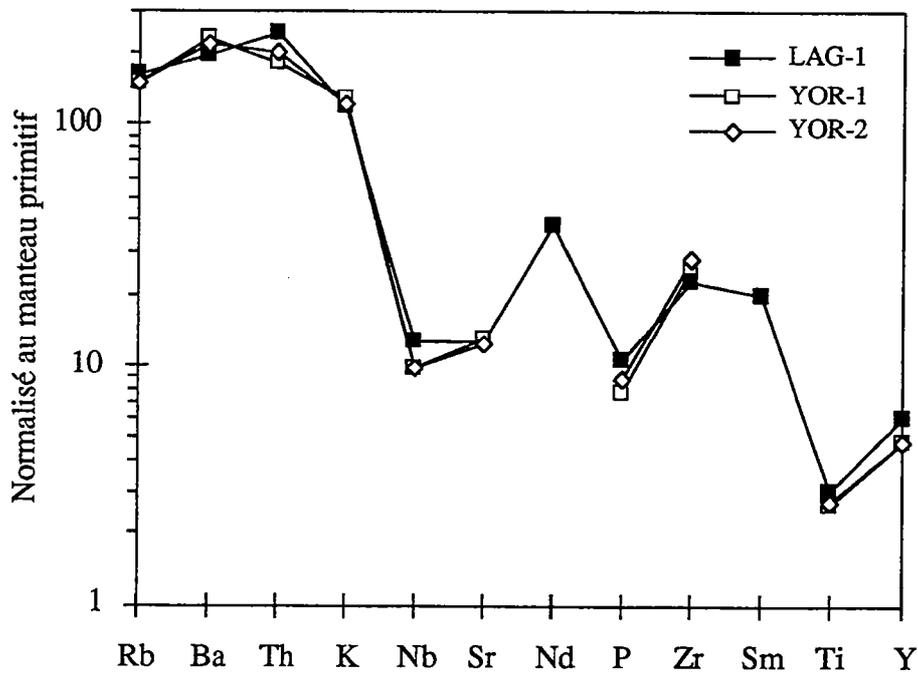


Fig. 4.15. Spectres multi-éléments des orthogneiss œillés du domaine de Man

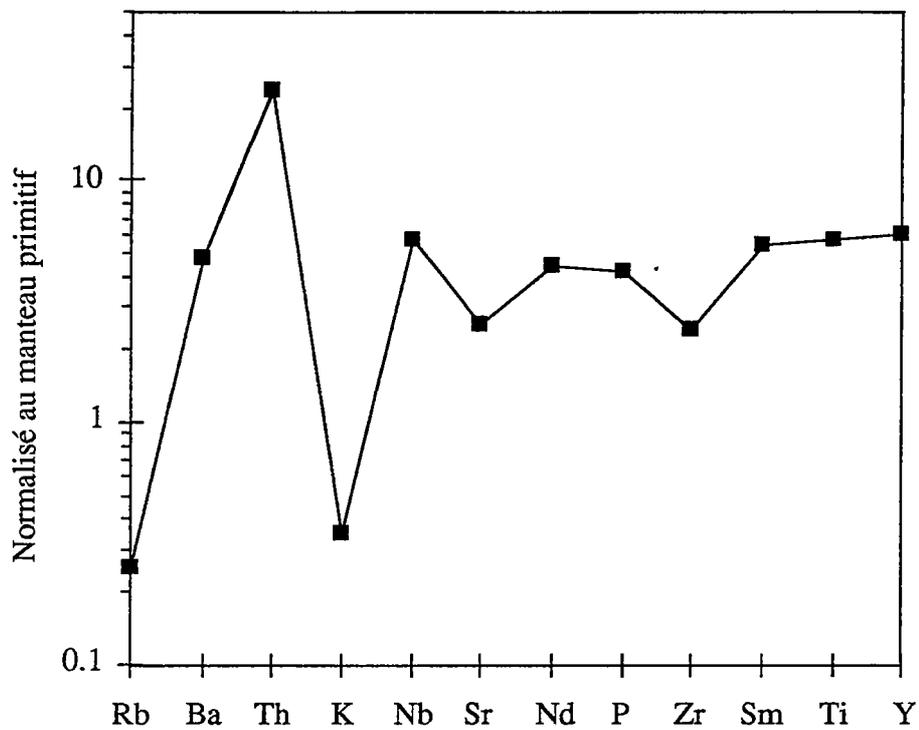


Fig.4.16. Spectre simplifié de la granulite mafique KOU1-2

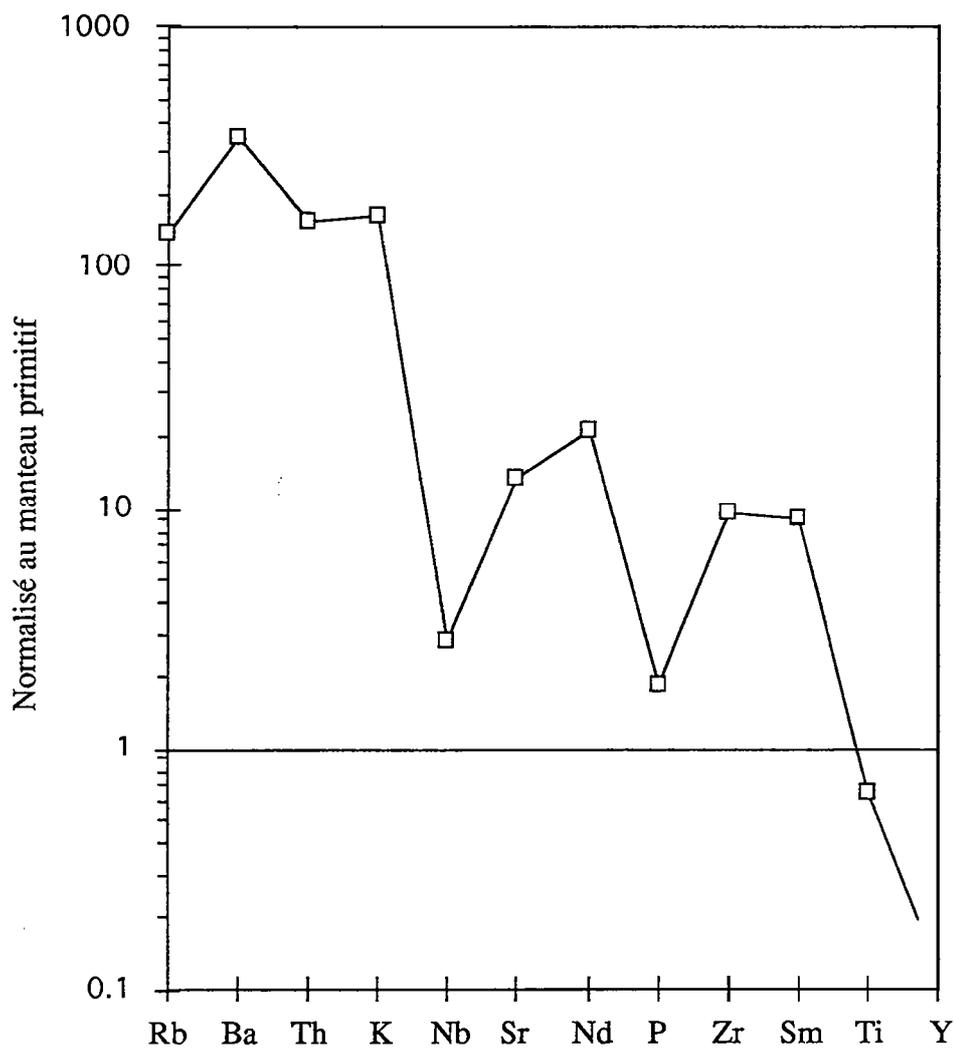


Fig. 4.17. Spectre simplifié du mobilisat anatexite TRO-4

A partir du Nb, le spectre est assez plat avec deux petites anomalies en Sr et en Zr (fig. 4.16). La pauvreté en K et la quasi absence de Rb peuvent être attribuées à la granulitisation. Le rapport K/Rb est comparable à celui de l'encaissant KOUI-1 (fig. 4.1). C'est la seule roche dans laquelle la perte de K est significative.

Camil (1984) a étudié le comportement des éléments majeurs dans les metabasites et les ultrabasites du domaine sud (bande de Logoualé). Il trouve, pour ces ensembles, des caractères géochimiques intermédiaires entre les tholéiites océaniques et les komatiites.

3-. L'orthogneiss œillé

L'orthogneiss œillé LAG-1 est une granodiorite, de composition presque similaire aux orthogneiss YOR-1 et 2 du domaine Nord (fig. 4.4 et 4.5a). Comme elles, il suit une différenciation calco-alkaline (fig. 4.5b et c) et correspond au type CA1 (fig. 4.11 et 4.12) de Sylvester (1994).

Les spectres multi-élément sont identiques pour l'orthogneiss œillé LAG-1 et pour les granodiorites YOR-1 et 2 (fig. 4.15). De plus les rapports (Sr/Y) sont du même ordre et le point représentatif de l'orthogneiss œillé LAG-1 se projette également à l'extérieur du champ des TTD et des TTG. Ces roches ont donc la même origine. Elles se formeraient à partir d'une source dont la fusion partielle donnerait un résidu ne contenant pas de grenat et de hornblende.

4-. Le mobilisat anatectique

L'échantillon TRO-4 est le plus peralumineux de nos formations ($A/CNK=1,09$) et possède 1,08% de corindon normatif. Il est associé au métasédiment kinzigitique NID-1 dans des ensembles que Camil (1984) dénomme îlot de gneiss alumineux. Ce mobilisat anatectique est de composition granitique et suit une différenciation calco-alkaline (fig. 4.5a, b et c).

Le spectre simplifié de cet échantillon (fig. 4.17) n'indique pas d'anomalie négative bien marquée en Rb, Th et K, mais nous avons tout de même une baisse relative de Rb et Th par rapport au K, comme nous le remarquons dans la figure 4.2. Les anomalies en Nb, P et Ti sont marquées de la même façon que dans les granulites roses du domaine Nord. Ici également, on peut envisager la présence d'ilménite, de rutile et d'apatite dans le résidu de fusion de la source. L'yttrium est faiblement représenté dans ces roches indiquant donc un appauvrissement en terres lourdes.

L'allure du spectre (fig. 4.17) et le rapport (Sr/Y) élevé (fig. 4.22) indiquent que nous sommes en présence de formations très fractionnées. Les produits de fusion qui vont donner naissance à ces roches sont en équilibre avec des résidus qui contiennent du grenat et peut-être de la hornblende, en plus de l'ilménite et du rutile et de l'apatite.

La présence de faible proportion de sillimanite ainsi que de monazite comme principale phase accessoire indiquerait probablement la fusion de sédiments, ou au moins, l'implication de composants sédimentaires.

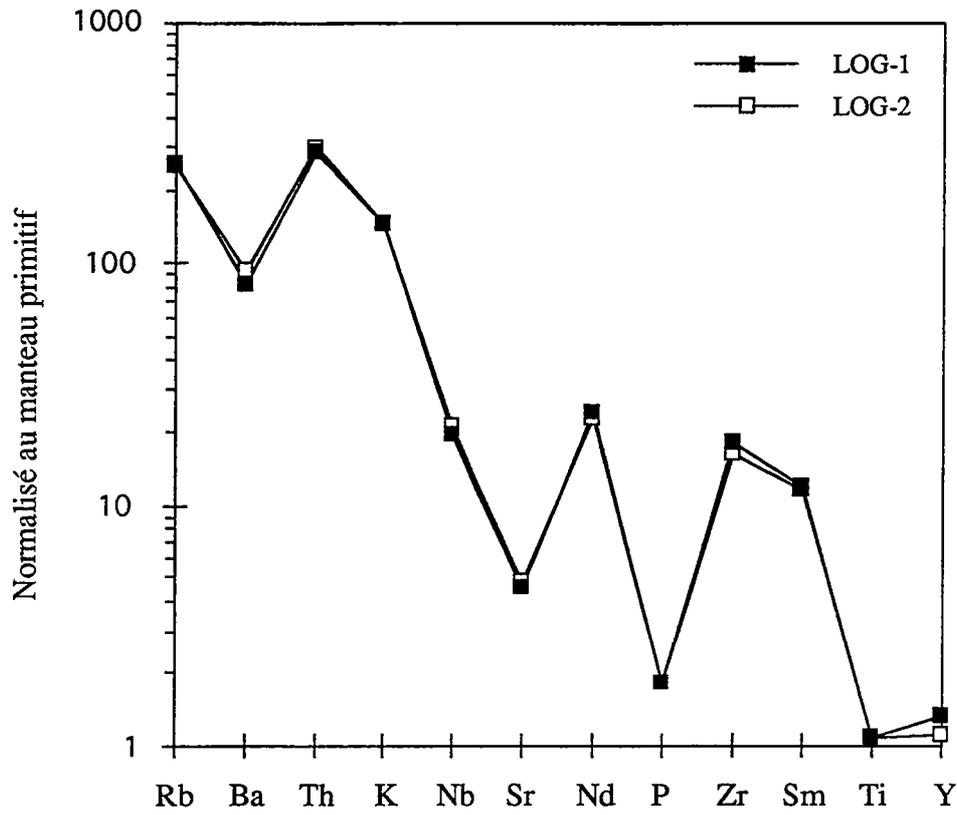


Fig. 4.18. Spectres simplifiés des migmatites à biotite de la bande de Logoualé

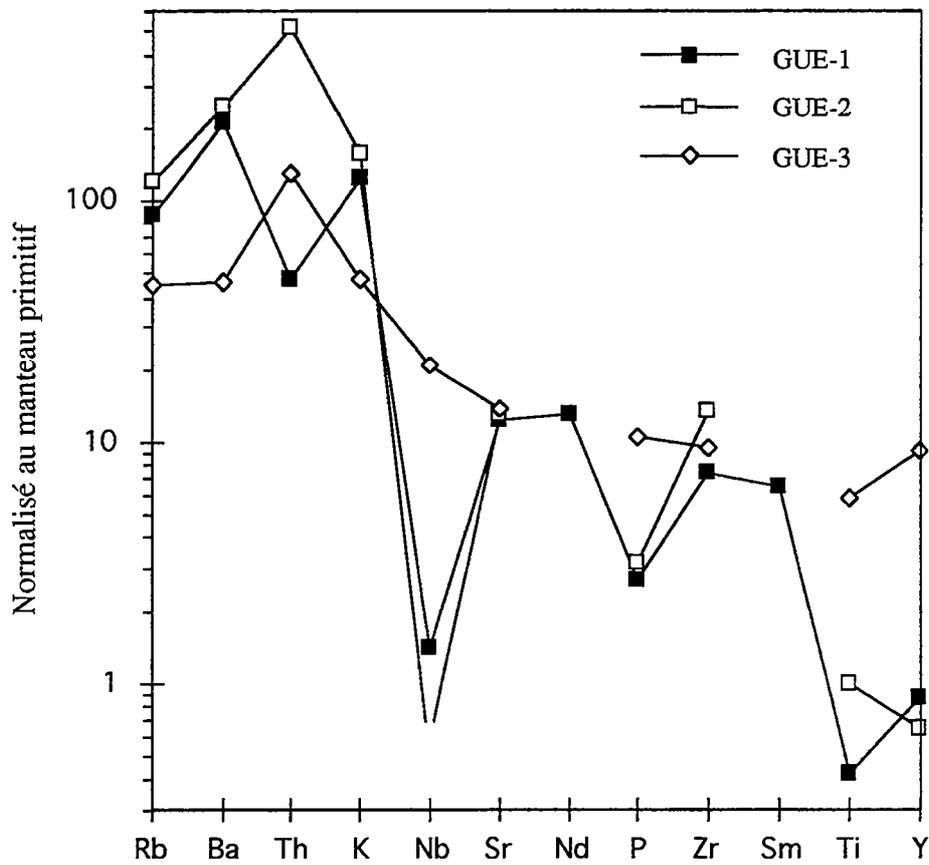


Fig. 4.19. Spectres simplifiés des formations du Mt Douan

C. Domaine Sud des migmatites à biotite.

Ce domaine, encore appelé bande de Logoualé, est limité dans sa partie Nord par la faille de Man-Danané ainsi que par les gneiss migmatitiques à hypersthène. Au sud de ce domaine s'étendent les formations du Mt Douan (fig. 4.23) composées de gneiss charnockitiques et de leptynites (Papon, 1973).

1-. Les gneiss migmatitiques à biotite

Rappelons que ce sont des roches homogènes composées de bancs millimétriques clairs et sombres. Nous pensons que la chimie de ces roches permet de caractériser celle de leur protolithe.

Les gneiss migmatitiques à biotite, LOG-1 et LOG-2 contiennent respectivement 72,22 et 73,20% de silice, sont de composition granitique (fig. 4.5a) et un peu moins peralumineux ($A/CNK=1.06$) que le mobilisat anatectique du domaine précédent. Ils contiennent 1% de corindon normatif.

Ces formations suivent une différenciation calco-alkaline (fig. 4.5 b et c). En les comparant à la classification de Sylvester (1994), leur composition se rapproche du type CA 2 (fig. 4.11). Les spectres comparés de la figure 4.13 indiquent de bonnes similitudes pour la plupart des éléments, excepté le Sr et à un degré moindre, le P.

Aucun appauvrissement de Rb par rapport au K n'est observé (fig. 4.18) confirmant ainsi les conditions métamorphiques de grade moyen qui caractérisent les formations de la bande de Logoualé. L'allure du spectre de ces migmatites à biotite se rapprocherait un peu de celui du mobilisat anatectique TRO-4 du domaine précédent, excepté les teneurs en Sr et Nb qui sont différentes. Les formations de la bande de Logoualé sont plus riches en Nb et plus pauvres en Sr.

Les faibles proportions d'yttrium indiquent sûrement un appauvrissement en terres rares lourdes. Dans le diagramme figure 4.22, ces roches se projettent non loin du champ des TTD et des TTG. Les produits de fusion à partir desquels se forment ces roches sont probablement en équilibre avec des résidus contenant du grenat. La nature peralumineuse de ces formations (corindon normatif 1%) ainsi que la présence de monazite permet d'envisager une origine par fusion de sédiments, au moins en partie.

2-. Les formations du Mt Douan

a. Le gneiss charnockitique GUE-1

Le gneiss charnockitique GUE-1 contient 73,30% de SiO_2 , est métalumineux (fig. 4.4) et de composition granodioritique (fig. 4.5a). Il appartient à une suite calco-alkaline (fig. 4.5 b et c).

Papon (1973) décrit des paragenèses à amphibole, diopside et hypersthène, ce qui signifie que les formations du Mt Douan sont dans des conditions de métamorphisme du faciès des granulites à hornblende. Ainsi, le spectre simplifié (fig. 4.19) indique un appauvrissement relatif de Rb par rapport au K. Les anomalies négatives en Nb et Ti sont assez marquées.

L'yttrium est ici aussi en très faible quantité comme dans les gneiss migmatitiques à biotite que l'on vient d'étudier. Par contre, le rapport (Sr/Y) assez grand (supérieur à celui des TTG) suggère pour ces roches, un processus de différenciation proche de celui des TTD et des TTG. Ce caractère différencie

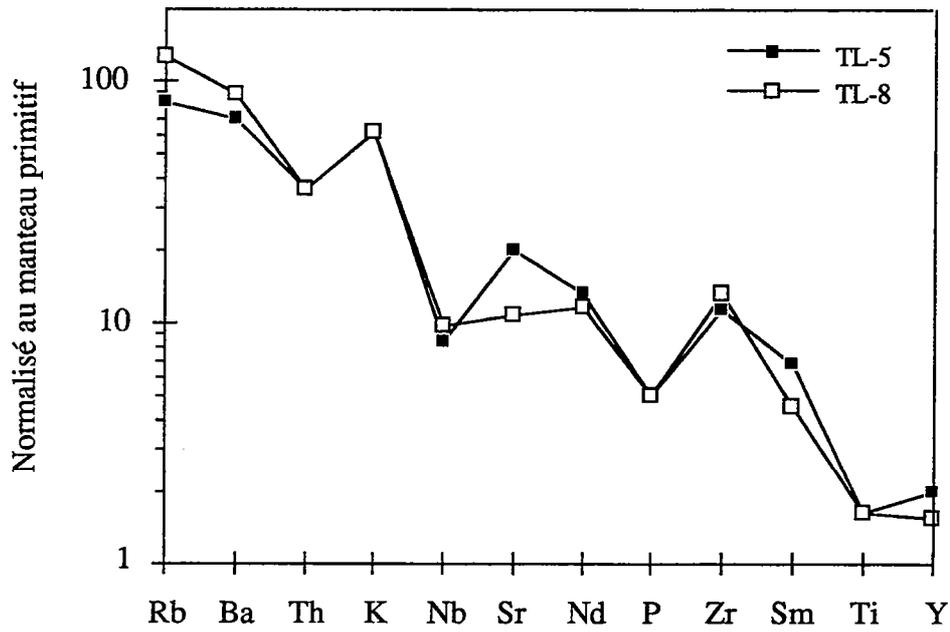


Fig. 4.20. Spectres simplifiés des tonalites du massif intrusif de Toulépleu

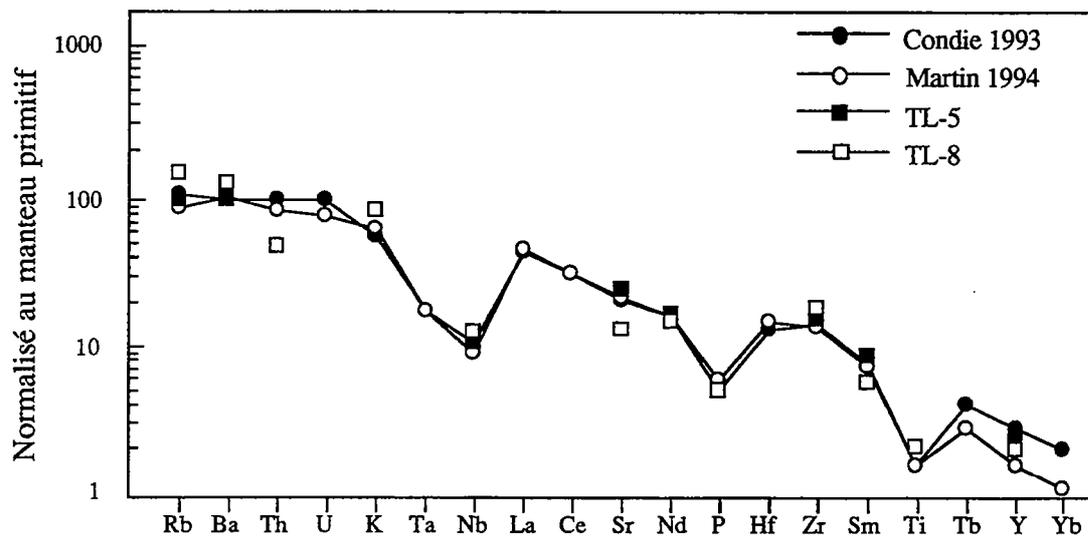


Fig. 4.21. Comparaison entre spectres d'éléments en traces simplifiés des échantillons TL-5 et TL-8 et spectre complet des TTG archénnes de Martin (1994).

les charnockites du domaine granulitique Nord (MANG-1), des gneiss charnockitiques du domaine Sud.

b. Le gneiss intermédiaire GUE-3

L'échantillon GUE-3 est une roche de composition intermédiaire (andésitique). Il contient 54,65% de silice et est associé au gneiss charnockitique GUE-1, dans la carrière de Guéhiébly. Il correspond à une suite calco-alcaline d'après la figure 4.3.

Comparé à la granulite basique KOUI-2, ces roches sont plus riches en éléments incompatibles et ne présentent donc pas d'anomalies en Rb, K et Th.

c. Les granulites roses

L'échantillon GUE-2 contient 72,78% de SiO₂. Il se différencie légèrement de ses homologues du domaine Nord par une composition de monzogranite (fig. 4.5a). Sinon, il fait partie également d'une suite calco-alcaline (fig. 4.5 b et c)

Au niveau de la distribution des éléments en traces, l'anomalie en Th ne s'observe pas (fig. 4.19). Les granulites roses GUE-2 possèdent les teneurs les plus élevées en Th avec 43 ppm. Cela est peut-être dû à la présence de minéraux thorifères telle que l'allanite que Papon (1973) décrit comme minéral accessoire dans ces formations.

Les anomalies en Nb, P et Ti sont bien marquées comme dans les granulites roses du Nord. L'yttrium est aussi très appauvri suggérant de faibles teneurs de terres rares lourdes. Le rapport (Sr/Y) élevé indique un processus de différenciation proche de celui des TTD et des TGG; c'est-à-dire fusion partielle d'une source avec présence de grenat et de hornblende au résidu. Comme les granulites roses TON-3 et MEL-1 du domaine Nord, GUE-2 est probablement un produit de la fusion partielle de tonalites.

Elle se rapproche du type CA2 de Sylvester (1994) (fig. 4.11) excepté une anomalie assez forte en Nb (fig. 4.10). Elle est aussi un peu plus appauvrie en Y. Rappelons que les CA2 se forment à des profondeurs plus importantes dans la croûte par rapport aux CA1, avec présence de grenat dans le résidu de fusion.

D. Les formations d'âge Birimien de Toulépleu

Les échantillons TL-5 et TL-8 contiennent respectivement 68,05% et 69% de SiO₂. Ces formations, cartées comme des granodiorites gneissifiées (TL-8) et des ortholeptynites ou d'anciens microgranites (TL-5) (Papon, 1973) sont de composition tonalitique (fig. 4.5a). Elles forment en fait un seul massif intrusif que nous dénommons massif de Toulépleu (fig. 4.23) (Delor et al., 1994). Elles sont dans des conditions métamorphiques de grade bas à moyen comme toutes les formations birimiennes (Bessoles, 1977).

Ces tonalites suivent parfaitement une différenciation trondhjémitique et se distinguent plus ou moins des formations de Man surtout dans le diagramme K-Na-Ca (fig. 4.5c). Par rapport aux tonalites archéennes de Man, elles sont un peu plus acides, moins ferro-magnésiennes (Fe₂O₃ + MgO = 3,5 contre 6 à 10 pour l'Archéen) et moins calciques. Ces caractères les rapprochent plus des compositions de trondhjémite.

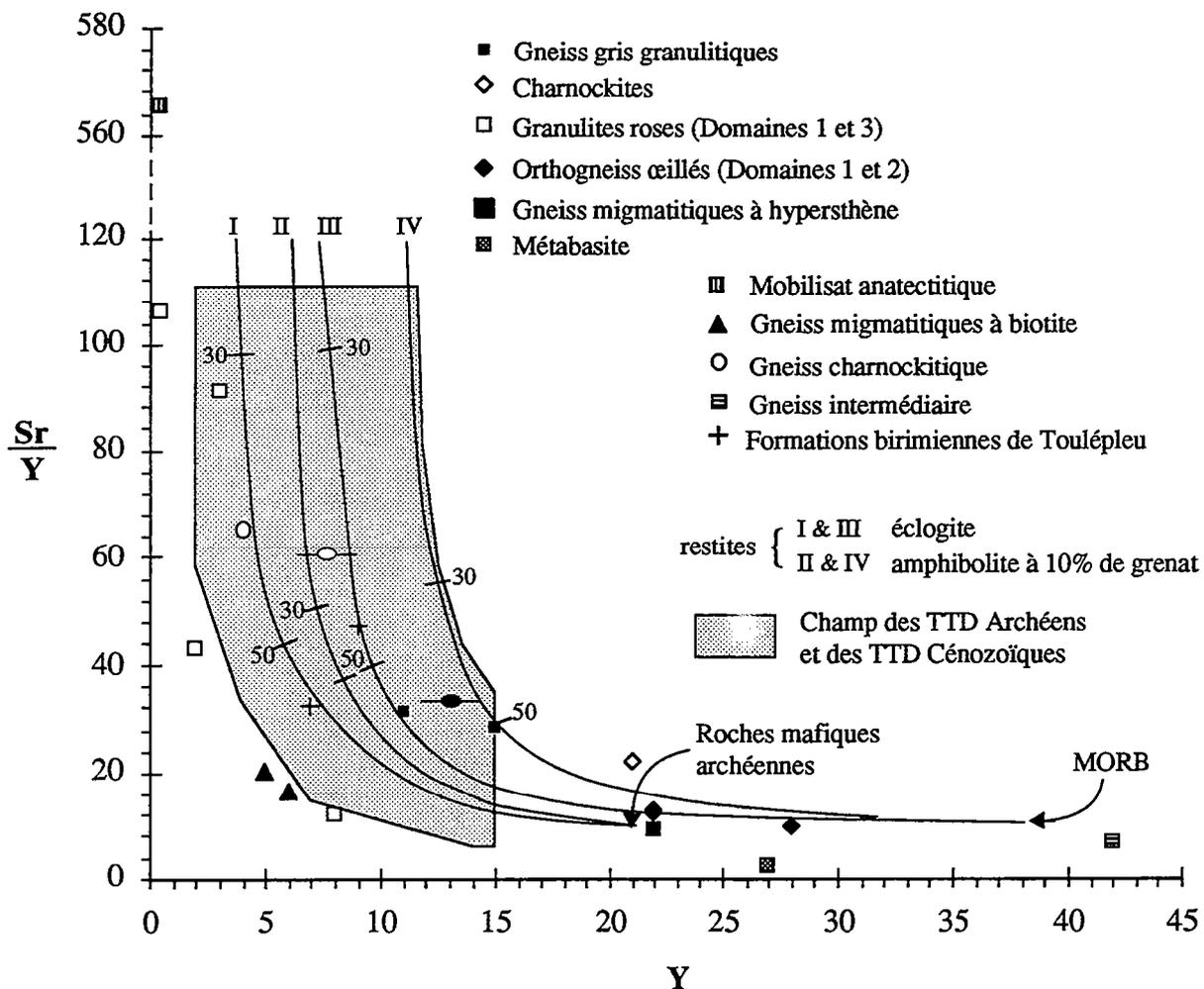


Fig. 4.22. Diagramme Sr/Y-Y (Drummond & Defant 1990) des échantillons du domaine de Man

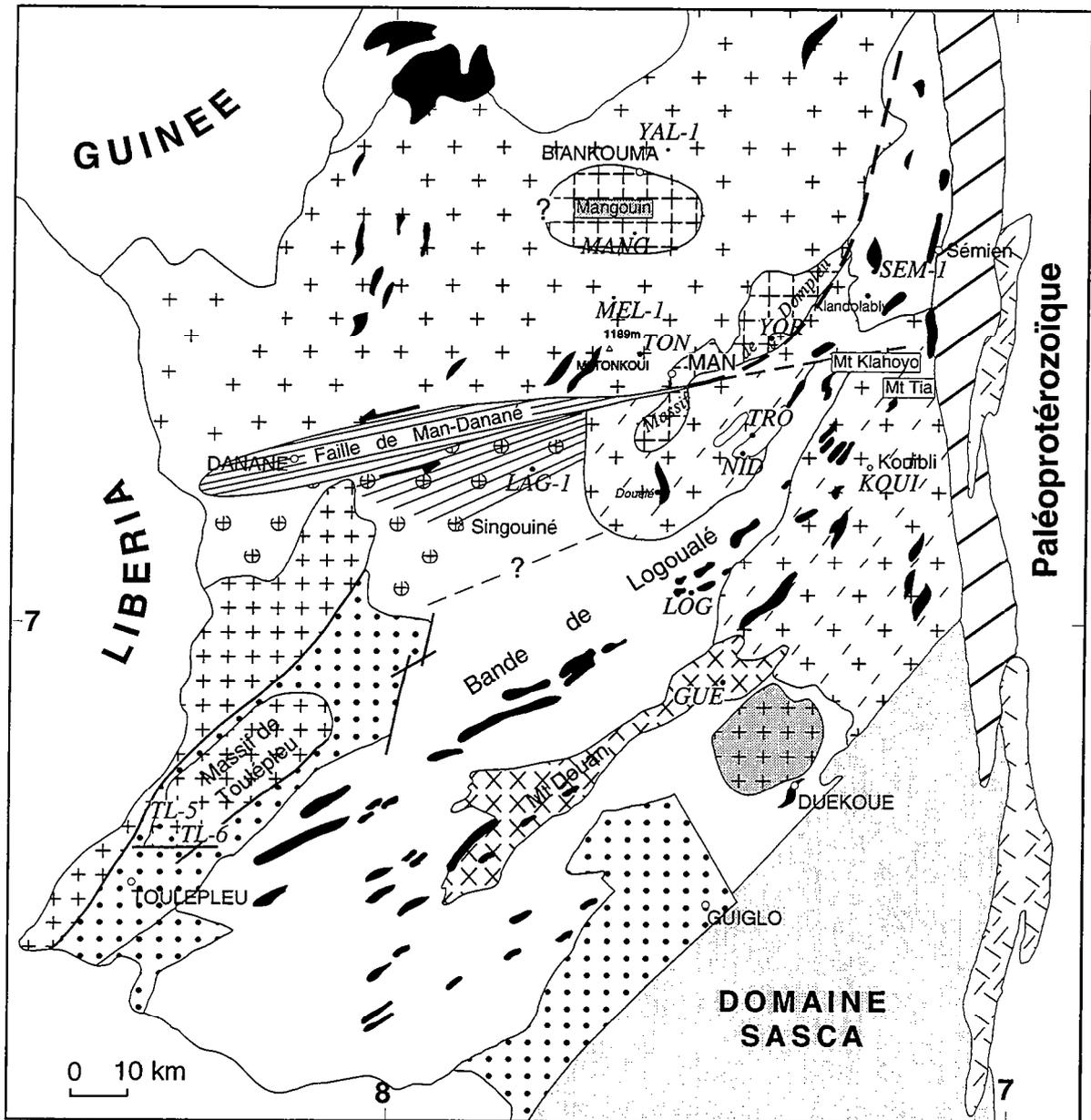


Fig. 4.23 -. Archéen du craton Ouest-Africain en Côte d'Ivoire

Légende: voir figure 1.3

Les spectres simplifiés d'éléments en traces (fig. 4.20) ont des allures semblables à celles des tonalites TON-1 et YAL-1 (fig. 4.6), excepté les anomalies négatives en Rb, Th et K du au métamorphisme granulitique. Comparé aux moyennes des TTG de Martin (1994) et de Condie (1993), la similitude est assez nette (fig. 4.21).

Les rapports (Sr/Y) se situent dans le champ limité par les moyennes de Condie (1993) et de Martin (1994). La genèse de cette formation birimienne peut-être considérée comme étant du type des TTG (Martin, 1985).

III-. Conclusion

Dans le domaine granulitique Nord, cette étude permet de différencier les gneiss gris tonalitiques, des charnockites et des orthogneiss œillés. Les premiers ont une origine ignée profonde semblable à celle des TTG et des TTD, c'est-à-dire fusion partielle à partir d'une source basique contenant du grenat et de la hornblende laissant des résidus essentiellement composées de ces deux minéraux. Ce processus se déroulerait dans les zones de subduction (Martin, 1985, 1993; Drummond et Defant, 1990).

Les granulites roses seraient des produits de fusion des gneiss gris tonalitiques pendant la phase prograde du métamorphisme granulitique. Ces roches se caractérisent par des teneurs en Y très faibles et des rapports (Sr/Y) assez variables. Soit elles se forment par fusion partielle de tonalites à des profondeurs assez importantes dans la croûte, permettant la formation de grenat au résidu, comme les CA2 de Sylvester (1994); soit elles se forment simplement par fusion partielle de tonalites déjà très appauvries en terres rares lourdes.

La charnockite de Mangouin et les granodiorites de Yorogué se formeraient elles par fusion partielle d'une source dont le résidu de fusion ne contiendrait pas de grenat.

Le domaine granulitique et migmatitique intermédiaire se compose de tonalites dont les caractères se rapprochent de ceux des orthogneiss œillés qui sont de composition granodioritique. Nous pouvons donc envisager une origine commune pour l'ensemble de ces formations dont certaines auront subit le métamorphisme granulitique pendant ou peu après leur mise en place.

La granulite basique KOUI-2 est une roche de composition gabbroïque ou de basalte tholéitique riche en Fer. Selon les travaux de Camil (1984), elle possède des caractères compris entre celles d'une tholéiite océanique et celle d'une komatiite.

Les mobilisats anatectiques, associés à des métasédiments, dans des aires que Camil (1984) dénomme îlots de gneiss alumineux, sont sûrement le produit de la fusion de roches ignées très fractionnées [rapport (Sr/Y) élevé] avec implication de composants sédimentaires (présence de sillimanite, de monazite et de grenat).

Dans le domaine Sud, les gneiss migmatitiques à biotite semblent être le produit de fusion de sédiments. Les gneiss charnockitiques du Mt Douan sont de composition granodioritique. Ils possèdent des spectres très fractionnés. Ces caractères les différencient des charnockites du domaine Nord.

Les formations birimiennes du massif intrusif de Toulépleu sont de composition tonalitique. Les échantillons TL-5 et TL-8 récoltés dans les deux parties du massif montrent des compositions presque identiques. Elles ont les mêmes caractéristiques que les TTG.

Les formations granulitisées présentent de façon variable, quelque soit le domaine, un appauvrissement en LILE (Rb, Th, et parfois en K).

Les fortes anomalies négatives en Ti et P dans certaines formations, telles que les granulites roses, sont dues à la présence d'ilménite, de rutile et d'apatite dans les résidus de différenciation de ces roches.

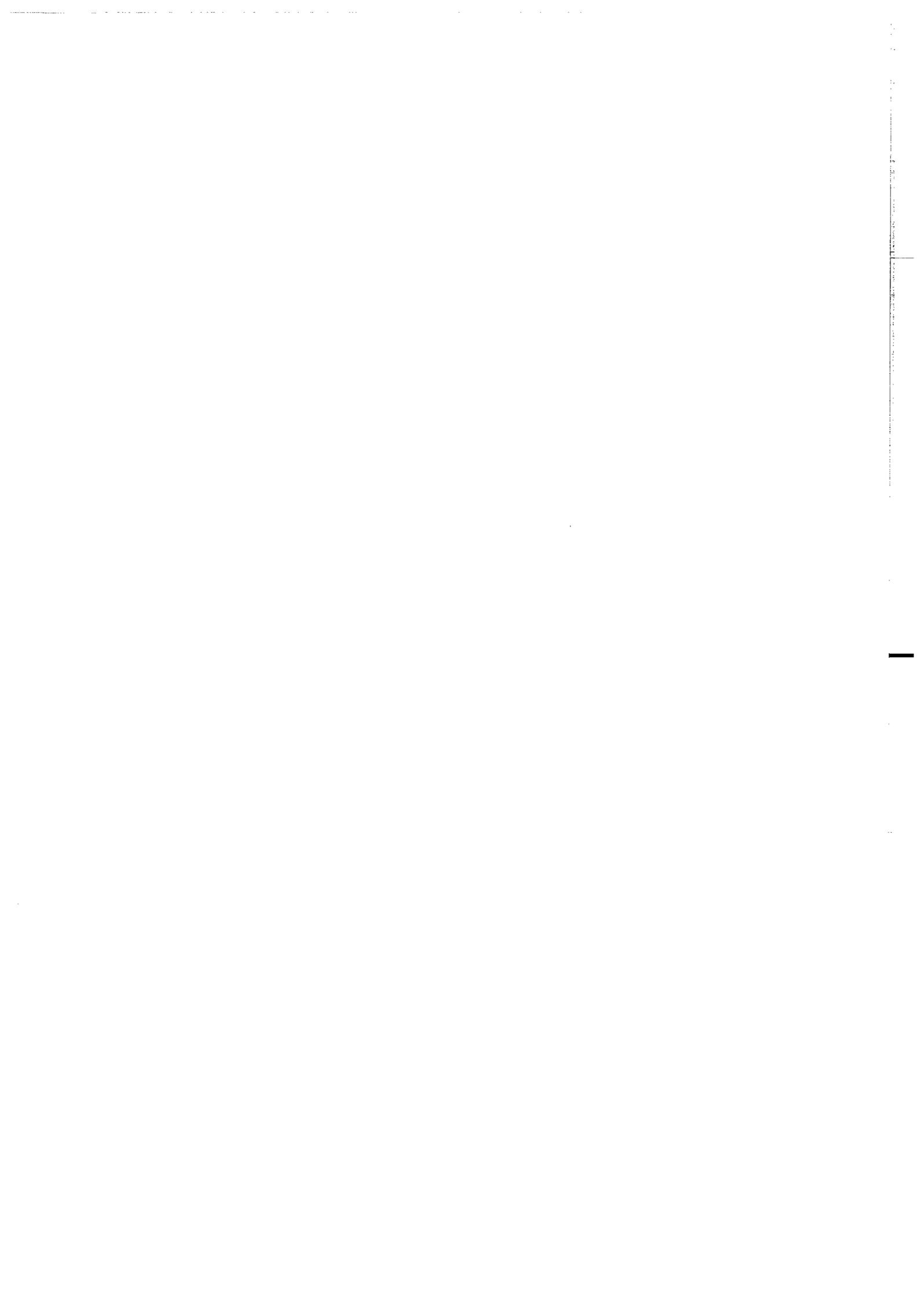
Tab. 4.1. Analyses chimiques des formations étudiées dans le domaine de Man.

Nd et Sm ont été déterminés par dilution isotopique

	<u>Domaine granulitique</u>								KOUI-1	KOUI-2
	<u>Nord</u>									
	YAL-1	TON-1	MANG-1	TON-3	TON-3b	MEL-1	YOR-1	YOR-2		
	Gneiss gris	Charnockite	Granulites roses			Granodiorite		migm. Hy.	basique	
SiO₂	59.81	62.34	61.55	74.43	74.11	75.22	67.45	68.49	67.38	45.70
Al₂O₃	17.15	15.22	15.97	14.78	14.55	13.79	14.71	14.13	15.46	14.07
Fe₂O₃*	6.73	6.80	6.94	0.35	0.46	0.61	3.98	4.16	5.02	17.67
MnO	0.10	0.10	0.09	0.02	0.01	0.01	0.05	0.04	0.07	0.25
MgO	3.04	4.94	2.11	0.00	0.00	0.03	1.16	1.13	1.11	8.21
CaO	6.33	4.68	5.39	1.27	1.35	1.01	3.39	3.33	3.84	11.69
Na₂O	4.34	3.41	3.79	4.26	4.05	3.89	3.25	3.07	4.43	1.22
K₂O	1.05	1.12	1.82	4.35	4.57	4.45	3.71	3.52	1.23	0.01
TiO₂	0.66	0.53	0.81	0.01	0.01	0.07	0.56	0.58	0.53	1.21
P₂O₅	0.16	0.13	0.36	0.03	0.02	0.05	0.17	0.19	0.16	0.09
P.F	0.03	-0.02	0.19	0.28	0.22	0.58	0.87	0.50	0.27	-0.59
TOTAL	99.40	99.25	99.02	99.78	99.35	99.71	99.30	99.14	99.50	99.53
A/CNK	0.87	0.99	0.89	1.05	1.03	1.06	0.95	0.95	0.99	0.60
Qz	14.23	21.19	19.55	30.37	30.49	33.79	26.49	29.47	27.69	
Or	6.20	6.62	10.75	25.71	27.25	26.53	22.28	21.09	7.33	0.06
Ab	36.72	28.85	32.07	36.05	34.57	33.20	27.94	26.33	37.77	10.32
An	24.21	22.37	21.19	6.10	6.62	4.73	14.83	14.58	18.15	32.89
Nb	6	5	7	1	<1	1	7	7	12	4
Zr	107	123	337	43	56	30	293	316	219	27
Y	15	11	21	8	2	<1	22	22	22	27
Sr	424	344	463	97	86	53	279	263	201	59
Rb	7	23	21	70	76	104	96	95	17	<1
Co	23	28	17	1	<1	<1	10	10	13	60
V	117	105	110	4	3	6	64	69	68	391
Ni	49	94	23	1	<1	<1	10	10	6	102
Cr	61	335	41	7	9	6	13	22	15	376
Ba	707	568	2350	236	154	498	1595	1510	300	33
Ga	21	19	21	17	17	17	18	17	20	17
Cu	20	9	25	<1	1	4	13	13	22	97
Zn	80	88	85	5	6	20	54	54	83	124
Th	<1	8	2	<1	2	<1	15	17	5	2
Pb	6	20	9	52	60	39	15	15	9	1
Nd	19	19	41	10	4			68	30	6
Sm	4	3	7	2	1			10	6	2
Rb/Sr	0.02	0.07	0.05	0.72	0.88	1.96	0.34	0.36	0.08	
Sr/Y	28	31	22	12	43		13	12	9	2

Tab. 4.1. (suite)

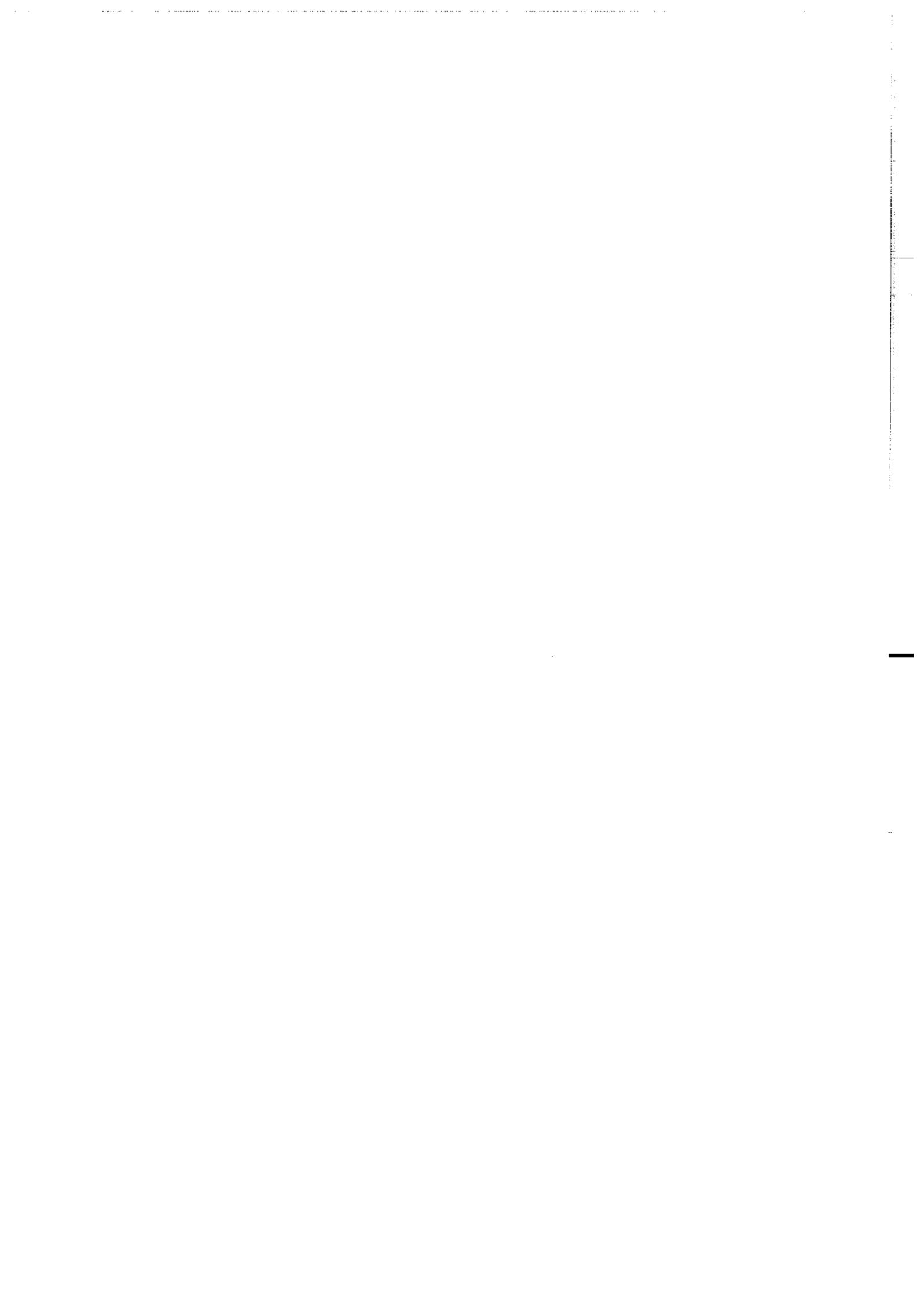
	<u>Domaine granulitique et migmatitique intermédiaire</u>			<u>Domaine Sud des migmatitiques à biotites</u>					<u>Formations birimiennes</u>	
	LAG-1 Orthogneiss œillé	TRO-4 mobilisat anatectique	NID-1 méta- sédiments	LOG-1 Gneiss Migm. à biotite	LOG-2	GUE-1 Gneiss charnockitique	GUE2 Granulite rose	GUE-3 Gneiss basique	TL5 Tonalite	TL8
SiO ₂	66.03	77.99	49.56	72.22	73.20	73.30	72.78	54.65	68.05	69.00
Al ₂ O ₃	14.60	11.66	24.33	14.53	14.21	14.01	14.30	15.97	15.25	15.51
Fe ₂ O ₃ *	5.12	0.62	13.43	1.79	1.78	1.61	1.93	10.96	3.31	3.35
MnO	0.07	0.00	0.16	0.01	0.01	0.02	0.02	0.16	0.06	0.06
MgO	1.33	0.10	4.46	0.31	0.17	0.21	0.45	3.89	1.23	1.25
CaO	3.68	1.02	0.67	1.50	1.47	2.59	2.06	6.28	3.56	3.61
Na ₂ O	3.28	2.25	0.60	3.86	3.69	3.34	3.04	4.22	4.09	4.15
K ₂ O	3.38	4.73	2.70	4.20	4.22	3.57	4.50	1.36	1.78	1.78
TiO ₂	0.65	0.14	1.16	0.23	0.23	0.09	0.21	1.25	0.35	0.35
P ₂ O ₅	0.23	0.04	0.02	0.04	0.04	0.06	0.07	0.23	0.11	0.11
P.F	0.77	0.92	2.31	0.41	0.28	0.50	0.63	0.43	2.61	0.66
TOTAL	99.14	99.47	99.40	99.10	99.30	99.30	99.99	99.40	100.40	99.83
A/CNK	0.93	1.09		1.07	1.07	1.00	1.05	0.80	1.01	1.01
Qz	25.15	44.58	27.71	30.53	32.30	34.52	33.20	8.33	28.93	29.00
Or	19.97	27.95	15.96	25.15	24.94	21.10	26.77	8.12	10.76	10.61
Ab	27.75	19.04	5.08	33.09	31.22	28.26	25.89	36.08	35.39	35.41
An	15.13	4.80	3.19	7.28	7.03	12.46	9.83	20.84	17.33	17.34
Nb	9	2	13	14	15	1	<1	15	6	7
Zr	255	109	99	201	181	83	149	107	126	150
Y	28	<1	39	6	5	4	3	42	9	7
Sr	271	283	102	95	101	260	273	287	424	227
Rb	104	87	87	163	158	56	77	29	52	81
Co	12	1	63	4	3	1	3	36	12	6
V	79	13	373	15	16	18	24	190	59	39
Ni	16	6	202	1	3	1	2	38	12	5
Cr	47	19	566	11	17	18	11	33	23	21
Ba	1363	2396	1294	576	652	1463	1726	324	497	620
Ga	19	9	36	19	19	12	12	21	15	15
Cu	19	4	125	1	<1	1	6	77	49	40
Zn	69	16	159	39	37	17	24	131	42	33
Th	20	13	4	24	25	4	43	3	3	3
Pb	16	32	13	26	26	9	15	11	7	15
Nd	53	29	10	33	31	18			18	16
Sm	9	4	2	5	5	3			3	3
Rb/Sr	0.38	0.31	0.85	1.72	1.56	0.22	0.28	0.10	0.12	0.36
Sr/Y	10		3	16	20	65	91	7	47	32



Chapitre V

Protolithes archéens, métamorphisme archéen
et recyclage au Birimien:

l'apport de la géochronologie et de la géochimie
isotopiques.



Ce chapitre est consacré à la géochimie isotopique et à la géochronologie (Nd-Sr-Pb) des formations de Man. Nous détaillerons d'abord la méthodologie utilisée, puis nous donnerons les résultats dans chaque domaine géologique. Enfin, nous discuterons de l'ensemble des résultats, au-delà des limites entre les domaines.

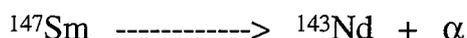
I-. Quelques généralités sur les systèmes analytiques utilisés

A. Le système Sm-Nd

Le Néodyme et le Samarium sont des terres rares légères. Ils appartiennent donc à l'ensemble des lanthanides qui se compose de 15 éléments allant du Lanthane, de numéro atomique 57, au Lutécium, de numéro atomique 71.

1-. Radiochronologie

Le géochronomètre Sm-Nd est basé sur la désintégration naturelle, de l'isotope de masse atomique 147 du Samarium. Il donne du Nd de masse atomique 143 avec émission d'une particule α .



Le système Sm-Nd est adapté à la datation des événements très anciens. Cette capacité est due à la période très longue du ^{147}Sm ainsi qu'au comportement exceptionnel des terres rares qui ne subissent pratiquement pas (ou très faiblement) de fractionnement au travers d'événements métamorphiques. Ce comportement est dû à la charge identique de ces deux éléments (+2) et à leur rayon ionique très proches. Des formations cogénétiques très vieilles et ayant subi plusieurs épisodes métamorphiques peuvent définir une isochrone qui donnera l'âge de leur mise en place. Dans la pratique, cela est parfois difficilement réalisable à cause du faible fractionnement des rapports Sm/Nd au sein d'une même formation.

Le géochronomètre Sm-Nd offre aussi la possibilité de datation à partir d'assemblages minéraux car certains d'entre eux fractionnent plus le rapport Sm/Nd que le système de roches totales cogénétiques. On obtient des isochrones dites "internes". S'il s'agit de minéraux cristallisés dans une phase magmatique, l'âge obtenu correspond à la mise en place des roches à partir de ce magma. S'il s'agit plutôt de minéraux cristallisés au cours d'un épisode métamorphique, l'âge obtenu date cet événement métamorphique.

Il est nécessaire d'utiliser un minéral avec un rapport Sm/Nd très fort. Le grenat (Grt) répond à cette caractéristique car il possède un spectre de terre rare enrichi en terres rares lourdes et appauvri en terres rares légères. C'est un minéral que l'on rencontre quasiment à tous les niveaux dans le métamorphisme. Le zircon répond aussi à ces caractéristiques.

Signification de l'âge RT-Grt

Etant donné le rapport Sm/Nd élevé du grenat, une isochrone à deux points, RT-Grt est généralement suffisante pour obtenir un âge significatif. Une isochrone avec le grenat couplé à un ou plusieurs autres minéraux (pyroxène, amphibole, plagioclase...) est tout aussi valable si les minéraux sont en équilibre isotopique.

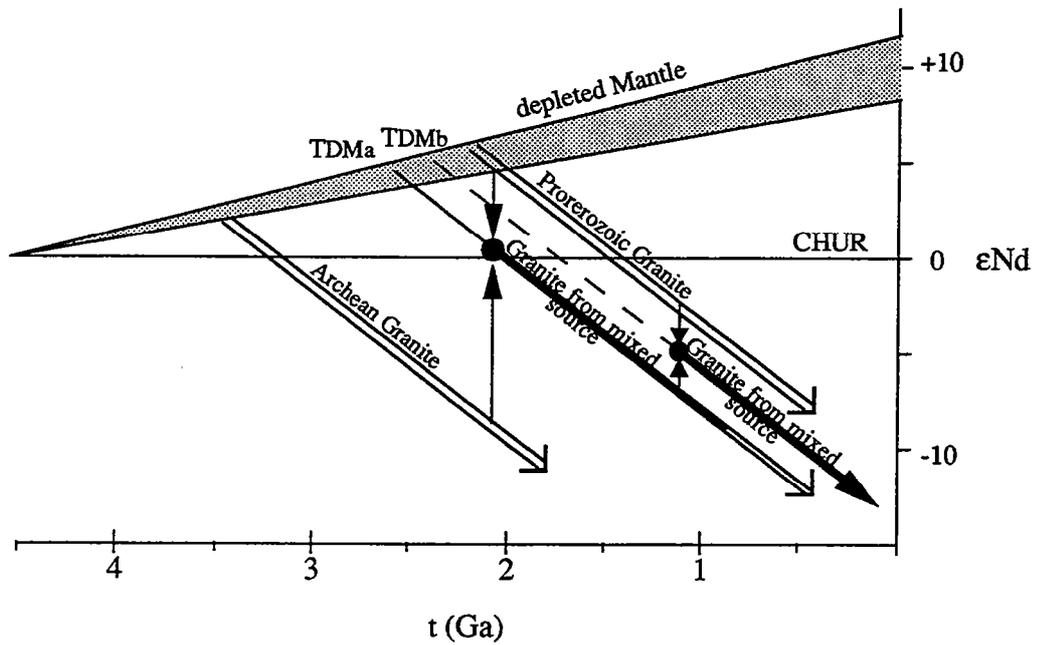


Fig. 5.1. Modèle d'évolution du Nd dans le manteau. Le CHUR (chondritic uniform reservoir) représente la composition globale de la Terre.

Les âges modèles TDMa et TDMb sont intermédiaires entre l'Archéen et le Protérozoïque, et TDMb est sans signification car il correspond au mélange de deux composants non juvéniles (Arndt et Goldstein, 1987).

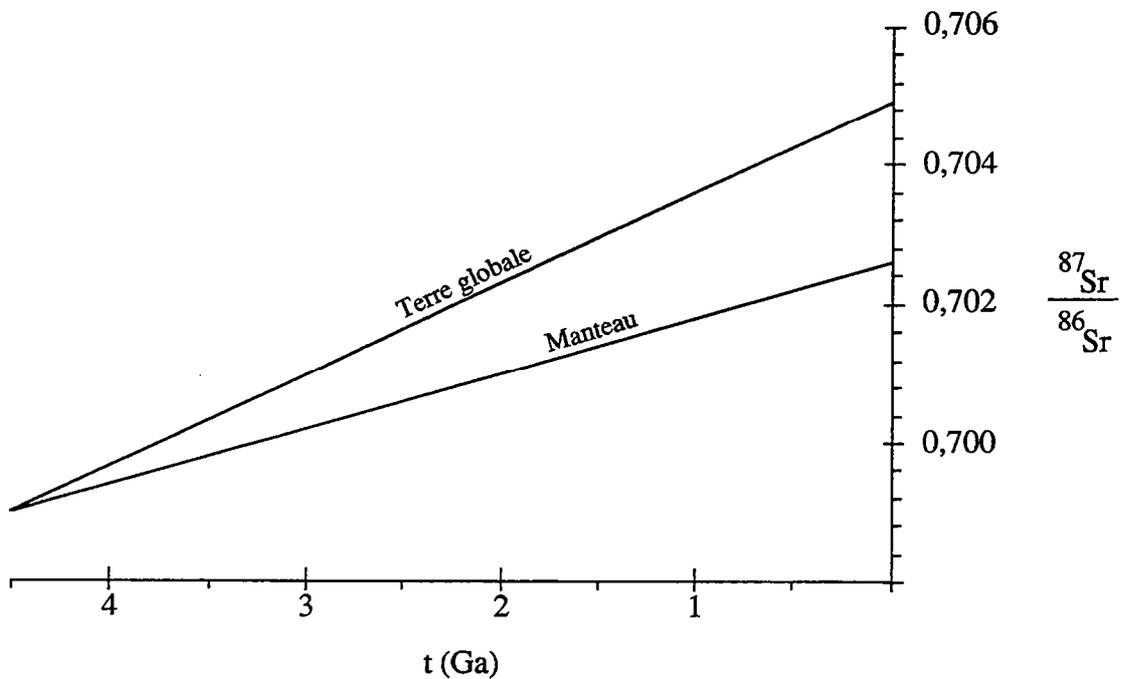


Fig. 5.2. Modèles d'évolution du Sr dans le manteau ainsi que de la composition globale de la Terre à travers le temps (d'après Taylor & McLennan 1985).

Le grenat est l'un des minéraux les plus utilisés en thermobarométrie. De nombreux géobaromètres et géothermomètres, basés sur le coefficient de répartition du Fe et du Mg dans le couple grenat-pyroxène ont été établis expérimentalement à partir de calibrations de réactions, en association avec le Pl, le Cpx, l'Opx, l'Amp, etc. (voir chapitre 3). L'opportunité qu'offre de plus la datation du grenat permet de définir, avec une plus grande précision, le chemin P-T-t des événements métamorphiques.

2-. Evolution isotopique du Nd

La capacité des terres rares à ne pas ou peu fractionner au cours des processus géologiques permet de remonter jusqu'à l'âge des protolithes des roches de la Terre.

L'évolution isotopique du Nd terrestre est basée sur un modèle nommé CHUR (chondritic uniform reservoir). Ce modèle a été défini à partir de l'analyse de météorites ayant l'âge de la Terre. On suppose que la composition isotopique initiale des premières roches terrestres est égale à celle des météorites. Ainsi, plusieurs analyses ont été effectuées afin de déterminer l'âge et la composition d'un certain nombre de météorites (voir dans Faure, 1986).

Les résultats obtenus permettent de tracer la droite d'évolution isotopique, depuis la création de la Terre ($t=4,6$ Ga) jusqu'à nos jours ($t=0$) (fig. 5.1). Le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ des chondrites est de 0,1967 pour une composition isotopique actuelle du Nd (rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) de 0,512638 (Jacobsen et Wasserburg, 1980).

On appelle âge modèle (TCHUR), l'âge où l'échantillon possède la composition isotopique du CHUR (l'intersection entre la droite d'évolution isotopique de l'échantillon et celle de la CHUR) et la notation ϵ est une normalisation par rapport à la CHUR.

En outre, l'étude des basaltes des rides médio-océaniques (MORB) actuelles et anciennes indique que ces roches, qui sont le produit de la fusion partielle du manteau, ne dérivent pas d'un réservoir chondritique. D'où la définition d'un manteau appauvri (DM pour depleted mantle) qui aurait un rapport actuel $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,51315 correspondant à un ϵNd de +10, le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ est de 0,2137 (DePaolo 1981a et b). Ce manteau appauvri évolue, comme le réservoir chondritique, depuis la création de la Terre (4,6 Ga) (fig. 5.1). On calcule également un âge modèle (TDM) par intersection entre la droite d'évolution de l'échantillon et celle du manteau appauvri. Il existe également des modèles à rapport Sm/Nd variable (par exemple Ben Othman et al. 1984).

Les âges modèles Nd sont très utiles pour la mise en évidence de contamination (ou mélange) d'une source magmatique juvénile par une source crustale plus vieille. Cela se manifeste par des âges modèles intermédiaires. C'est le cas de certaines roches du domaine de transition qui ont un âge moyen de 2100 Ma et qui contiendraient des composants archéens ayant un âge minimum de 2700 Ma (voir deuxième partie, chapitre I).

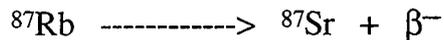
Parfois, les âges modèles intermédiaires n'ont aucun sens. C'est par exemple le cas de formations provenant du mélange de sources non juvéniles. C'est le cas de l'âge TDM_b de la figure 5.1.

L'incertitude sur le calcul d'un âge modèle peut se situer dans une gamme allant de 100 à 200 Ma.

B. Le système Rb-Sr

Le Rb est un alcalin de numéro atomique 37 et qui possède deux isotopes de masses 85 et 87. Le Sr est un alcalino-terreux qui possède 4 isotopes naturels de masse 84 (le moins abondant), 86, 87 (radiogénique), et 88 (le plus abondant).

L'isotope de masse 87 du Rb est radioactif. Il donne par désintégration radioactive le Sr de masse 87. C'est la base de la méthode de datation par le système Rb-Sr:



Le Rb et le Sr sont des éléments incompatibles doublés chacun d'une mobilité relative lors d'épisode métamorphique de moyen et de haut grade. Le Rb qui est un alcalin, remplacera le K dans les minéraux potassiques comme les micas ou les feldspaths potassiques. Le Sr est très proche du Ca auquel il se substitue dans les minéraux calciques tels les plagioclases, l'apatite et les carbonates.

A l'échelle du minéral, le système peut être remis à zéro, tandis qu'à l'échelle de la roche, il peut rester clos. D'où la possibilité de datation des formations ayant subi l'influence d'un événement ultérieur.

1-. Datation des minéraux

Les isochrones RT-minéraux (biotite, muscovite, feldspath, etc.) permettent comme dans le cas du Sm-Nd de déterminer l'âge de refroidissement des minéraux après un événement géologique.

La précision des âges est généralement bonne à cause de l'important fractionnement du rapport Rb/Sr entre la roche totale et les minéraux. La muscovite et la biotite contiennent peu de Sr. Les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ peuvent être très importants et dépasser parfois 300.

De nombreux travaux ont été effectués sur la pétrologie des micas aussi bien dans les processus ignés que pendant le métamorphisme. Des réactions de changement de phase impliquant la biotite et la muscovite ont permis de définir les caractéristiques thermodynamiques de ces minéraux. Ainsi, la possibilité de les dater leur donne une grande importance dans l'élaboration des chemins P-T-t.

La biotite est l'un des minéraux les plus ubiquistes, que ce soit dans les roches ignées ou dans les roches métamorphiques. Dans le métamorphisme, sa température de fermeture est l'une des plus faibles, avec 300°C environ dans le système Rb-Sr (Jäger et al., 1967; Purdy et Jäger, 1976). Ce minéral contraint la phase rétrograde ou de refroidissement du métamorphisme des événements géologiques.

La muscovite se forme pendant le métamorphisme prograde et elle caractérise ainsi la déshydratation des sédiments. Des travaux dans les Alpes Suisses ont montré que la température de fermeture (T_c) de la muscovite était supérieure ou égale à l'isograde du staurotide, c'est-à-dire 500°C (Jäger et al., 1967).

2-. Evolution isotopique du Sr

Les isotopes du Sr, comme dans le cas du Nd, ont permis de développer un modèle d'évolution du manteau depuis la formation de la Terre.

Des météorites ont été datées et donnent un âge de $4,5 \pm 0,1$ Ga (voir dans Faure, 1986). Le rapport du strontium terrestre a été déterminé avec plus de précision à partir d'un type particulier de météorites appelé achondrites basaltiques. Le rapport initial obtenu est de 0,699 (Papanastassiou et Wasserburg, 1969).

Le Rb est un élément incompatible, c'est-à-dire qu'il s'enrichit de préférence dans le liquide au cours d'un épisode de cristallisation fractionnée par exemple. D'où, un appauvrissement important du Rb dans le manteau, au profit de la croûte continentale. Il en résulte un enrichissement de Sr radiogénique dans la croûte continentale qui contraste fortement avec une très faible évolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans le manteau. Cette différence est très utile car elle permet de différencier le Sr de la croûte de celui du manteau.

L'évolution isotopique du Sr du manteau a été particulièrement étudiée à partir de basaltes et de gabbros intrusifs jeunes qui sont considérés comme des produits directement issus du manteau sans avoir subi de contamination crustale. La diversité des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des formations étudiées montre que le rapport Rb/Sr du manteau est variable. De plus, il diminue avec le temps (conséquence de l'appauvrissement en Rb). Ainsi, la pente de la courbe d'évolution diminuerait avec le temps (Faure et Powell, 1972).

Néanmoins, on peut considérer que le Sr du manteau évolue selon une droite, avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,699 à 4,5 Ga jusqu'à un rapport actuel compris entre 0,702 à 0,703, selon les auteurs (fig. 5.2).

Il n'est pas souvent possible d'utiliser des âges modèles Sr comme dans le cas du Nd en raison du fractionnement du rapport Rb/Sr au cours des processus géologiques.

C. Le système U-Pb

Le système U-Pb se compose de trois radiochronomètres. Ils sont basés sur la désintégration naturelle des isotopes de l'uranium (^{235}U et ^{238}U) et du ^{232}Th . Les trois isotopes radiogéniques sont respectivement le ^{207}Pb , le ^{206}Pb et le ^{208}Pb (voir annexes).

Les deux premiers radiochronomètres ont permis de définir la concordia en utilisant les rapports $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Wetherill, 1956). Il s'agit de la courbe pour laquelle ces radiochronomètres donnent le même âge. Il peut arriver qu'un phénomène ultérieur occasionne une perte partielle ou totale de Pb des zircons. Dans ce cas, les deux radiochronomètres ne donnent pas le même âge et le point dans le diagramme ne se situe donc pas sur la concordia, mais sur une droite dénommée discordia. Elle joint le temps de cristallisation (t_0) des zircons au point zéro du diagramme si la perte se fait à l'actuel; on peut dans ce cas parler de perte continue. Sinon elle coupera la concordia à un temps t' , correspondant à un événement survenant entre la cristallisation du zircon et l'actuel ou bien encore à un artefact dans le cas de systèmes complexes (fig. 5.3); dans ce cas, on parle de perte discontinue.

L'utilisation la plus importante qui a été faite du système U-Pb, et qui continue encore de l'être, est la datation de différentes populations de zircons (Krogh, 1973). Avec le développement de nouvelles méthodes permettant l'analyse de monograin de zircon [analyse U-Pb sur monograin (Lancelot et al., 1976), analyse ponctuelle à la sonde ionique (Canberra en Australie), évaporation de monograin (Kober, 1986)], la méthode classique basée sur les populations est de moins en moins utilisée.

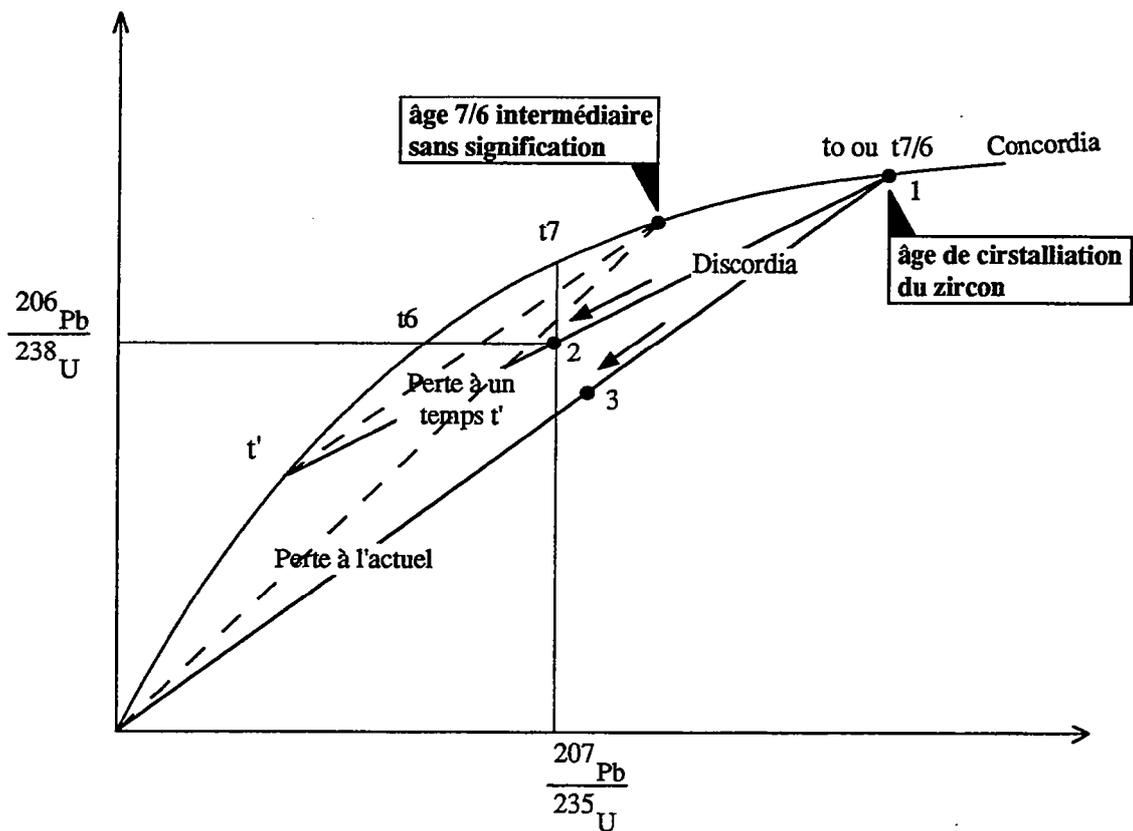
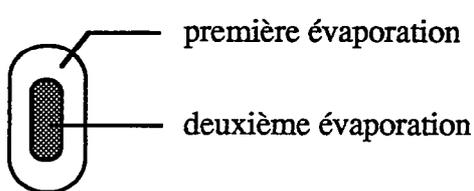
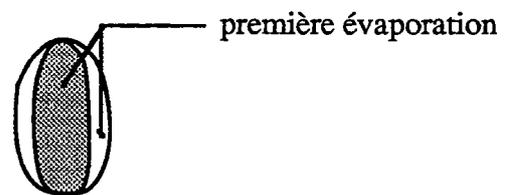


Fig. 5.3. Diagramme concordia-discordia montrant les principaux types de perte de Pb dans les zircons. Le point de l'analyse quitte la concordia et se déplace sur la discordia.

Au point 1, il n'y a pas de perte: $t_6=t_7=t_{7/6}$
 Au point 2 et 3, on a des pertes: $t_6 < t_7 < t_{7/6}$



Zircon A : deux âges différents



Zircon B : âge de mélange

Fig. 5.4. Schémas de deux zircons avec des cœurs différents pouvant donner des réponses différentes au cours de l'évaporation. Le zircon A donnera deux âges distincts alors que le zircon B donnera un âge de mélange dès la première évaporation.

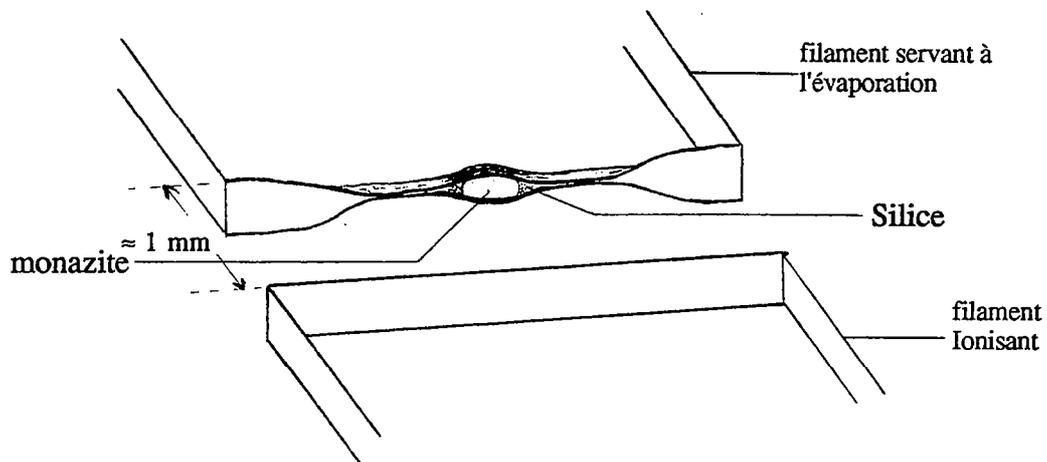


Fig. 5.5a. Schéma de montage de monograin de monazite par utilisation d'un double filament de rhénium, d'après la méthode de Kober (1986).

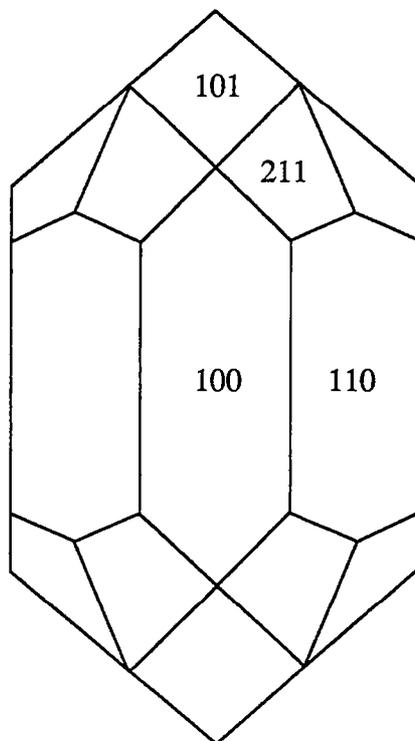


Fig. 5.5b. Schéma d'un cristal de zircon dans lequel les deux types de prismes (100 et 110) et les deux types de pyramides (101 et 211) sont égaux.

Nous avons utilisé la méthode par évaporation directe du Pb à partir de grains de zircon (Kober, 1986 et 1987) qui ne nécessite pas la connaissance des teneurs en U et en Pb. Nous avons aussi utilisé la méthode classique (U-Pb) par dissolution, seulement dans le cas des monazites.

Dans notre travail, l'innovation apportée est la datation de monograin par évaporation de monazite et de sphène.

1-. La méthode monozircon (Kober, 1986)

a. Procédure analytique

On utilise deux filaments de rhénium, placés l'un en face de l'autre. Le grain de zircon est emballé dans l'un des filaments (fig. 5.5a). La procédure analytique consiste à évaporer le Pb du zircon par thermo-ionisation. Le second filament, qui est froid, va recevoir de nombreux ions (dont le Pb^{2+}). Après 15 à 20 minutes, on arrête l'évaporation. On chauffe ensuite le second filament qui va émettre les ions qu'il a reçus, et on mesure la composition isotopique du Pb dans un champ magnétique approprié, qui était bien entendu inactivé pendant l'évaporation.

On procède à plusieurs évaporations, trois à quatre en moyenne. Au fil des évaporations, la température fixée est de plus en plus grande (1500 à 1750°C). Ces températures correspondent à des intensités de courant électrique comprises entre 2,6 et 3,2A.

b. Les avantages

Le premier avantage est l'indépendance de la méthode face aux teneurs en U et Pb (pas de mise en solution, pas de dilution isotopique).

La combinaison des radiochronomètres de l'uranium, sachant que le rapport $^{235}U/^{238}U$ est égale à 1/137,88, permet donc de calculer un âge grâce à la connaissance de la composition isotopique du Pb radiogénique (Pb^*) du zircon, suivant la relation:

$$\left(\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}\right)^* = \frac{1}{137.88} \frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1} \quad (1)$$

où t (an) est le temps et, λ_1 et λ_2 sont respectivement les constantes de désintégration radioactive de ^{238}U et de ^{235}U exprimées en (an^{-1}) .

L'évaporation effectuée en début d'analyse pendant 1 à 2 secondes permet d'éliminer un maximum de Pb commun (non radiogénique) et Pb^* discordant dans le zircon. Elle constitue le nettoyage du zircon.

Les âges obtenus sont des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$. Ce sont des âges minima. Dans les systèmes simples, en d'autres termes, dans les formations non perturbées depuis leur mise en place, les âges obtenus sont très proches et même correspondent souvent à l'âge de cristallisation des zircons (Kober, 1986).

Dans les systèmes perturbés ou complexes, des pertes de plomb surviennent entraînant un fractionnement du rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$ (une baisse généralement) et donc une diminution de l'âge.

Mais souvent, avec l'augmentation de température des évaporations, on approche l'âge de cristallisation des zircons.

Un autre avantage est la possibilité de reconnaître des coeurs hérités (fig. 5.4), qui peuvent être beaucoup plus vieux que la couronne. La connaissance de la morphologie et de la structure interne des zircons aident à l'interprétation des âges obtenus.

c. Les inconvénients

Le principal inconvénient est la datation de systèmes très perturbés avec un fractionnement important du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Dans ce cas, l'âge obtenu est très inférieur à l'âge de cristallisation du zircon. On obtient des âges intermédiaires compris généralement entre l'âge de cristallisation du zircon et l'âge de l'événement qui les perturbe.

Il s'agit parfois de zircon avec un coeur craquelé entraînant un mélange isotopique entre la périphérie recristallisée et le coeur ancien (fig. 5.4).

Ce phénomène est détectable à partir de plusieurs analyses qui donnent des âges variables et bien entendu à partir de l'étude de la structure des zircons.

Les principaux types de résultats obtenus avec différentes méthodes analytiques selon que le zircon est dans un système simple ou complexe sont présentés dans le tableau 5.1.

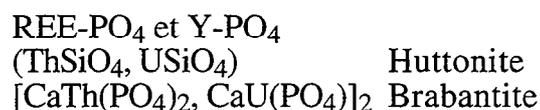
	<u>Population</u> <u>U-Pb</u> <u>dilution</u>	<u>Monograin</u> <u>U-Pb</u> <u>dilution</u>	<u>Monograin</u> <u>évaporation</u>	<u>SHRIMP</u>
<u>Système simple, non perturbé</u>	Age de cristallisation	Age de cristallisation	Age de cristallisation	Age de cristallisation
<u>Système complexe (perturbation, héritage, etc.)</u>	Mélange, intercepts haut et bas significatifs ou non	Mélange, intercepts haut et bas significatifs ou non	Variation des âges sur un intervalle plus ou moins large	Datation des différentes parties du zircon

Tab. 5.1. Résultats obtenus avec différentes méthodes de datation de zircon selon la nature du système (simple ou perturbé). Ces résultats sont applicables à la monazite.

SHRIMP : sensitive high resolution ion microprobe

2-. La méthode monomonazite

La monazite $[(\text{CeLaTh})\text{PO}_4]$ est un phosphate de terre rare. Sa formule structurale d'après l'analyse à la microsonde électronique et calculée en supposant que $\text{Si}+\text{P}=1$ avec $\text{P} \approx 0,9$ pfu (Montel, 1993), se compose de trois membres que sont:



La richesse de la monazite en éléments incompatibles ou hygromagmaphiles (LREE, Th, U) indique que ce minéral cristallise en fin de différenciation magmatique. Elle caractérise les bains très acides. Ainsi on la rencontre essentiellement, pour ne pas dire exclusivement, dans les granitoïdes peralumineux, dans les roches métamorphiques de moyen et de haut grade et enfin dans certains sédiments.

La procédure analytique utilisée est celle de Kober (1986). A la différence du zircon, la monazite est un minéral non silicaté. Etant donné le rôle joué par la silice dans la stabilisation du Pb lors des analyses par thermo-ionisation (Cameron et al., 1969), nous avons ajouté, dans le filament contenant le grain de monazite, de la silice en grain finement broyée (fig. 5.5a).

Les avantages et les inconvénients de la méthode sont les mêmes que ceux de la méthode monozircon. Dans les systèmes non perturbés, on obtient l'âge de cristallisation du minéral, tandis que dans les systèmes perturbés, on obtient des âges intermédiaires.

3-. U-Pb sur monazite

Il s'agit de la méthode classique par dissolution. On définit des populations à partir d'un certain nombre de critères: la couleur, la transparence et la taille. Les monazites sont présentes dans deux échantillons. Dans les migmatites à biotite LOG-1 et 2 et dans le mobilisat anatectique TRO-4.

Chaque population est dissoute puis on procède à la séparation chromatographique du Pb et de l'U. La méthode utilisée est celle de Parrish et al. (1987).

4-. Pb-Pb sur grenat (Frei et Kamber 1995)

Cette méthode s'applique aux minéraux silicatés calciques (grenat, hornblende, clinopyroxènes, sphène et épidote). Il s'agit de dissoudre les minéraux par étape successive en retirant à chaque étape la solution (ou leaching en anglais).

La concentration des acides est de plus en plus forte au cours des 4 étapes de dissolution partielle. La 5ème correspond à la dissolution complète du résidu. La composition isotopique de chaque solution est déterminée afin d'établir des isochrones dans les diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Le second diagramme sert plutôt à contrôler la présence d'inclusion dans le minéral.

Cette méthode donnera un âge fiable si les conditions suivantes sont réunies:

(1). Le minéral doit être zoné quant aux teneurs en U, en Th et en Pb. Cela permettra d'avoir des variations d'un même rapport isotopique au sein du minéral.

(2). La présence de phases riches en U-Th-Pb (zircon, monazite, etc.) peut ne pas être déterminée lors de la purification de l'échantillon à la main. Aucun problème ne se posera si ces phases sont en équilibre avec le grenat, qu'elles soient cogénétiques ou non.

(3). Enfin, le système doit être fermé depuis le dernier équilibre qu'il a atteint, soit lors de sa cristallisation dans le magma, soit à l'issue de sa formation au cours d'un métamorphisme.

Les analyses ont été effectuées à l'Université de Bern, grâce à la collaboration de Balz Kamber. En plus des grenats, les feldspaths ont aussi été analysés de la même façon, mais d'après la méthode Ludwig et Silver (1977).

5-. La méthode monosphène

Le sphène est un minéral silicaté et titanifère $[\text{CaTiSiO}_4(\text{O},\text{OH},\text{F})]$. C'est une phase accessoire assez commune des roches ignées de composition variée. Mais il caractérise généralement des roches moins acides que celles qui contiennent la monazite. La coexistence du sphène et de la monazite dans une roche est assez rare.

La méthode de datation est celle de Kober (1986), que nous avons précédemment appliquée à la monazite et aux zircons. Ce minéral étant silicaté,

nul n'est besoin d'ajouter de la silice pure pour améliorer la qualité de l'émission du Pb. Le sphène contient des teneurs en plomb assez proches de celle du zircon (de 10 à 200 ppm généralement). Par contre, il contient du Ca et du Ti en quantité importante. Ces deux éléments et surtout le Ca, pourraient gêner sensiblement l'émission du Pb, lors de l'évaporation du sphène. Cela expliquerait la faiblesse et la brièveté de l'émission du Pb.

Le nombre d'analyses effectuées ne nous permet pas de tirer actuellement des conclusions générales sur la méthode.

II-. Résultats et interprétation

Nous suivrons le plan adopté aux chapitres 2 et 4. Quelques échantillons étudiés dans les différents domaines n'ont pas fait l'objet d'analyse isotopique Nd-Sr, ni de datation. Les échantillons directement concernés par cette étude sont:

1-le domaine granulitique Nord

-les gneiss gris tonalitiques YAL-1 et TON-1

-la charnockite MANG-1

-les granulites roses TON-3, TON-3 bis

-la granodiorite YOR- 2

2-le domaine granulitique et migmatitique intermédiaire

-le gneiss migmatitique à hypersthène KOUI-1

-la granulite basique KOUI-2

-l'orthogneiss œillé LAG-1

-le métasédiment kinzigitique NID-1

-le mobilisat anatectique TRO-4

3-le domaine Sud des migmatites à biotite (ou bande de Logoualé)

-les gneiss migmatitiques à biotite LOG-1 et 2

-le gneiss charnockitique GUE-1

4- Les formations d'âge Birimien de Toulépleu

-les tonalites TL-5 et TL-8

A. Le domaine granulitique Nord

1-. Nd-Sr sur roche totale

Nous déterminerons les âges modèles Nd et nous examinerons le comportement du Sr au Libérien (2,8 Ga), événement métamorphique et magmatique important du Craton Ouest Africain.

a. Les gneiss gris tonalitiques

Les âges modèles Nd de ces formations sont respectivement de 3431 Ma et de 3284 Ma pour YAL-1 et TON-1 (tab. 5.2).

Les évolutions du Sr de ces tonalites sont plus ou moins parallèles au manteau, surtout YAL-1. Ces roches ont perdu du Rb pendant le métamorphisme. Cet appauvrissement est sans doute responsable de cette évolution (fig. 5.8). En effet, la moyenne des TTG compilée par Martin (1994) a un rapport Rb/Sr de 0,12, contre 0,017 pour YAL-1 par exemple. A 3,4 Ga ces roches ont des compositions isotopiques du Sr supérieures à celle du manteau (fig. 5.7).

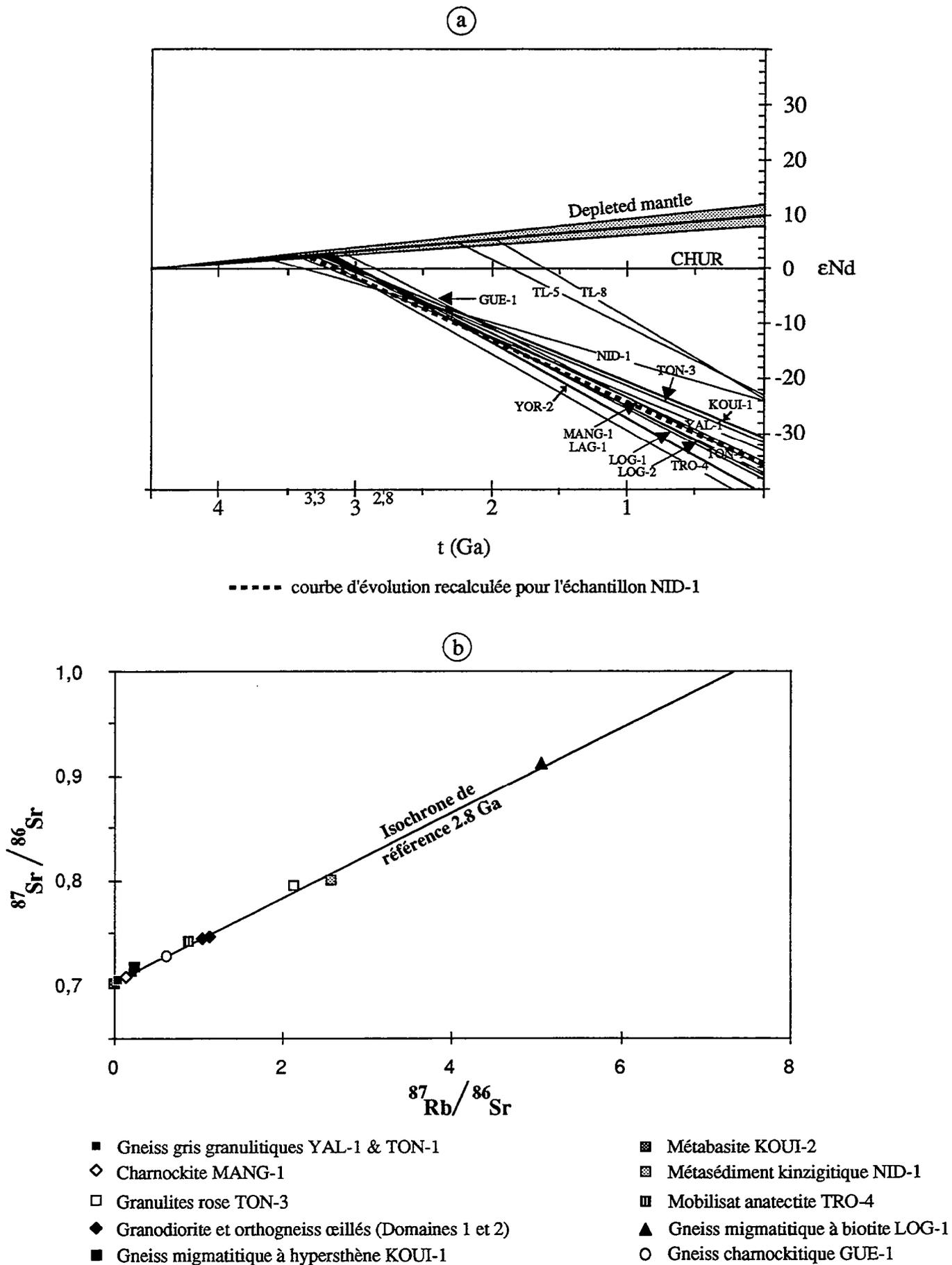
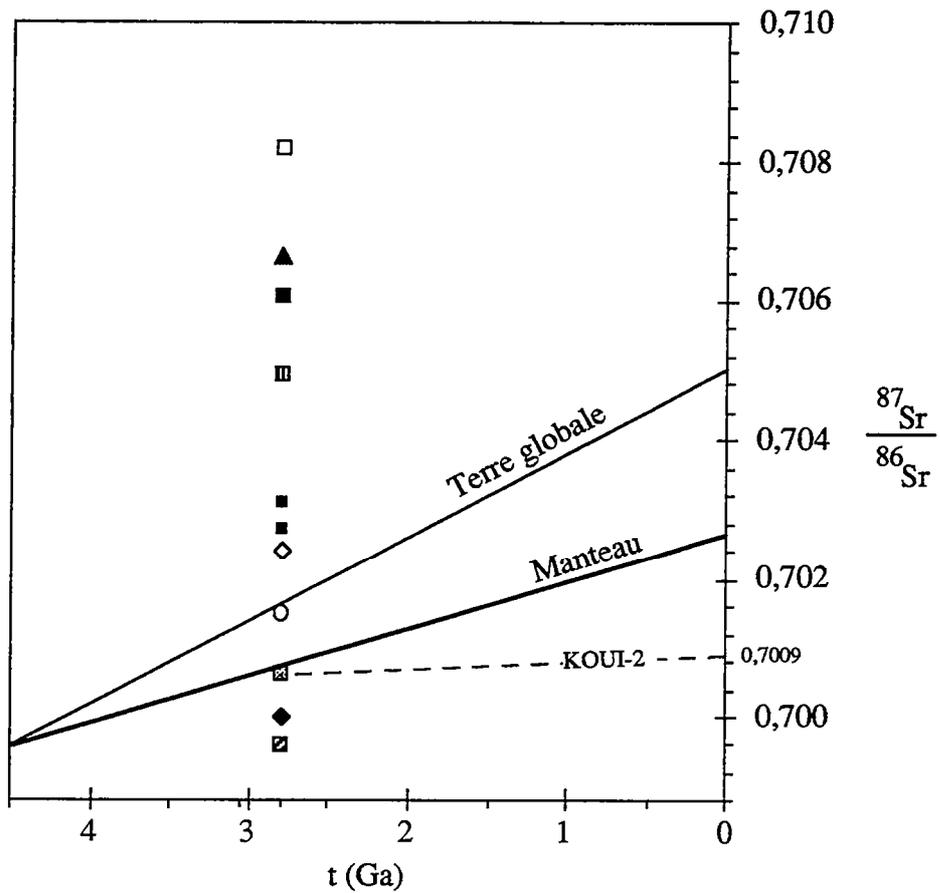


Fig. 5.6. a- Courbes d'évolution isotopique du Nd des formations du domaine de Man
 b- Représentation des échantillons étudiés le long d'une isochrone de référence à 2.8 Ga.



- | | |
|--|---------------------------------|
| ■ Gneiss gris granulitiques YAL-1 & TON-1 | ▣ Granulite basique |
| ◇ Charnockites MANG-1 | ▩ Mobilisat anatectite |
| □ Granulites roses (Domaines 1 et 3) | ○ Gneiss charnockitique |
| ◆ Granodiorite et orthogneiss œillés (Domaines 1 et 2) | ▤ Métasédiment |
| ■ Gneiss migmatitique à hypersthène KOUI-1 | ▲ Gneiss migmatitique à biotite |

Fig. 5.7. Représentation de l'évolution du Sr des échantillons de Man à 2,8 et 3,05 Ga

Les modèles de manteau appauvri et de terre globale utilisés sont ceux de Taylor & McLennan 1985

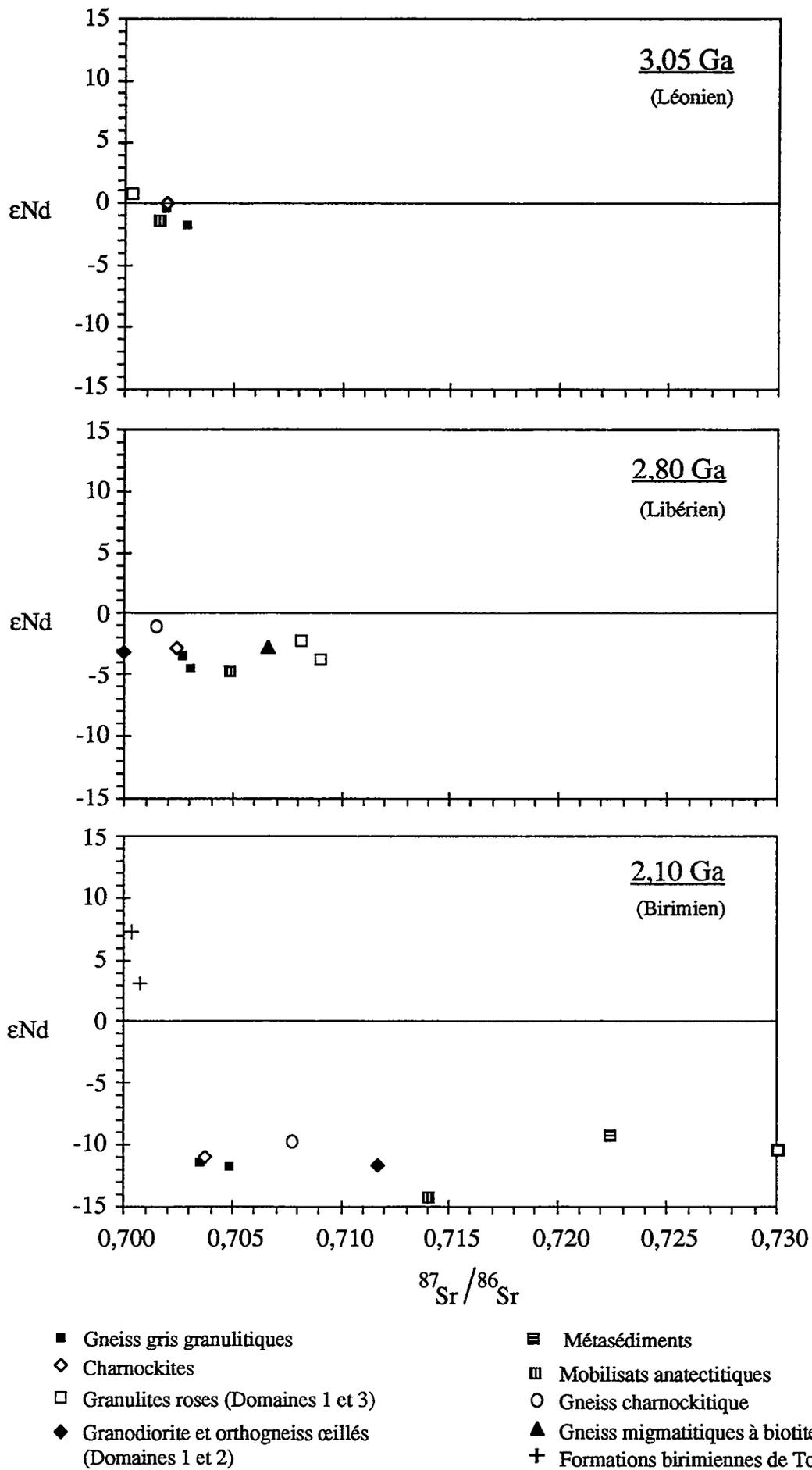


Fig. 5.8. Diagrammes ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à différents stades de l'évolution de la dorsale de Man (craton Ouest-Africain).

Elles se reportent sur l'isochrone de référence à 2,8 Ga (Libérien) défini avec l'ensemble des formations de Man (fig. 5.6b). Le Sr des gneiss gris tonalitiques est donc rééquilibré pendant l'événement métamorphique libérien.

b. La charnockite MANG-1

L'échantillon MANG-1 provient du massif circonscrit de Mangouin, localisé en plein milieu du domaine Nord. Sa composition est tonalitique.

Elle a un âge modèle Nd de 3253 Ma. C'est une roche également appauvrie en Rb. Comme les tonalites TON-1 et YAL-1, son rapport Rb/Sr est plus ou moins proche de celui du manteau (fig. 4.2 et 5.6b). Elle se reporte également sur l'isochrone de référence à 2,8 Ga comme les gneiss gris tonalitiques précédents (fig. 5.6b). Son Sr est donc isotopiquement en équilibre au Libérien.

c. Les granulites roses TON-3

Elles sont de composition granitique et proviendraient sans doute de la fusion partielle des tonalites.

Elles ont des âges modèles Nd compris entre 3200 et 3337 Ma (tab. 5.2). Elles se projettent légèrement au-dessus de l'isochrone de référence à 2,8 Ga (fig. 5.6b). Elles ont soit un système Rb-Sr faiblement perturbé, soit elles appartiennent à des formations libériennes qui se mettent en place avec un rapport initial un peu plus élevé. Camil (1984) obtient sur une série de huit échantillons de granulites roses, un rapport initial de $0,704 \pm 0,005$ à 2858 ± 185 Ma (données recalculées avec le programme Rennes).

Ces formations évoluent très vite après la différenciation de leur protolithe à cause de leur rapport Rb/Sr élevé (fig. 5.8).

d. La granodiorite YOR-2

Son âge modèle Nd est de 3220 Ma. Elle se projette sur l'isochrone de référence Rb-Sr à 2,8 Ga (fig. 5.6b). Son système Rb-Sr est probablement rééquilibré au cours de l'événement Libérien.

2-. Ages sur minéraux

A partir de datation par évaporation de grain de zircon, nous essayerons de contraindre l'âge du magmatisme des formations ainsi que le métamorphisme qui les affecte. Pour cela, une connaissance de la morphologie et de la structure interne des zircons est indispensable pour la bonne interprétation des âges obtenus.

Le zircon est un minéral quadratique. Il est presque toujours automorphe, généralement allongé (prismatique) et bipyramidé. Il est souvent faiblement coloré (rose, brun, jaune, vert, etc.). En lame mince, il présente souvent du coeur à la périphérie du minéral, des stries concentriques (ou zonage magmatique) indiquant une croissance dans un bain magmatique.

Nous avons utilisé la classification de Pupin (1976, 1980). Elle est basée sur l'étude du développement des faces des zircons. Ces derniers possèdent principalement deux types de prismes (100 et 110) et deux types de pyramides (101 et 211) (fig. 5.5b). Ceux qui cristallisent dans des magmas d'origine profonde (T élevée) ont le prisme 100 beaucoup plus développé. Ceux qui prennent naissance dans des magmas provenant de la fusion roches

(supra)crustales (T faible à moyenne) ont le prisme (110) et la pyramide (211) beaucoup plus développé.

Cette classification, si elle permet d'expliquer le développement des faces de nombreux zircons n'est souvent pas applicable aux zircons granulitiques. Ces derniers se caractérisent par l'absence de faces ou au contraire par la présence de nombreuses faces, surtout lorsqu'ils sont ovoïdes (planche I-e).

Nous avons aussi tenter d'obtenir une isochrone $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ par analyse du grenat des granulites roses selon la méthode de Frei et Kamber (1995). Enfin, le couple RT-Grt nous permettra de contraindre la phase de refroidissement du métamorphisme.

2.1- Les gneiss gris tonalitiques

Nous avons uniquement effectué des analyses par évaporation de grain de zircons pour les échantillons YAL-1 et TON-1.

a. Morphologie et structure interne des zircons.

Deux morphologies principales se distinguent parmi les zircons des gneiss gris tonalitiques:

1. des grains allongés à pointes généralement émoussées (planche I-f)
2. des grains plus ou moins ronds à facettes souvent multiples (planche II-a,b).

Les zircons allongés ont une surface très irrégulière. Des cavités peu profondes s'observent le long du grain (planche I-f).

L'absence de faces serait le résultat des conditions extrêmes imposées lors du métamorphisme granulitique (haute température, haute pression, fluides libérés et rapidité du métamorphisme).

L'observation de la structure interne des grains montés entre lame et lamelle indique que les zircons allongés possède quelquefois un coeur (planche II-e,f). On peut observer parfois un zonage magmatique au coeur, entouré d'une recristallisation métamorphique (planche I-g,h).

Les zircons ronds ne possèdent généralement pas de coeur. On peut également observer un zonage magmatique dans ces grains (planche II-c,d). Ils pourraient être entièrement métamorphiques comme le montreront les résultats.

b. Les âges

Nous avons analysé 4 zircons de l'échantillon YAL-1 et 3 de TON-1.

Les âges obtenus avec les zircons de YAL-1 varient de 2816 ± 8 Ma à 3051 ± 3 Ma (tab. 5.3). L'âge donné par le grain 4 contraint le mieux l'âge de ce gneiss tonalitique; il est allongé, subautomorphe et de couleur brun clair. En effet, les évaporations montrent un faible étalement des âges qui est seulement de 5 Ma de 2,8 A à 3.2 A.

Le grain 3 de YAL-1 est brun et allongé (planche I-c). Il donne une moyenne d'âge de 2824 ± 6 Ma à la première évaporation (2.6 A), tandis qu'à la deuxième, on obtient une moyenne d'âge de 2926 ± 8 Ma. Nous avons une différence de 100 Ma qui reflète un mélange de Pb composition isotopique différente.

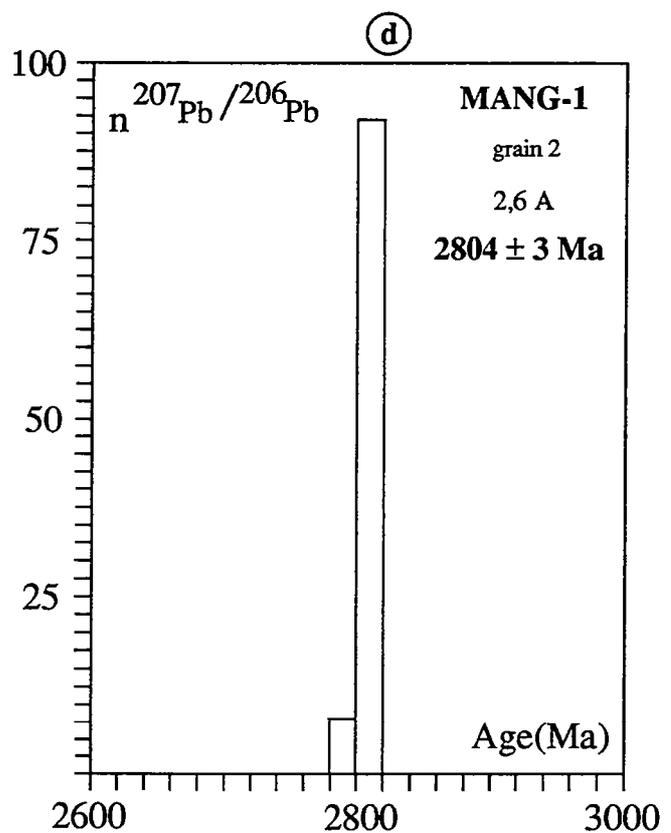
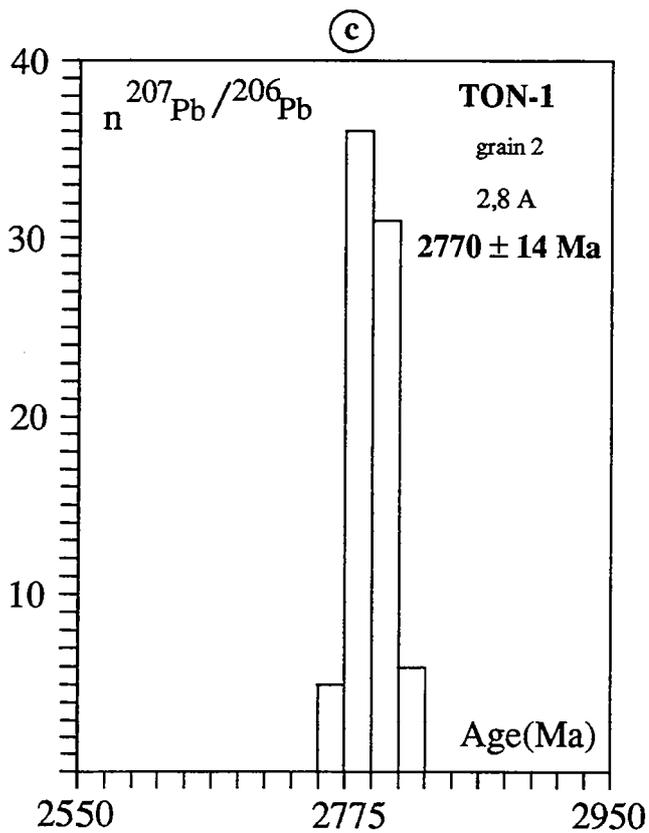
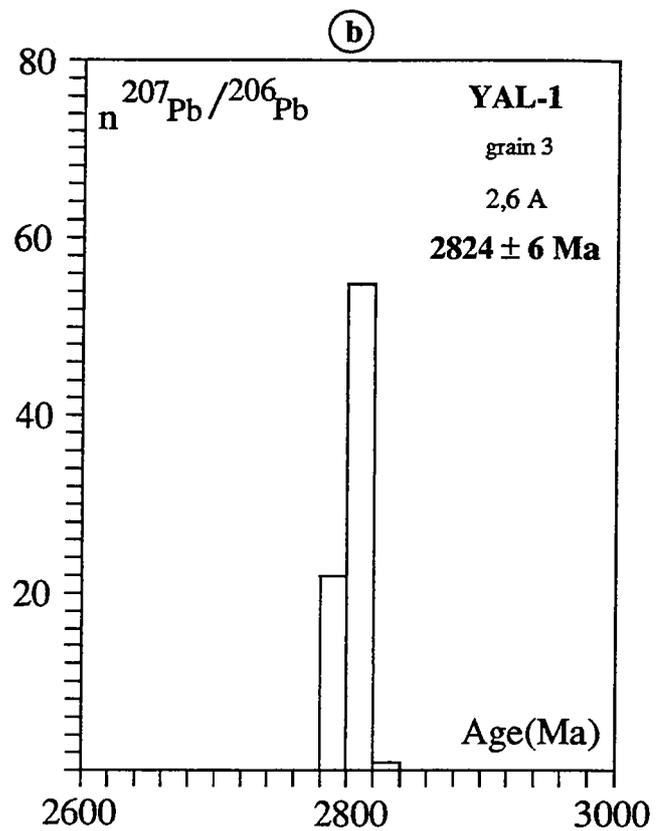
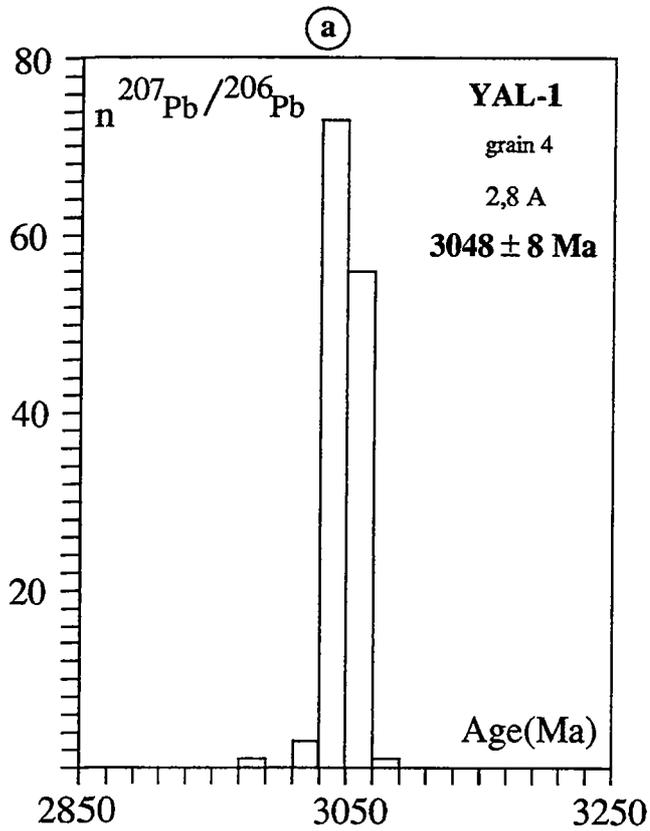


Fig. 5.9. Histogramme des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par évaporation de grain de zircon

- a - Tonalite YAL-1 : 140 rapports, évaporation à 2,8 A du grain 4
- b - " : 78 " 2,6 A " 3
- c - Tonalite TON-1 : 78 " 2,8 A " 2
- d - Charnockite MANG-1 : 100 " 2,6 A " 2

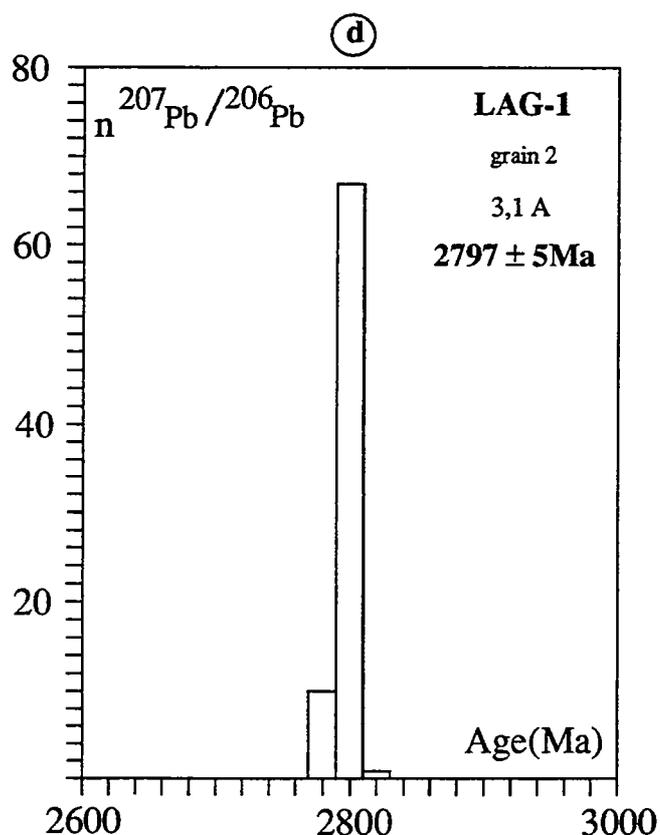
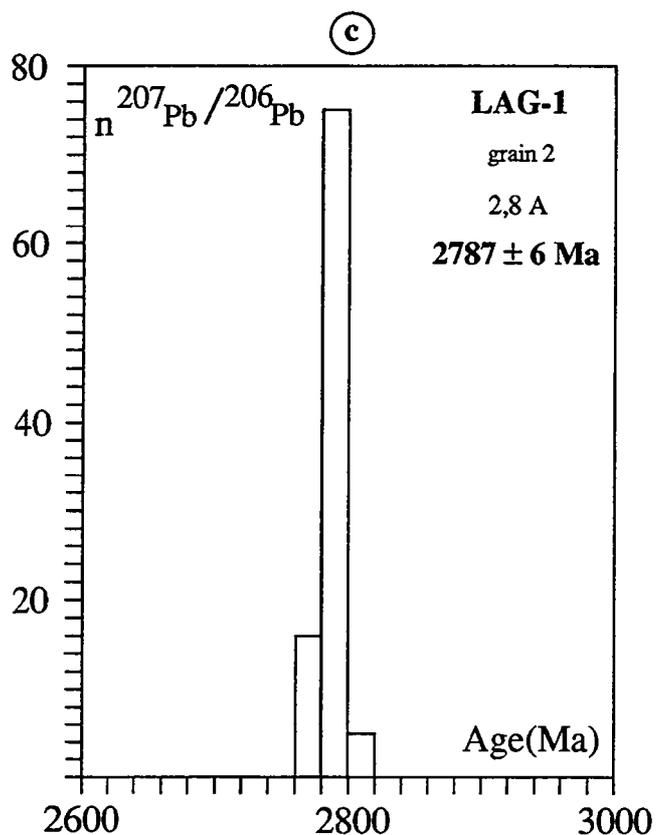
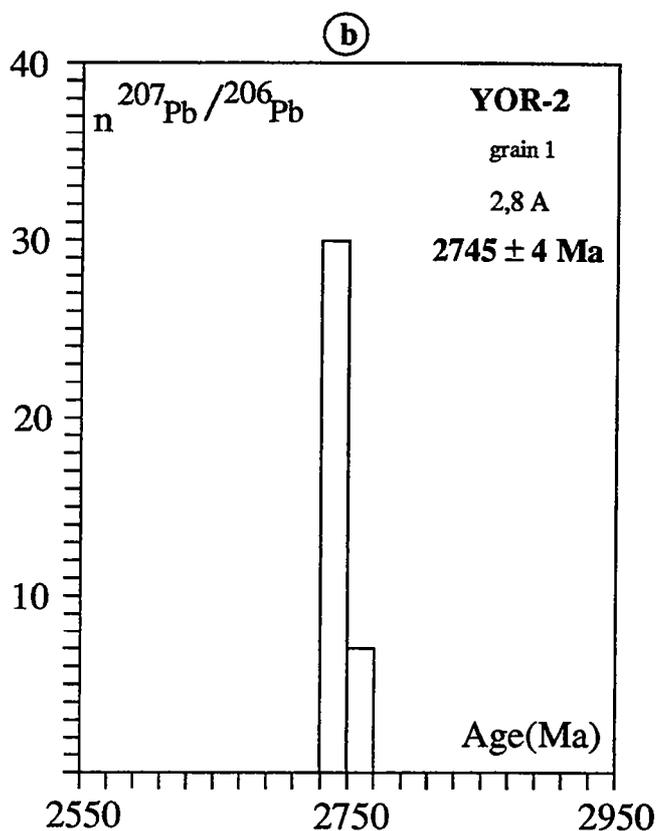
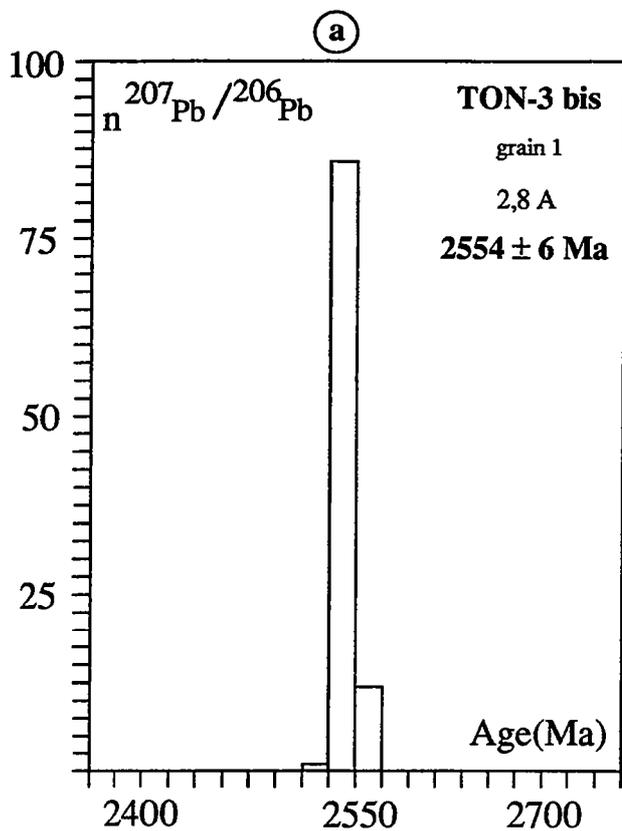


Fig. 5.10. Histogramme des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par évaporation de grain de zircon

- a - Tonalite TON-3b : 100 rapports, évaporation à 2,8 A du grain 1
- b - Granodiotite YOR-2: 40 " 2,8 A " 1
- c - Granodiorite LAG-1 96 " 2,8 A " 1
- d - Granodiotite LAG-1: 78 " 2,8 A " 2

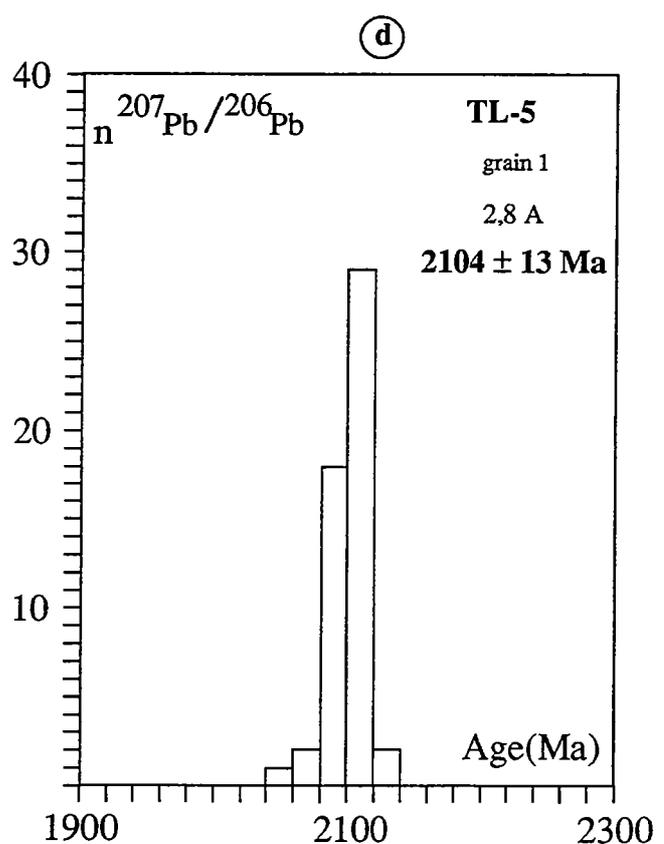
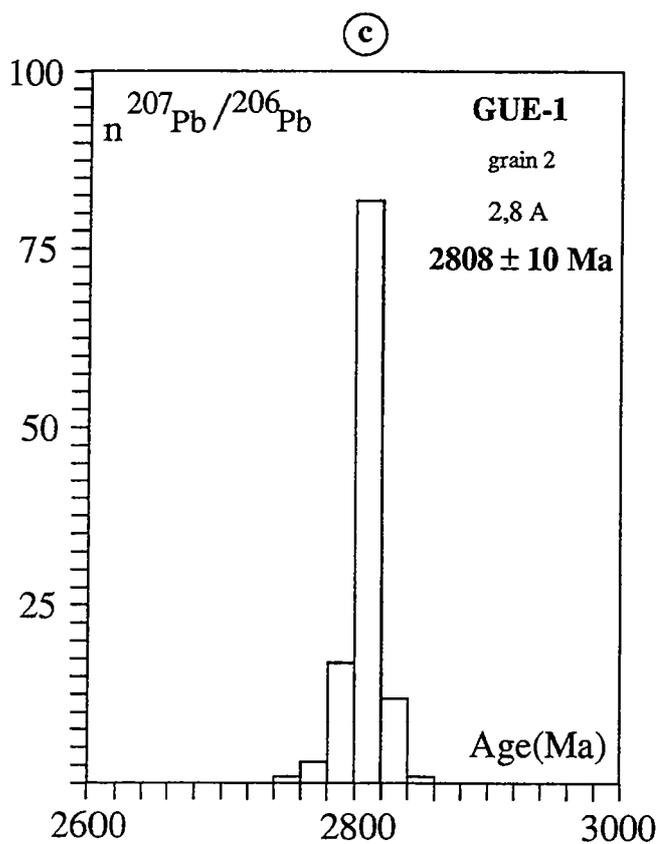
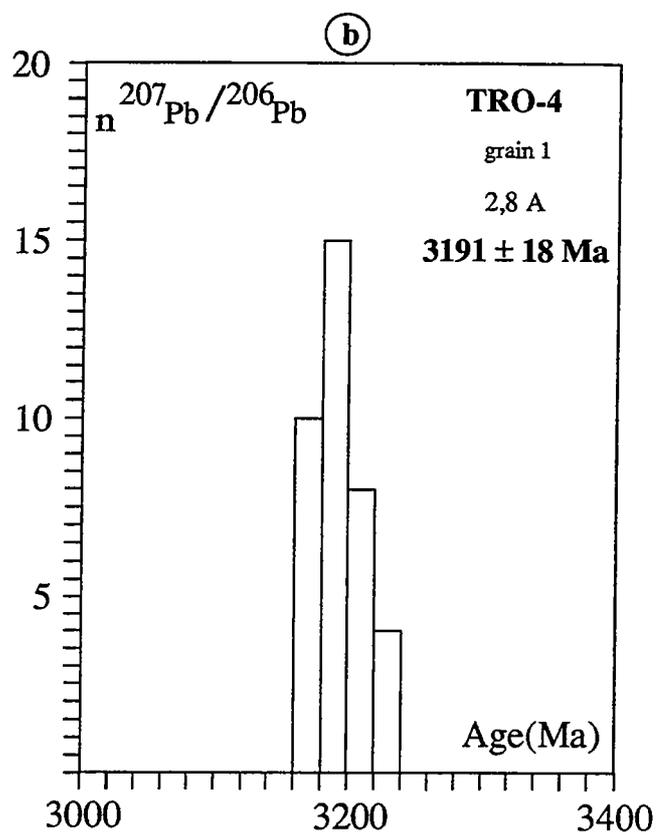
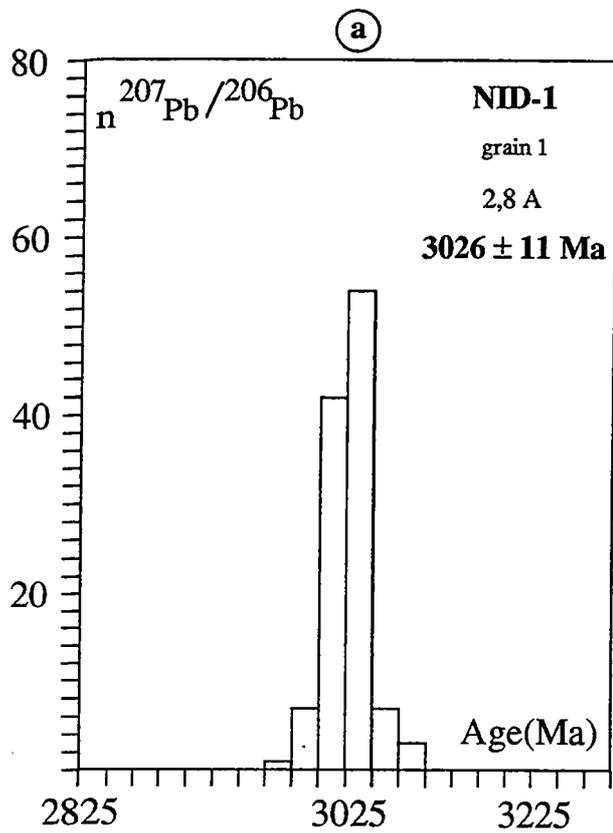


Fig. 5.11. Histogramme des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par évaporation de grain de zircon
 a - Kinzigite NID-1 : 115 rapports, évaporation à 2,8 A du grain 1
 b - Mobilisat anatectique TRO-4: 37 rapports à 2,8 A " 1
 c - Gneiss charnockitique GUE-1 : 116 rapports à 2,8 A " 2
 d - Tonalite TL-5 : 57 rapports à 2,8 A

L'âge à 3048 ± 8 Ma (fig. 5.9a), qui est léonien, représenterait l'âge minimum des coeurs (magmatisme), tandis que l'âge à 2824 ± 6 Ma (fig. 5.9b) (qui est libérien) correspondrait à l'âge du métamorphisme. Cet âge est peut-être un peu élevé si on envisage une petite contribution de Pb magmatique dans le Pb métamorphique.

Les trois grains de l'échantillon TON-1 donnent des âges compris entre 2620 et 2780 Ma. Les zircons 1 et 2 sont ronds et surfacetés (planche II-a,b). Le grain 3 est xénomorphe.

L'âge le mieux contraint est donné par le grain 2, à 2,8 A (fig. 5.9c). Il est de 2770 ± 14 Ma (tab. 5.4). L'âge à 2639 ± 10 à la première évaporation du grain 1 peut être liée à une perte de Pb.

Les zircons de cette tonalite se caractérisent par des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ faibles (284 à 2400) (tab. 5.4). Les acquisitions de très hautes températures n'ont pas été possibles.

La présence de coeurs anciens dans certains zircons de la tonalite TON-1 (planche I-d,e,f) ne se matérialise pas par une variation des âges comme dans YAL-1. Cela signifie que les grains ronds analysés caractérisent plutôt un événement métamorphique dont l'âge minimum est de 2770 ± 14 Ma (fig. 5.9c).

La granulitisation des gneiss gris tonalitiques du domaine Nord se produit au Libérien. Les zircons ronds cristallisent probablement tous au cours de cet épisode.

2.2-. La charnockite

a. Age monozircon

*** Morphologie et structure interne des zircons.**

Elle contient des zircons de haute température (S24 à S25). Ces zircons sont souvent de grande taille, presque toujours prismatiques et arrondis aux extrémités (planche II-g). Il s'agit du même caractère observé dans les zircons des gneiss gris granulitiques, mais à un degré moindre. La prédominance des pyramides 101 aux extrémités donne également un caractère trapu au zircons.

Il existe aussi des zircons subautomorphes à xénomorphes, de petite taille ($< 100 \mu\text{m}$), de couleur jaune à orange à éclat gras ou vitreux.

La majorité des grains présente un zonage magmatique. Ces zircons se caractérisent par l'absence de coeur hérité. Quelquefois, les stries de croissance magmatique sont plus resserrées au coeur du zircon, donnant l'impression d'une structure distincte du reste du grain (planche II-h). Cette structure correspond probablement au stade précoce du magmatisme.

*** Les âges**

Au total, 5 zircons ont été analysés. Qu'ils soient gros ($>149 \mu\text{m}$) et automorphes, petits (149 à $100 \mu\text{m}$) et subautomorphes, bruns ou jaunes, limpides ou non, ils donnent tous, sensiblement le même âge (fig. 5.9d). La moyenne, sur une dizaine d'évaporations (2.6, 2,8 et 3.2 A) est de 2800 ± 8 Ma.

L'âge de 2800 ± 8 Ma confirme celui de Camil (1984) à 2783 ± 15 Ma obtenu sur population (U-Pb méthode classique). La méthode monozircon

s'avère être d'une grande précision, comparativement à la méthode classique d'analyse de population par dilution isotopique

Cet âge contraint le magmatisme et la mise en place de la charnockite du domaine Nord.

b. Age monomonazite

La charnockite de Mangouin (MANG-1) contient quelques rares cristaux de monazite dont la taille doit être voisine de 80 μm . Les grains qui ont été analysés sont résineux à vitreux et oranges. Plusieurs grains (3 ou 4) ont été emballés dans un même filament.

Malheureusement, la qualité de l'acquisition est moyenne à cause de l'instabilité et de la faiblesse du signal. L'âge obtenu est cependant de $2746 \pm 93 \text{ Ma}$ avec un rapport 6/4 de 28900 (tab. 5.5). Ce résultat est tout de même important car il suggère que les zircons et les monazites sont subcontemporains dans cet échantillon.

2.3-. Les granulites roses

Ces roches sont intimement liées aux gneiss gris granulitiques dans lesquels elles sont intrusives sous forme de lames, concordantes au rubanement, de 50 à 80 cm de large (Camil, 1984). L'échantillon TON-3 est intrusif dans les gneiss gris tonalitiques TON-1.

En plus de l'analyse des zircons par évaporation, le grenat a fait l'objet d'analyses Pb-Pb et Sm-Nd.

a. Age monozircon

*** Morphologie et structure interne des zircons.**

C'est une roche assez pauvre en zircon. La majorité des grains a une taille inférieure à 100 μm . La plupart sont bruns et souvent opaques. Ils ont presque tous les aspects de zircons métamictes. Cela signifie que leur réseau cristallin est endommagé par la désintégration de l'uranium.

Du point de vu typologique, ce sont des zircons de haute température du type S24-S25 (planche III-b). Il existe également des zircons de moyenne température et peut-être de basse température selon nos observations (Planche III-a).

La structure interne est quasiment inobservable entre lame et lamelle à cause de l'opacité des grains.

*** Les âges**

Les âges obtenus varient de $2344 \pm 11 \text{ Ma}$ à $2640 \pm 15 \text{ Ma}$ (tab. 5.4 et fig. 5.10a). Les rapports 6/4 des différentes analyses sont tous inférieurs à 300.

Ces zircons de nature métamictes, avec de plus des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très faibles sont probablement très discordants et les âges obtenus probablement très inférieurs à l'âge vrai de mise en place comme le suggère les résultats de Camil (1984) qui obtient un âge de $2858 \pm 185 \text{ Ma}$ (Rb-Sr sur roche totale) sur un ensemble de granulites roses du domaine Nord. La datation du grenat en Sm-Nd et Pb-Pb indiquent également un âge Archéen (voir paragraphes suivants).

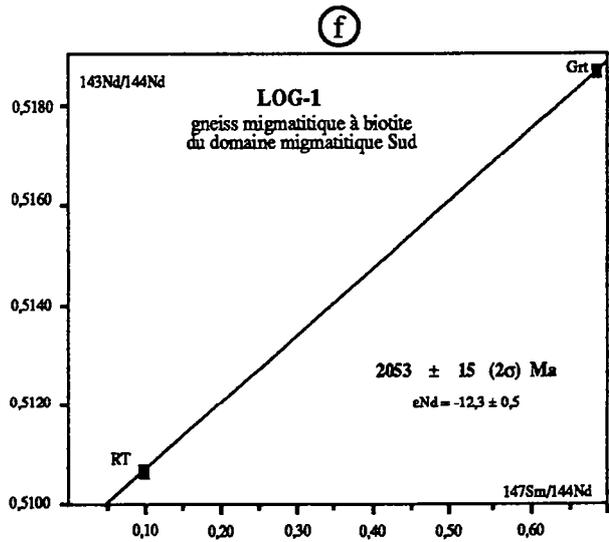
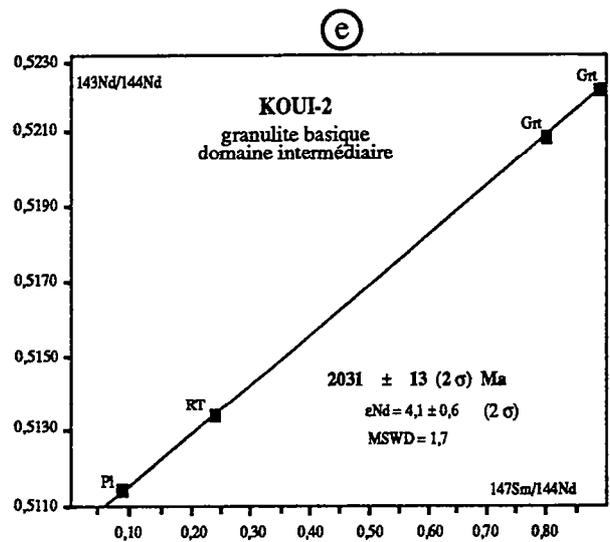
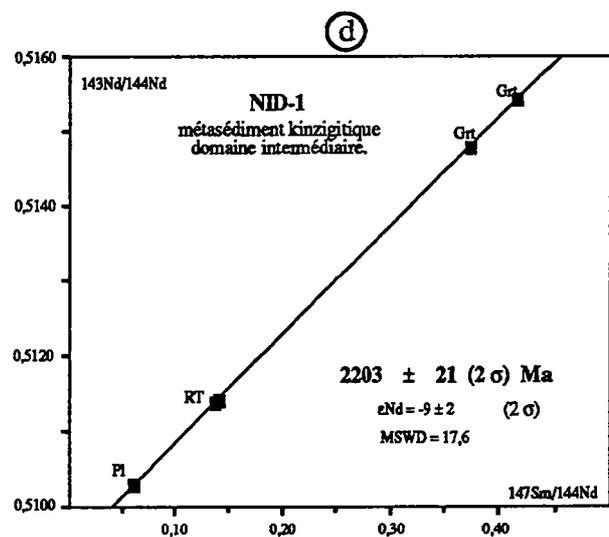
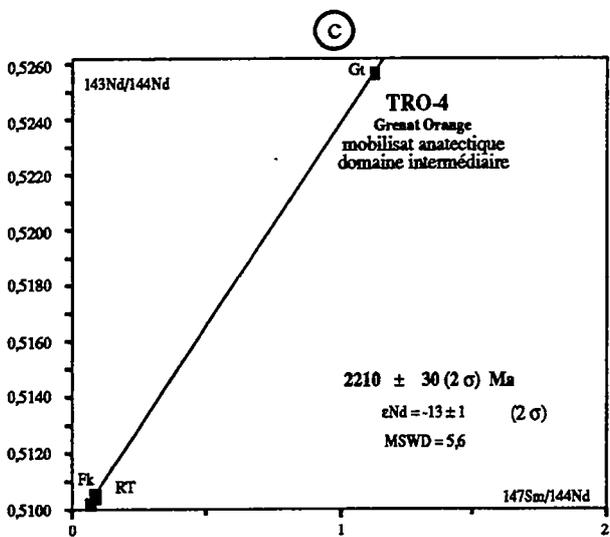
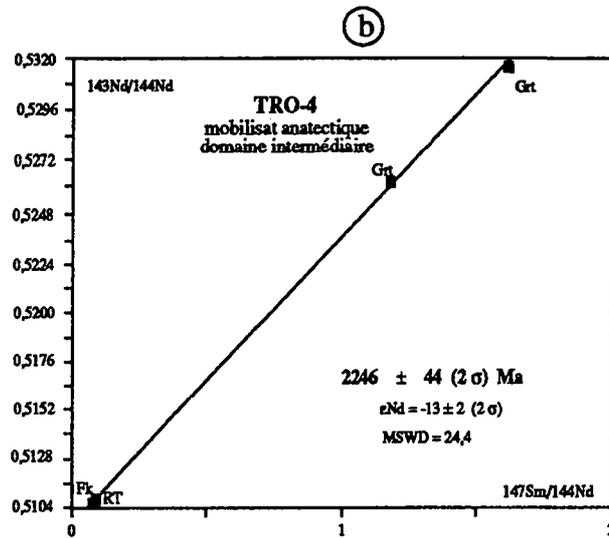
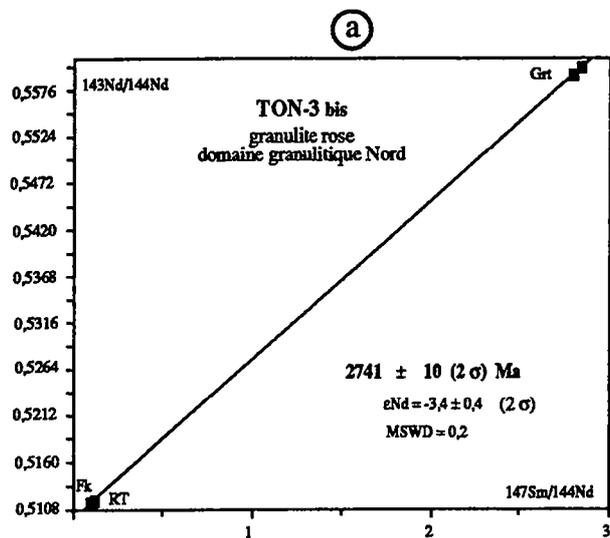


Fig. 5.12. Isochrones (Feld)-RT-Grt des formations des différents domaines de la région de Man. Le programme de calcul utilisé est celui de Ludwig (1988). L'erreur sur le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ est de 0,5% tandis que celui sur le rapport $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ est de 0,005%.

TON3 - Pb step leaching results

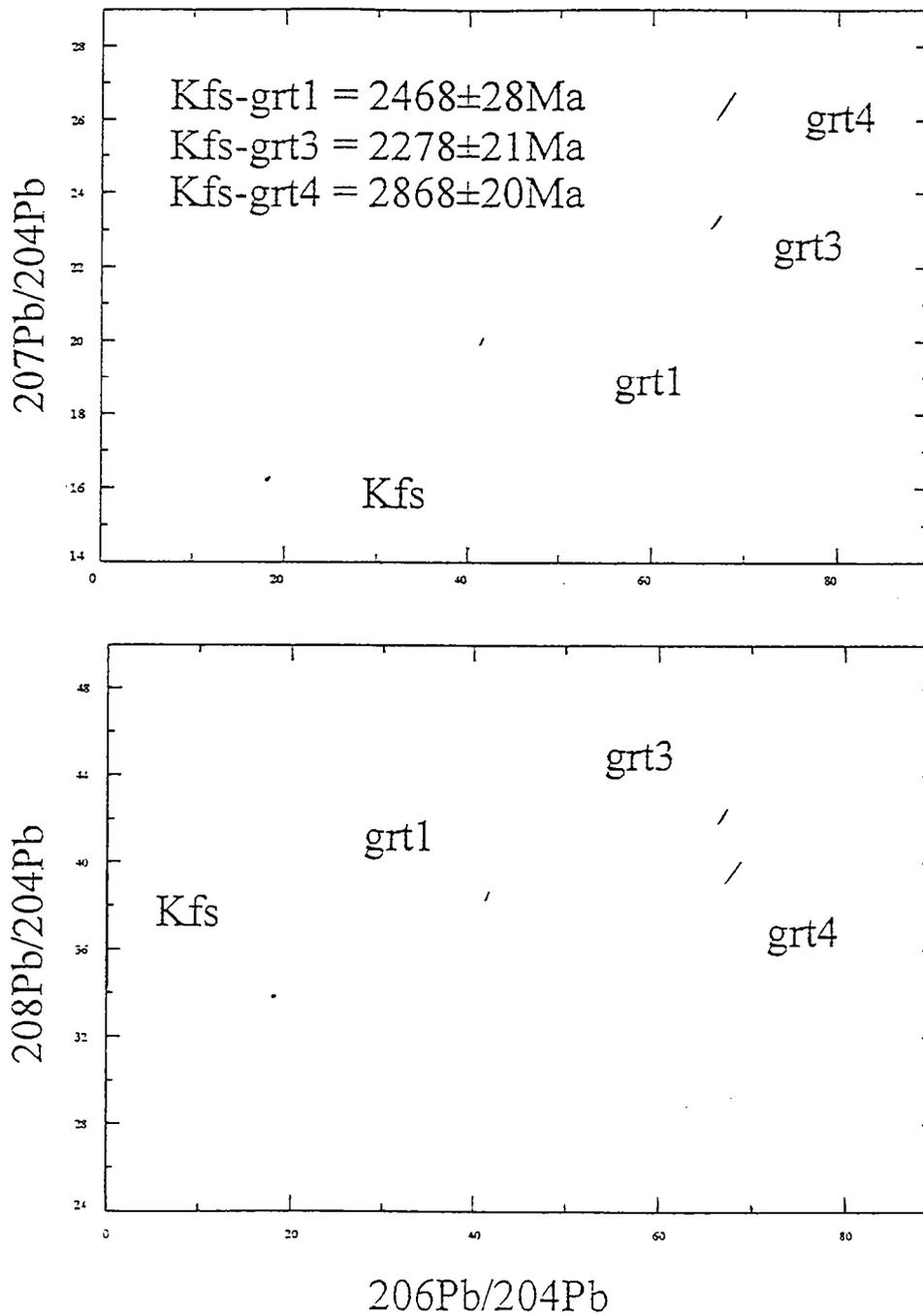


Fig. 5.13. diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ du grenat de la granulite rose TON-3.

b. Age Sm-Nd roche totale-grenat

Un âge roche totale-grenat (RT-Grt) a été obtenu sur l'échantillon TON-3bis. Les grenats qui sont les principaux minéraux ferromagnésiens peuvent être centimétriques.

Une isochrone à quatre points (1 Pl, 1 RT et 2 Grt) donne un âge à **2741 ± 10 (2σ) Ma** (fig. 5.12). Le plagioclase et la roche totale ont des compositions presque similaires. Les deux analyses de grenat ne sont pas très différentes également.

Nous avons évoqué précédemment des travaux de certains auteurs dans le complexe de Scourie en Ecosse (Cartwright, 1990). Les granulites roses ou leucogneiss acides seraient le produit de la fusion partielle de tonalite.

Nous avons mentionné également l'existence de zones discrètes en fusion dans les gneiss gris granulitiques du Mt Tonkui. Cela pourrait indiquer un éventuel épisode de fusion partielle de ces roches aboutissant à la mise en place des granulites roses à 2858 ± 185 Ma (âge Rb-Sr de Camil 1984). L'âge RT-Grt de 2741 ± 10 Ma représente la phase de refroidissement de cette épisode magmatique et ceux des granulites.

c. Age Pb-Pb sur grenat

Le grenat de la granulite rose TON-3 a fait l'objet d'une analyse Pb-Pb [à l'Université de Bern (Suisse) avec à la collaboration de B. Kamber] afin de tenter d'obtenir une isochrone.

Les résultats des analyses sont consignés dans le tableau 5.6. Le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (fig. 5.13) exhibe une dispersion des points des différentes étapes de dissolution. Cela suggère l'ouverture du système Pb-Pb du grenat de l'échantillon TON-3. A priori, on peut affirmer qu'il n'y a pas d'équilibre isotopique du système Pb-Pb du grenat des granulites roses.

En considérant les couples Fk-étape de dissolution, correspondant à des isochrones à deux points, on obtient des âges allant de 2278 ± 21 à 2868 ± 28 Ma. L'âge le plus faible est protérozoïque inférieur et l'âge le plus élevé est archéen (Libérien).

Ce résultat est important car il montre que le système Pb-Pb du grenat des granulites roses du domaine Nord est perturbé au Protérozoïque inférieur, soit par une simple influence thermique, soit à l'issue d'une phase migmatitique. L'influence thermique est sans doute le principal responsable d'une diffusion du Pb du grenat.

Les rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des différentes analyses ne montrent pas d'écart important et sont faibles (33 à 42) (tab. 5.6). On peut donc exclure la présence d'inclusions riches en Pb* (monazite par exemple) dans le grenat.

2.4-. La granodiorite

Le granodiorite YOR-2 possède également des zircons de haute température (S24 à S25). A la différence des précédents, les extrémités ne sont pas arrondies et les faces et arêtes sont beaucoup plus nettes (planche III-c). La structure interne des zircons se composent de stries de croissance magmatique.

Nous avons analysé un grain de cet échantillon (planche II-c). Ces roches appartiennent au massif de Dompleu que Camil considère comme

charnockitique dans son ensemble. Nous avons montré dans le chapitre 2 que, en l'absence de la coexistence d'une paragenèse primaire et d'une autre secondaire, ces granodiorites qui sont en général peu ou pas déformées correspondent à des massifs distincts de la charnockite de Dompleu.

Le grain analysé donne un âge à l'évaporation de moyenne température de 2745 ± 4 Ma (fig. 5.10b) avec un rapport 6/4 élevé de 50000 (tab. 5.4). Cet âge correspond sans doute à la cristallisation du zircon et à la mise en place de ces formations. Cet échantillon contient des zircons de haute température ayant cristallisé dans conditions profondes (planche III-c).

Ces âges cadrent bien avec la classification de Sylvester (1994) qui indique que les plutons calco-alcalins sont toujours postérieurs ou contemporains aux plutons TTG, dont la charnockite de Mangouin pourrait être un exemple. Le résultat obtenu mériterait d'être confirmé par quelques analyses monozircons complémentaires.

3-. Conclusion

Toutes les roches du domaine granulitique Nord ont des protolithes archéens qui se différencient entre 3200 et 3431 Ma du manteau (âge modèle Nd).

Les tonalites ont des rapports Rb/Sr faibles, d'où l'évolution de leur Sr plus ou moins parallèle au manteau. Les granulites roses et les orthogneiss évoluent différemment avec des rapports Rb/Sr plus élevés. Toutes ces formations semblent être en équilibre isotopique vers 2,8 Ga. Elles s'alignent sur une isochrone de référence à 2,8 Ga, indiquant une rééquilibration isotopique de ces formations dans le système Rb-Sr.

Les roches les plus vieilles dans ce domaine sont les gneiss gris tonalitiques YAL-1. Les zircons de ces roches contiennent parfois des coeurs dont l'âge minimum est de 3048 ± 8 Ma. Ces coeurs sont les témoins d'un premier magmatisme qui se met en place au Léonien. Un second épisode, granulitique, reprend les formations léoniennes. L'âge minimum (2824 ± 6 Ma) donné par les zircons contraint cet épisode qui a lieu au Libérien. C'est à ce moment là que les tonalites sont granulitisées.

Les zircons des granulites roses ne peuvent être datés par la méthode monozircon à cause du fort fractionnement de leur rapport 7/6. Camil obtient un âge à 2858 ± 185 Ma (Rb-Sr sur RT) correspondant à leur mise place dans les gneiss gris tonalitiques. La phase de refroidissement de l'événement magmatique et métamorphique libérien est contraint par le grenat des granulites roses à 2741 ± 4 Ma. Cet âge est très important car il permet de dire que la zone Nord est effectivement à l'abri de l'événement Birimien qui affecte la zone Sud.

Des plutons se mettent en place, marquant ainsi le paroxysme du Libérien: la charnockite de Mangouin à 2800 ± 8 Ma, suivit, probablement du massif granodioritique de Yorougé à 2745 ± 4 Ma.

Si le domaine Nord étudié n'est pas directement impliqué dans les événements qui se déroulent au Protérozoïque inférieur dans le Craton Ouest Africain, il est tout de même thermiquement influencé. Cela aboutit à une ouverture du système Pb-Pb du grenat des granulites roses. On en déduit que dans le grenat, la température d'ouverture du système Pb-Pb est inférieure à celle du système Sm-Nd.

B. Le domaine granulitique et migmatitique intermédiaire

1-. Nd-Sr sur roche totale

a. Le gneiss migmatitique à hypersthène

L'échantillon KOUI-1 à un âge modèle de 3298 Ma. L'évolution de son Nd est semblable à celui des gneiss tonalitiques du domaine Nord.

L'évolution isotopique du Sr de l'échantillon KOUI-1 est semblable à celui des gneiss gris tonalitiques du domaine Nord du fait de son rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ faible de 0,24 (tab. 5.3). Il se trouve au-dessus de l'isochrone de référence à 2,8 Ga (fig. 5.6b). Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est de 0,706 à 2,8 Ga, ce qui signifie que s'il y a eu homogénéisation, elle a été partielle.

b. La granulite basique

La chimie de l'échantillon KOUI-2 lui confère des caractères proches du manteau appauvri avec un rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,2404 (tab. 5.2) contre 0,2137. L'évolution de son Nd est donc parallèle à celle du manteau appauvri, d'où l'impossibilité de déterminer un âge de différenciation mantellique (âge modèle TDM).

Le rapport Rb/Sr est très faible (0,003) et correspond à 10 fois moins de la valeur du manteau. La composition isotopique évolue faiblement au cours du temps (tab. 5.3); à 2,8 Ga, elle est proche de celle du manteau (fig. 5.7).

c. L'orthogneiss œillé

L'échantillon LAG-1 est de composition granodioritique et se rapproche sur le plan géochimique des granodiorites YOR-1 et 2 du domaine Nord (voir chapitre précédent).

Son âge modèle Nd se situe autour de 3250 Ma (tab. 5.2) avec une évolution isotopique assez proche des tonalites du domaine granulitique Nord (fig. 5.6a).

Il se projette à côté de la granodiorite YOR-2 du domaine Nord, mais légèrement en-dessous de l'isochrone de référence à 2,8 Ga (fig. 5.6b). Son système Rb-Sr est peut-être perturbé au Birimien et cela se manifeste par une composition isotopique inférieure à celle du manteau à 2800 Ma (fig. 5.7).

d. Le métasédiment

Le métasédiment NID-1 est un gneiss khondalito-kinzigitique. Il est associé à des mobilisats anatectiques et le tout localisé au sein des gneiss granulitiques et migmatitiques. L'âge modèle Nd de ces métasédiments est de 3650 Ma (tab. 5.2). Il est sans doute surestimé, si on le compare aux autres formations. Le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ élevé (0,1415) est probablement dû à un fractionnement du rapport Sm/Nd au cours de l'événement Libérien. En recalculant l'âge modèle avec des valeurs de 0,11 et 0,10, on obtient respectivement 3391 et 3339 Ma. Ces âges sont comparables à ceux des gneiss gris tonalitiques du domaine Nord. Cela nous permet de retracer la courbe d'évolution de ces métasédiments (fig. 5.6a).

Le système Rb-Sr est perturbé avec une composition isotopique du Sr inférieure (0,696) à celle du manteau à 2,8 Ga (fig. 5.7). Néanmoins, on observe une histoire à 2,8 Ga dans les sédiments avec des monazites concordantes à 2,8 Ga.

e. Le mobilisat anatectique

L'échantillon TRO-4 est associé aux métasédiments NID-1. L'âge modèle Nd est de 3320 Ma (tab. 5.2). L'évolution du Nd est un peu décalée de celui des tonalites et des granodiorites. Le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ est un peu plus faible que celui des tonalites du domaine Nord. Cela implique un enrichissement relatif du Nd par rapport au Sm.

Cette roche de composition granitique se projette de peu au-dessus de l'isochrone de référence à 2,8 Ga. Comme la granulite rose TON-3 du domaine précédant, elle est cogénétique des formations précédemment évoquées, mais se mettrait en place avec un rapport initial un peu plus élevé. La composition isotopique du Sr est de 0,7049 à 2,8 Ga.

2.- Ages sur minéraux

Comme dans le domaine précédent, nous ferons une étude de la morphologie et de la structure interne des zircons avant de présenter les âges monozircon.

Des âges monazites par évaporation ainsi que par la méthode classique U-Pb (dissolution), des âges Sm-Nd et Pb-Pb sur grenat et des âges Rb-Sr sur biotite et grenat ont été déterminés.

2.1.- Le mobilisat anatectique TRO-4

a. Age monozircon

Les zircons sont émoussés (planche IV-c) et souvent bruns. L'observation au microscope optique indique la présence systématique de coeur à contour plus ou moins diffus (planche IV-b). Les coeurs représentent souvent plus de 75% du grain. On peut observer quelquefois deux coeurs dans le même grain. Des stries de croissance magmatique sont parfois visibles à travers quelques rares grains transparents.

Les zircons de ce mobilisat anatectique donnent les âges les plus anciens obtenus au cours de notre étude. Trois grains ont été analysés. le grain 1 est brun-clair, de taille largement supérieure à 149 μm et subautomorphe. Il donne à la première évaporation une moyenne d'âge de 3116 ± 3 Ma et à la deuxième évaporation, une moyenne de 3191 ± 18 Ma (fig. 5.11b) avec un rapport 6/4 de 10000 environ (tab. 5.3). Le grain 2, rond et surfaceté donne un âge maximum de 3159 ± 2 Ma; mais seule l'évaporation de faible température a permis une acquisition. Le grain 3, xénomorphe et brun clair donne un résultat assez surprenant avec une première évaporation à 2700 ± 9 Ma et un rapport 6/4 de 673. la deuxième évaporation est à 3136 ± 12 Ma, avec un rapport 6/4 de 5781. Les résultats du grain 3 nous indiquent que la plupart des grains cristallisent au-delà de 3100 Ma et qu'ils ont subi ensuite des événements postérieurs liés soit au faciès des granulites libériens, soit à des événements plus tardifs au Paléoprotérozoïque (voir âges sur grenat).

b. Age monomonazite

Cette roche contient en proportion, beaucoup plus de monazite que de zircon. Elles sont de couleur jaune à jaune ocre et automorphes (ou magmatiques) (planche IV-e,f). La surface des grain est lisse, l'éclat est gras et il n'y a presque jamais d'inclusion.

Une analyse au microscope électronique à balayage a montré que ces monazites sont quelquefois entourées d'une fine pellicule silicatée (planche IV-

f). Ce qui a permis dans un premier temps de réussir des analyses par évaporation sans ajouter de la silice.

Un total de 6 grains a été analysé par évaporation directe. Les âges 7/6 obtenus sont tous Libériens. En considérant les évaporations de moyenne et de haute température, excepté le grain 3, les âges se rangent dans l'intervalle: 2821 à 2848 Ma. La quasi concordance des résultats permet donc de contraindre l'âge de cristallisation des monazites. Le grains 1 semble beaucoup mieux dater la cristallisation des monazites avec un âge à 2830 ± 7 Ma à l'évaporation de haute température (fig. 5.14).

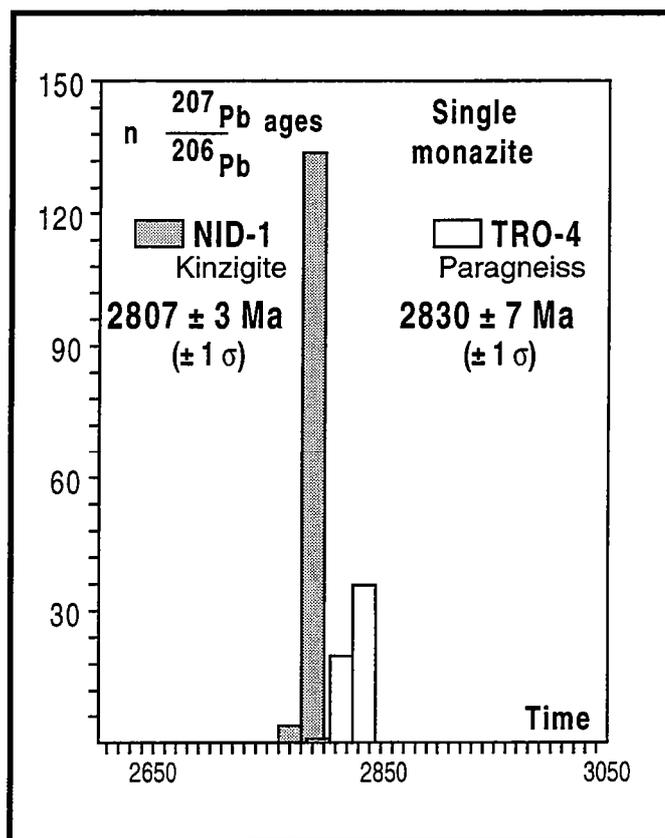


Fig.5.14. Monazite par évaporation directe de Pb sur monograin de la kinzigite NID-1 et du mobilisat anatectique TRO-4

Afin de confirmer cette concordance des âges, nous avons effectué une analyse classique U-Pb par dilution isotopique. Deux fractions ont été analysées. Le tableau 5.7 montre que les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ont des degrés de concordance assez élevés (autour de 2,8 Ga).

Les monazites dans ces formations cristallisent probablement pendant la phase d'anatexie du socle. Les anciens zircons sont préservés ou constituent les coeurs des cristaux néoformés et donnent un âge minimum de 3195 ± 20 Ma.

c. Age Pb-Pb sur grenat

Comme la granulite rose TON-3 du domaine Nord, le grenat de l'échantillon TRO-4 a été analysé selon la méthode de Frei et Kamber (1995), afin d'essayer d'obtenir une isochrone $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les résultats des analyses sont consignés dans le tableau 5.6.

TRO4 - Pb step leaching results

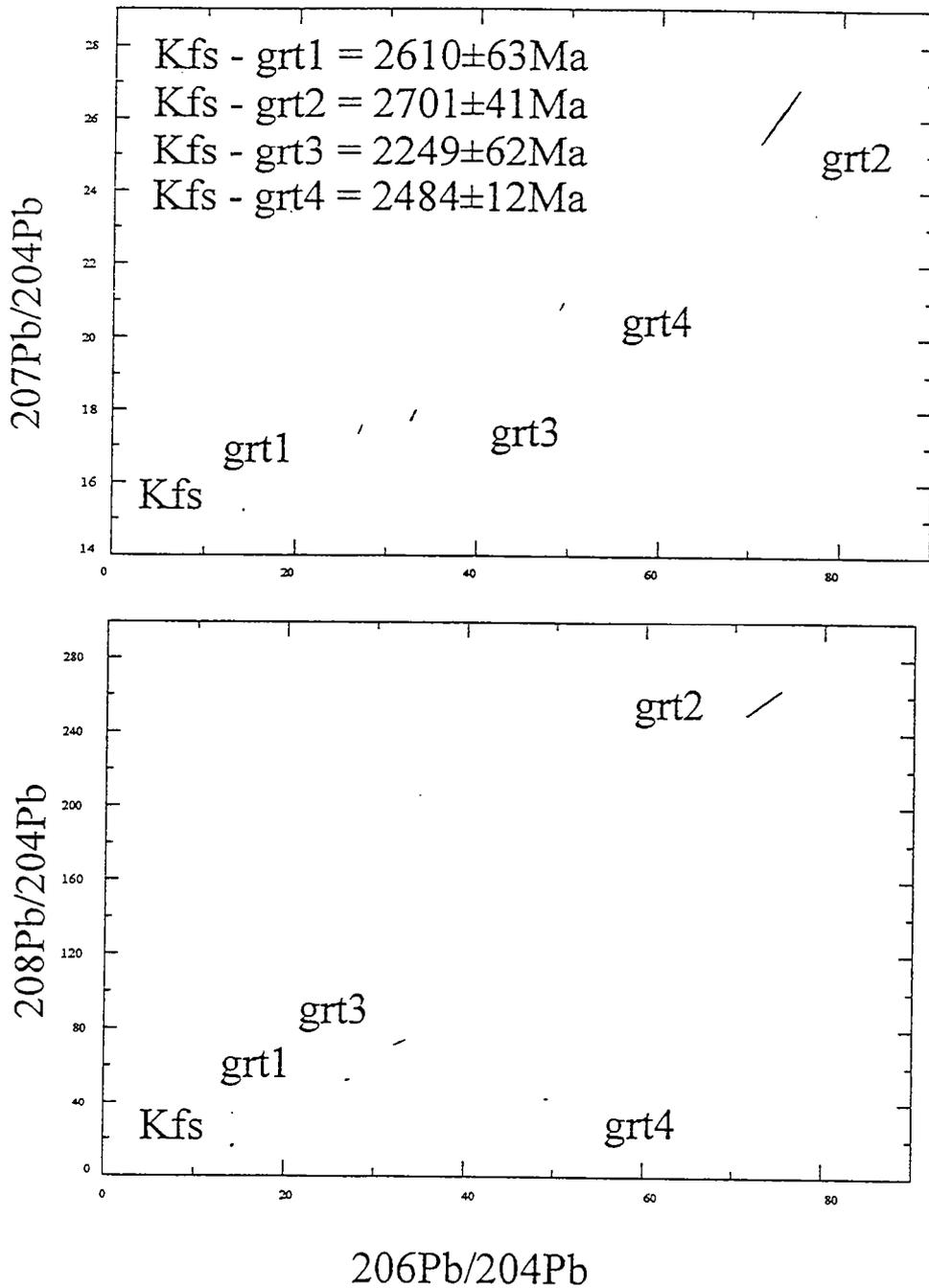


Fig. 5.15. diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ du grenat du mobilisat anatectique TRO-4.

La fig. 5.15 montre une dispersion des points des différentes étapes de dissolution. Cela suggère l'ouverture du système Pb-Pb du grenat du mobilisat anatectique TRO-4. On peut affirmer encore qu'il n'y a pas d'équilibre isotopique du système Pb-Pb du grenat des mobilisats anatectiques des flots de gneiss alumineux.

Les isochrones à deux points feldspath-étape de dissolution donnent un étalement des âges allant de 2249 ± 62 à 2701 ± 41 Ma. L'âge le plus faible est également protérozoïque inférieur et l'âge le plus élevé est Libérien. Le grenat cristallise à l'Archéen vers 2701 ± 41 Ma, puis une perturbation de son système Pb-Pb survient vers 2249 ± 62 Ma.

Les rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des différentes analyses ne montrent pas d'écart important excepté la 2ème dissolution des grenats de TRO-4 qui donnent un rapport de 257. Cela pourrait suggérer la présence d'inclusions riche Pb*. Mais on n'est tout de même loin des rapports de l'ordre de 1000 observés dans certains grenats de la ceinture du Limpopo qui contiendraient des inclusions de monazites ou de zircon (Frei et Kamber 1995).

d. Age Sm-Nd grenat-roche totale

Le grenat peut quelquefois mesurer 1 cm de diamètre et est localisé dans des veines composées seulement de quartz et de feldspath. En grain, on observe une variation de coloration du grenat. Environ 50% des grains sont roses vitreux, 20 % environ sont oranges et moins vitreux à opaque et les 30% qui restent ont des caractères intermédiaires aux deux premiers.

Une isochrone à quatre points (1 Pl, 1 RT, 1 Grt rose et 1 Grt orange) donne un âge à **2246 ± 44 (2σ) Ma** (fig. 5.12b). Cet âge est assez précis vu l'hétérogénéité des compositions isotopiques des différents points. Il est presque identique à l'âge minimum obtenu de l'analyse Pb-Pb (paragraphe précédent). Les âges archéens obtenus précédemment indiquent une histoire archéenne pour le grenat. Les deux analyses de grenat rose donnent des compositions différentes, cela traduit une hétérogénéité de la composition chimique en Nd et Sm des grenats. Mais l'équilibre isotopique est sûrement atteint, vu l'alignement des points vers 2,2 Ga. Un rééquilibrage partiel n'aurait peut-être pas permis l'alignement du grenat et du Fk.

Nous avons également analysé une fraction de grenat orange. L'âge obtenu est de **2210 ± 30 (2σ) Ma** (fig. 5.12c). Par rapport aux grenats roses, cet âge se situe dans la même gamme, dans la limite des incertitudes et est aussi équivalent à celui du grenat de la kinzigite NID-1.

La monazite contenue dans cette échantillon n'est pas du tout perturbée par l'événement à 2246 ± 44 Ma. Les températures de l'ordre de 700°C nécessaire à l'ouverture du système Sm-Nd du grenat sont insuffisantes dans le cas de la monazite.

e. Age Rb-Sr sur biotite

L'échantillon TRO-4 donne un âge Bt-RT de 1623 ± 32 Ma (fig. 5.16). Il marque le passage à des températures globalement inférieures à 300°C . Des massifs intrusifs ont été datés autour de 1600 Ma. Ils sont considérés comme correspondant à la phase terminale de l'orogénèse éburnéenne. Il s'agit en l'occurrence de la syénite du Mt Troquoï dans le domaine SASCA (près de Soubré) datée à 1588 ± 75 Ma en Rb-Sr (in Bessoles 1977) et d'un granite rose fortement mylonitisé, dans l'accident du Sassandra, à Sémien, dans la région de

Man daté à 1670 ± 132 Ma avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de 0,705 (Camil 1984). Il y a 400 à 500 Ma entre le pic de l'événement éburnéen (environ 2100 ± 10 Ma) et la mise en place de ces formations. De plus, le résultat obtenu par Camil est compatible avec la refusion de formations archéennes, et sans doute de tonalites, qui auraient un rapport de 0,704 à 0,706 vers 1650 Ma.

Ces âges tardifs sont donc le résultat d'un événement particulier qui affecte la région de Man, où des matériaux archéens auraient probablement subi une fusion partielle. Dans le domaine SASCA, de petits massifs alcalins à calco-alcalins (10 km de diamètre environ) se mettent en place au cours de cette période (Papon, 1973).

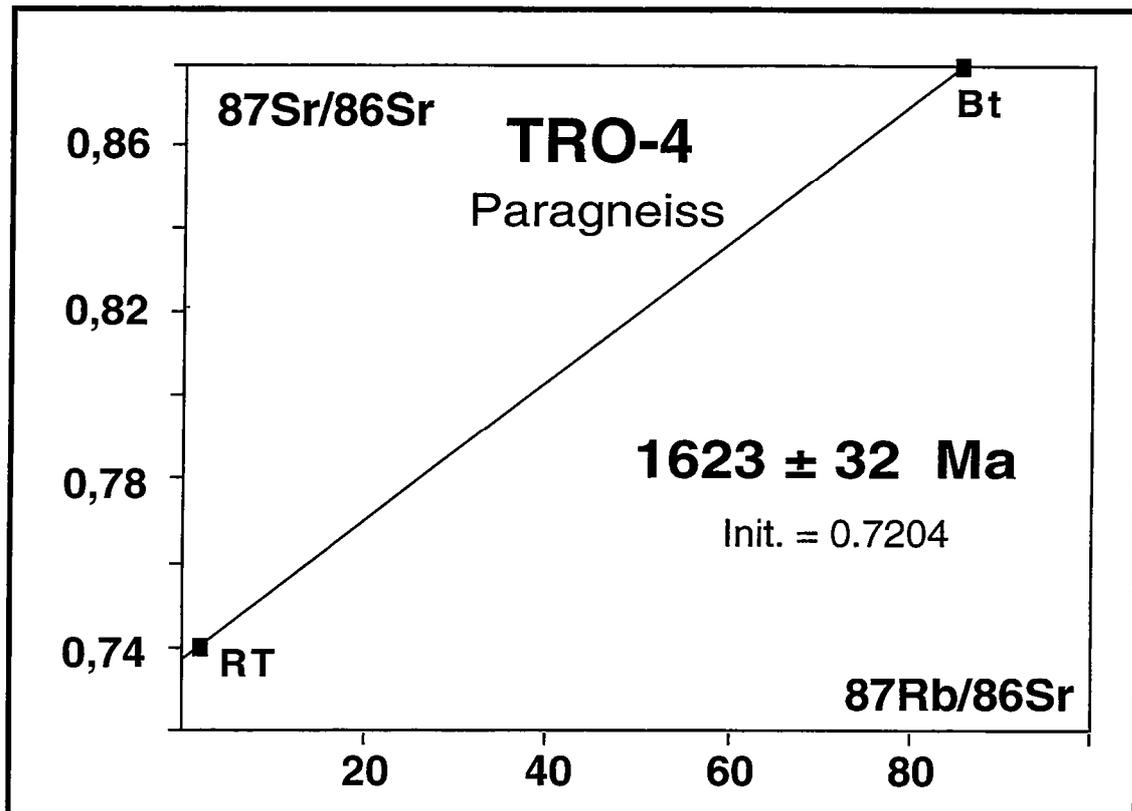


Fig. 5.16. Isochrone Rb-Sr roche totale-biotite du mobilisat anatectique TRO-4

2.2-. Le métasédiment

a. Age monozircon

Les zircons de l'échantillon NID-1 sont pour la plupart émoussés (planche IV-a). Les grains sont brun clair et souvent transparents. La structure interne des grains se compose de stries de croissance magmatique et parfois de file de bulles. La présence de coeur n'est pas fréquente (planche IV-b).

Seulement deux grains de cet échantillon ont été analysés. Le premier est un zircon allongé, de taille supérieure à $149 \mu\text{m}$, brun et arrondi. Le second est subautomorphe, allongé, brun-foncé et limpide.

Le premier grain (planche IV-a) donne une moyenne d'âge de 2940 ± 2 Ma avec des rapports 6/4 dépassant les 60000 à la première évaporation (tab. 5.4). A la deuxième évaporation, l'âge maximum atteint est de 3045 ± 22 Ma. Les rapports 6/4 sont cette fois voisins de 70000. Les âges obtenus sont assez

proches de ceux des gneiss gris tonalitiques du Nord du domaine de Man. On obtient une moyenne d'âge de 3026 ± 11 Ma (fig. 5.11a)

On peut considérer l'âge à 2940 Ma comme un mélange entre un coeur léonien et une bordure métamorphique libérienne, comparativement aux résultats de YAL-1.

Le deuxième grain ne permet une acquisition qu'à la première évaporation (2.6 A). La moyenne d'âge est de 2634 ± 14 Ma avec un rapport 6/4 de 3000 environ (tab. 5.4). Sans les évaporations de hautes températures, il est assez difficile d'accorder une fiabilité certaine à cet âge, qui est sans aucun doute inférieur à l'âge du métamorphisme qui affecte ces métasédiments (voir analyse monomonazite).

Pour l'instant, on peut dire que l'âge hérité minimum des zircons de ces kinzigites est de **3045 ± 22 Ma** (âge maximum des sédiments). La sédimentation s'effectue entre le Léonien et Libérien et le métamorphisme a sûrement lieu au Libérien.

b. Age monomonazite

Les monazites sont de forme arrondie à ovale, rarement tabulaires, presque toujours transparentes, avec un éclat plus vitreux que gras. Elles ne contiennent presque jamais d'inclusion. Leur taille peut atteindre les 200 μm , mais la majorité des grains a une taille moyenne de 100 à 150 μm .

Trois grains ont été analysés et les âges 7/6 obtenus sont tous Libérien. Ils se rangent dans l'intervalle 2734 à 2811 Ma (tab. 5.5). La différence d'âge entre la première évaporation (2.6 A) et la deuxième (2,8 A) peut atteindre 70 Ma. Mais nous restons malgré tout dans le Libérien. Cela peut-être attribué soit à la longueur du métamorphisme, soit à des phénomènes de perte de Pb causés par l'influence du Protérozoïque.

La deuxième évaporation du grain 1 semble contraindre la cristallisation des monazites. L'âge obtenu est de **2807 ± 3 Ma** (fig. 5.14) avec un rapport 6/4 de 153500. Cet âge est identique à celui des charnockites. Les métasédiments sont par conséquent affectés par le métamorphisme contemporain des charnockites du domaine de Man à 2800 Ma.

c. Age Sm-Nd grenat-roche totale

Le grenat est rose vif avec un éclat vitreux; il est massif et dépourvu d'inclusions. Les plus gros font en moyenne 0,5 cm de diamètre dans la roche.

L'isochrone à cinq points obtenu (1 Pl, 2 RT et 2 Grt) donne un âge de **2203 ± 21 (2 σ) Ma** (fig. 5.12d). Dans la limite des incertitudes, il est équivalent à celui du mobilisat anatectique auquel les métasédiments sont associés. Si on considère que la paragenèse à Grt-Cord-sil-Fk est granulitique et contemporaine de l'événement Libérien, l'isochrone obtenue correspond à un rééquilibrage total du grenat et du plagioclase du métasédiment. Le bon alignement des points indique que les phases minérales étudiées sont en équilibre isotopique.

La monazite contenue dans cette échantillon n'est pas du tout perturbée par l'événement à 2203 ± 21 Ma comme dans le mobilisat anatectique. Les températures de l'ordre de 700°C nécessaires à l'ouverture du système Sm-Nd du grenat sont également insuffisantes dans le cas de la monazite.

d. Age Rb-Sr sur biotite et grenat

L'échantillon NID-1 donne un âge Bt-RT de 1439 ± 6 Ma (tab. 5.3). Cet âge est environ 200 Ma plus faible que celui donné par l'échantillon TRO-4. Ce résultat montre l'hétérogénéité des processus de refroidissement dans les formations de Man.

L'analyse du grenat donne un âge identique à la biotite (1438 ± 30 Ma) et indique un certain équilibre isotopique dans cette formation.

2.3-. L'orthogneiss œillé

a. Age monozircon

L'échantillon LAG-1 possède les mêmes types de zircon que la charnockite MANG-1. Ce sont des zircons de haute température (S24 à S25 généralement) avec les extrémités également arrondies (planche III-e,f,g).

La structure interne se caractérise par la présence systématique d'un zonage de croissance magmatique, d'inclusions (apatite en l'occurrence) et l'absence de coeur bien individualisé (planche III-h).

Quatre grains de l'échantillon LAG-1 ont été analysés. Les âges obtenus vont de 2799 ± 4 Ma à 2761 ± 10 Ma, si l'on tient seulement compte des évaporations de moyenne et de haute température (2,8 A et 3,1 ou 3,2 A) et des grains dont la taille est supérieure à $149\mu\text{m}$. Les évaporations de basses températures donnent des âges proches de 2720 Ma.

Le grain 1 (planche III-f) pourrait contraindre le mieux la mise en place de l'orthogneiss LAG-1. En effet, il donne les rapports 6/4 les plus élevés. La moyenne d'âge obtenue est de 2787 ± 6 Ma (tab. 5.3 & fig. 5.10c)

En observant les données du grain 2 (planche III-e) qui donne un âge légèrement plus ancien (2797 ± 5 Ma), on se rend compte que l'évaporation de haute température donne des rapports 6/4 deux fois plus faibles que l'évaporation de moyenne température et la différence d'âges est de 20 Ma environ. Cela serait-il le résultat d'un léger héritage, d'une croissance cristalline sur un temps plus ou moins long ou bien s'agit tout simplement d'un fractionnement lié à la mesure. Le dernier cas semble assez peu probable car un fractionnement irait aussi dans le sens d'une augmentation du rapport 8/6 (non indiqué dans le tab. 5.3) par exemple, ce qui n'est pas le cas.

On peut envisager une contamination d'un magma subcontemporain qui pourrait être celui des charnockites (2800 ± 8 Ma). Mais une cristallisation sur une période assez longue (de 2797 ± 5 à 2761 ± 10 Ma) peut également être envisagée. Dans les deux cas, le rapport $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (8/6) confirme un changement de composition entre les deux évaporations (0,1948 à 0,2298 en moyenne).

Les autres grains donnent des âges compris entre 2700 et 2775 Ma. Il y a manifestement une perte de Pb des zircons que l'on peut voir sur les grains 3 et 4. Elle est probablement le résultat du métamorphisme vers 2 Ga reconnu dans ces roches à partir de l'analyse du sphène (voir paragraphe suivant).

L'ensemble des résultats obtenu avec cette granodiorite indique qu'elle est subcontemporaine de la mise en place de la charnockite de Mangouin.

b. Age monosphène

L'orthogneiss œillé LAG-1 contient du sphène en quantité telle qu'il peut être considéré comme un minéral majeur. Il se rencontre dans la cataclase où il résiste, tant bien que mal à la déformation. Certains minéraux sont déformés et fracturés.

Un seul grain a été analysé en évaporation. L'âge obtenu est de **2064 ± 16 Ma** avec un rapport 6/4 de 550 (fig. 5.17 et tab. 5.5). Cet âge est très significatif car il montre que le système U-Pb du sphène a complètement été remis à zéro à l'Eburnéen. La faille de Man-Danané a donc été active au Protérozoïque inférieur, permettant d'atteindre des températures de l'ordre de 600 à 800°C, suffisante pour perturber le système U-Pb des sphènes (Cliff, 1985; Cherniak, 1993).

L'âge obtenu, inférieur de 150 Ma environ par rapport aux âges Sm-Nd sur grenat, indique que l'on se situe dans une autre phase de l'influence du Protérozoïque sur le domaine archéen de Man.

La remise à zéro du système U-Pb des sphènes est due à une influence thermique causée par l'activité de la faille de Man-Danané. Activité pendant laquelle on peut envisager une recristallisation au moins partielle des minéraux avec la présence de phénomène de dissolution-recristallisation. L'âge de cristallisation réelle du sphène ne pourra pas être contraint dans cette formation.

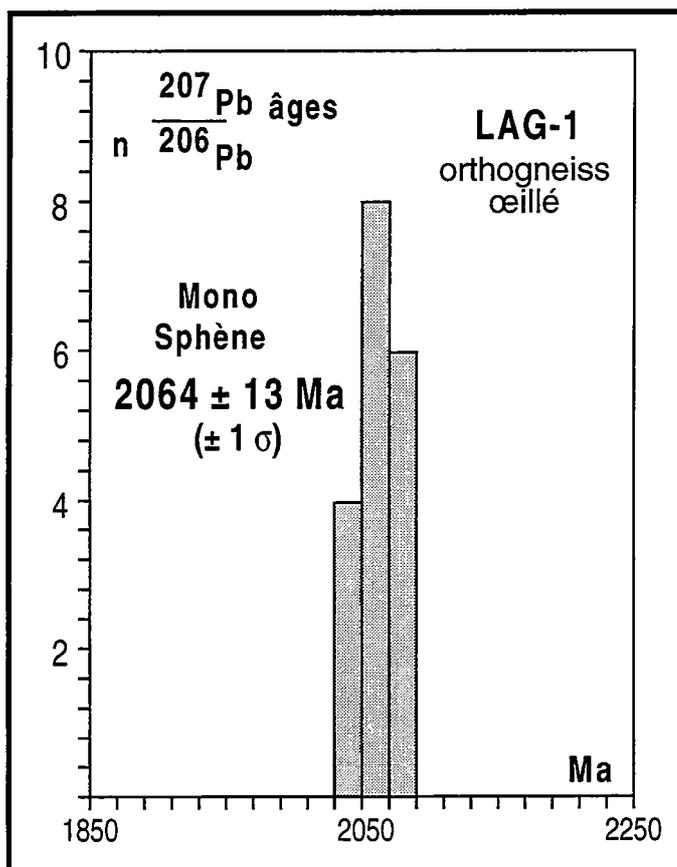


Fig. 5.17. Age sphène par évaporation directe de Pb sur monograin de l'orthogneiss œillé LAG-1

2.4-. La granulite basique

Le grenat est l'un des minéraux majeurs de cette roche. Il se déstabilise en Opx + Pl en s'associant au Cpx. Cet échantillon a fait l'objet d'une étude minéralogique détaillée afin de déterminer les conditions de pression et de température du métamorphisme qui l'a affecté (voir chapitre 3).

L'absence de zircon dans l'échantillon fait du système Sm-Nd sur grenat, quasiment le seul moyen de datation de ces granulites mafiques.

Deux analyses de Grt, une de RT et une Pl ont été effectuées pour cet échantillon. Une isochrone est obtenue avec un âge à 2031 ± 13 (2σ) Ma (fig. 5.12e). Mais en supposant que ces formations sont granulitisées pendant l'événement libérien ou même Léonien, le grenat est probablement archéen car il caractérise le faciès des granulites.

L'âge enregistré est celui de l'épisode métamorphique **M II** ($730 \pm 30^\circ\text{C}$ et $6,7 \pm 0,8$ kbar) défini au chapitre 3. Le grenat se rééquilibrerait isotopiquement pendant cette phase. Il devient peut-être un système clos vis à vis du système Sm-Nd à l'issue de cette phase.

L'un des caractères importants, que l'on observait aussi dans les métasédiments et le mobilisat anatectique est la différence de composition, qui est assez grande, entre les deux analyses du grenat. Cela peut s'expliquer par le caractère réactionnel de ce dernier, qui nous l'avons vu, est systématiquement zoné, surtout lorsqu'il est entouré de symplectites à OPx-Pl (voir chapitre 3).

L'isochrone obtenue traduit assurément un équilibre isotopique entre les espèces minérales analysées et la RT. La différence de composition isotopique des analyses du grenat indiquerait ici aussi une absence d'homogénéité de composition chimique dans ce minéral. La zonation du grenat engendrée lors du métamorphisme rétrograde que subissent les granulites mafiques est responsable de cette différence de composition.

3-. Conclusion

Les protolithes des formations du domaine intermédiaire sont archéens et se différencient entre 3,4 et 3,2 Ga (âge modèle Nd). Les isotopes du Sr indiquent également un rééquilibrage isotopique à 2,8 Ga bien que de faibles perturbations existent dans les métasédiments et dans l'orthogneiss œillé. La dispersion des points autour de l'isochrone de référence étant peu importante, on peut considérer que les formations du domaine intermédiaire et celles du domaine Nord ont subi toutes les deux les événements vers 2,8 Ga.

Les témoins les plus anciens sont contenus dans les formations paradérivées [ensemble mobilisat anatectique (TRO-4) et métasédiment kinzigitique(NID-1)] avec des zircons hérités jusqu'à 3195 ± 20 Ma.

La sédimentation s'effectuerait entre le Léonien et le Libérien avec la présence de zircon à 3045 ± 22 Ma. Le métamorphisme a lieu au Libérien à 2807 ± 3 Ma (âge monazite). Le mobilisat anatectique provient de la fusion du socle au Libérien. La monazite, de forme magmatique, donne en évaporation un âge de 2830 ± 7 Ma. L'âge minimum de ce socle est donné par des zircons hérités à 3195 ± 20 Ma.

L'orthogneiss œillé granodioritique LAG-1 se met en place à 2786 ± 4 Ma. Mais on note aussi l'existence de grain ayant un âge proche de 2800 Ma. Un héritage de la part de magma charnockitique peut-être envisagé. Ces formations sont localisées le long de la faille de Man-Danané. Le sphène donne

un âge de 2064 ± 13 Ma indiquant une influence du Protérozoïque correspondant probablement à une activité de la faille. Cette influence pourrait affectée le socle à une distance plus ou moins longue. La perte de Pb observée dans les zircons des gneiss gris granulitiques et des granulites roses pourrait être le résultat de cette activité.

Les gneiss migmatitiques à hypersthène de Kouibli (KOUI-1) dont la géochimie se rapproche de celle des orthogneiss œillés sont peut-être contemporains de ces derniers. Ils se mettraient en place au Libérien.

L'analyse Pb-Pb des grenats et surtout en Sm-Nd permet de mesurer l'ampleur de l'influence du Paléoproterozoïque sur la domaine archéen, et plus précisément dans le domaine intermédiaire. Que l'influence soit simplement thermique ou qu'il s'agisse de recristallisation, le grenat possède un héritage archéen. A l'Ouest de la bande de Logoualé, on obtient un âge maximum de 2246 ± 44 Ma qui correspondrait aux manifestations précoces de l'orogénèse éburnéenne. *Le domaine Archéen de la Côte d'Ivoire enregistre les premières manifestations de l'orogénèse Eburnéenne qui met en place les formations Birimiennes.* A l'Est de la bande de Logoualé, le grenat de la granulite mafique KOUI-2 enregistre plutôt à 2031 ± 13 Ma, la phase de refroidissement du pic de l'événement éburnéen (environ 2100 ± 10 Ma) déjà reconnue par l'âge sphène de l'orthogneiss œillé LAG-1.

Un réchauffement perturbe la biotite du mobilisat anatectique à 1623 ± 32 Ma. Il se produirait pendant cette phase une fusion de tonalite aboutissant à la genèse de granite le long de la faille du Sassandra. Dans le même temps, Un magmatisme essentiellement alcalin se met également en place dans le domaine SASCA (Papon, 1973).

L'étude pétrologique de la granulite basique KOUI-2 dans laquelle coexiste deux paragenèses nous a permis de définir deux métamorphismes (voir chapitre III). Le métamorphisme II est lié à une décompression presque isotherme qui fait passer les granulites de conditions de haute pression ($830 \pm 50^\circ\text{C}$ et 11 ± 1 kbar) à des conditions de basse pression ($730 \pm 30^\circ\text{C}$ et 7 ± 1 kbar). Le grenat caractérise la paragenèse I et se trouve déstabilisé pendant la phase II. En supposant qu'au cours de cette phase, la diffusion des éléments est telle que les rééquilibrages sont importants, on peut considérer que les systèmes isotopiques Pb-Pb et Sm-Nd sont remis à zéro, dans le grenat par exemple. A l'issue de cette phase II, c'est-à-dire vers 700°C , le système Sm-Nd du grenat redeviendrait clos.

C. Le domaine Sud des gneiss migmatitiques à biotite

1-. Nd-Sr sur roche totale

a. Les gneiss charnockitiques

Ils appartiennent aux formations du Mt Douan, au Sud de la Bande de Logoualé. Ils sont granulitiques et de composition granodioritique.

L'échantillon GUE-1 a l'âge modèle Nd le plus faible des formations archéennes avec 3107 Ma (tab. 5.2). Cela peut-être le résultat d'un léger fractionnement du système Sm-Nd à l'issue du métamorphisme granulitique Libérien par exemple, ou plus précocement, lors des épisodes de différenciation du protolithe. Le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ est également inférieur à 0,1 comme dans les gneiss migmatitiques à biotite.

Le gneiss charnockitique GUE-1 se situe exactement sur l'isochrone de référence à 2,8 Ga (fig. 5.6b). Son système Rb-Sr ne semble donc pas perturbé

depuis le Libérien avec un rapport initial à 2,8 Ga de 0,7015, proche de celui de la charnockite de Mangouin du domaine Nord.

b. Les gneiss migmatitiques à biotite

Les échantillons LOG-1 et 2 appartiennent à la bande de Logoualé. Ce sont des formations gneissiques riches en biotite et feldspath potassique qui soulignent parfaitement la foliation.

Ils ont respectivement des âges modèles Nd de 3234 Ma et 3214 Ma (tab. 5.2). L'évolution de leur Nd est proche de celles des tonalites et des granodiorites (fig. 5.6a).

Les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ sont légèrement inférieurs à 0,1 (tab. 5.2) indiquant un faible enrichissement en Nd par rapport au Sm, comparativement aux tonalites, aux granulites roses et aux granodiorites.

L'échantillon LOG-1 a un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7066 à 2,8 Ga (tab. 5.3). Il se reporte sensiblement au-dessus de l'isochrone de référence suggérant à nouveau une ouverture partielle du système vers 2,8 Ga.

2.- Ages sur minéraux

Nous procéderons avec le même plan en présentant les résultats des analyses monozircon, après avoir décrit les zircons analysés. Ensuite nous détaillerons les résultats obtenus avec la monazite et le grenat, contenus uniquement dans les gneiss migmatitiques à biotite.

2.1.- Les gneiss charnockitiques

L'échantillon GUE-1 a fait uniquement l'objet d'analyse de zircon par évaporation directe.

Les zircons sont bruns, limpides et plus ou moins transparents. Ils sont de haute température: type S24 à S25. Quelques uns sont à prismes équivalents (type S14-S15). La structure interne des grains se caractérise par l'absence de coeur. Les stries de croissance magmatique sont peu visibles (planche V-e), sans doute à cause de la relative opacité des grains.

Deux grains de taille supérieure à 149 μm , automorphes ont été analysés. Les données acquises par les cinq évaporations donnent des âges sensiblement égaux à ceux de la charnockite de Mangouin (MANG-1) du domaine Nord. La deuxième évaporation du grain 1 donne une moyenne d'âge de 2810 ± 7 Ma, identique à celle de MANG-1 (2800 ± 8 Ma).

Le grain 2 (planche V-d), avec des rapports 6/4 élevés pourrait contraindre assez bien la mise en place des gneiss charnockitiques du Mt Douan, avec un âge de 2808 ± 10 Ma à 2,8 A (fig. 5.11c).

Dans la limite des incertitudes, nous pouvons dire que les gneiss charnockitiques du domaine Sud sont contemporains des charnockites du domaine Nord. Ils sont d'origine ignée profonde vu la typologie de leur zircons.

2.2.- Les gneiss migmatitiques à biotite

a. Ages monozircon

*** Morphologie et structure interne des zircons**

Les zircons des échantillons LOG-1 et 2 sont du type S14 à S4. Ils cristallisent à des températures moyennes (750 à 650°C), typiques des

conditions de magmas alumineux. Différentes couleurs de grains sont observées: brun foncé et clair, vert, jaune et gris.

De plus, l'observation de zircons montés en lame mince indique la présence, presque systématique de coeur hérité (planche IV-h). Certains coeurs sont plus ou moins prismatiques, tandis que d'autres sont arrondis.

* Les âges

Nous avons analysé 6 zircons: 4 pour l'échantillon LOG-1 et 2 pour l'échantillon LOG-2. Rappelons que ces deux échantillons ont été récoltés sur le même affleurement.

Les quatre analyses de LOG-1 montrent une variation d'âge allant de 2141 à 2660 Ma (fig. 5.18a). Certains grains donnent des résultats très différents entre deux évaporations. Ainsi, l'analyse (4) et à un degré moindre l'analyse (2) de l'échantillon **LOG-1** montrent une différence pouvant atteindre 300 Ma.

Le grain 3 contient en partie du Pb radiogénique birimien à 2141 ± 4 Ma. Le zircon analysé est typique de magma peralumineux (planche IV-g).

Les évaporations de haute température donnent des âges proches de 2700 Ma. Les grains 1 et 2 donnent une moyenne de 2633 ± 12 Ma avec des rapports 6/4 de 2700 à 3902. Le grain 4 donne un âge maximum de **2664 ± 3 Ma** avec un rapport 6/4 de 7400.

Les deux zircons analysés de l'échantillon **LOG-2** montrent aussi des variations, mais de plus faible amplitude. Le premier, enregistré à 2,8 A donne une moyenne de 2681 ± 7 Ma, tandis que le deuxième, à 2,6 A, donne une moyenne de 2638 ± 6 Ma. Les rapports 6/4 s'étalent de 1600 à 3000.

Les résultats obtenus reflètent un mélange entre des noyaux hérités et des recristallisations probablement éburnéennes. L'âge le plus élevé à **2684 ± 4 Ma** est un âge minimum pour les gneiss migmatitiques à biotite du village de Logoualé. Cet âge est sans doute à rattacher à l'événement Libérien (2,8 Ga).

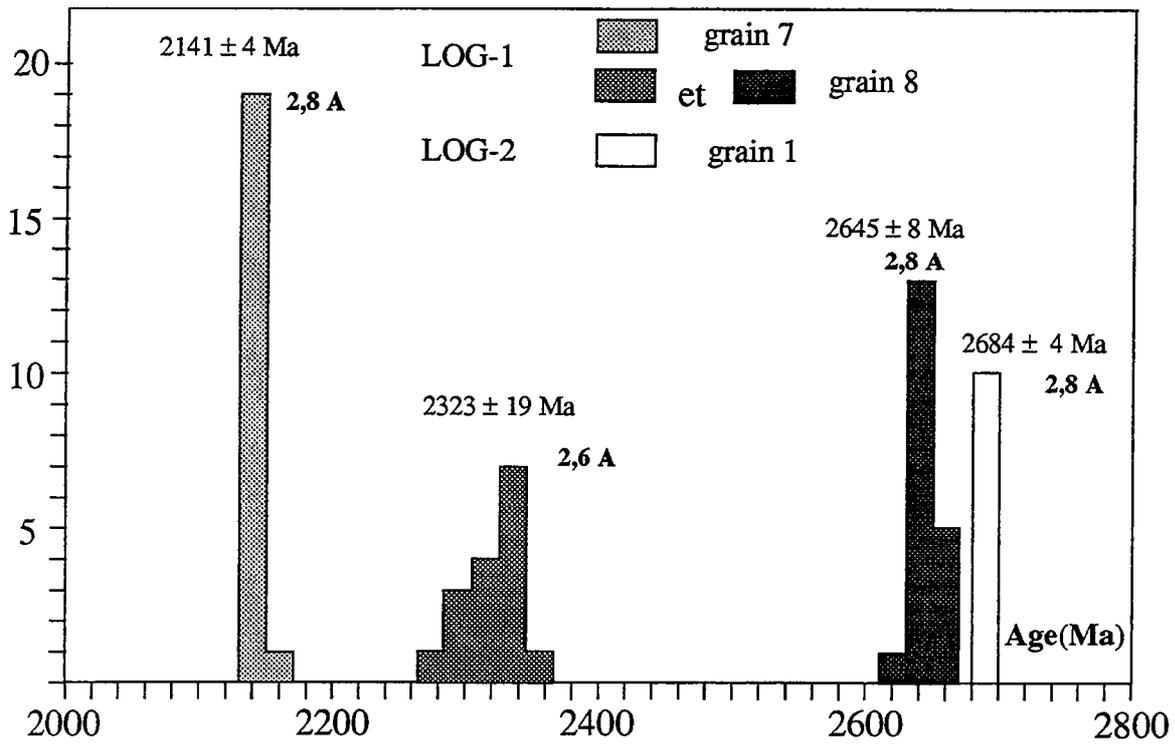
Ces résultats indiquent la reprise, au Protérozoïque Inférieure (vers 2141 ± 4 Ma), de formations archéennes ayant un âge minimum de 2684 ± 4 Ma. Cette reprise atteint les conditions de l'anatexie à cause de la présence de grain à coeur hérité et de grain complètement recristallisé. Rappelons que le métamorphisme rétrograde qui affecte les formations de Kouibli, situées à quelques kilomètres de la bande de Logoualé, à l'Est, se déroule à des températures de l'ordre de $730 \pm 30^\circ\text{C}$. Ces températures sont susceptibles de faire fondre des formations plus ou moins riches en eau tels que des sédiments. Une telle origine a été envisagée pour les gneiss migmatitiques à biotite dans le chapitre précédent (chapitre IV).

b. Age monazite

Ces roches contiennent en plus des zircons, de la monazite en quantité relativement importante. Ce sont des grains généralement tabulaires, prismatiques, souvent résineux, de couleur jaune à orange et quelquefois brun-claire, subautomorphe à automorphe et de taille pouvant atteindre les 200 μm . elles contiennent souvent des inclusions.

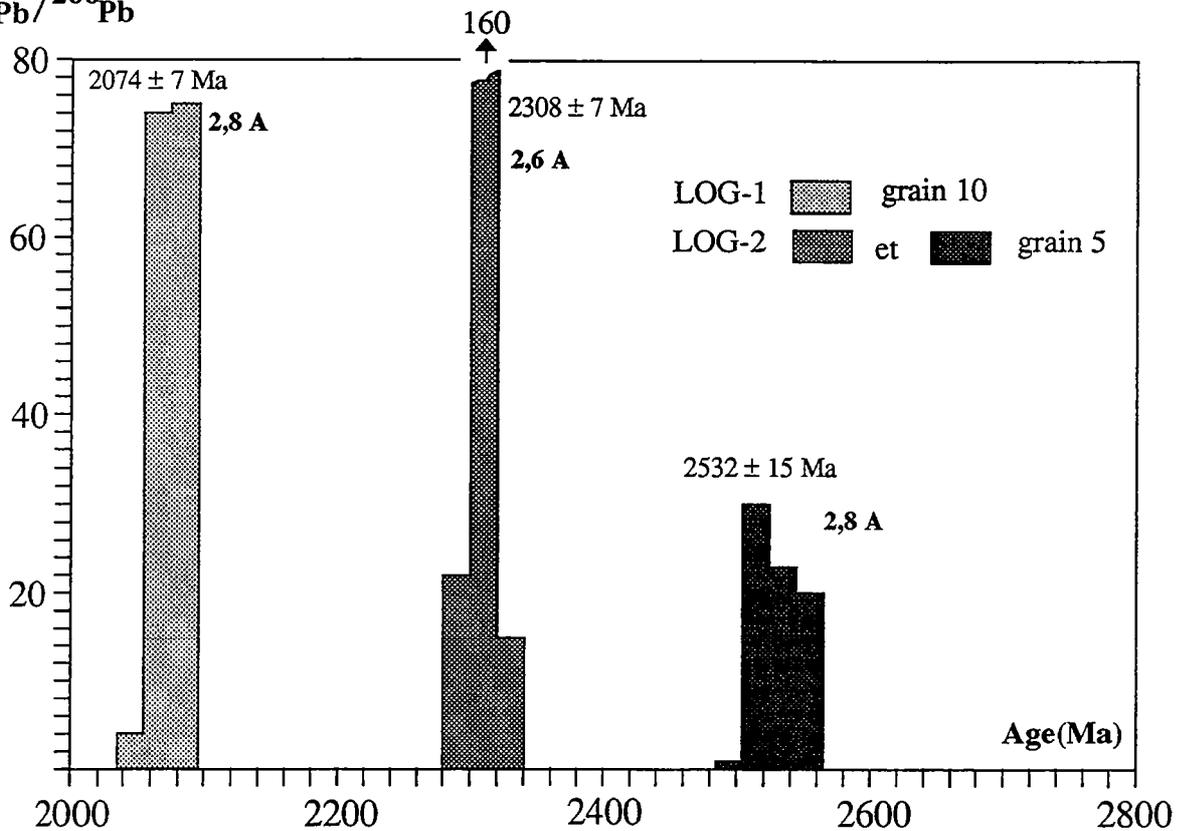
Une série de huit évaporations de grains a été effectuée dont 4 pour LOG-1 et 4 pour LOG-2. Comme avec les zircons, on obtient une série d'âges qui varient de 2532 ± 15 Ma à 2062 ± 29 Ma (fig. 5.18b et tab. 5.5).

$n \text{ } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$



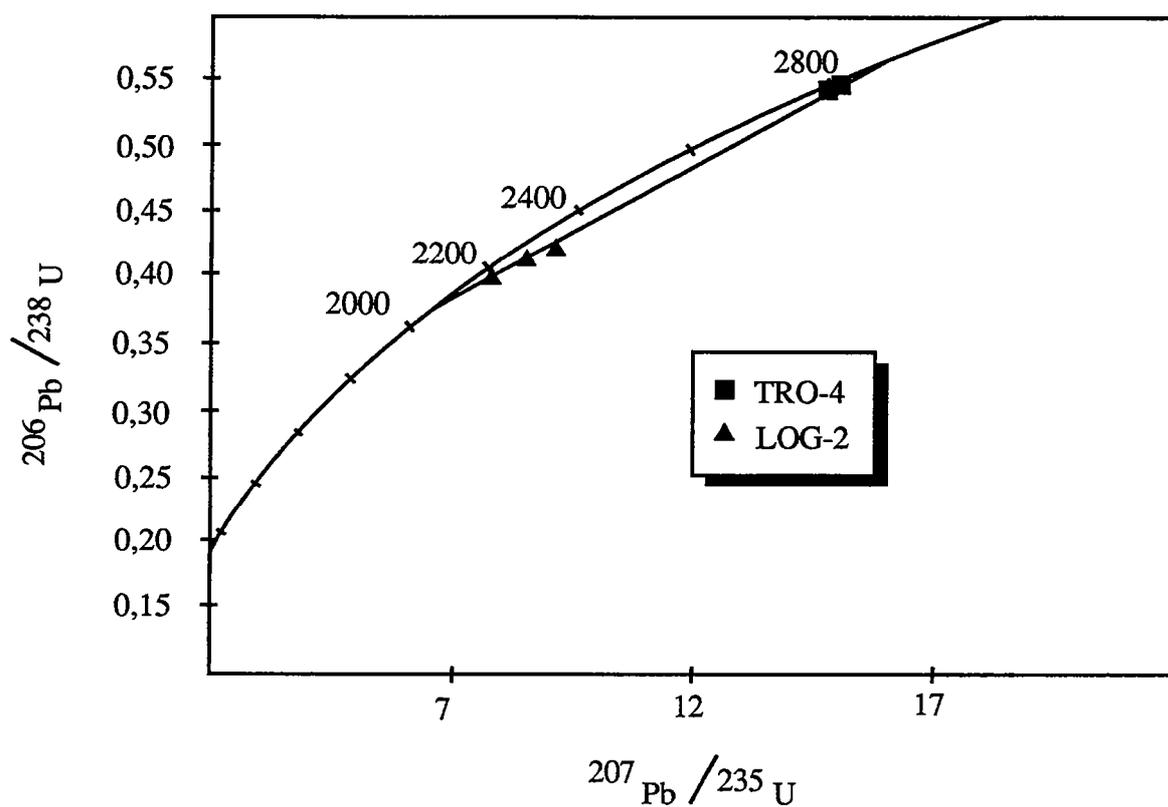
a.- Datation de zircon par évaporation directe de grain

$n \text{ } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$



b.- Datation de monazite par évaporation directe de grain

Fig. 5.18. Histogrammes d'âge 7/6 de différents grains de zircon (a) et de monazite (b) des échantillons LOG-1 et LOG-2 montrant l'étalement des âges.
(voir le tableau 5.5 pour la description des grains)



Les trois analyses de LOG-2 (3 points)

Inercept haut	2931	± 88	Ma
Inercept bas	2073	± 28	Ma

MSWD = 0,31

Les trois analyses de LOG-2 plus les deux analyses de TRO-4 (5 points)

Inercept haut	2854	± 16	Ma
Inercept bas	2048	± 30	Ma

MSWD = 3,3

Les calculs d'âge ont été effectués à l'aide du programme de Ludwig (1988)

Fig. 5.19. Résultats des analyses U-Pb par dilution isotopique du gneiss migmatitique à biotite LOG-2 et du mobilisat anatectitique TRO-4.

Nous avons également effectué une analyse classique en U-Pb, par dilution isotopique. Quatre fractions de monazite ont été analysées: deux sont composées de grains très résineux de taille supérieure à 149 μm , une est composée de grains limpides à éclat gras de taille supérieure à 149 μm et la dernière fraction est composée de petits grains (< 149 μm) jaunes à éclat gras. Les résultats sont consignés dans le tableau 5.6. Nous obtenons aussi une variation des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

On peut évoquer soit une perte épisodique (2,8 à 2,1 Ga), soit un mélange entre du Pb radiogénique de composition isotopique différentes (2,8 et 2,1 Ga). La seconde hypothèse semble plus probable à la lumière des résultats donnés par les zircons. Les âges minima obtenus datent la recristallisation des monazites. D'après nos résultats, le grain 4 de l'échantillon LOG-1 contraint le mieux cet épisode métamorphique, avec un âge à **2074 \pm 7 Ma** et un rapport 6/4 de 142000 (tab. 5.4).

L'âge maximum de 2532 \pm 15 Ma obtenu en évaporation ainsi que la variation des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en méthode classique nous donne un idée de l'ampleur de la recristallisation des grains. La discordance étant importante, l'intercepte haut défini par les trois analyses de LOG-2 est sans doute de qualité moyenne. Par contre l'intercepte bas à 2073 \pm 28 Ma (fig. 5.19) est identique à l'âge du grain 4 en évaporation (tab. 5.5). En considérant effectivement qu'il s'agit d'un mélange de minéraux libériens (2,8 Ga), donc cogénétiques de ceux du domaine intermédiaire, et de recristallisation éburnéenne, l'intercepte haut obtenu en tenant compte des résultats U-Pb de TRO-4 (tab. 5.6) est de 2854 \pm 16 Ma (fig. 5.19). Nous n'avons pas tenu compte de l'analyse de LOG-1 afin d'éviter une imprécision plus ou moins importante sur la définition de l'intercepte bas. En effet, le résultat U-Pb obtenu par cet échantillon ne donne pas des âges tout à fait concordants alors que c'est lui qui doit définir précisément cet intercepte (tab. 5.7).

Nous venons de montrer que les monazites des gneiss migmatitiques à biotite possèdent une composante d'âge Libérien. L'hypothèse de l'origine de ces formations par fusion de sédiments au Protérozoïque se confirme également avec la cristallisation de monazite à 2074 \pm 7 Ma.

Des datations de monazite de LOG-1 et 2 à la microsonde électronique (réf#) sont en cours (collaboration BRGM).

c. Age Sm-Nd roche totale-grenat

Le grenat dans les échantillons LOG-1 et 2 est quasiment une phase accessoire. Ils ont été mis en évidence après concentration des minéraux lourds à la table à secousse (voir annexe A).

Un âge RT-Grt de **2053 \pm 15 (2 σ) Ma** (fig. 5.12f). Cet âge est très bien contraint à cause de la différence de composition assez importante entre le grenat et la roche totale. Ce résultat vient corroborer ceux obtenus avec les zircons et la monazite.

On peut considérer le grenat comme une phase résiduelle héritée des formations qui ont fondu, au même titre que le zircon et la monazite ou bien comme une phase néoformée pendant l'anatexie d'âge Birimien. L'âge Birimien obtenu indique que ces minéraux ont au moins partiellement recristallisé dans le magma peralumineux.

3-. Conclusion

Une fois de plus, toutes les formations du domaine Sud ont des protolithes qui se différencient du manteau à l'archéen, à l'instar des roches des domaines précédents, entre 3100 et 3234 Ma d'après l'évolution du Nd. Les gneiss charnockitiques se projettent sur l'isochrone de référence à 2,8 Ga (Rb-Sr) et ont donc une histoire commune avec le domaine Nord. Les gneiss migmatitiques à biotite sont également cogénétiques, mais avec des rapports initiaux légèrement plus élevés.

Les formations les plus vieilles du domaine Sud sont localisées dans le Mt Douan avec les gneiss charnockitiques GUE-1 datés à 2808 ± 10 Ma. Ces formations, de composition granodioritiques, sont d'origine ignée profonde comme la charnockite du domaine Nord (MANG-1) et les granodiorites des domaines Nord et intermédiaire avec lesquelles elles sont contemporaines à subcontemporaines. Elles possèdent de plus la même typologie au niveau des zircons.

Le faciès dominant du domaine Sud, les gneiss migmatitiques à biotite, est sans aucun doute le résultat de la fusion de sédiments archéens. La variation des âges $7/6$ en évaporation de zircon et de monazite de l'Archéen au Protérozoïque, la complexité des zircons, l'absence de types de haute température et le caractère peralumineux des formations (voir chapitre précédent) militent en faveur d'une telle origine.

La solubilité des zircons dans le produit de fusion a été partielle à totale, permettant parfois la préservation de coeurs anciens. Le caractère peralumineux des migmatites à biotite permet d'envisager sans ambiguïté cette possibilité (Watson et Harrison, 1983). Ce processus s'applique également aux monazites. Cela aboutit à la recristallisation de zircons et des monazites, entraînant ainsi des mélanges de Pb^* de composition isotopiques différentes.

Dans ce type de situation, la méthode par évaporation s'avère peu fiable pour déterminer l'âge de cristallisation des minéraux. L'âge maximum obtenu à 2681 ± 7 Ma (zircon) est donc l'âge minimum des formations archéennes ayant subi l'anatexie. L'analyse U-Pb en dilution isotopique des monazites permet d'obtenir un âge Libérien pour ces formations (2854 ± 16 Ma). Par contre, si la recristallisation des minéraux est assez importante ou totale, la méthode par évaporation peut s'avérer dans ce cas très fiable. Ainsi, l'âge minimum à 2074 ± 7 Ma obtenu sur un grain de monazite, contraint cet épisode d'anatexie dans lequel les formations Archéennes sont impliquées.

L'âge roche totale-grenat à 2053 ± 15 Ma caractérise la phase de refroidissement de cet épisode d'anatexie.

D. Les formations d'âge Birimien de Toulépleu

Elles sont localisées au Sud-Ouest de la bande de Logoualé, dans l'unité de Ity-Toulépleu. Les échantillons étudiés appartiennent au massif tonalitique intrusif de cette unité.

1-. Nd-Sr sur roche totale

Les protolithes des tonalites TL-5 et TL-8 se différencient du manteau vers 2245 Ma et 2268 Ma (âge modèle Nd) (tab. 5.2). Les ϵNd sont respectivement de +3 et de +2,7 à 2,1 Ga. Les compositions isotopiques du Sr à 2,1 Ga sont similaires dans les deux échantillons (tab. 5.3). Elles sont mantelliques avec des valeurs de 0,7004 pour TL-8 et 0,7008 pour TL-5.

2-. Age monozircon

a. Morphologie et structure interne des zircons

Les zircons de TL-5 et TL-8 possèdent la même typologie. Ce sont des zircons de haute température à majorité S25 à S19. L'évolution de la typologie aboutit à des zircons de moyenne température à pyramide 211 (planche v-g) très développée et à prismes équivalents à 110 dominant (type S6).

Il n'y a jamais de noyau et les stries de croissance magmatiques sont absentes. Les grains contiennent parfois de nombreuses inclusions (planche V-h). Les zircons ont généralement une taille inférieure à 149 μm .

b. Les âges

Deux grains ont été analysés en évaporation (planche V-f,g). TL-5 donne une moyenne d'âge de 2105 ± 13 Ma et TL-8, une moyenne de 2098 ± 26 Ma (tab. 5.3). Ces deux résultats indiquent a priori qu'il n'y a pas d'héritage archéen.

La cartographie de Papon (1973) subdivisait le massif intrusif en deux suivant un axe NE-SW. La partie Sud, où a été prélevé l'échantillon TL-8 était considéré comme archéenne d'après les datations de Papon (1973). L'âge à 2701 Ma obtenu est le résultat d'une isochrone composite (roche totale Rb-Sr) tenant compte à la fois d'échantillon de l'unité de Ity-Toulépleu et de roches Archéennes localisées dans le prolongement Sud de la bande de Logoualé.

Nos résultats montrent que l'ensemble du massif est d'âge Birimien.

3-. Conclusion

Les protolithes du massif tonalitique de Toulépleu se différencient au Protérozoïque inférieur vers 2200 Ma. Les zircons analysés donnent des âges également Protérozoïque (environ 2100 Ma). Leur typologie correspond à une origine ignée profonde.

Le massif tonalitique de Toulépleu est donc un ensemble juvénile Birimien, équivalent des formations du centre de la Côte d'Ivoire; il se met en place en domaine archéen. Les analyses structurales de Delor et al. (1994) montrent le caractère intrusif du massif. Rappelons que certains auteurs (Feybesse et al., 1989; Milési et al., 1989) considéraient l'unité de Toulépleu comme une nappe de chevauchement charriée du domaine Baoulé-Mossi sur le domaine Archéen.

III-. Discussion générale sur la Dorsale de Man

A. Ages des Protolithes

L'étude isotopique (Nd-Sr) des formations du domaine de Man indique que leurs protolithes se différencient du manteau à l'Archéen. Dans les domaines Nord, intermédiaire et Sud, cette différenciation a lieu dans l'intervalle 3,4-3,1 Ga d'après l'évolution du Nd. Cet étalement des âges modèles peut-être attribué à un fractionnement du rapport Sm/Nd à l'issue des épisodes magmatiques et métamorphiques dont le domaine archéen est l'objet, voire à une hétérogénéité de la composition isotopique du manteau archéen.

RESUME DES RESULTATS CARACTERISANT L'ARCHEEN DU DOMAINE DE
MAN

Age modèle Nd : 3,5 à 3,1 Ga.

Héritage continental jusqu'à 3.2 Ga.

Les formations les plus vieilles sont les gneiss gris
granulitiques du domaine Nord datés à 3048 ± 10 Ma.

Précision des différentes phases du Libérien

2830 ± 7 Ma : âge monazite par évaporation directe de Pb
Phase progade du métamorphisme Libérien

2800 ± 8 Ma : âge zircon par évaporation directe de Pb
Intrusions de massifs charnockitiques

Phase de refroidissement de l'événement
Libérien :

Age roche totale-grenat à 2741 ± 10 Ma
en Sm-Nd

Le système Rb-Sr de certaines formations archéennes est légèrement perturbé. Cela se manifeste par des rapports initiaux (à 2,8 Ga) assez faibles comme c'est le cas dans le métasédiment kinzigitique. Néanmoins, toutes ces formations semblent s'être plus ou moins homogénéisées vers 2,8 Ga vu leur alignement plus ou moins parfaite sur une isochrone de référence.

Les formations d'âge Birimien de Toulépleu ont des âges modèles Nd de 2240 Ma environ. Les rapports initiaux du Sr sont de 0,7008 à 2,1 Ga. Il s'agit donc d'un magmatisme juvénile ($\epsilon_{Nd} = +3$ à l'âge zircon, c'est-à-dire 2100 Ma) équivalent de celui du domaine protérozoïque (s. st.) à l'Est de la faille du Sassandra.

Il est important de noter que entre 3,1 Ga et 2,24 Ga, aucun magmatisme juvénile n'est mis en évidence.

B. Magmatismes et métamorphisme granulitique

Les formations les plus vieilles sont localisées dans le domaine Nord; il s'agit des gneiss gris tonalitiques YAL-1 datés à 3048 ± 8 Ma. Ils se mettent donc en place au cours de l'événement Léonien défini en Sierra Leone par MacFarlane et al. (1980). La présence de coeur dans certains zircons ainsi que l'obtention d'âge à 2824 ± 6 Ma indiquent l'implication de ces formations dans un second événement au Libérien. Cet événement correspond à la granulitisation des différents ensembles du domaine archéen de Man, à la mise en place d'un certain nombre de massifs charnockitiques : Mangouin (2800 ± 8 Ma) et Dompleu (Camil, 1984) dans le domaine Nord, le Mt Douan dans le domaine Sud (2808 ± 10 Ma). L'occurrence de monazite datée à 2830 ± 7 Ma dans des mobilisats anatectiques du domaine intermédiaire indiquerait que l'événement Libérien débute par une migmatitisation du socle. Un héritage continental d'un âge minimum de 3195 ± 20 Ma est mis en évidence par les zircons de ces mobilisats.

Après le Libérien, dont la phase de refroidissement se situe vers 2741 ± 10 Ma (Grt-RT Sm-Nd), aucune perturbation apparente ne semble affecté le domaine Archéen jusqu'au Protérozoïque. L'âge des zircons des gneiss migmatitiques à biotite du domaine Sud devra être déterminé avec précision afin de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

C. L'influence birimienne

L'implication du domaine archéen de Man dans les événements du Paléoprotérozoïque est l'un des résultats importants que met en évidence ce travail. L'analyse systématique du grenat dans les formations qui en contenait a permis de révéler ce caractère.

1-. l'influence précoce

Elle se produit en moyenne vers 2250 ± 30 Ma. Elle semble simplement thermique dans le domaine Nord où le système Pb-Pb du grenat des granulites roses est perturbé vers 2278 ± 21 Ma alors que le système Sm-Nd reste clos à 2,7 Ga. La température d'ouverture du système Pb-Pb du grenat est donc inférieure à celle du système Sm-Nd.

Dans le domaine intermédiaire, l'influence birimienne est limitée à l'Ouest de la bande de Logoualé avec un âge maximum de 2246 ± 44 Ma. Elle entraîne la fusion partielle du socle dans de faible proportion.

RECAPITULATIF DES PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS DANS LE DOMAINE SUD

Reprise des formations Archéennes
au Birimien

Deux étapes pour la reprise des formations archéennes au Birimien

* Etape précoce: à environ 2250 ± 50 Ma

RT - Grt dans mobilisat anatectique
et sédiment

* Etape tardive: à environ 2100 ± 40 Ma

Zircon et monazite recristallisés partiellement
à totalement

Sphène et grenat à 2,05 Ga

Décompression de granulites basiques

2-. L'influence majeure

Elle a lieu vers 2100 ± 30 Ma. Elle se localise encore dans le domaine intermédiaire où des sphènes à 2064 ± 13 Ma dans des orthogneiss ocellés indiqueraient une activité probable de la faille de Man-Danané et dans la bande de Logoualé (domaine Sud) où la fusion de sédiments est révélée par les zircons et les monazites des gneiss migmatitiques à biotite (entre 2140 et 2070 Ma).

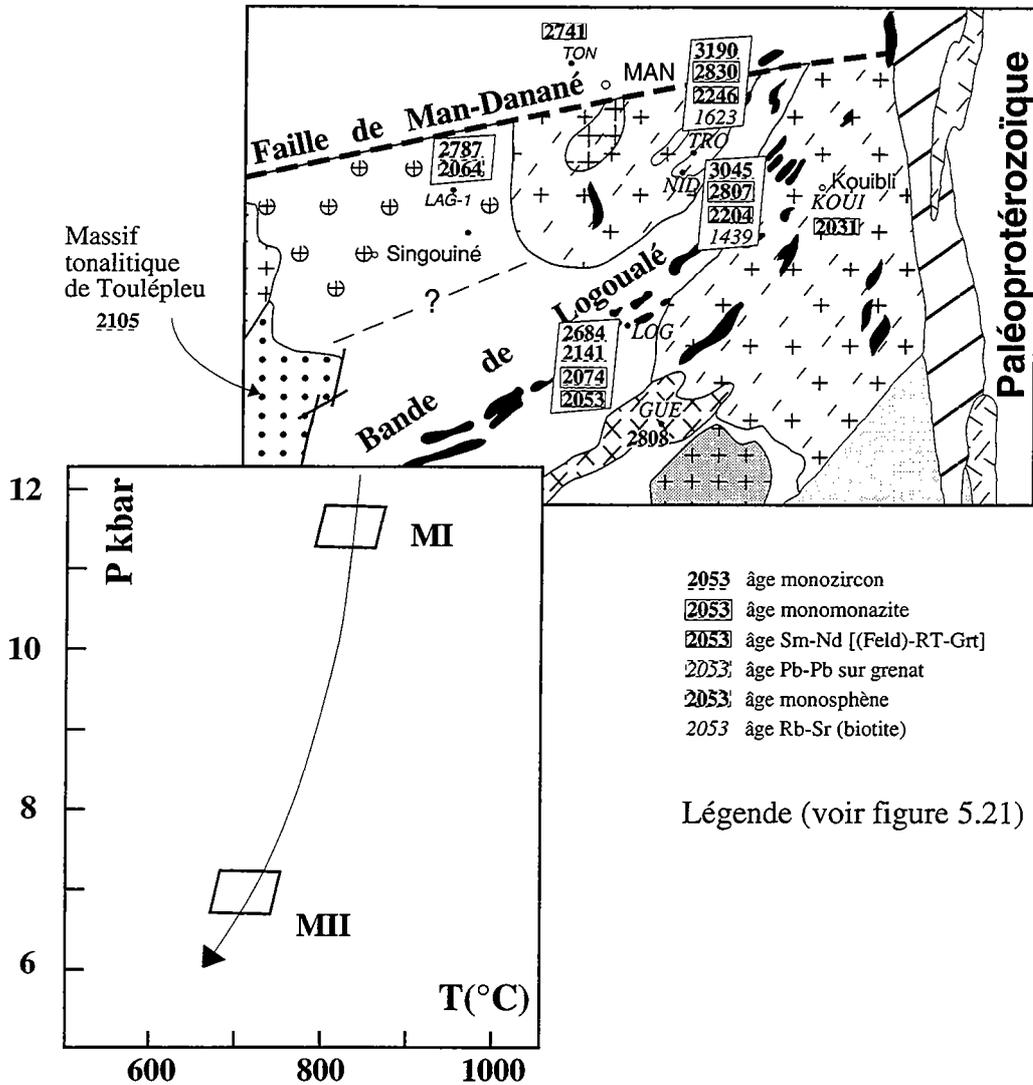


Fig. 5.20. Carte schématique du domaine Sud montrant les principaux résultats obtenus et diagramme P-T des granulites basiques KOUI-2.

3-. La cause

La cause principale de cette perturbation est la mise en place d'un magmatisme juvénile au Protérozoïque Inférieur (2105 ± 13 Ma) représenté par l'unité de Toulépleu au sein du domaine archéen. Elle est contemporaine de celle qui va créer la croûte birimienne dans le domaine Baoulé-Mossi.

Le flux thermique nécessaire à la fusion des formations archéennes est probablement apporté par ce magmatisme. Le domaine Sud serait affaîssé par rapport au domaine Nord (Camil, 1984) et l'occurrence de métasédiments dans la bande de Logoualé serait en accord avec une croûte plus amincie à cet endroit.

Le sous-placage des magmas birimiens sous la croûte archéenne pourrait entraîner une remontée de cette dernière. La conséquence directe est la décompression observée dans les granulites de la région de Kouibli, à la bordure Est du domaine de Man. Les linéations minérales dans cette région indiquent effectivement un mouvement en faille normale (Delor, communication personnelle).

D. L'événement vers 1600 Ma

Il correspond à la refusion de formation archéenne dans le domaine de Man. Dans le domaine SASCA, une étude isotopique sera nécessaire afin de savoir si les plutons alcalins (type Mt Troquoi) correspondent à un magmatisme juvénile.

E. Comportement des géochronomètres (Pb-Nd-Sr)

L'utilisation de différentes méthodes de datation appliquées aux phases minérales nous permet d'estimer les températures relatives d'ouverture et de fermeture des différents systèmes isotopiques. Les résultats des calculs thermobarométriques effectués sur la granulite basique indiquent qu'elle se rééquilibre totalement à 730 ± 30 °C et 7 ± 1 kbar. Nous considérons qu'à l'issue de cette phase, vers 700°C environ, le grenat devient un système clos. Hensen et Zhou (1995) suggère une température de fermeture supérieure à 700°C, à partir de grenat partiellement rétrotransformé dans des granulites d'âge Panafricain de l'Antarctique. Certaines études indiquent des températures de l'ordre de 500 à 600°C (Humphries et Cliff, 1982; Mezger, 1982), tandis que d'autres indiquent des températures élevées de l'ordre de 850°C (par exemple Jagoutz, 1988). On peut supposer que cette température se situe dans un intervalle allant de 600 à 800°C et qu'elle est fonction du faciès métamorphique, de la paragenèse minérale et de la taille du grain. Cette gamme de température est équivalente à celle déterminée expérimentalement par Cherniak (1993) pour la diffusion du Pb dans le sphène.

1- Domaine granulitique Nord

Le système Sm-Nd du grenat des granulites roses est resté clos depuis l'Archéen avec un âge à 2741 ± 10 Ma, alors que le système Pb-Pb est perturbé au Protérozoïque inférieur vers 2278 ± 21 Ma. La température de diffusion du Pb du réseau cristallin du grenat est inférieure à celle des terres rares (Nd et Sm). Les formations du domaine Nord n'ont probablement pas subi de température supérieure à 700°C depuis la fin de l'événement Libérien. On pourrait contraindre ou approcher l'âge du pic de métamorphisme si on utilise le système U-Pb, qui a une température de fermeture plus élevée.

2- Domaine granulitique et migmatitique intermédiaire

Dans le mobilisat anatectique TRO-4 et la kinzigite NID-1, la monazite n'a pas été perturbée par les influences birimiennes. Elle est restée close depuis au moins 2,8 Ga. Le grenat dans ces formations est perturbé et nous indique que le système Sm-Nd du grenat a une température d'ouverture inférieure à celle de la monazite, qui est certainement supérieure à 700°C. Ce résultat est en accord avec ceux obtenus par d'autres auteurs tels que Copeland et al. (1988) (720-750°C), Parrish (1990) (725 ± 25 °C) et Kingsbury et al. (1993) (entre 740 et 790°C).

L'âge obtenu à 2246 ± 44 Ma correspond-t-il à un mélange? En effet, la présence d'inclusions de monazite ou de zircon dans le grenat peut influencer l'âge RT-Grt. Cela est vrai si la monazite ou le zircon sont évidemment plus vieux que le grenat. Dans le cas de la monazite, sa présence entraîne une baisse du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ jusqu'à des valeurs plus ou moins proches de la roche totale (Hensen et Zhou, 1995). Cela n'est pas notre cas car les rapports sont assez élevés (fig. 5.12). De plus, le bon alignement du plagioclase sur les isochrones suggère l'absence de telles inclusions et un équilibre isotopique entre les différentes phases minérales dans les échantillons. DeWolf et al. (1996) recommandent une étude par trace de fission afin de détecter la présence d'inclusions riches en uranium (monazite ou zircon) dans le grenat et une analyse U-Pb par étape successive de dissolution. Cette dernière permettra de mesurer l'impact de ces inclusions au cas où celles-ci auraient des compositions isotopiques différentes du grenat.

La température d'ouverture du système U-Pb du sphène se situerait donc dans la gamme de celle du système Sm-Nd du grenat. La remise à zéro de ces géochronomètres au Protérozoïque inférieur confirmerait cette observation.

Le système Rb-Sr du grenat se comporte comme le système Rb-Sr de la biotite. Le Sr diffuserait dans le grenat à une température sensiblement identique à la diffusion du Sr dans la biotite, c'est-à-dire vers 300°C .

3-. Le domaine des gneiss migmatitiques à biotite

Les recristallisations qui surviennent pendant l'anatexie des formations vont entraîner des mélanges de Pb archéen et de Pb protérozoïque, d'où les âges intermédiaires obtenus. Dans le cas de la monazite, des études sur sa paragenèse indiquent qu'elle a une origine métamorphique (Overstreet, 1967; Kingsbury et al., 1993). Smith et Barreiro (1990) ont montré que sa cristallisation débute vers 500°C , à la limite de l'isograde du staurotide. Cela signifie que les recristallisations et les surcroissances de monazite seront importantes dans le domaine Sud car des températures de l'ordre de 700°C sont atteintes. La capacité de ce minéral à retenir du Pb à des températures supérieures à 700°C va occasionner des mélanges de Pb de composition isotopique différente.

Le système Sm-Nd du grenat serait complètement rééquilibré au cours de l'anatexie si on suppose que celui-ci est une phase héritée. Mais le grenat dans les gneiss migmatitiques correspond probablement à une phase néoformée.

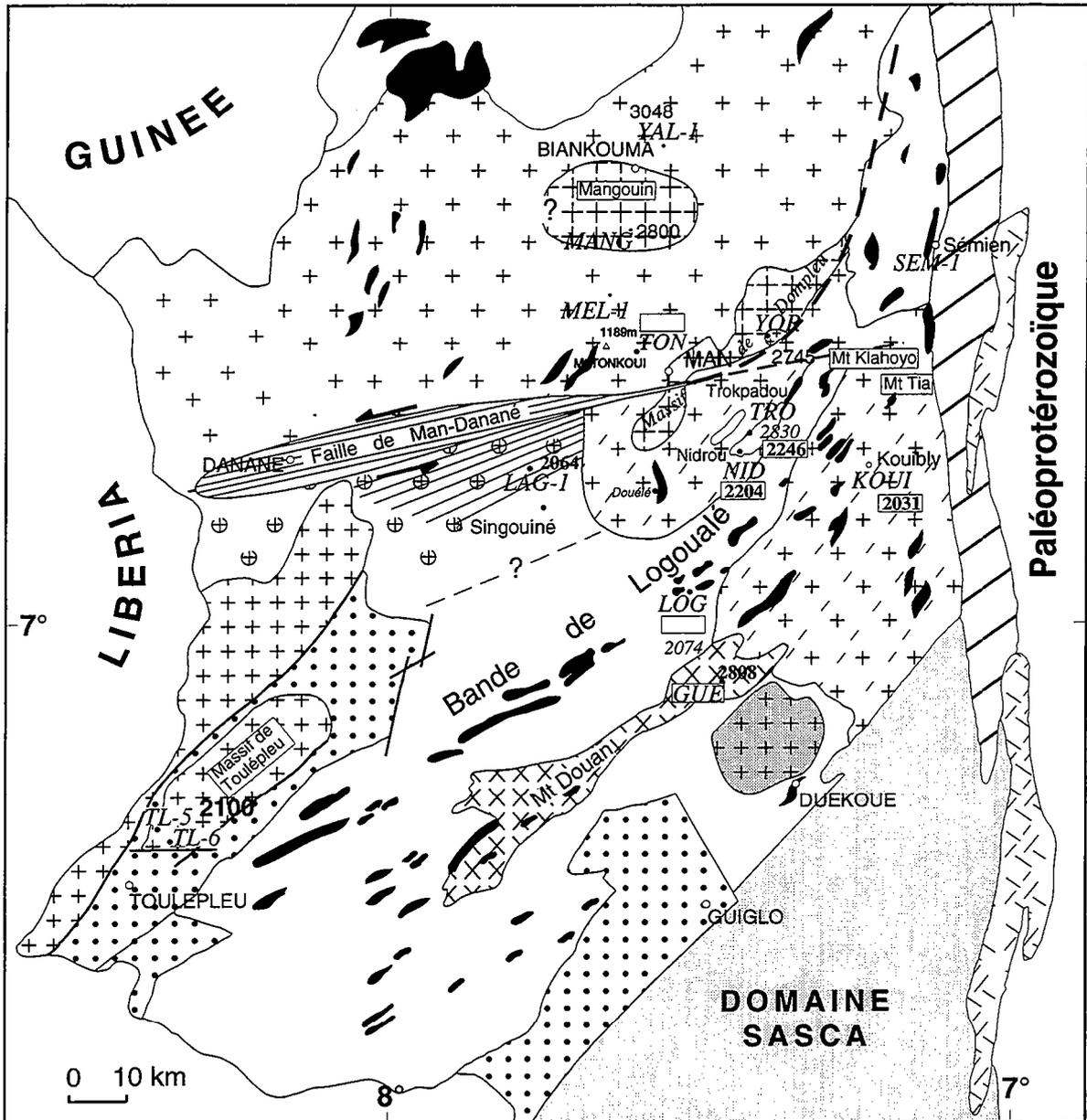
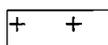
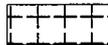
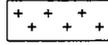
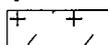
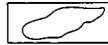
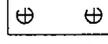


Fig. 5.21-. Archéen du craton Ouest-Africain en Côte d'Ivoire et localisation des âges obtenus

Domaine granulitique Nord

-  Gneiss gris tonalitiques
-  Charnockites
-  Amphibolo-pyroxénite avec ou sans quartzite
-  Granodiorites

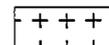
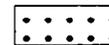
Domaine granulitique et migmatitique intermédiaire

-  Migmatites à hypersthène
-  Ilots de gneiss alumineux
-  Orthogneiss œillés
-  Amphibolo-pyroxénite avec ou sans quartzite

Domaine Sud des gneiss migmatitiques à biotite

-  Gneiss migmatitiques à biotite
-  Complexe des quartzites
-  Gneiss charnockitiques et leptynites
-  granite supracrustal

Formations d'âge Birimien de Toulépleu

-  Granitoïdes
-  Métasédiments

-  Faille
-  zone mylonitique de la faille de Man-Danané
-  zone mylonitique de la faille du Sassandra et volcanites birimiennes
-  ? contact ou contour inconnu

Tab. 5.2 Résultats des analyses isotopiques Sm-Nd

Echantillon	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm 144Nd	143Nd 144Nd	erreur	Epsilon 0		Epsilon Nd				Tdm(Ma)
						-6	T zircon	Tz	3.5 Ga	2.8 Ga	2.1 Ga	
Domaine granulitique Nord												
<u>Gneiss gris tonalitique</u>												
YAL-1	3.61	18.68	0.1167	0.510950	5	-32.97	3000	-2.4	-1.8	-4.4	-11.5	3431
TON-1	3.26	19.18	0.1027	0.510741	5	-37.04	2800	-3.5	-0.5	-3.5	-11.9	3284
<u>Charnockite (tonalite)</u>												
MANG-1	7.17	40.93	0.1058	0.510831	6	-35.29	2800	-2.8	0.1	-2.8	-10.9	3253
<u>granulites roses (Granites)</u>												
TON-3	1.67	9.80	0.1039	0.510814	4	-35.62	2500	-5.8	0.7	-2.2	-10.6	3200
TON-3 bis	0.81	4.18	0.1176	0.511030	4	-31.41	2500	-6.2	-0.6	-3.2	-10.2	3337
<u>Granodiorites</u>												
YOR-2	10.15	68.31	0.0898	0.510513	7	-41.49	2745	-4.0	0.1	-3.3	-12.8	3220
Domaine granulitique et migmatitique intermédiaire												
<u>Gneiss migmatitique à hypersthène</u>												
KOUI-1	5.96	30.39	0.1185	0.511075		-30.53			-0.1	-2.6	-9.6	3298
<u>Granulite basique</u>												
KOUI-2	2.31	5.82	0.2404	0.513426	5	15.33						
	2.37	5.99	0.2396	0.513401	5	14.84						
<u>Orthogneiss caillé (granodiorite)</u>												
LAG-1	8.87	52.77	0.1016	0.510737	5	-37.12	2800	-3.2	-0.1	-3.2	-11.6	3257
	7.24	41.66	0.1050	0.510826	7	-35.39	2800	-2.6	0.3	-2.6	-10.8	3236
<u>Métasédiment (kinzigite)</u>												
NID-1	2.36	10.07	0.1415	0.511407	6	-24.05	3000	-2.9	-2.6	-4.3	-9.3	3649
	2.39	10.59	0.1365	0.511358	6	-25.01	3001	-2.0	-1.6	-3.5	-8.9	3509
<u>Mobilisat anatectite (granite)</u>												
TRO-4	4.29	28.71	0.0902	0.510441	8	-42.90	3200	0.6	-1.4	-4.8	-14.4	3318
Domaine Sud des gneiss migmatitiques à biotite												
<u>Gneiss migmatitiques à biotite (granites)</u>												
LOG-1	5.32	32.85	0.0978	0.510673	4	-38.37	2650	-4.9	0.1	-3.0	-11.9	3234
LOG-2	5.10	31.07	0.0992	0.510717	5	-37.51	2680	-4.2	0.4	-2.7	-11.4	3214
<u>Gneiss charnockitique (Granodiorites)</u>												
GUE-1	2.86	17.61	0.0983	0.510780	5	-36.28	2800	-1.1	2.0	-1.1	-9.9	3107
Formations birimiennes de Toulépleu												
<u>Tonalites</u>												
TL-5	3.00	18.33	0.0989	0.511451	5	-23.19	2100	3.0			3.0	2245
TL-8	2.57	15.87	0.0979	0.511419	7	-23.82	2101	2.7			2.7	2268

Analyse minéraux

Echantillon	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm 144Nd	143Nd 144Nd	erreur x10 ⁻⁶	(Feld)-Gt/rt (Ma)	Erreur 2 sigma
TON-3b Grt	6.23	1.34	2.8334	0.560177	16		
	6.21	1.36	2.7892	0.559349	5	2741	10
TON-3b Fk	0.91	5.22	0.1051	0.510816	4		
TRO-4 Gt r.	9.39	3.54	1.6096	0.532615	5		
	5.75	2.97	1.1755	0.526692	10	2246	44
TRO-4 Grt or.	6.25	3.37	1.1247	0.525479	15	2210	30
TRO-4 Fk	1.43	11.59	0.0746	0.510136	6		
	1.62	12.66	0.0772	0.510208	5	Total 2237	33
NID-1 Grt	4.06	6.58	0.3734	0.514787	6		
	4.06	5.90	0.4166	0.515439	6		
NID-1PI	1.04	10.06	0.0625	0.510299	5	2203	21
KOUI-2 Grt	1.67	1.27	0.7992	0.520884	5		
	1.67	1.14	0.8873	0.522121	12		
KOUI-2 PI	0.66	4.51	0.0890	0.511423	8	2031	13
LOG-1 Grenat	3.00	2.65	0.6851	0.518612	14	2053	15

Sr MAN

Tab. 5.3. Résultats des analyses isotopiques Rb-Sr

Echantillon	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{87Rb}{86Sr}$	$\frac{87Sr}{86Sr}$	erreur $\times 10^{-6}$	T Zircon	lo à Tz	lo à 3,05 Ga	lo à 2,8 Ga	lo à 2,1 Ga
Domaine granulitique Nord										
<u>Gneiss gris tonalitique</u>										
YAL-1	7	415	0.05	0.705080	9	3000	0.7030	0.7029	0.7031	0.7036
TON-1	24.73	329	0.22	0.711515	10	2750	0.7029	0.7019	0.7027	0.7049
<u>Charnockite (tonalite)</u>										
MANG-1	20.29	448	0.13	0.707737	11	2800	0.7024	0.7019	0.7024	0.7038
<u>Granulites roses (granite)</u>										
TON-3	70.18	96	2.12	0.794387	8	2500	0.7176	0.7004	0.7082	0.7301
<u>Granodiorite</u>										
YOR-2	95	263	1.05	0.745469	6	2745	0.7038	0.6990	0.7029	0.7137
Domaine granulitique et migmatitique intermédiaire										
<u>Gneiss migmatitique à hypersthène (tonalite)</u>										
KOUI-1	17	201	0.24	0.716057	6			0.7052	0.7061	0.7086
<u>Granulite basique</u>										
KOUI-2	0.16	55	0.008	0.7009	11			0.7006	0.7006	0.7007
<u>Orthogneiss œillé (Granodiorite)</u>										
LAG-1	105	267	1.14	0.746221	9	2800	0.7000		0.7000	0.7117
<u>Métasédiment (kinzigite)</u>										
NID-1	82	93	2.57	0.800192	12	3050	0.6865		<u>2650 Ma</u> 0.7017	0.7224
<u>Mobilisat anatectite (granite)</u>										
TRO-4	89	288	0.89	0.741183	9	3200	0.6996	0.7016	0.7049	0.7141
Domaine Sud des gneiss migmatitique à biotite										
<u>Gneiss migmatitiques à biotites (granites)</u>										
LOG-1	163	95	5.06	0.911935	8	2680	0.7155	0.6878	0.7066	0.7587
<u>Gneiss charnockitique (granodiorite)</u>										
GUE-1	57	265	0.62	0.726644	11	2830	0.7012	0.6992	0.7015	0.7079
Formations birmanne de Toulépleu										
<u>Tonalites</u>										
TL-5	52	424	0.35	0.711522	8	2100	0.7008			0.7008
TL-8	81	227	1.03	0.731695	8	2100	0.7004			0.7004

Analyse minéraux

	analyse	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{87Rb}{86Sr}$	$\frac{87Sr}{86Sr}$	erreur $\times 10^{-6}$		Ages minéraux Ma	Erreur	
	NID-1	12010	2.842	2.376	3.50	0.820936	18			
	Grenat							Bt/Gt	1438	30
	NID-1	12010	442.781	23.622	61.14	2.009620	21	RT/Bt	1439	30
	Biotite									
	TRO-4	12009	523.658	20.796	87.48	2.759632	26	RT/Bt	1623	32
	Biotite									

Analyses zircons
Man

Tab. 5.4 Résultats des analyses monozircon par évaporation directe

Echantillons	analyses	n rapports	Palier d'éva- poration	<u>206Pb</u>	<u>207Pb</u>	erreur 2 s m x 10-4	<u>207Pb</u>	Age Ma 207Pb 206Pb	erreur totale 1 s	
				<u>204Pb</u> corr 6/4	<u>206Pb</u> mesuré		<u>206Pb</u> corrigé			
* CAMECA Finnigan j: mode dynamique										
Domaine granulitique Nord										
Gneiss Gris tonalitique										
YAL-1	grain 1: br cl all bipyramidé	19	2.6	3681	0.2017	3	0.1987	2816	8	
		18	2.6	2736	0.1966	50	0.1924	2760	101	
	grain 2: br cl peu all ± oval	19	2.6	75344	0.2218	6	0.2220	2995	8	
		20	2.6	79595	0.2221	4	0.2223	2997	5	
		18	2.6	80232	0.2231	2	0.2233	3004	3	
		20	2.6	82159	0.2235	3	0.2236	3007	4	
		18	2.6	87647	0.2234	1	0.2234	3006	2	
		20	2.6	99831	0.2231	2	0.2232	3004	3	
		19	2.6	116138	0.2227	1	0.2228	3001	2	
					moyenne 134 rapports		3002		4	
	grain 3: br all ± trapu	19	2.6	4053	0.2019	9	0.1992	2819	16	
		18	2.6	4145	0.2028	4	0.2001	2827	7	
		20	2.6	4248	0.2018	4	0.1991	2819	6	
		20	2.6	4389	0.2019	3	0.1995	2822	5	
		20	2.6	4519	0.2026	2	0.2002	2828	4	
				moyenne 78 rapports		2824		6		
17		2.8	25943	0.2135	7	0.2134	2932	10		
19		2.8	29441	0.2137	6	0.2136	2933	7		
20		2.8	30831	0.2130	3	0.2129	2938	4		
20		2.8	24581	0.2127	4	0.2124	2924	6		
20	2.8	20027	0.2119	5	0.2114	2916	7			
				moyenne 96 rapports		2926		8		
grain 4 : br cl all subautom	20	2.6	1691	0.2312	11	0.2243	3012	20		
	20	2.8j	70847	0.2291	2	0.2291	3046	4		
	20	2.8j	64917	0.2297	2	0.2298	3051	3		
	140	2.8	52919	0.2294	2	0.2294	3048	8		
	20	3.2j	45977	0.2297	6	0.2298	3051	8		
TON-1	grain 1: rd* >149mm	19	2.6	309	0.2248	4	0.1843	2692	19	
		18	2.6	284	0.2322	6	0.1906	2747	22	
	grain 2: br rd >149mm xénomorphe	20	2.6	371	0.2098	5	0.1773	2628	11	
		20	2.6	373	0.2093	3	0.1768	2623	6	
		17	2.6	386	0.2093	3	0.1779	2634	7	
		20	2.6	395	0.2093	3	0.1788	2642	7	
		19	2.6	429	0.2093	3	0.1812	2664	10	
					moyenne 96 rapports		2639		10	
	19	2.8j	1141	0.2013	6	0.1912	2752	11		
	20	2.8	1312	0.2008	4	0.1920	2759	9		
	20	2.8	1622	0.1995	6	0.1922	2761	12		
	19	2.8	2272	0.1978	4	0.1928	2766	10		
	19	2.8	2426	0.1989	6	0.1941	2777	11		
					moyenne 78 rapports		2770		14	
	grain 3: br rd	20	2.6	1266	0.1985	4	0.1891	2735	11	
18		2.6	1108	0.2012	3	0.1905	2747	9		
				moyenne 38 rapports		2740		17		
20		2.8	1813	0.1994	7	0.1930	2768	15		
20		2.8	2033	0.1964	6	0.1907	2748	12		
20		2.8	1830	0.1969	2	0.1905	2747	5		
20		2.8	2055	0.1970	3	0.1913	2754	7		
				moyenne 60 rapports		2750		6		
MANG-1	(1)*: autom al br	10	2.8	21546	0.1948	1	0.1938	2775	21	
	(2) : autom al br	20	2.6	20675	0.1978	4	0.1975	2806	7	
		20	2.6	20208	0.1980	3	0.1976	2807	4	
		20	2.6	17115	0.1978	1	0.1973	2804	2	
Charnockite (tonalite)										

Analyses zircons
Man

Echantillons	analyses	n rapports	Palier d'éva- poration	206Pb 204Pb corr 6/4	207Pb 206Pb mesuré	erreur 2 s m x 10-4	207Pb 206Pb corrigé	Age Ma 207Pb 206Pb	erreur totale 1 s	
		20	2.6	17781	0.1975	1	0.1970	2801	1	
		20	2.6	18375	0.1976	1	0.1971	2802	2	
		20	2.8	11128	0.1987	1	0.1977	2808	12	
	(3) : br cl ±limp à opa	40	2.6	6969	0.1976	5	0.1961	2794	13	
		140	2.8	100419	0.1971	2	0.1970	2802	7	
		100	3.2	205728	0.1964	2	0.1965	2797	7	
	(4) : 3 pts, rés à gras orang	20	2,6j	71536	0.1832	7	0.1832	2682	12	
		40	2,6j	63557	0.1896	5	0.1895	2738	10	
		140	2.8	214202	0.1959	1	0.1960	2793	3	
		40	3.2	224956	0.1965	9	0.1966	2798	7	
	(5) : br j gras à vitreux limp	20	2.6j	108799	0.1977	2	0.1978	2808	3	
		20	2.8j	25498	0.1973	4	0.1971	2803	6	
				Granulites roses (granite)						
TON-3	(1) : pts br autom.	20	2.6	154	0.2299	2	0.1499	2344	11	
		19	2.6	147	0.2337	2	0.1499	2345	12	
		20	2.6	161	0.2282	22	0.1518	2365	97	
		20	2.6	226	0.2091	7	0.1549	2401	31	
		76	2.6	254	0.2042	1	0.1553	2405	8	
		20	2.8	276	0.2004	22	0.1555	2406	58	
TON-3 bis	(1) : br f op	60	2.6	135	0.2581	2	0.1704	2562	5	
		100	2.8	136	0.2567	1	0.1696	2554	6	
	(2) : 4 pts br f arr rés	20	2.6	124	0.2727	4	0.1786	2640	15	
				Granodiorites						
YOR-2	grain 1 : br autom S25	20	2.8 j	55366	0.1910	3	0.1909	2750	4	
		20	2.8 j	50482	0.1901	2	0.1901	2743	2	
				moyenne 40 rapports						2745
									4	
				Domaine granulitique et migmatitique intermédiaire						
				Orthogneiss œillé (granodiorite)						
LAG-1	grain 1: sub autom al br	19	2.6	13839	0.1875	3	0.1869	2715	6	
		18	2.6	9520	0.1886	2	0.1878	2721	3	
		19	2.6	8786	0.1889	2	0.1878	2723	3	
		19	2.6	8244	0.1894	2	0.1880	2725	4	
		20	2.6	7948	0.1890	1	0.1877	2722	3	
		20	2.6	7919	0.1890	2	0.1876	2722	4	
				moyenne 115 rapports						2721
		19	2.8	60791	0.1952	6	0.1953	2788	10	
		18	2.8	61805	0.1961	4	0.1959	2793	7	
		20	2.8	64923	0.1955	2	0.1956	2790	4	
		20	2.8	69475	0.1948	2	0.1948	2784	4	
		20	2.8	70692	0.1949	2	0.1949	2784	4	
				moyenne 96 rapports						2787
		19	3	68979	0.1951	16	0.1951	2786	30	
		20	3	72289	0.1926	20	0.1926	2764	38	
	grain 2: autom br cl trapu	20	2.8	16162	0.1951	3	0.1946	2782	4	
		17	2.8	17058	0.1949	1	0.1944	2779	2	
		19	2.8	17811	0.1948	2	0.1943	2779	3	
		20	2.8	18590	0.1946	2	0.1941	2778	3	
		19	2.8	18567	0.1949	2	0.1944	2779	3	
				moyenne 95 rapports						2779
		20	3.1	6914	0.1971	13	0.1956	2790	25	
		20	3.1	7210	0.1957	6	0.1944	2780	11	
		20	3.1	7773	0.1955	5	0.1941	2777	10	
		20	3.1	8101	0.1977	4	0.1964	2797	8	
		20	3.1	9002	0.1973	3	0.1960	2794	5	
		19	3.1	9280	0.1978	2	0.1964	2799	4	
		19	3.1	9369	0.1976	2	0.1965	2797	4	

Analyses zircons
Man

Echantillons	analyses	n rapports	Palier d'éva- poration	moyenne 78 rapports				2797	5	
				206Pb 204Pb corr 6/4	207Pb 206Pb mesuré	erreur 2 s m x 10-4	207Pb 206Pb corrige	Age Ma 207Pb 206Pb	erreur totale 1 s	
NID-1	grain 3 : br cl limp ± opa >150 mm S24	40	2.6	1376	0.2014	2	0.1929	2767	7	
		20	2.8 j	6795	0.1937	5	0.1922	2761	10	
		20	3.2 j	6603	0.1949	6	0.1933	2770	11	
		20	3.2 j	4966	0.1960	3	0.1939	2775	6	
		20	3.2 j	4423	0.1958	4	0.1933	2770	8	
	grain 4 : br cl ± limp à opa < 149 mm S24	40	2.6 j	883	0.1867	3	0.1726	2583	9	
		40	2.8 j	5374	0.1897	3	0.1877	2722	10	
		20	3.2 j	3852	0.1895	3	0.1866	2712	7	
		Métasédiment (kinzigite)								
		grain 1: sub autom al arrd br	19	2.6	26139	0.2128	3	0.2125	2925	5
	19		2.6	38233	0.2135	1	0.2134	2932	2	
	20		2.6	39513	0.2136	1	0.2136	2933	2	
	20		2.6	45920	0.2160	1	0.2159	2951	1	
	18		2.6	45213	0.2154	1	0.2153	2946	1	
20	2.6		61117	0.2157	1	0.2157	2949	1		
20	2.6		59058	0.2153	1	0.2153	2946	1		
moyenne 136 rapports								2940	2	
20	2.8		20997	0.2185	51	0.2182	2967	7		
18	2.8		35330	0.2217	29	0.2216	2992	4		
20	2.8		41365	0.2249	49	0.2247	3015	9		
20	2.8		63576	0.2248	83	0.2251	3017	12		
18	2.8		63039	0.2268	50	0.2268	3030	8		
20	2.8		64118	0.2264	40	0.2265	3027	6		
17	2.8	65313	0.2270	20	0.2270	3031	3			
20	2.8	70480	0.2285	154	0.2290	3045	22			
moyenne 115 rapports								3026	11	
grain 2: sub autom al br	20	2.6	2166	0.1759	4	0.1704	2561	10		
	20	2.6	3247	0.1813	9	0.1777	2631	19		
	20	2.6	3155	0.1811	5	0.1775	2630	9		
	20	2.6	3022	0.1812	6	0.1773	2627	12		
	20	2.6	2932	0.1820	8	0.1781	2635	14		
	20	2.6	2864	0.1829	4	0.1788	2642	8		
TRO-4	grain 1: sub autom al br >150mm	18	2.6	1512	0.2464	1	0.2393	3115	1	
		20	2.6	1614	0.2462	1	0.2395	3117	3	
		19	2.6	1575	0.2463	1	0.2395	3117	1	
	moyenne 57 rapports								3116	
	19	2.8	8586	0.2527	14	0.2517	3195	20		
	18	2.8	11005	0.2510	10	0.2502	3185	12		
	moyenne 24 rapports								3190	16
	grain 2: rd surfacété br	20	2.6	7247	0.2408	2	0.2396	3117	3	
		20	2.6	8230	0.2425	2	0.2414	3129	3	
		20	2.6	9570	0.2440	1	0.2432	3141	2	
20		2.6	10968	0.2453	1	0.2446	3150	2		
60		2.6	12139	0.2466	1	0.2459	3159	2		
grain 3: xeno br cl limp	40	2.6 j	673	0.2029	3	0.1852	2700	9		
	80	2.8	5781	0.2441	4	0.2424	3136	12		
Domaine Sud des gneiss migmatitiques à biotite										
LOG-1	(1) : autom br ± opa à limp type S6 à S1	Gneiss migmatitiques à biotite (granite)								
		20	2.8	1292	0.1864	2	0.1772	2627	5	
		20	2.8	1082	0.1849	4	0.1737	2594	54	
		20	2.8	1074	0.1862	12	0.1746	2602	24	
		20	3.2j	2936	0.1819	7	0.1779	2633	17	
	20	3.2j	2702	0.1824	6	0.1780	2635	11		
	(2) : br opa qq inclusions type S3 moy.	80	2.6	2028	0.1773	3	0.1714	2571	11	
		120	2.8	3902	0.1806	2	0.1777	2631	8	
	(3) : blanchâtre avec taches brunes type L2 moy.	20	2.6	1034	0.1602	2	0.1479	2322	9	
		20	2.8	1777	0.1405	1	0.1332	2141	4	

Analyses zircons
Man

Echantillons	analyses	n rapports	Palier d'évaluation	206Pb 204Pb corr 6/4	207Pb 206Pb mesuré	erreur 2 s m x 10-4	207Pb 206Pb corrigé	Age Ma 207Pb 206Pb	erreur totale 1 s		
	(4) : br opa q ±limp type S9	17	2,6 j	501	0.1740	8	0.1480	2323	19		
			2,8 j	7439	0.1827	2	0.1812	2664	3		
			2,8 j	4443	0.1816	4	0.1791	2645	8		
LOG-2	(1)*: autom al br	17	2,8a	3013	0.1869	3	0.1828	2678	10		
			9	2,8b	2205	0.1889	2	0.1834	2684	4	
							moyenne 26 rapports	2681	7		
	(2) : 2 pts br autom	20	2.6	1641	0.1850	3	0.1777	2632	7		
			20	2.6	1625	0.1860	3	0.1786	2640	6	
						moyenne 40 rapports	2638	6			
Gneiss charnockitique (granodiorite)											
GUE-1	grain 1: prism bipyr trap br	20	2.8	8473	0.1976	6	0.1965	2798	10		
			20	2.8	8852	0.1964	4	0.1952	2787	8	
			19	2.8	9635	0.1965	2	0.1955	2789	4	
			20	2.8	8614	0.1969	2	0.1958	2791	3	
			20	2.8	9384	0.1968	1	0.1957	2791	3	
									moyenne 99 rapports	2791	6
			18	3	18947	0.1996	4	0.1994	2821	6	
			18	3	14595	0.2007	3	0.2001	2827	9	
			18	3	8773	0.1976	4	0.1965	2797	8	
			18	3	10857	0.1984	1	0.1976	2806	3	
	19	3.2	6450	0.1985	3	0.1968	2800	10			
	18	3.2	6340	0.1997	3	0.1981	2811	8			
							moyenne 109 rapports	2810	7		
	grain 2: br prism al	20	2.6	21360	0.1936	11	0.1931	2769	20		
			19	2.6	17280	0.1918	7	0.1911	2752	11	
			20	2.6	20679	0.1915	6	0.1911	2752	11	
			20	2.6	21871	0.1924	8	0.1921	2760	15	
									moyenne 79 rapports	2759	16
			20	2.8	71002	0.1971	11	0.1972	2805	19	
			18	2.8	62950	0.1976	6	0.1978	2808	10	
20			2.8	56623	0.1977	6	0.1977	2808	11		
20			2.8	49004	0.1986	6	0.1983	2813	10		
18			2.8	47514	0.1982	1	0.1982	2811	2		
20	2.8	43498	0.1974	2	0.1975	2805	3				
						moyenne 116 rapports	2808	10			

Formations birimiennes de Toulépleu

Tonalites

TL-5 granodiorite Toulépleu facies leuco nord	grain 1: autom al ros	20	2.6	6896	0.1317	7	0.1299	2097	18		
			20	2.6	7131	0.1310	7	0.1291	2086	21	
			20	2.6	6819	0.1311	7	0.1292	2087	16	
			20	2.6	6396	0.1326	6	0.1305	2105	18	
									moyenne 80 rapports	2094	
			20	2.8	14494	0.1315	9	0.1310	2111	23	
			18	2.8	14983	0.1311	4	0.1304	2103	12	
			19	2.8	14489	0.1311	2	0.1303	2102	5	
									moyenne 57 rapports	2104	13
			20	3	13284	0.1291	12	0.1282	2074	37	
TL-8 b granodiorite Toulépleu facies mélando sud	grain1: autom trap ros	20	2.6	5650	0.1324	5	0.1302	2101	16		
			18	2.6	6385	0.1325	3	0.1307	2107	7	
			20	2.6	5243	0.1324	4	0.1299	2097	11	
			19	2.6	4238	0.1325	3	0.1295	2092	11	
			18	2.8	18523	0.1302	9	0.1296	2093	28	
			20	2.8	18479	0.1310	9	0.1304	2103	26	
			19	2.8	17371	0.1313	9	0.1306	2106	26	
			20	2.8	16743	0.1294	9	0.1269	2084	25	
						moyenne 154 rapports	2098	26			

Tab. 5.5. Résultats des analyses par évaporation directe de grain de monazite et de sphène

Monazite par évaporation directe												
Echantillons	analyses	n	Paller	206Pb	207Pb	208Pb	erreur	207Pb	Age Ma	erreur	207Pb	erreur
		rappports	d'évapo- ration	204Pb corr 6/4	206Pb mesuré x 10-4	206Pb mesuré	2 s m x 10-4	206Pb corrigé	207Pb	206Pb	207Pb	totale
												1 s
Domaine granulitique Nord												
Tonalite												
MANG-1 (charnockite)	(1) : pts rés à vitrx orang	20	2.4	29020	0.1904	24.2453	1015	0.1908	2746			93
Domaine granulitique et migmatitique intermédiaire												
Métasédiment												
NID-1	(1) : 2 xéno grs à vitrx gneiss gt-sill-biot transp et limp	140	2.6	88633	0.1890	4.9621	26	0.1891	2734			6
		140	2.8	153498	0.1976	3.5469	13	0.1977	2807			3
		20	3.2	132219	0.1979	3.4871	19	0.1980	2810			11
	(2) : gr tabul rés orang	40	2.8	7778	0.1995	8.1756	114	0.1981	2811			6
	(3) : ±tab ±pyr j ocre ; ±limp à transp	40	2.6	82459	0.1901	4.9492	10	0.1902	2744			4
		160	2.8	117331	0.1959	4.4390	108	0.1960	2794			4
Mobilisat anatectite (granite)												
TRO-4	(1) : br aplati	20	2.8	30916	0.1997	5.9307	521	0.1996	2823			10
		18	2.8	37880	0.2013	5.5801	32	0.2008	2832			10
		20	2.8	39476	0.2010	5.5389	50	0.2009	2833			
	(2) : prism rés orange	60	2.6	23143	0.1982	7.9972	35	0.1980	2809			7
		40	2.8	35252	0.1995	6.3176	105	0.1994	2821			4
		20	3.2	37628	0.2012	5.5550	90	0.2012	2836			3
		20	3,2 j	43759	0.2008			0.2008	2833			5
	(3) : prim ±autom rés	120	2.6	128054	0.2026	4.0698	418	0.2027	2848			24
	(4) : prism ±autom rés ±plat	20	2.6	23496	0.1997		23	0.2003	2828			32
		180	2.8	43090	0.2012	5.7067	46	0.2011	2835			22
		40	3.2	43421	0.2000	5.7008	155	0.1995	2822			47
	(5) : prism ±plat gras j transp	60	2.8	30251	0.2018	5.4650	200	0.2009	2833			33

Echantillons	analyses	n	Palier rapports d'évapo- ration	206Pb		207Pb		erreur		207Pb		Age Ma		erreur totale 1 s
				204Pb corr 6/4	206Pb mesuré	206Pb mesuré	207Pb mesuré	2 s m x 10-4	206Pb corrigé	206Pb	206Pb			
	(6) : prism transp limp jaune-orangé plat	120 120	2.6 2.8	5586 19385	0.2013 0.2024	6 4	6.0656 5.1569	26 21	0.1995 0.2019	2823 2842	24 16			
Domaine Sud des gneiss migmatitiques à biotite														
gneiss migmatitiques à biotite (granite)														
LOG-1	(1) : xeno gras jaune limp trans	140	2.6	56820	0.1285	2	5.0235	64	0.1284	2076	18			
	(2) : 3 pts j cl transp limp	80	2.6	56756	0.1276	5	5.0971	30	0.1274	2062	29			
	(3) : prism rés ±gras inclusions	200 100 60 20	2.6 2.8 3.2 3,2 j	38954 43088 54362 52987	0.1372 0.1371 0.1451 0.1432	2 5 1 4	5.2958 5.1196 4.9626	8 17 280	0.1371 0.1373 0.1451 0.1431	2191 2194 2289 2265	16 20 37 11			
	(4) : j cl grs à vtrx limp et transp ±tabul > 150mm	80 160	2.6 2.8	19190 142240	0.1291 0.1282	5 1	3.8049 3.5504	39 148	0.1285 0.1282	2077 2074	21 7			
LOG-2	(1) : br all tabul	20 20	2.6 2.6	99870 95590	0.1566 0.1562	4 5	5.5816 5.5901	52 32	0.1567 0.1562	2420 2415	8 11			
	(2) : br cl tabul	20	2.8	115906	0.1406	17	4.6386	8	0.1406	2235	20			
	(3) : prism j.or gras à rés ± transp et limp	200 80	2.6 2.8	61757 93422	0.1468 0.1674	1 4	5.2299 5.2457	23 105	0.1467 0.1675	2308 2532	7 15			
	(4) : rés orang opa > 150mm	80	2.6	35579	0.1316	2	5.4996	26	0.1314	2117	11			
Sphène par évaporation directe														
LAG-1	grain : br xénom Domaine intermédiaire (orthogneiss cœillé)	20	2.6	555	0.1511	4	0.3479	4	0.1275	2064	16			

Tab. 5.6. Résultats Pb-Pb des analyses de grenat de la granulite roses TON-3 et du mobilisat anatectique TRO-4

Echantillon	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}} \pm 2 \text{ sigma}$		$\frac{207\text{Pb}}{204\text{Pb}} \pm 2 \text{ sigma}$		$\frac{208\text{Pb}}{204\text{Pb}} \pm 2 \text{ sigma}$		Corr 7/6	Corr 8/6	
TON-3	Fk	18.3664	0.02643	16.2667	0.02423	33.8621	0.05189	0.981	0.969
"	Grt1	41.4762	0.1848	19.9904	0.08975	38.4743	0.17277	0.994	0.995
"	Grt3	66.9094	0.38313	23.2639	0.1361	42.2303	0.24799	0.979	0.977
"	Grt4	67.9822	0.6857	26.446	0.26746	39.5724	0.40016	0.997	0.998
TRO-4	Fk	14.3353	0.01909	15.2322	0.02097	34.0112	0.04811	0.985	0.997
"	Grt1	27.0571	0.1767	17.4633	0.11494	52.6929	0.34575	0.993	0.996
"	Grt2	73.309	1.60454	26.1582	0.57323	256.848	5.62371	0.998	0.999
"	Grt3	32.9012	0.23484	17.8639	0.12791	72.8129	0.5407	0.997	0.962
"	Grt4	49.237	0.11666	20.9104	0.05271	42.8482	0.10492	0.945	0.979

Tab. 5.7. Résultats des analyses U-Pb par dissolution du mobilisat anatectique TRO-4 et des gneiss migmatitiques à biotites LOG-1&2

Monazite par dilution isotopique		Rappports mesurés				Rappports atomiques				Ages apparents (Ma)					
Echantillons	Poids (mg)	U (ppm)		Pb (ppm)		206Pb/204Pb		207Pb/206Pb		206Pb/238U		207Pb/235U		206Pb/207Pb	
TRO-4	1.2	3900	12325	13268	0.2010	5.4666	0.5466	15.0808	0.2001	2811	2820	2811	2820	2811	2827
	1.36	3285	12132	28224	0.1995	6.6814	0.5408	14.8447	0.1991	2787	2805	2787	2805	2787	2819
LOG-2a	0.69	6177	13767	6667	0.1573	4.8728	0.4256	9.1202	0.1554	2286	2350	2286	2350	2286	2406
LOG-2b	0.40	7380	15257	20837	0.1422	4.8104	0.4007	7.8225	0.1415	2172	2211	2172	2211	2172	2247
LOG-2 dupl.	1.51	4892	10800	42032	0.15	4.9847	0.4154	8.5722	0.1497	2240	2294	2240	2294	2240	2342
LOG-1	2.08	1580	2285	25971	0.1287	3.3338	0.3742	6.6142	0.1281	2049	2061	2049	2061	2049	2073

Planche I: zircons du gneiss gris tonalitique YAL-1

- a- brun clair, bipyramidé avec extrémités arrondies; peu limpide, > 149 µm (grain 1 tab. 5.4).
- b- brun à reflet nuancé, un peu oval, peu surfaceté, > 149 µm (grain 2 tab. 5.4)
- c- brun, prismatique, peu limpide et trapu, > 149 µm (grain 3 tab. 5.4)
- d- brun clair, allongé avec faces cristallines peu nettes, > 149 µm (grain 4 tab. 5.4)
- e- photo MEB montrant de nombreuses faces sur un grain ovoïde.
- f- photo MEB d'un grain allongé caractérisé par l'absence totale de faces cristallines
- g- structure interne d'un grain montrant un cœur avec un zonage magmatique qui se différencie de la périphérie
- h- idem, cas d'un zircon prismatique

Planche II: zircons du gneiss gris tonalitique TON-1 et de la charnockite MANG-1

- a- TON-1: arrondi, brun, très peu limpide, > 149 µm (grain 1, tab. 5.4)
- b- : xénomorphe, brun, opaque, > 149 µm (grain 2, tab. 5.4)
- c- : structure interne d'un zircon ovoïde
- d- : structure interne de zircon montrant des stries de croissance de magmatiques avec un petit cœur distinct
- e- : structure interne de zircon prismatique avec un cœur bien distinct également allongé
- f- : idem, avec cœur beaucoup plus large
- g- MANG-1: photo MEB de zircon automorphe type S24, avec extrémités arrondies typique de faciès granulitique
- h- : structure interne avec abondance de stries de croissance magmatique et présence de quelques inclusions

Planche III: zircons de la granulite rose TON-3, de la granodiorite YOR-2 et de l'orthogneiss œillé LAG-1

- a- TON-3: type L1 à L2 (à vérifier) (grain 1 tab. 5.4)
- b- type S23
- c- YOR-2: zircon de haute température, type S25 (grain analysé, tab. 5.4)
- d- même type, photo MEB
- e- LAG-1: zircon de haute température (grain 2, tab. 5.4)
- f- idem (grain 1, tab. 5.4)
- g- idem (grain 3, tab. 5.4)
- h- structure interne d'un zircon montrant un zonage de croissance magmatique

Planche IV: zircons de la kinzigite NID-1, du mobilisat anatectique TRO-4 et des gneiss migmatitiques à biotite LOG-1 & 2, ainsi que deux monazites de TRO-4.

- a- NID-1: zircon arrondi (grain 1, tab. 5.4)
- b- structure interne avec stries de croissance magmatique et vide de retrait.
- c- TRO-4: zircon arrondi (grain 1 tab. 5.4)
- d- structure interne d'un zircon avec présence d'un cœur hérité
- e- groupement cristallin de monazite automorphe
- f- monazite automorphe avec une fine couche silicatée
- g- LOG-1: zircon de basse température (analyse 3, tab. 5.4)
- h- structure interne d'un zircon de LOG-2 avec un cœur hérité prismatique

Planche V: zircons des gneiss migmatitiques à biotite LOG-1 & 2, du gneiss charnockitique GUE-1, des formations birimiennes de Toulépleu (tonalites), ainsi que une monazite de LOG-2.

- a- LOG-1: photo MEB d'un zircon de basse température (type S9)
- b- LOG-2: photo MEB d'un zircon de basse température (type S6)
- c- illustration d'une monazite automorphe
- d- GUE-1: zircon de haute température (grain 1, tab. 5.4)
- e- : structure interne d'un zircon avec un zonage de croissance magmatique
- f- TL-5: zircon de type S11 (moyenne température)(grain analysé tab. 5.4)
- g- TL-8: idem (grain analysé tab. 5.4)
- h- structure interne d'un zircon avec quelques inclusions d'apatite

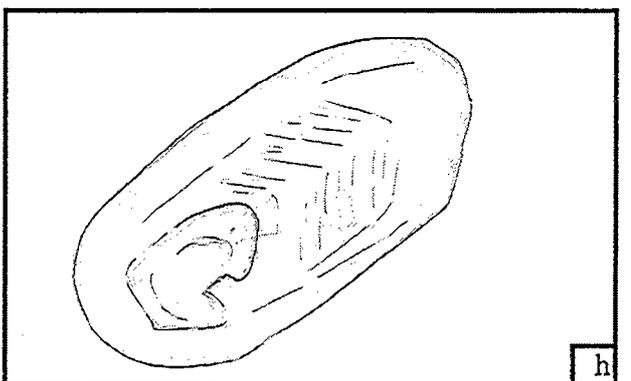
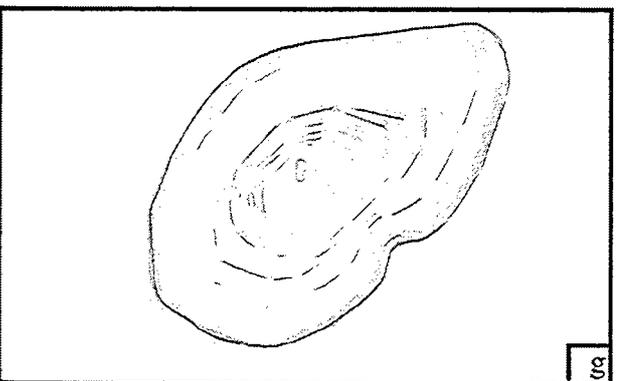
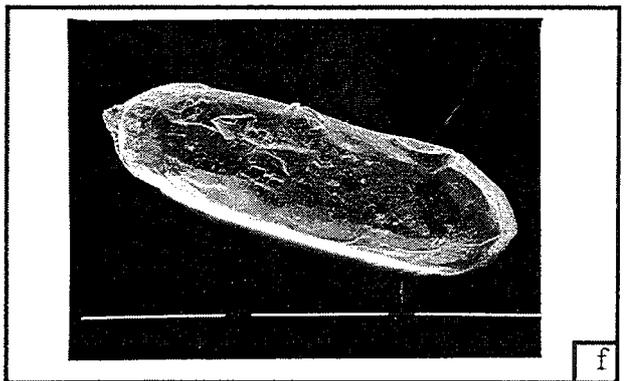
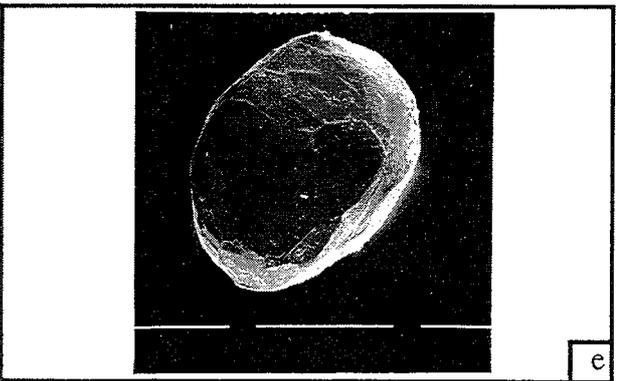
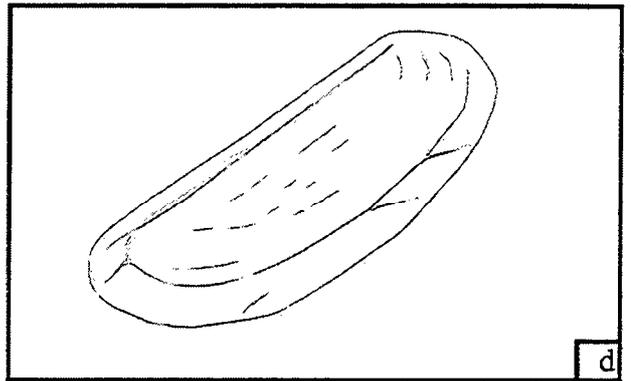
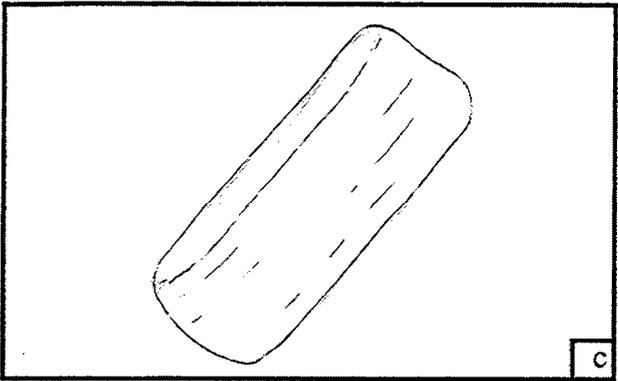
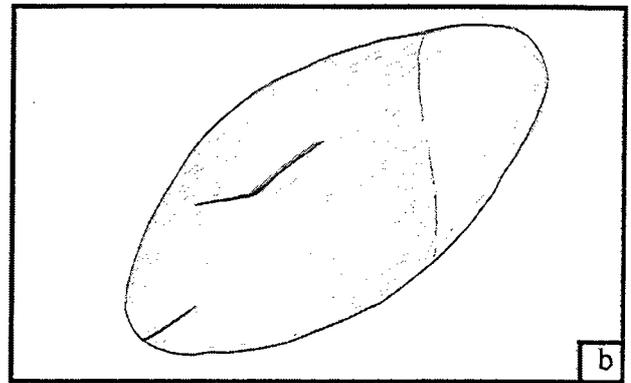
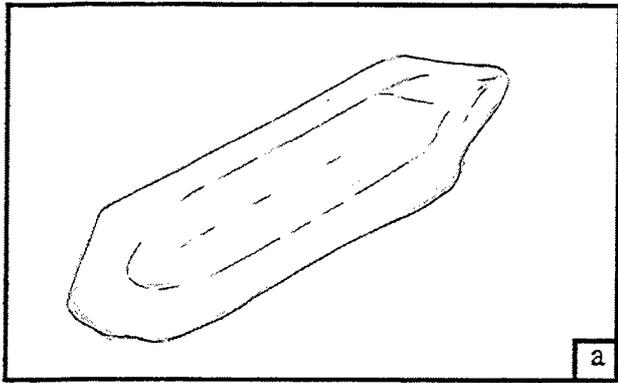


Planche I

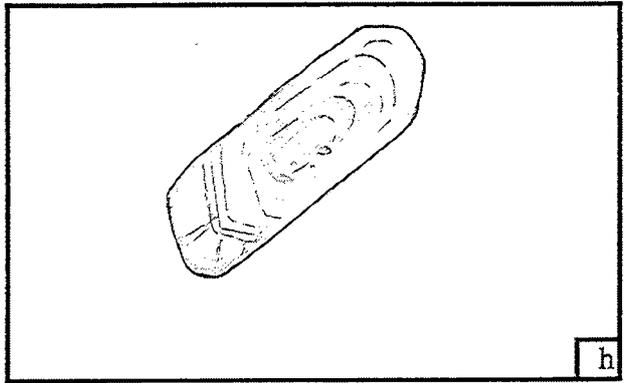
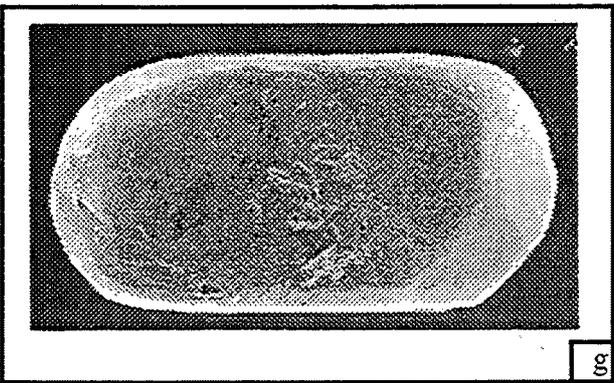
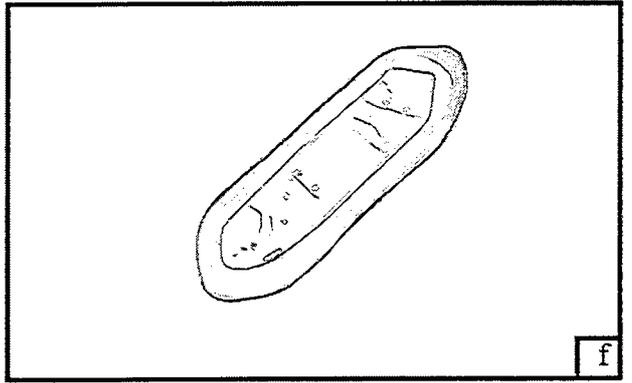
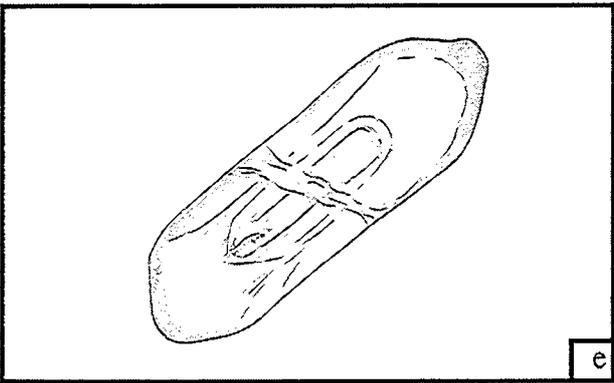
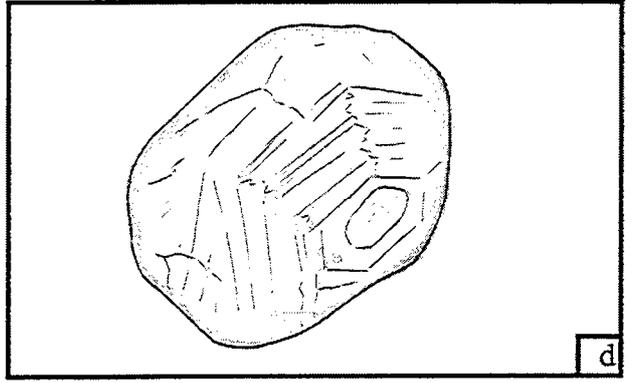
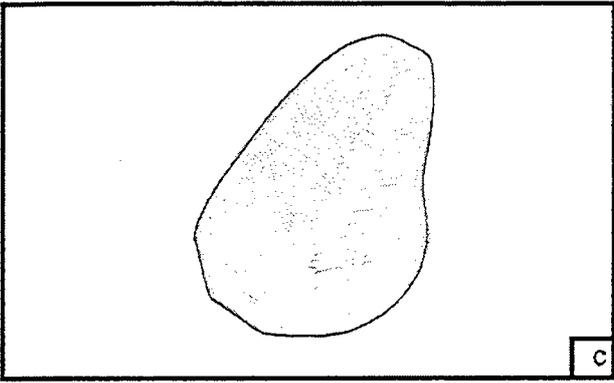
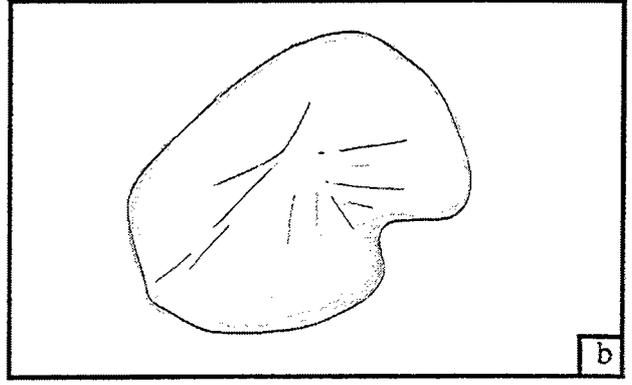
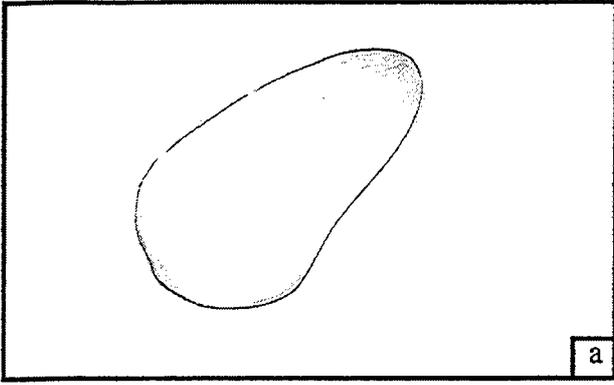


Planche II

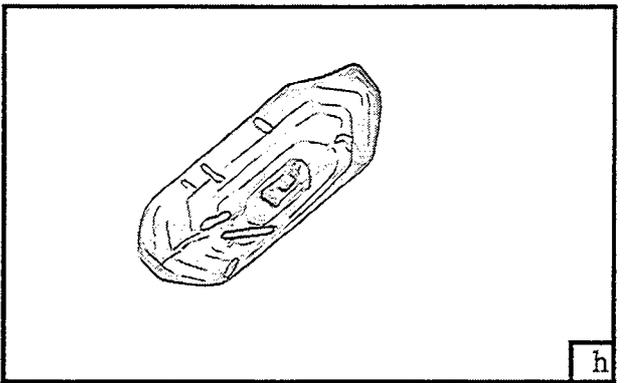
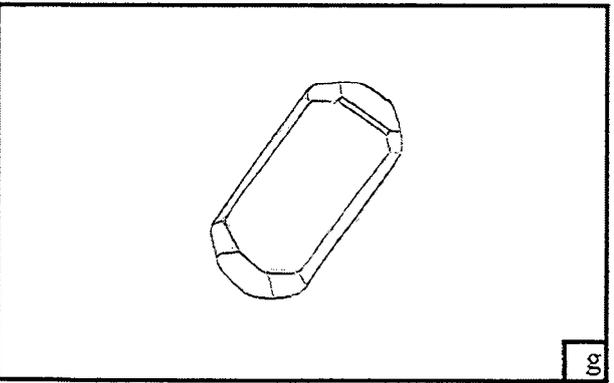
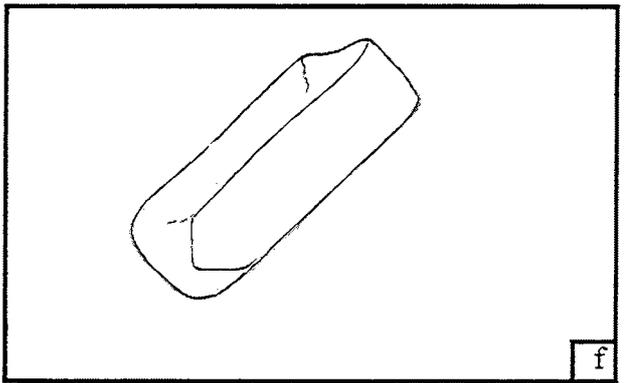
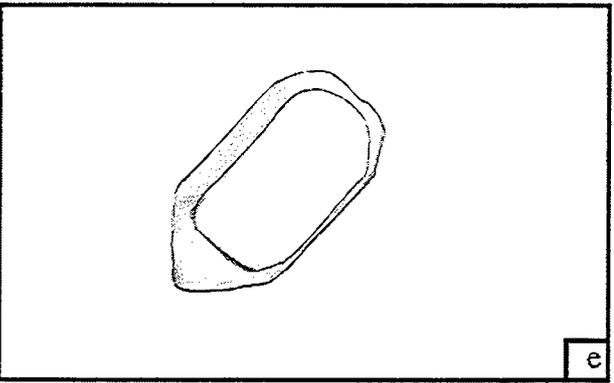
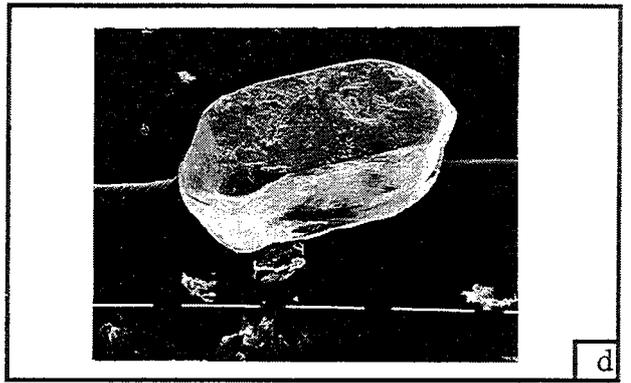
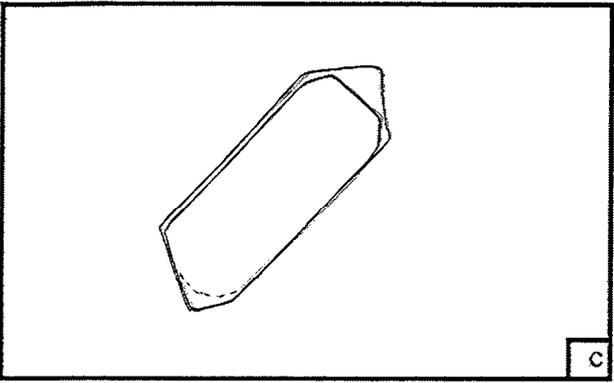
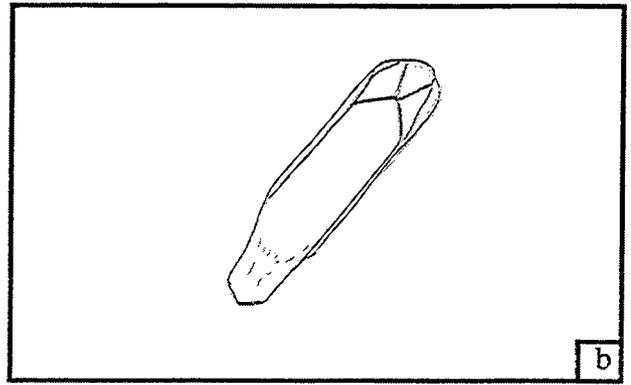
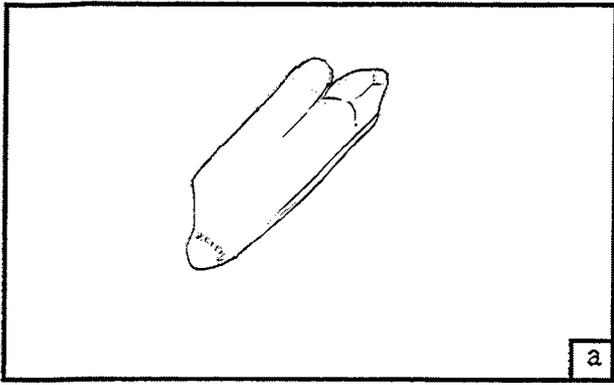


Planche III

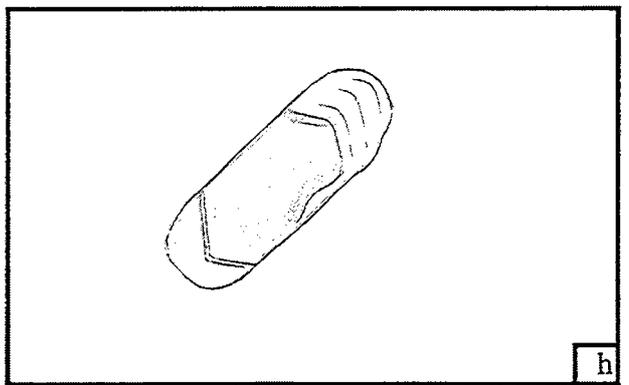
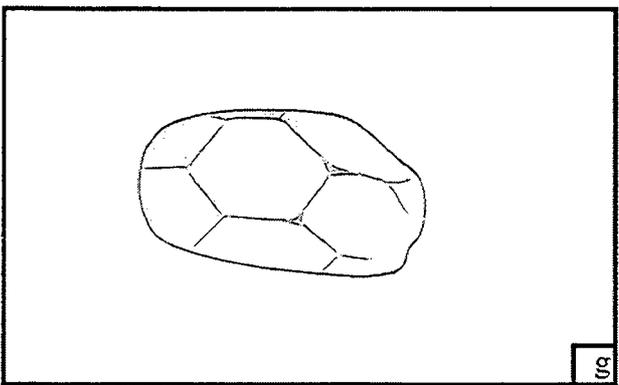
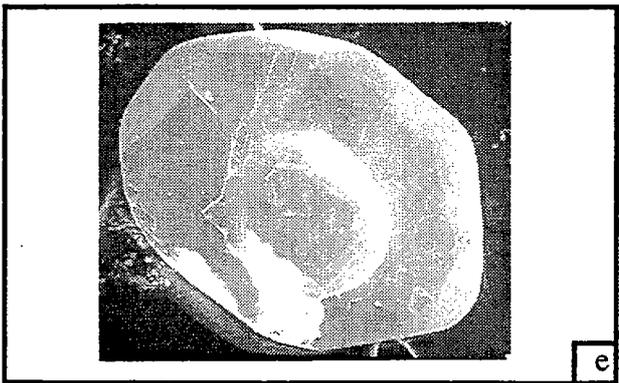
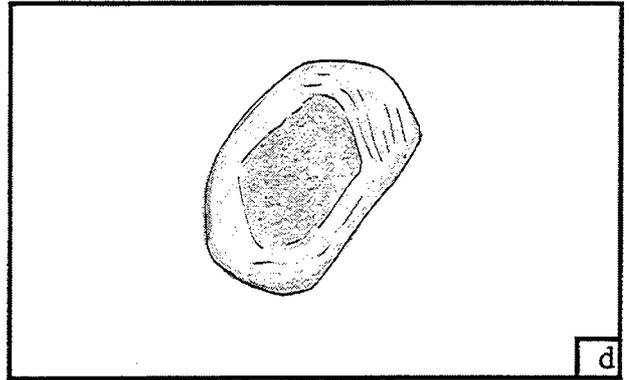
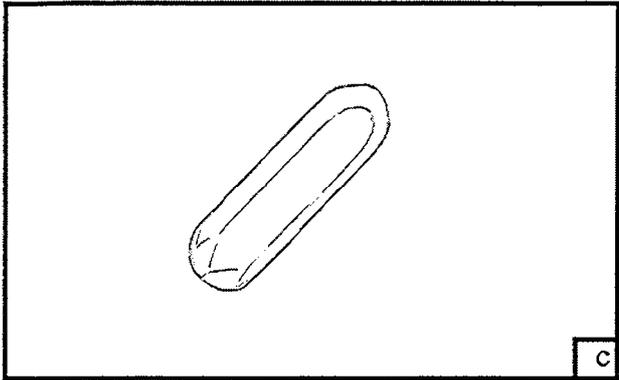
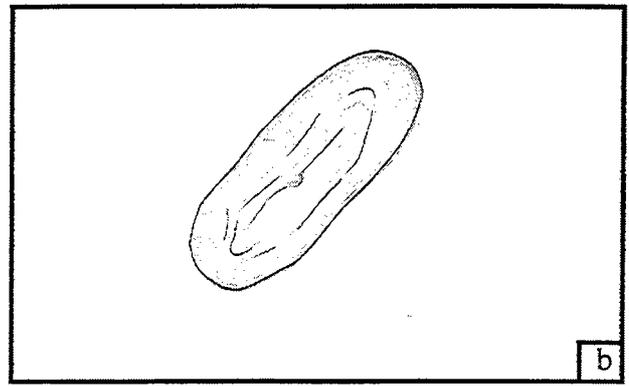
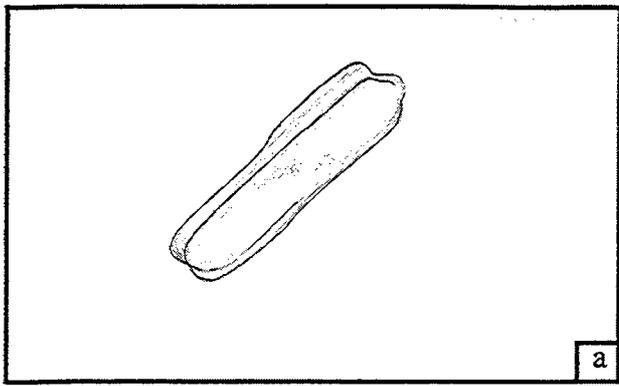


Planche IV

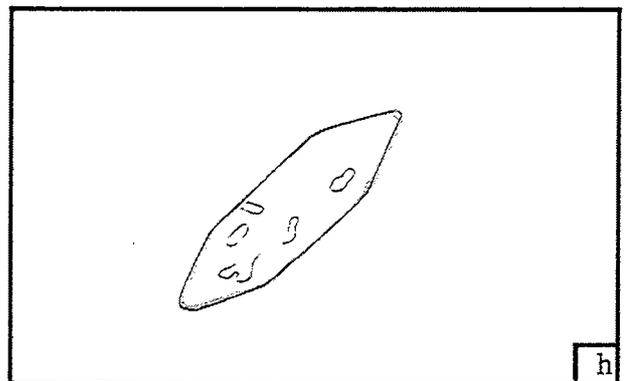
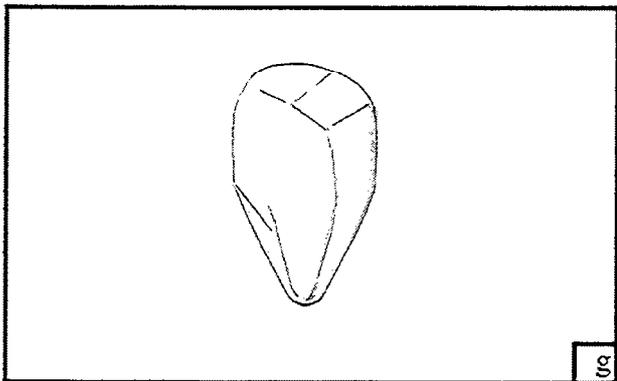
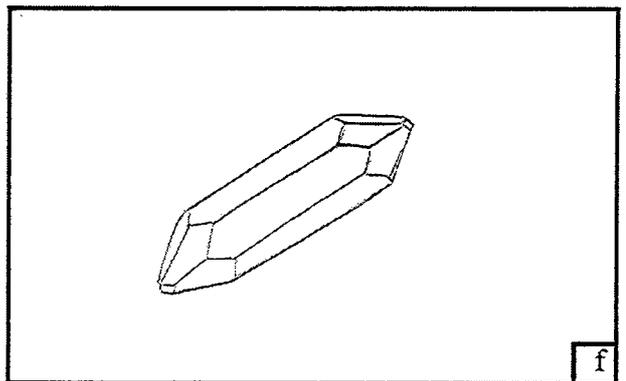
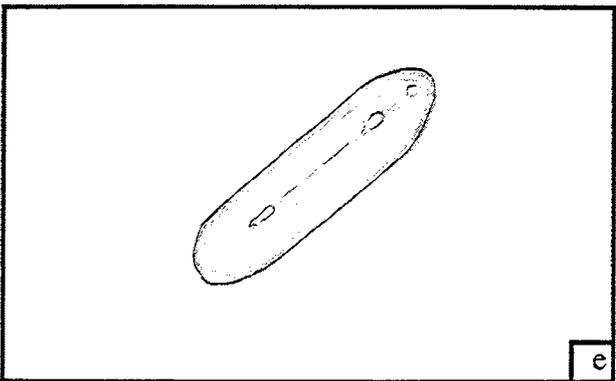
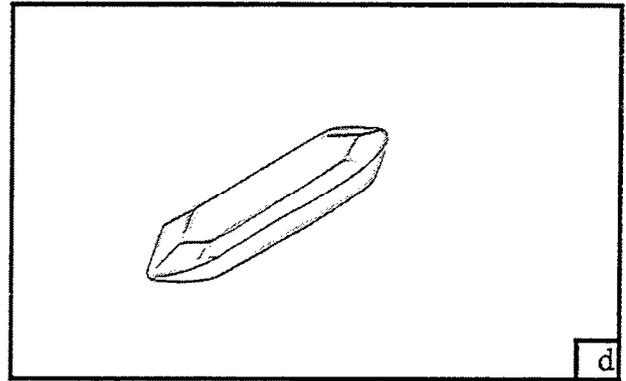
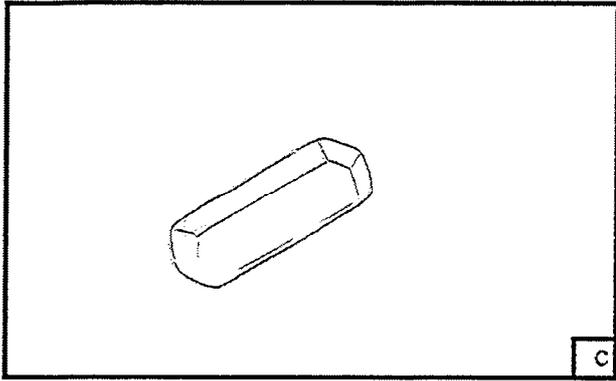
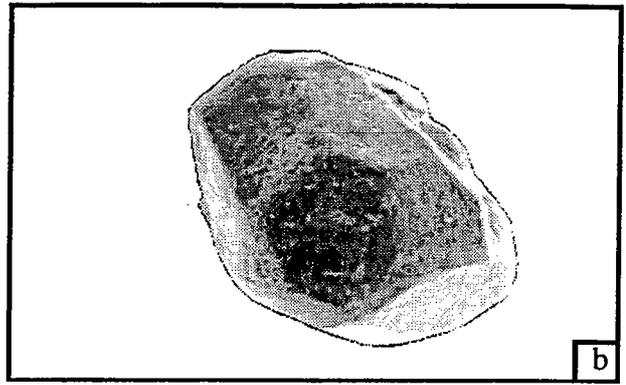
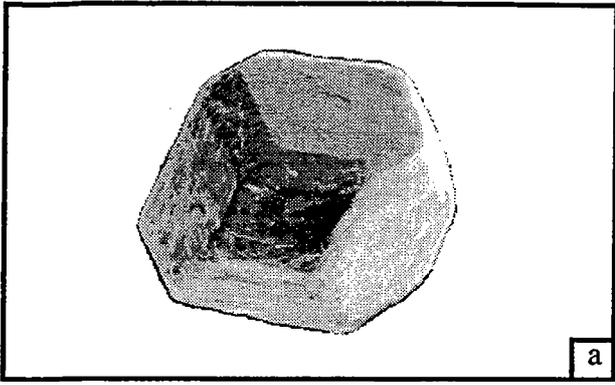


Planche V

Vertical text on the right edge of the page, possibly a page number or header.

Small horizontal mark or artifact at the bottom right corner.

Deuxième Partie

LE DOMAINE PROTEROZOÏQUE DE LA CÔTE D'IVOIRE

Mise en évidence d'une zone de transition possédant un
héritage continental archéen

Mise évidence d'un segment de croûte archéenne dans le Sud

Vertical line of text on the right edge of the page, possibly a page number or margin indicator.

Small horizontal line or mark at the bottom right corner of the page.

Introduction

Cadre géologique

Contexte litho-structurale
du domaine Baoulé-Mossi

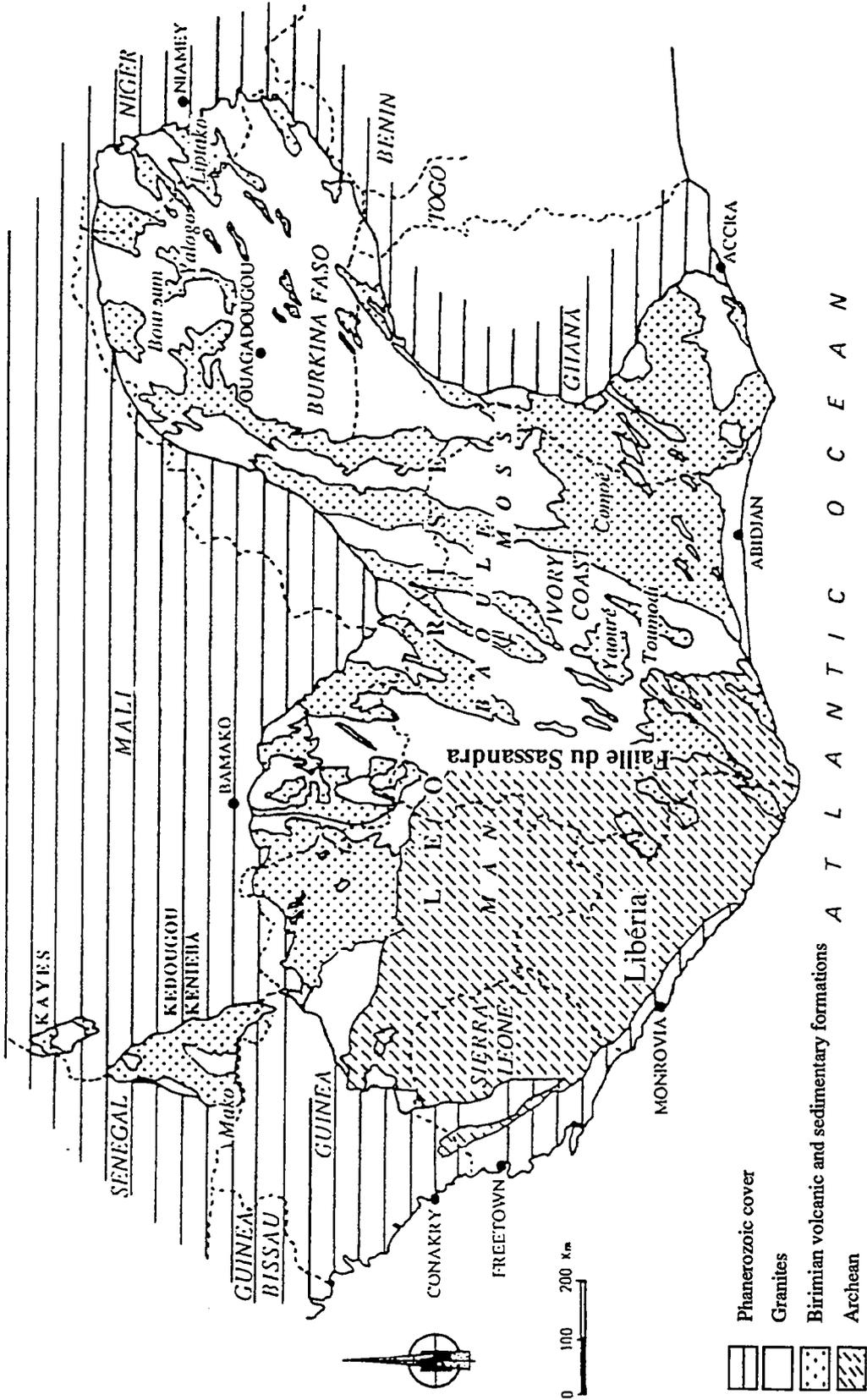


Fig. 1. Carte générale de la dorsale de Man (d'après Lemoine 1988)

A l'Est de la faille du Sassandra s'étend le domaine protérozoïque de la Dorsale de Man. Il est dénommé **domaine Baoulé-Mossi**. Ces deux noms correspondent à deux dialectes respectivement parlés en Côte d'Ivoire et au Burkina-Faso (ex Haute-Volta). Son extension concerne la Côte d'Ivoire, le Mali, le Burkina-Faso, le Ghana et le Niger (fig. 1). Schématiquement, il se présente comme un ensemble de gneiss formant le socle des formations supracrustales d'origine volcanique, subvolcanique et sédimentaire mises en place ou déposées au sein de nombreux sillons ou bassins intracratoniques et dans lesquels se sont mis en place les granites du cycle éburnéen. Les dernières études sur ce domaine (Abouchami et al. 1990, Boher et al. 1992) tendent à indiquer un caractère juvénile pour l'ensemble des formations. Ces dernières se différencient du manteau vers 2,2 à 2,3 Ga et définissent le grand événement d'accrétion crustale du Craton Ouest Africain dénommé le Birimien. Rappelons que le terme Birimien a été utilisé pour la première fois par Kitson (1928) pour désigner les roches de la rivière Birim au Ghana.

I-. Lithostratigraphie du Birimien (tab. 1)

A. Le socle granito-gneissique

Il représente un peu plus de la moitié des formations du domaine Baoulé-Mossi. Il s'agit d'un ensemble de roches granitiques, généralement foliées, migmatisées par endroits et surtout au Nord de la Côte d'Ivoire: Boundiali, Korhogo, Dabakala et Nassian (fig. 2, voir chapitre 1). Ces gneiss migmatitiques ont longtemps été considérés comme des témoins d'un socle anté-Birimien (M. Arnould 1968). Les travaux récents de Lemoine (1988) et de Boher et al. (1992) ont démontré leur caractère juvénile lié à l'événement Birimien.

Ces grandes aires granitiques ont été désignées par M. Arnould (1961) dans sa classification des granitoïdes éburnéens, comme "granite Baoulé de craton". Ce ne sont pas des masses homogènes. Elles se caractérisent par la présence de faciès variés, à l'instar des gneiss migmatitiques dont le faciès dominant est un gneiss clair extrêmement monotone, à biotite généralement seule ou rarement accompagnée d'amphibole selon la description de Lemoine (1988), dans la région de Dabakala. Cet auteur décrit également des granitoïdes dont le gisement est parallèle à la foliation des gneiss migmatitiques. Ce sont des granites porphyroïdes à biotite, des granodiorites orientées à Hbl contenant des enclaves de micaschiste, d'amphibolite et d'amphibolo-pyroxénite, des granites leucocrates syncinématiques à deux micas (type Ferké). Il décrit également des granitoïdes non concordants, dont le granite de Sarala, leucocrates, homogène et équant avec un contact franc par rapport aux gneiss migmatitiques. Casanova (1973) dans son étude sur la géochimie des granitoïdes éburnéens met en évidence le caractère trondhjémitique des gneiss migmatitiques du Nord de la Côte d'Ivoire.

B. Ceintures volcano-sédimentaires

1-. Les ceintures volcaniques

Les ceintures limitent généralement les sillons sédimentaires. Elles sont orientées NS à NE-SW. Bessoles (1977) note que le volcanisme birimien est loin d'être uniquement basique et exceptionnellement ultrabasique. Effectivement, Yacé (1976) signale la seule occurrence de métapyroxénolite dans son étude pétrographique détaillée du volcanisme de la moitié Sud du sillon de Fétékro.

Tab. 1. Synthèse stratigraphique du Birimien et du Tarkwaien dans la dorsale de Man, complété d'après Bonkoungou (1994)

AUTEURS	SUBDIVISIONS	DESCRIPTION DES FACIES
N.R. JUNNER (1935)	Tarkwaien Dompin Huni Tarkwa Banket Birimien Supérieur Birimien Inférieur	- quartzites, phyllades, grès, conglomérats - métalaves basiques et intermédiaires, pyroclastites acides, peu de faciès volcano-sédimentaires - sédimentaires à volcano-sédimentaires: sédiments pelitiques argileux et tuffacés
D. SOULE DE LAFONT (1956)	Tarkwaien Birimien supérieur Birimien inférieur	- grés-pélimitique, grès tuffacé - roches vertes, horizons manganésifères, tufs, schistes - série pélimitique, quartzite
A. ARNOULD (1959)	Birimien supérieur + Tarkwaien Birimien inférieur	- dominance sédimentaire - dominance volcanique à volcano-sédimentaire
B. TAGINI (1960)	Etage moyen Etage inférieur	- super groupe de comblement "flisch", conglomérat de base, flisch, paramolasse - complexe volcano-sédimentaire + volcanisme du magmatisme initial (lave et pyroclastite) + métasédiments d'origine chimique ou détritique
J. MARCELLIN (1971)	Birimien supérieur Birimien inférieur ? 2500 - 2400 Ma	- sédimentation: schistes Birimien et grès Tarkwaien discordance 2170 Ma magmatisme granodioritique, tufs et cendres 2300 Ma effusions volcaniques acides, volcano-sédimentaires basiques et intermédiaires effusions, volcaniques basiques - formations des sillons birimiens
J.P. BARD (1974)	Birimien supérieur (Eburnéen II) Birimien Inférieur (Eburnéen I)	- dépôts grossiers contemporains de l'activité volcanique, début de dépôt du Tarkwaien. - roches métamorphiques de degrés divers, polydéformées
S. LEMOINE et al. (1985)	Birimien Supérieur = Tarkwaien Birimien Inférieur	- série de Sandérékro Boli: conglomérat polygénique, grès grossiers, ignimbrites, grès granoclassés, silts et quartzites jaspoïdes. - volcanisme effusif basique et explosif, grès, conglomérat
MILESI et al. (1989)	Huni Tarkwa Banket Kawere Birimien Sup. = Ensemble B2 Birimien Inf. = Ensemble B1	- formation fluviodeltaïque - ensemble plutono-volcanique et volcanisme subordonné (Ghana) - volcanites et roches volcano-sédimentaires indifférenciées, aires volcaniques (volcanisme basique, andésitique, rhyodacitique, komatiitique) - formations carbonatées et volcanisme acide associé - complexes volcano-sédimentaires - ensemble flischöide - volcanites et plutonites basiques

Dans la partie Ouest du sillon de Bouroum au Burkina-Faso, Zonou (1985) décrit une série inférieure, réduite à l'affleurement, composée de métavolcanites (amphibolite, métarhyolite), métadiorite et métagabbro et une série supérieure subdivisée en deux ensembles. Un premier ensemble ayant un caractère tholéiitique composé de coulées basaltiques massives, de pyroclastites (tufs soudés) et de sills (gabbro, subdolérites et dolérites) et un second ensemble constitué de dacite ayant un caractère calco-alcalin.

Lemoine (1988) met en évidence un magmatisme basique à affinité tholéiitique dont les caractères se rapprocheraient de ceux des basaltes d'arcs océaniques modernes. Sont subordonnées à ce magmatisme, des formations acides essentiellement des pyroclastites. Il fait succéder à ce premier ensemble, une lignée calco-alcaline avec des caractères d'arc continental.

Abouchami et al. (1990) ont étudié différents ensembles volcaniques du domaine Baoulé-Mossi, y compris ceux des fenêtres de Kayes et Kéniéba-Kédougou, au Mali et Sénégal, ainsi que le Protérozoïque Inférieur de la Dorsale Réguibat (fig. 1). Le résultat majeur obtenu à partir des analyses isotopiques est sans nul doute le caractère juvénile de ce volcanisme, sans contamination apparente d'une éventuelle croûte archéenne préexistante. Les éléments majeurs et en traces, ainsi que les isotopes indiquent un caractère bimodal pour l'ensemble des volcanites, allant de celui d'un basalte de ride médio-océanique (MORB) à celui d'une tholéiite d'arc insulaire (IAT), rendant ainsi difficile la définition d'un modèle géodynamique à partir de diagrammes de discrimination de sites géotectoniques (Batiza 1981, Floyd 1982)

Des granitoïdes intrudent les ceintures volcaniques; ils ont une composition tonalitique à granodioritique (Casanova, 1973) et sont discordants. Le faciès type est le massif de Bondoukou à l'Est de la Côte d'Ivoire qui a servi comme référence à plusieurs classifications de granitoïdes (M. Arnould, 1961; Tagini, 1971)

2-. Les bassins sédimentaires

Ils sont de tailles différentes. Les plus grands sont:

- le bassin de la Comoé en Côte d'Ivoire (fig. 2), à cheval entre la Côte d'Ivoire et le Ghana; il s'étire au Nord jusqu'au Burkina-Faso pour former le sillon de Houndé.
- le bassin de Siguiri-Kankan dont la plus grande partie se situe en Guinée et le reste au Mali.

On distingue ensuite des bassins de tailles modestes tels que les bassins du Yaouré et de Fétékro en Côte d'Ivoire (fig. 2), de Bouroum et Yalogo au Burkina-Faso, de Liptako au Niger, de Mako au Sénégal, de Tsalabya en Mauritanie, etc.

La succession lithologique dans ces bassins, subdivisée en Birimien inférieur et Birimien supérieur, a toujours fait l'objet de polémiques entre différentes générations de géologues. Au Ghana, Junner (1940) définit le birimien inférieur comme un ensemble d'origine essentiellement sédimentaire et le birimien supérieur volcanique composé de laves basiques à intermédiaires et de pyroclastites. Actuellement, Milési et al. (1989) reconnaissent la même succession dans le reste du domaine Baoulé-Mossi.

Tab. 2. Synthèse lithostructurale du domaine protérozoïque de la dorsale de Man, complété d'après Bonkougou (1994).

AUTEURS	PHASES TECTONIQUES	CARACTERISTIQUES
H. BONHOMME 1962	Cycle éburnéen	paroxysme aux alentours de 2,1-2,0 Ga: métam. épi à mésozonal
J.P. BARD 1974	- Cycle éburnéen II (2,13 Ga)	- métam. épizonal à rarement mésozonal au contact de granites à deux micas
CAHEN et al. 1984	- Cycle éburnéen I (2,4 Ga)	- métam. épi à mésozonal de basse pression
LEMOINE et al. 1985	- Eburnéen II (2,15 - 1,8 Ga)	- manifestations magmatiques associées
	- Eburnéen I (2,4 - 2,15 Ga) = Burkinien	- tectonique tangentielle: métam. moyen à faible affectant les formations dabakaliennes
MILESI et al. 1989	- Phase D1	- charriage du Protérozoïque Inf. sur le socle archéen: métam. catazonal (faciès des granulites) à mésozonal accompagnant une mylonitisation à la semelle des nappes et la mise en place de granites leucocrates
	- Phase D2	- synchrone de la déformation en grandes structures plicatives régionales et d'une génération de décrochements N-S à NE-SW généralement senestres; son influence avec la phase D2 est courante
	- Phase D3	- zone de cisaillement dextre à métam. de faciès des schistes verts et de contact aux abords des intrusions granitiques.
VIDAL et al. (sous presse)	- Phase D1	- Déformation périplutonique avec mouvement relatif normal des ceintures volcaniques par rapport aux intrusions magmatiques précoces en contexte extensif à légèrement compressif.
	- Phase D2	- déformation due à la compression NW-SE à WNW-ESE formant des plis majeurs et des couloirs décrochants. Passage progressif de la D1 à la D2.
	- Phase D3	- schistosité de crénulation N120° correspondant à une phase de raccourcissement tardif orientée NNE.

Des granitoïdes intrudent ces bassins. Ce sont des leucomonzogranites (Casanova, 1973), communément appelés leucogranites. Ils sont syntectoniques et orientés NE-SW et correspondent aux granitoïdes type Ferké de M. Arnould (1961) et (Tagini 1971). Ils sont abondants dans le sud-est de la Côte d'Ivoire (fig. 2).

C. Les granitoïdes birimiens

Dans les points précédents, nous avons évoqué l'intrusion de granitoïdes dans les différents ensembles déjà décrits (socle, ceinture, et bassin sédimentaire). Les granitoïdes birimiens ont été classés suivant des critères tels que la forme de l'intrusion. Des conclusions sur la chronologie de leur mise en place en ont été déduites. Ceux correspondant à des intrusions plus ou moins bien circonscrites étaient considérés comme postérieurs (M. Arnould 1961). Des données géochronologiques ont révélé que certains massifs circonscrits, tel celui de Bondoukou (fig. 2), sont précoces (Touré et al. 1987).

La composition des granitoïdes peut être tonalitique, elle est souvent granodioritique et parfois granitique. Les vrais granites, selon la classification de Streckeisen (1976), ne sont pas fréquents (Casanova 1973).

II-. Contexte structural du Birimien (tab. 2)

Milési et al. (1989) reconnaissent un Birimien inférieur (B1) sédimentaire et un Birimien supérieur volcanique (B2); Fabre (1995) reconnaît la même succession dans la région du Yaouré au centre-sud de la Côte d'Ivoire. Ils reconnaissent trois déformations principales (D1, D2 et D3) dans l'ensemble du domaine Baoulé-Mossi. La D1 serait une déformation tangentielle avec un charriage des formations birimiennes sur le continent archéen, à la limite des deux domaines. La preuve de cette tectonique de collision serait la présence de l'unité birimienne de Toulépleu, dans le domaine Archéen (Feybesse et al. 1990). Delor et al. (1994) ont montré que cette unité birimienne n'était pas une nappe de charriage, mais correspond plutôt à un bassin créé dans le domaine archéen. Le massif de Toulépleu se met en place dans un contexte intégrant à la fois des mouvements verticaux et transcurrents. La déformation D1, selon Delor et al. (1994) et Vidal et al. (1996), se localise autour des granitoïdes birimiens les plus précoces avec un mouvement relatif normal des ceintures volcano-sédimentaires, ceci dans l'Ouest (Toulépleu) et au Nord-Est de la Côte d'Ivoire; ce style de déformation est également reconnu ailleurs dans le domaine Baoulé-Mossi (Dupuis et al. 1991, Pons et al. 1995). La D2 correspond à une phase de plissement et à la genèse de couloirs de cisaillement. La D3 voit la genèse de couloirs de cisaillement dextre (Milési et al. 1989) ou bien d'une schistosité de crénulation orientée N120 correspondant à une phase de recuit tardive (Vidal et al., 1996).

Le Tarkwaien (du nom de la ville de Tarkwa au Ghana) est le dernier événement reconnu dans le domaine Baoulé-Mossi. Il a été défini et décrit au Ghana et est considéré comme un groupe qui repose sur les formations birimiennes (Gay, 1956; Kesse, 1985). Depuis, de nombreux travaux à travers le domaine Baoulé-Mossi ont permis de faire des analogies avec ce groupe (par exemple M. Arnould, 1961; Boukoungou, 1994). Il s'agit pour l'essentiel de formations mises en place dans un système de dépôts fluviatiles (bassins de faible profondeur) à l'issue de l'érosion des formations birimiennes (Sestini 1973).

III-. Données isotopiques antérieures

Bonhomme (1962), Ledent et al.(1969) et Vachette (1964) effectuent les premières mesures radiochronologiques du domaine Baoulé-Mossi. Les âges s'étalent entre 2200 et 1800 Ma et concernent essentiellement les granitoïdes. Bessoles (1977) fait une compilation des âges radiométriques obtenus à travers le domaine Baoulé-Mossi. Ce sont essentiellement des âges Rb-Sr sur roches totales et sur mica: tous les âges obtenus sont paléoprotérozoïques.

Lemoine (1988) étudie le panneau de gneiss migmatitiques de Dabakala; ce type de formation était considéré par les anciens géologues comme une relique de socle archéen. Une isochrone Rb-Sr sur roche totale à 2180 ± 11 Ma avec un $ISr=0,7008$ permet à Lemoine de conclure que ces roches représentent le produit d'un magmatisme précoce du Protérozoïque Inférieur; mais il reste prudent quant à la généralisation de ce caractère. Il dénomme ce cycle précoce par le terme Dabakalien.

Abouchami et al. (1990) et Boher et al. (1992) confirment le caractère juvénile de l'ensemble des roches du domaine Baoulé-Mossi et du Protérozoïque de la Dorsale Réguiat. Cheilletz et al. (1994) mettent en évidence un refroidissement rapide de la croûte birimienne en comparant des âges U-Pb à des âges Rb-Sr et K-Ar.

III-. Zones d'étude

Deux domaines seront concernées par cette étude:

1- le domaine situé entre la faille du Sassandra et la longitude 6° que nous dénommons zone de transition. Elle s'étend du Nord au Sud du pays.

2- le région de Katiola, située au centre-nord du domaine protérozoïque de la Côte d'Ivoire. Les régions de Dabakala, MBahiakro et Nassian où quelques analyses préliminaires ont été effectuées.

Cette partie du mémoire s'articule en deux chapitres consacrés chacun aux deux domaines définis ci-dessus.

Chapitre I

Domaine de Transition

Mise en évidence d'une contamination et d'un segment de croûte archéen .



La zone de Transition est définie dans notre étude comme étant la partie du domaine Baoulé-Mossi située globalement à l'Ouest de la longitude 6°W. Nous distinguerons trois domaines au sein de cette zone de Transition (fig. 2): (1) le domaine de Boundiali ou domaine Nord situé au Nord du parallèle 9, (2) le domaine de Séguéla-Vavoua ou le domaine Centre situé entre les parallèles 7° et 9°N et le (3) domaine SASCA ou le domaine Sud, qui s'étend du parallèle 7°N jusqu'à la côte atlantique. Le socle granito-gneissique représente plus de la moitié des formations; viennent ensuite les formations volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires. Tout cet ensemble est ensuite intrudé par des granitoïdes.

I-. Contexte lithologique et Pétrographie des différents ensembles

A. Le domaine Nord

Il est marqué par la présence d'un grand domaine volcano-sédimentaire qui se subdivise en deux branches (fig. 2): (1) le bassin de la Bagoué, orienté N-S avec une sédimentation à caractère flyschöide et (2) le bassin de Diaouala, orienté NNE-SSW et composé essentiellement de volcano-sédiments (in Bessoles, 1977).

1-. Le socle granito-gneissique

Il est assez monotone comme formation à l'affleurement. Des panneaux migmatitiques, des intrusions de granitoïdes et des structures de cisaillement viennent rompre cette monotonie.

Nous choisirons comme type de faciès, l'échantillon BD507. C'est un gneiss migmatitique leucocrate avec une foliation sub-verticale (20°-70°E) lorsque les figures d'anatexie ne l'oblitérent pas. La texture est granoblastique à grain moyen, par endroit, elle apparaît cataclastique. La minéralogie primaire se compose à plus de 80% de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase; La biotite est verte, parfois brunâtre. L'allanite se présente le plus souvent en petits cristaux souvent automorphes, plus rarement elle cristallise en cristaux de plus grande taille. Les minéraux secondaires sont la muscovite qui apparaît en petites paillettes dans les zones de fracture et le sphène qui se développe aux dépens de l'ilménite. Le zircon, l'ilménite et l'apatite sont les principaux minéraux accessoires.

La pétrographie de l'échantillon BD507 situé à l'ouest du Bassin de la Bagoué est identique à celle des formations situées à l'est de la série volcano-sédimentaire de Diaouala (KG-32 et KG-33a).

2-. Ensemble volcano-sédimentaire

Il s'agit des bassins de la Bagoué et de Diaouala. Le bassin de la Bagoué semble débiter par un conglomérat à galets lithiques (granites équants, microdiorites quartziques et roches vertes). Ensuite viennent des arkoses, des schistes sériciteux et amphiboliques et des microquartzites reconnues comme étant des jaspes (Buchstein et al. 1973). Des volcanites acides, intermédiaires et basiques sont associées à ces roches.

Le bassin de Diaouala est essentiellement composé de laves basiques et intermédiaires. Il existe aussi des faciès microgrenus à grenus: diorites, gabbros, et dolérites. Ces roches se retrouvent en éléments dans des brèches. Les

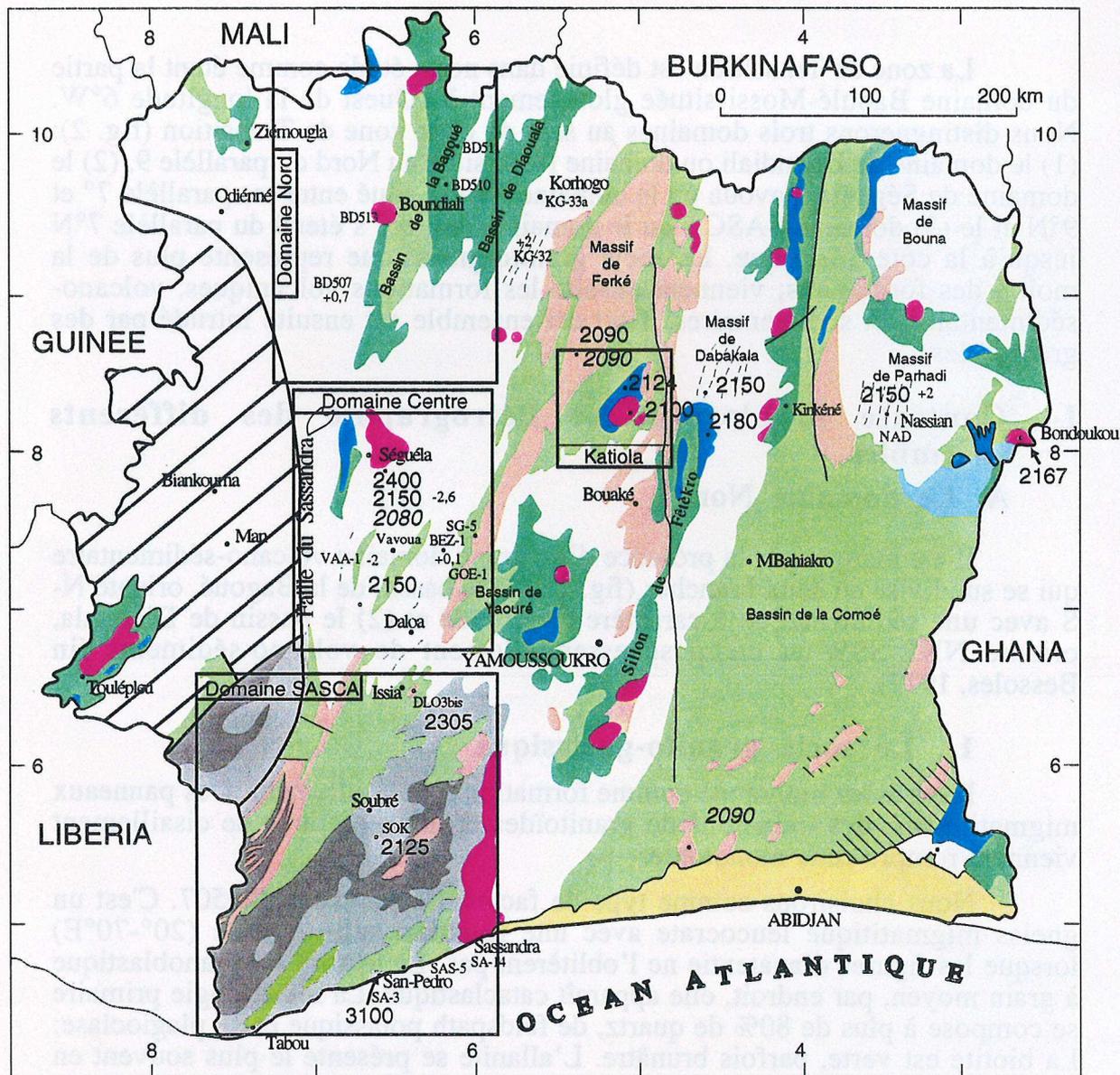
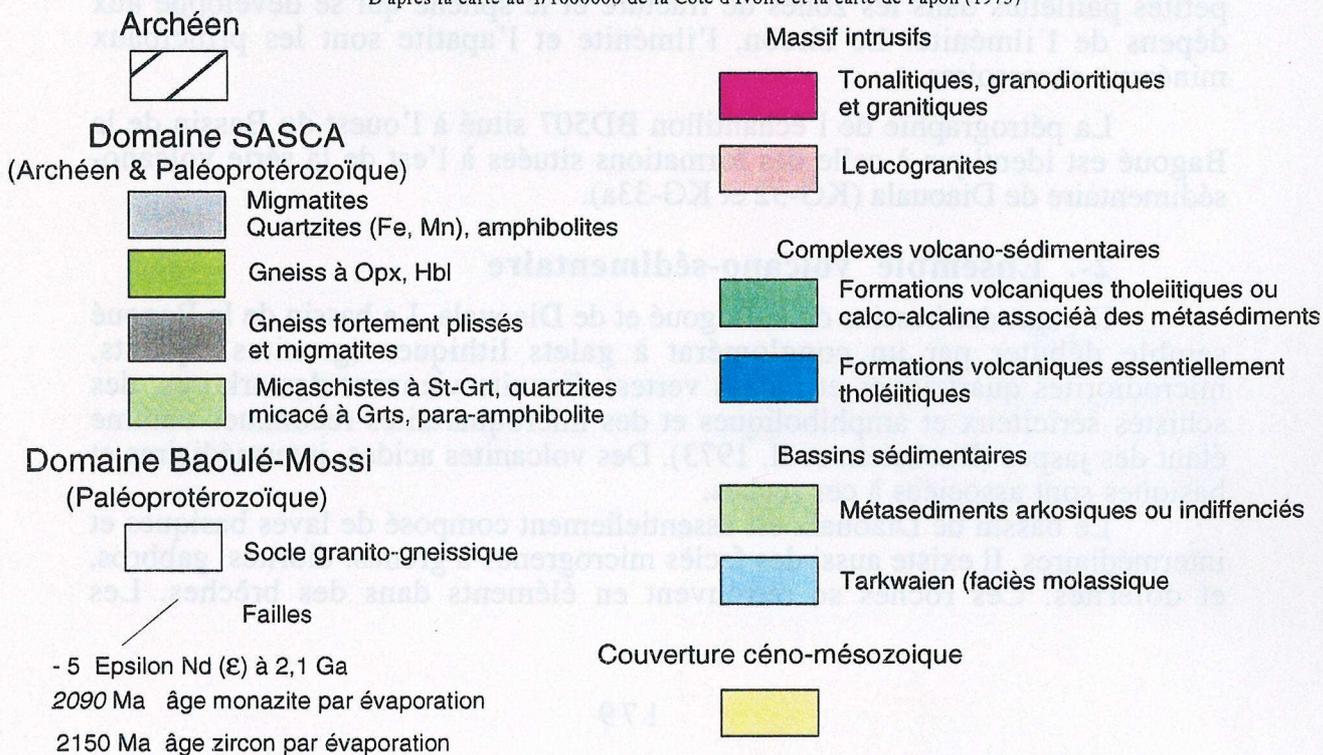


Fig. 2. Carte géologique simplifiée de la Côte d'Ivoire

D'après la carte au 1/1000000 de la Côte d'Ivoire et la carte de Papon (1973)



rhyolites et rhyodacites sont rares. Quelques bancs de quartzites et schistes gréseux sont intercalés dans les laves (in Bessoles 1977).

La structure de ces bassins ainsi que la stratigraphie ne sont pas connues.

Les échantillons étudiés (BD510 et BD511) proviennent du bassin de la Bagoué. Ce sont des roches vertes à texture généralement porphyrique.

L'échantillon BD510 a une structure ocellaire. Les ocelles sont constituées de quartz et/ou de plagioclase. Elles sont entourées d'une enveloppe constituée de fines aiguilles d'opales. Parfois les ocelles de plagioclase sont partiellement remplacées par de la calcite. L'échantillon BD511 se caractérise par une structure microlitique porphyrique avec des phénocristaux d'augite et de plagioclase zoné, baignant dans une matrice composée essentiellement de fines aiguilles de feldspaths.

3-. Les massifs granitiques intrusifs

Ils sont circonscrits et localisés pour la plupart dans les séries volcano-sédimentaires. Leur diamètre varie globalement de 5 à 20 km. Le massif intrusif de Boundiali est l'un des plus grands du domaine Nord. La roche est grenue avec des mégacristaux de feldspath potassique.

L'échantillon BD513 est constitué essentiellement de quartz, microcline et plagioclase zoné. Le microcline est le minéral le mieux représenté. La biotite, de couleur verte à légèrement brunâtre apparaît en plages plus petites. Les minéraux accessoires sont l'allanite automorphe et zonée, le sphène, quelques opales, de petits zircons très allongés et l'apatite.

B. Le domaine Centre

Ce domaine se caractérise dans sa partie nord par la présence d'un grand massif intrusif de granitoïde porphyroïde (fig. 2). La ville de Séguéla est située non loin, au sud-ouest de ce dernier.

1-. La zone de Séguéla

1.1-. Le socle granito-gneissique

L'échantillon prélevé (SEN) se situe au Sud de ce massif dans le socle indifférencié. A l'affleurement, la roche est rose pâle, la texture est équi-granulaire à grain moyen à grossier. Elle est migmatisée et le produit de fusion se caractérise par la présence de phénocristaux de feldspath potassique rose. La foliation initiale est de direction $N0^\circ$ à $N10^\circ$ et le cisaillement dextre qui accompagne la migmatisation est orienté $N^\circ 40$.

C'est un gneiss granodioritique composé essentiellement de quartz, plagioclase et microcline. La biotite est le seul minéral coloré; de couleur brune elle souligne la foliation. Les minéraux accessoires les plus abondants sont l'apatite et le zircon, puis viennent la monazite, le sphène, l'allanite et les minéraux opaques;

1.2-. Le massif intrusif de Séguéla

La forme du massif n'est pas totalement circulaire, c'est l'un des plus grands du domaine Protérozoïque (fig. 2). L'échantillon MK-64 a été prélevé dans sa bordure est. C'est une granodiorite à texture grenue.

La minéralogie se compose à 60% de quartz, de plagioclase maclé albite et de microcline. Les minéraux ferro-magnésiens sont la hornblende verte et la biotite brune. Les minéraux accessoires sont représentés par du sphène automorphe et quelques oxydes opaques.

2-. La zone de Vavoua

La région de Vavoua au Sud de la région de Séguéla est marquée par la présence de petits bassins étirés, orientés NNE-SSW. Le socle environnant a une allure d'orthogneiss. La foliation est généralement plate et se redresse à l'approche de la faille du Sassandra. Une linéation minérale subhorizontale s'observe sur la plupart des affleurements. Cela indique que les formations sont essentiellement impliquées dans une tectonique transcurrente.

2.1-. Le socle granito-gneissique

Il se compose de gneiss de composition granodioritique. L'occurrence de la hornblende verte marque une différence avec le domaine Nord. Elle apparaît généralement en relique car on la retrouve partiellement ou totalement transformée en biotite verte.

La minéralogie primaire est donc constituée de quartz, microcline, plagioclase, hornblende, biotite et allanite automorphe. Les minéraux secondaires sont la pistachite et la biotite qui provient de la transformation de la hornblende verte. Le zircon et le sphène sont les principaux minéraux accessoires.

2.2-. Les leucogranites

Les échantillons GOE-1 et SG-5 ont été récoltés dans le prolongement Sud du grand massif leucogranitique de Ferké. Il est orienté NNE-SSW, sur plus de 400 km jusque dans le domaine SASCA (fig. 2). La roche est grenue et quasiment hololeucocrate.

En lame mince, l'échantillon GOE-1 est quartzo-feldspathique à 60% environ, avec une prédominance de microcline. Puis viennent la muscovite, très faiblement pléochroïque, en grande plage, et accessoirement la biotite brun rouge. Les micas sont orientés, tandis que les quartz et feldspaths sont souvent cataclasés.

L'échantillon SG-5 pourrait correspondre à de petits massifs du même faciès, intrusifs dans les sédiments (fig. 2).

C. Le domaine SASCA (sud)

C'est un grand domaine qui s'étend globalement après le 7ème parallèle jusqu'à la côte atlantique. A l'Est, il est limité par la longitude 6° et à l'Ouest, il se prolonge jusqu'au Liberia. La géologie de ce domaine est relativement bien connue depuis les travaux de cartographie de l'équipe du programme SASCA sous la direction de Papon (1973).

La particularité de ce domaine réside dans la coexistence de formations de haut grade, considérées comme archéennes et de formations de bas grade considérées comme birimiennes. Mais les datations radiométriques de Papon (1973) qui donnent des âges archéens ne sont pas fiables. Les isochrones sont composites car elles tiennent compte de formations différentes et éloignées les unes des autres. Par contre, l'âge à 2109 ± 53 Ma (in Bessoles 1977) des

micaschistes de Kounoukou pourrait avoir une certaine signification car il s'agit d'une isochrone obtenu à partir de quatre échantillons d'un même affleurement. En effet, selon Papon (1973), les formations sédimentaires du domaine SASCA ont pour source des roches birimiennes.

Les échantillons étudiés proviennent de la région de Issia, d'une carrière de roches orthodérivées microgrenues à grenues de composition essentiellement tonalitique au Sud de la ville de Soubré et de la zone côtière allant de Sassandra à San-Pedro (fig. 2).

A la limite Nord du domaine SASCA, nous avons échantillonné un leucogranite intrusif dans les formations schisteuses, non loin de la ville de Issia. Ce massif correspond probablement au prolongement sud du grand leucogranite de Ferké, dont la genèse fait toujours l'objet de discussion (mise en place en contexte de collision ou en régime transcurrent).

Le second domaine d'échantillonnage se localise, d'après la carte du projet SASCA, au sein d'un ensemble indifférencié dénommé migmatite à biotite. Il pourrait également correspondre à un prolongement du massif étiré de la rivière Bao, de direction NNE, cartographié comme étant des granodiorites d'anatexie. Un âge à 2579 Ma est déterminé, mais il s'agit d'une isochrone composite Rb-Sr sur roche totale. Des faciès mélanocrates, laminés ou non et un faciès leucocrate ont été échantillonnés.

Le dernier domaine se caractérise par trois faciès principaux que sont les orthogneiss tonalitiques plus ou moins migmatitiques de Balmer (San-Pedro) ou de Monogaga, les micaschistes de Kounoukou et le massif granodioritique de Sassandra (fig. 2). Nous avons échantillonné chacun de ces faciès. Pour Papon (1973), les orthogneiss migmatitiques représentent un socle granitique libérien (2,8 Ga) sur lequel reposeraient en discordance des séries birimiennes métamorphiques d'origine pélitique (micaschiste de Kounoukou). La mise en place de la granodiorite de Sassandra se ferait au Birimien. Bard et Lemoine (1976) pensent que cet argument doit être abandonné à cause de l'intensité des déformations qui ne permet pas de retrouver les surfaces de stratification. Nos résultats de la géochimie isotopique et de la géochronologie concordent plutôt avec le modèle de Papon (1973).

1-. Le leucogranite de Issia

C'est un petit massif effilé orienté NS, intrusif dans les sédiments (fig. 2). Il présente une foliation sensiblement de même direction (N10°). La pétrographie de l'échantillon DLO3 bis est la même que celle du leucogranite GOE-1 du domaine centre. La différence réside au niveau des quelques rares petits cristaux de biotite brun rouge qui se transforment en biotite verte.

2-. La zone de Soubré

2.1-. Le gneiss tonalitique de base

C'est une roche grenue à microgrenue mélanocrate, pouvant être foliée ou non. La roche est migmatitique par endroits. On peut également observer de rares faciès basiques composés essentiellement d'amphibole. Les échantillons sont désignés SOK-1a et SOK-1d.

En lame mince, le faciès apparemment non laminé possède une structure cataclastique par endroits et les minéraux sont orientés. On note la présence de quartz et de feldspath potassique. Les minéraux ferro-magnésiens sont la biotite en petits cristaux et la hornblende verte en grandes plages. Le sphène et le zircon constituent les principaux minéraux accessoires de ces roches. Les faciès

laminés montrent des figures d'entraînement de minéraux. On observe un léger moirage de certains feldspaths.

2.2-. Le faciès acide (SOK-1b)

La roche est hololeucocrate à texture grenue à gros grain. Elle pourrait correspondre à des produits de fusion générés au cours de la migmatisation des tonalites. Elle se caractérise par la présence de mégacristaux de quartz et de microcline. On peut observer quelques rares minéraux ferro-magnésiens

3-. La zone Sassandra - San-Pedro

3.1-. L'orthogneiss tonalitique de Balmer

Ce sont des roches mésocrates avec une foliation orientée N30°. Ces orthogneiss sont cisailés de façon dextre avec mise en place de pegmatites à feldspath potassique rose dans les plans de cisaillement orientés N80 près de l'Hôtel Balmer. Des pegmatoïdes s'observent parfois le long de la foliation des gneiss donnant ainsi l'impression d'une fusion partielle.

En lame mince, l'échantillon SA-3 contient du quartz, du plagioclase et de la biotite de façon abondante. Cette dernière, de couleur vert brun ne montre pas d'orientation particulière. On observe la présence discrète de petits cristaux de muscovite probablement secondaire dans les joints entre minéraux et dans les diaclases qui affectent certains cristaux. Les minéraux accessoires sont le zircon, très prismatique, l'apatite ainsi que quelques minéraux opaques.

L'orthogneiss de Monogaga correspond au même faciès. La fusion est plus nette avec la présence de nombreuses pegmatoïdes, ainsi que quelques figures d'anatexie. Cet affleurement se caractérise par la présence de filons tardifs de dolérites. Ces dernières sont souvent rattachées à l'ouverture de l'océan Atlantique.

3.2-. Les micaschistes de Kounoukou

C'est un ensemble de roches de faciès variés allant des micaschistes au sens large jusqu'à des gneiss micacés. On rencontre des micaschistes alumineux à grenat et staurotide qui alternent avec des quartzites micacés à grenat. Il existe également des faciès à chlorite (chloritoschistes) et à amphibole (para-amphibolites). Ces roches sont très déformées avec des plis de type isoclinal. Elles sont souvent parsemées de pegmatites à tourmaline et muscovite, ainsi que de nombreux filonnets de quartz fortement plissés et boudinés.

On rencontre également des niveaux de métaconglomérat à galets étirés.

L'échantillon SAS-5 récolté est un quartzite micacé à grenat. La roche est massive et sombre, ce dernier caractère serait dû à la coloration particulière du quartz. Le grenat, en petits cristaux automorphes est abondant.

En lame mince, tous les minéraux sont orientés. On peut observer un litage de granulométrie différente. Le quartz est dominant, le plagioclase est présent. La biotite est rouge brun, caractéristique des faciès de haute température. De très fines et petites symplectites, dont la nature n'a pas été déterminée, s'observent fréquemment autour de la biotite et du quartz. Les porphyroblastes de grenat sont automorphes et contiennent de nombreuses inclusions de quartz et d'opacités. Ces derniers apparaissent allongés et orientés, et peuvent également inclure des petits grains de quartz.

3.3-. La granodiorite orientée de Sassandra

C'est un massif intrusif allongé N-S à la limite Est du domaine SASCA. La roche est mésocrate et présente une foliation frustrée de direction N120 à 130°. Une linéation minérale pentée de 30° vers le SE et l'observation des structures le long des plans de cisaillement N150 indique une déformation transcurrente dextre avec une légère composante normale.

En lame mince, la structure est cataclastique par endroits. La roche se compose de quartz, plagioclase et microcline comme minéraux felsiques. La hornblende verte est abondante et souvent automorphe. La biotite verte est moins abondante. De rares cristaux d'épidote sont accessoirement présents. Le sphène est automorphe et souvent de grande taille. Le zircon est également présent.

II-. Etude des éléments majeurs et en traces

Dans un premier temps, nous étudierons d'abord la mobilité des éléments : les alcalins (K, Rb) ainsi que le Th et à un degré moindre le Sr.

Nous conserverons le plan de l'étude pétrographique pour traiter la géochimie des éléments majeurs et traces. Ce plan se présente de la façon suivante:

- 1- le domaine Nord
 - le socle granito-gneissique: BD507, KG32 et KG33a
 - les volcanites BD510 et BD511
 - le granite intrusif BD513
- 2- le domaine centre
 - la zone de Séguéla
 - le socle granito-gneissique: SEN-1 et 2
 - le massif intrusif: la granodiorite MK-64
 - la zone de Vavoua
 - le socle granito-gneissique: BEZ-1, VAA-1
 - les leucogranites SG-5 et GOE-1
- 3- le domaine SASCA (Sud)
 - la zone de Issia: le leucogranite DLO3bis
 - la zone de Soubré
 - les gneiss de base SOK-1 a et d
 - le produit de fusion SOK-1b
 - la zone Sassandra - San-Pedro
 - l'orthogneiss de Balmer: SA-3
 - le quartzite micacé à grenat: SAS-5
 - la granodiorite orientée de Sassandra: SA-14

A. Mobilité des éléments

Le diagramme de Hughes (1973) (fig. 3a) montre que le comportement des alcalins (Na_2O et K_2O) dans les formations du domaine de transition est normal, excepté celui du basalte BD511, qui se situe en dehors du "spectre igné" délimité par les deux courbes. L'andésite BD510 perd du Rb, du Ba et K (fig. 13). Ces pertes pourraient être attribuées au phénomène de dévitrification qui altère souvent les caractères primaires des roches volcaniques. La

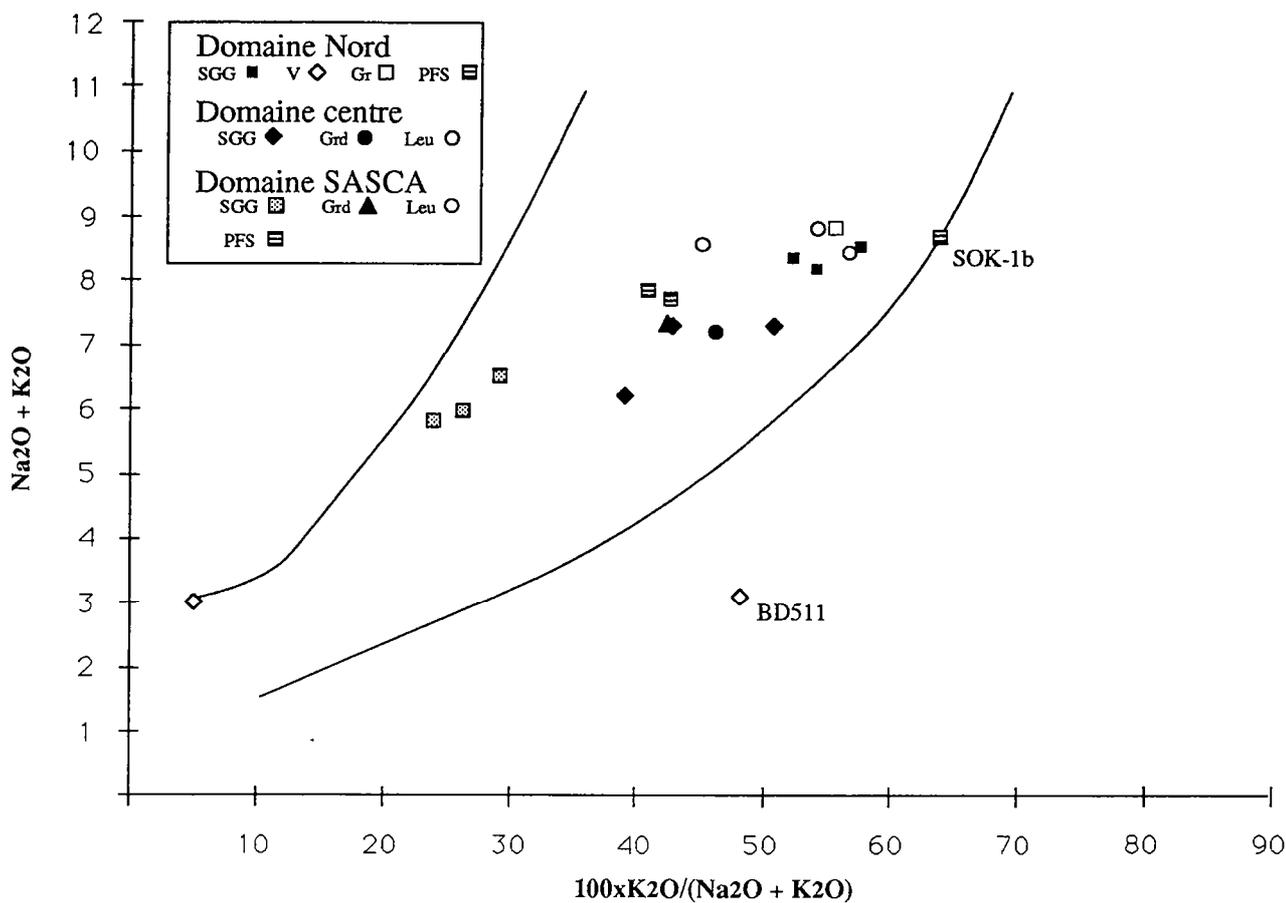


Fig. 3a. Diagramme Na_2O+K_2O en fonction de $100 \times K_2O / (Na_2O+K_2O)$ de Hughes (1973).

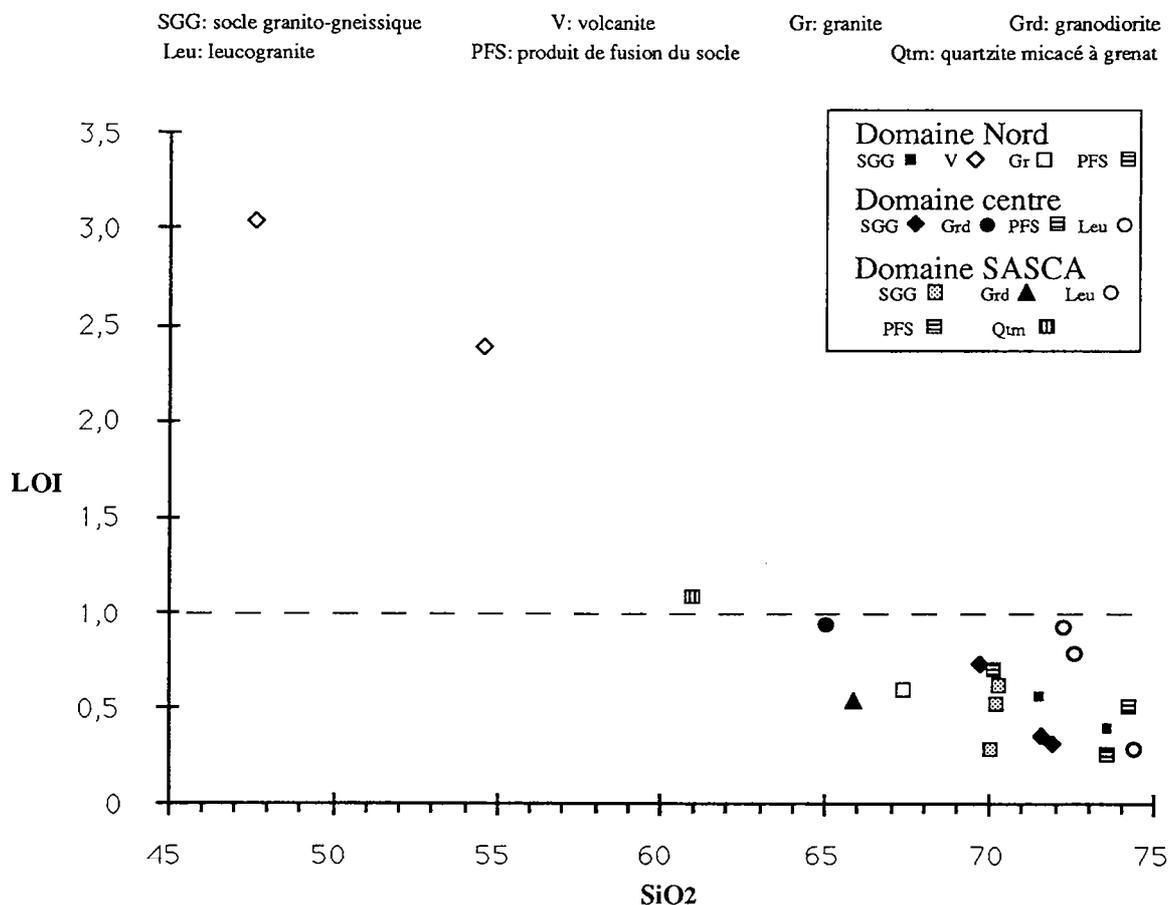


Fig. 3b. Diagramme perte au feu (LOI) en fonction de SiO_2 des formations du domaine de transition
 LOI: loss of ignition

cristallisation de calcite de remplacement serait probablement responsable de cette mobilité.

La perte au feu de la plupart des formations acides est inférieure à 1% (fig. 3b). Cela indique que les phénomènes d'altération tels que la séricitisation et la kaolinisation des feldspaths, la chloritisation des biotite, etc. sont quasiment inexistantes. Tandis que le basalte et l'andésite ont des pertes au feu de 3 et de 2,4% reflétant l'importance des phénomènes d'altération.

Le diagramme Rb en fonction de Sr (fig. 4) montre que la plupart des formations ont des rapports Rb/Sr supérieurs à 0,1, qui sont proches de la valeur moyenne de la croûte excepté pour l'andésite BD510 qui montre un rapport beaucoup plus faible.

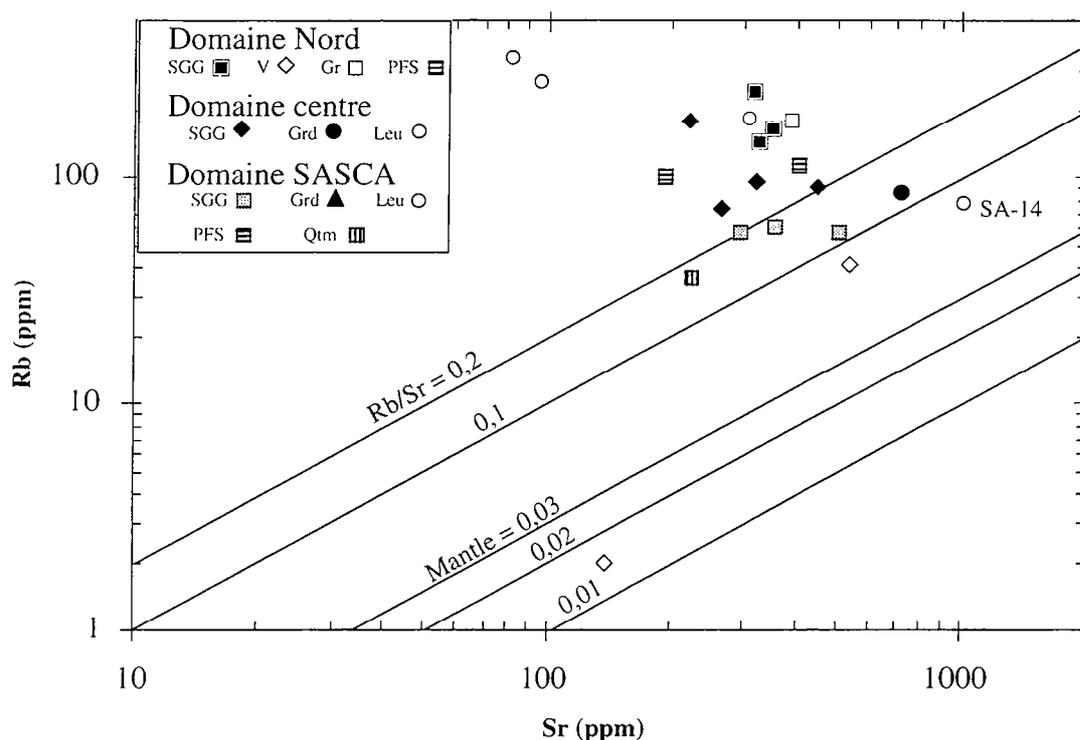


Fig. 4. Diagramme Rb en fonction de Sr des formations du domaine de transition

B. Caractères géochimiques des formations

1-. Le domaine Nord

a. Les gneiss du socle

Les gneiss migmatitiques BD507, KG-32 et KG-33a ont respectivement des teneurs en silice de 73,6%, 71,55% et 70,33%. Ce sont des formations potassiques (fig. 5) avec des rapports K_2O/Na_2O supérieurs à 1. Elles sont faiblement peralumineuses avec des rapports A/CNK compris entre 1,03 et 1,05 (fig. 6). Leur composition est granitique (fig. 7a) et elles appartiennent à une série calco-alcaline (fig. 7b et c).

Comparés aux granites calco-alcalins phanérozoïques ainsi qu'aux types calco-alcalins archéens 1 et 2 (CA1 et CA2) de Sylvester (1994), KG-32 est du type 2 et KG-33a du type 1 (fig. 8). L'échantillon BD507 est trop différencié pour appartenir à l'un de ces types (fig. 9). Les CA1 et CA2 proviennent de la fusion de tonalites, à des profondeurs différentes dans la croûte: les CA2 à des profondeurs beaucoup plus grandes, dans la zone de

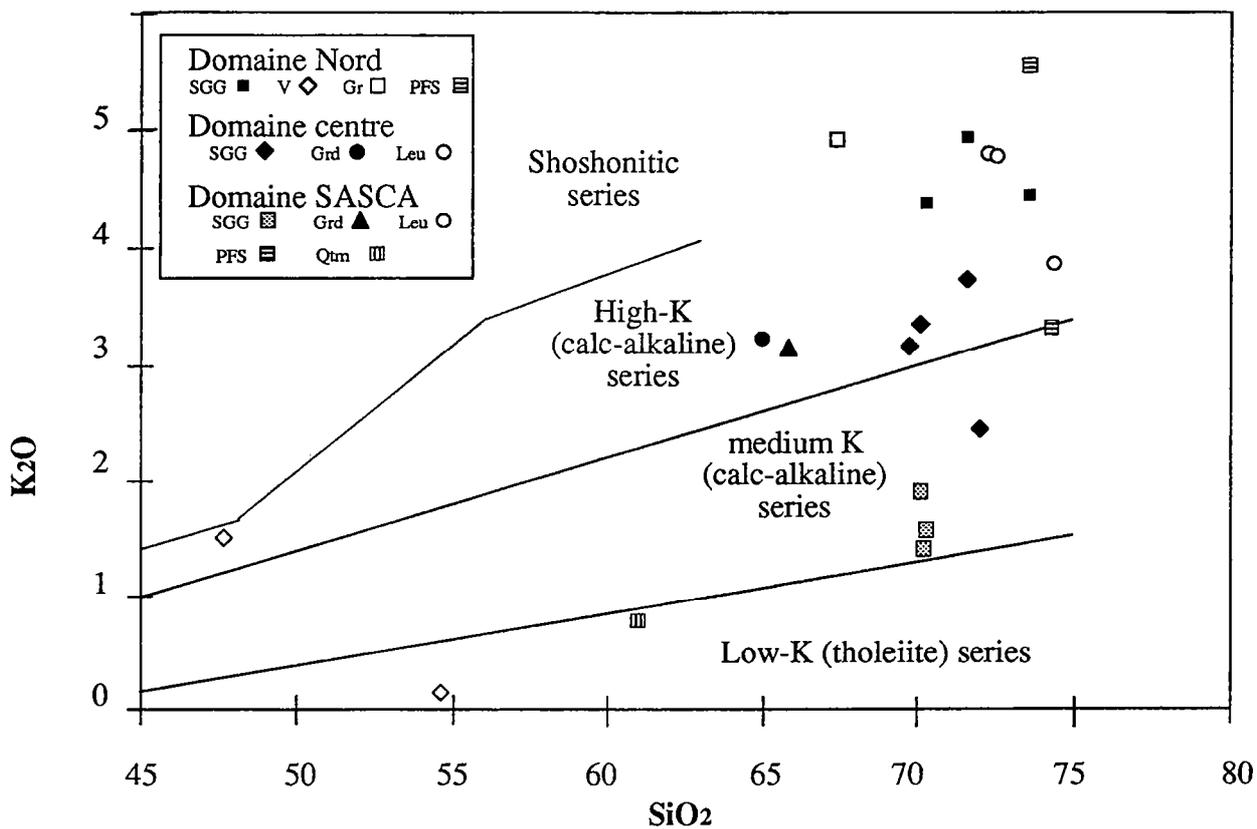


Fig. 5. Diagramme SiO_2 en fonction de K_2O des échantillons de la zone de transition (Ewart 1982)

SGG: socle granito-gneissique
Leu: leucogranite

V: volcanite
PFS: produit de fusion du socle

Gr: granite

Grd: granodiorite
Qtm: quartzite micacé à grenat

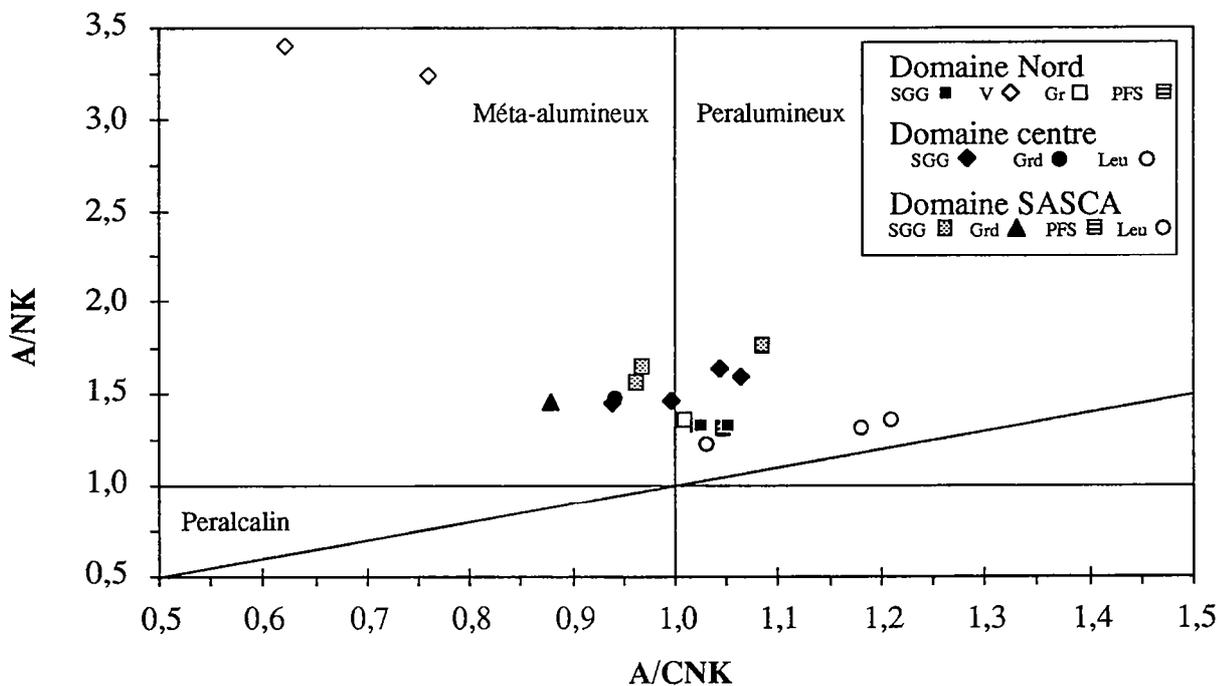


Fig. 6. Diagramme A/NK vs A/CNK de la zone de transition de la Côte d'Ivoire

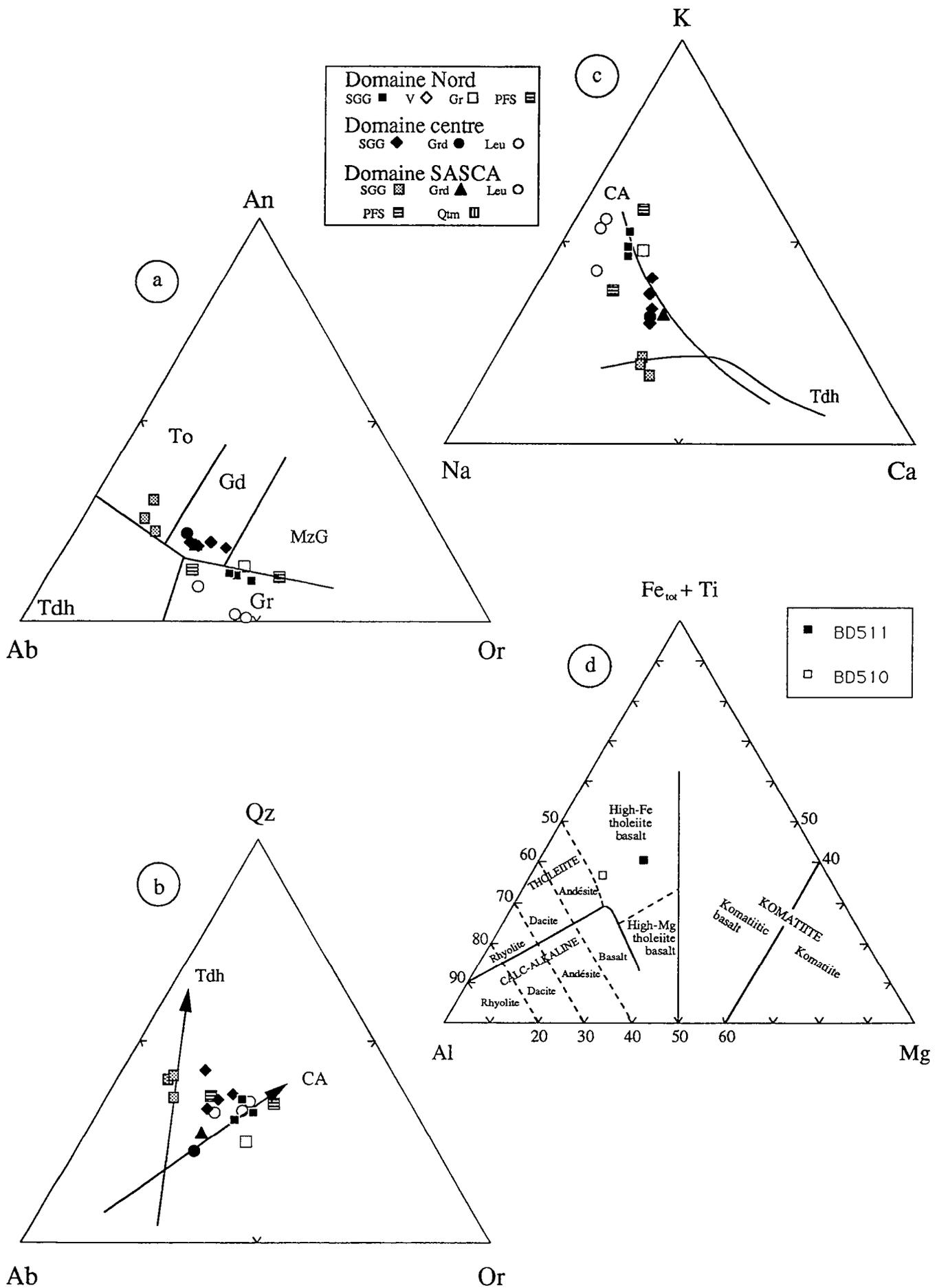


Fig. 7. Diagrammes de classification des formations du domaine de transition de la Côte d'Ivoire
 a. Barker 1979, d'après O'Connor 1965 b et c. Barker & Arth 1976 d. Jensen & Pyke, 1982

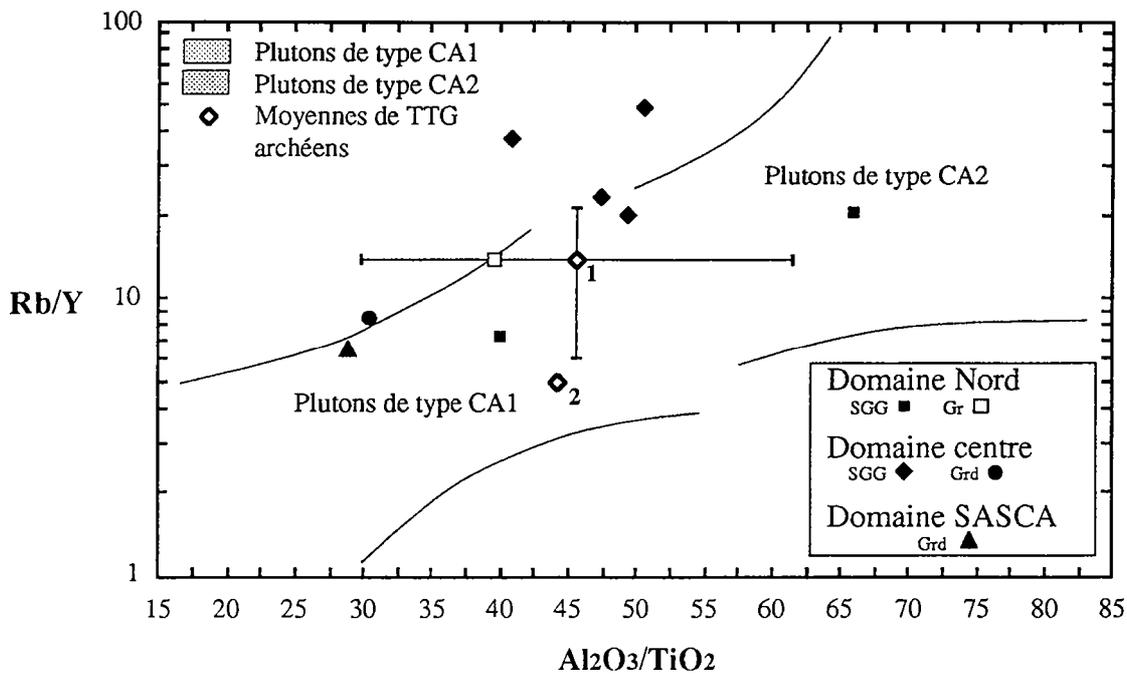


Fig. 8. Diagramme Al_2O_3/TiO_2 vs Rb/Y (Sylvester 1994) des échantillons étudiés dans la domaine de Transition de Côte d'Ivoire.

- 1: moyenne des TTG (Finlande) de Martin 1987
- 2: moyenne de TTG mondiale de Condie (1993)

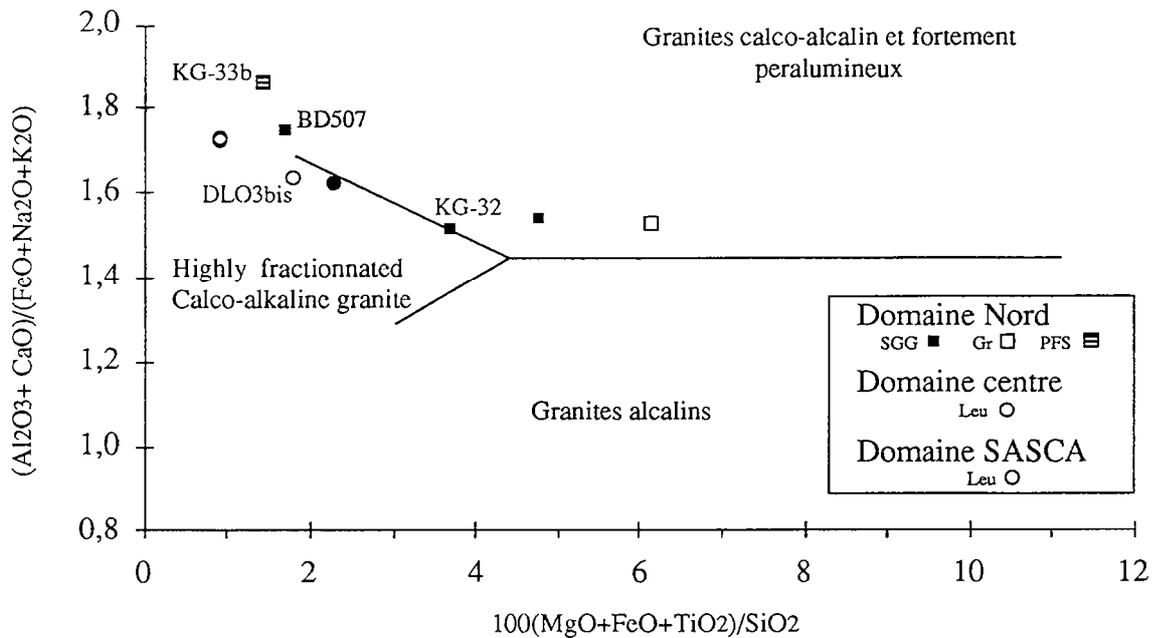


Fig. 9. Diagramme de Sylvester (1989) pour les granites syn-collision dans lequel sont représentées les roches de composition granitique du domaine de transition.

SGG: socle granito-gneissique Gr: granite Grd: granodiorite
 Leu: leucogranite PFS: produit de fusion du socle Qm: quartzite micacé à grenat

stabilité du grenat, permettant ainsi la formation de celui-ci au résidu et les CA1, à des profondeurs moins grandes laissant des résidus composés essentiellement d'orthopyroxène. Les granites calco-alcalins phanérozoïques ont des rapports Al_2O_3/TiO_2 et Rb/Y faibles et proches de ceux des CA-1. Ils correspondraient à des conditions de formations similaires. Les spectres des éléments en traces (fig. 10) confirmeraient les affinités obtenues avec la figure 8 si on tient compte de l'Yttrium et du Titane.

Le diagramme (Sr/Y) en fonction de Y (fig. 12) semble indiquer une origine par fusion de slab (lithosphère subductée) selon le modèle de Drummond et Defant (1990), excepté l'échantillon KG-33a. Les résidus seraient donc des amphibolites ou des éclogites contenant du grenat. C'est le modèle que ces auteurs proposent pour la formation des TTD (tonalite, trondhjémite et dacite).

Les spectres simplifiés des échantillons BD507 et KG-32 sont similaires avec un léger enrichissement pour KG-32 et une anomalie négative en Th pour BD507 (fig. 11).

b. Les volcanites

L'échantillon BD511 est basique (47,68% de SiO_2) tandis que l'échantillon BD510 est de composition intermédiaire (54,61% de SiO_2). Etant donné la mobilité des alcalins dans ces formations, nous utiliserons la classification de Jensen et Pyke (1982) basé sur la somme $Fe_{tot} + Ti, Al$ et Mg . Les volcanites BD510 et BD511 ont des compositions de basalte tholéiitique (fig. 7d). BD510 qui est un peu plus différencié s'approche du champ des andésites. Selon la classification de Cox et al. (1979) basée sur les teneurs en alcalin et en SiO_2 , BD510 correspond effectivement à une andésite. Les volcanites du bassin de la Bagoué appartiennent à une série tholéiitique et non calco-alcaline, comme pouvait le laisser croire la figure 5.

Le spectre simplifié des éléments en traces (fig. 13) indique une relative richesse en éléments incompatibles (Rb, Ba, K) pour le basalte BD511, par rapport à l'andésite BD510. Le diagramme Sr/Y vs Y indique que la genèse de l'andésite BD510 correspondrait à un mécanisme semblable à celui des TTD.

c. Le granite intrusif de Boundiali

L'échantillon BD513 possède 67,44% de silice; Il est potassique avec un rapport K_2O/Na_2O supérieur à 1%. C'est une roche dont la composition se situe à la limite des granites et des monzogranites (fig. 7a). Elle appartient à une série calco-alcaline (fig. 7b et c). Dans la classification de Sylvester (1994), elle est proche du type phanérozoïque et donc du type CA1 (fig. 8). La comparaison des spectres normalisés indique effectivement une affinité pour le type CA1, si l'on tient compte du Ti et de l'yttrium (fig. 10).

2-. Le domaine Centre

2.1-. La zone de Séguéla

a. Le socle granito-gneissique

Les échantillons SEN-1 et 2 contiennent respectivement 71,98 et 70,12% de silice. Ils sont moins potassiques que le socle gneissique du domaine Nord (fig. 5) avec des rapports K_2O/Na_2O inférieurs à 1 % (tab. 3). Ces formations sont faiblement peralumineuses (fig. 6) et de composition granodioritique

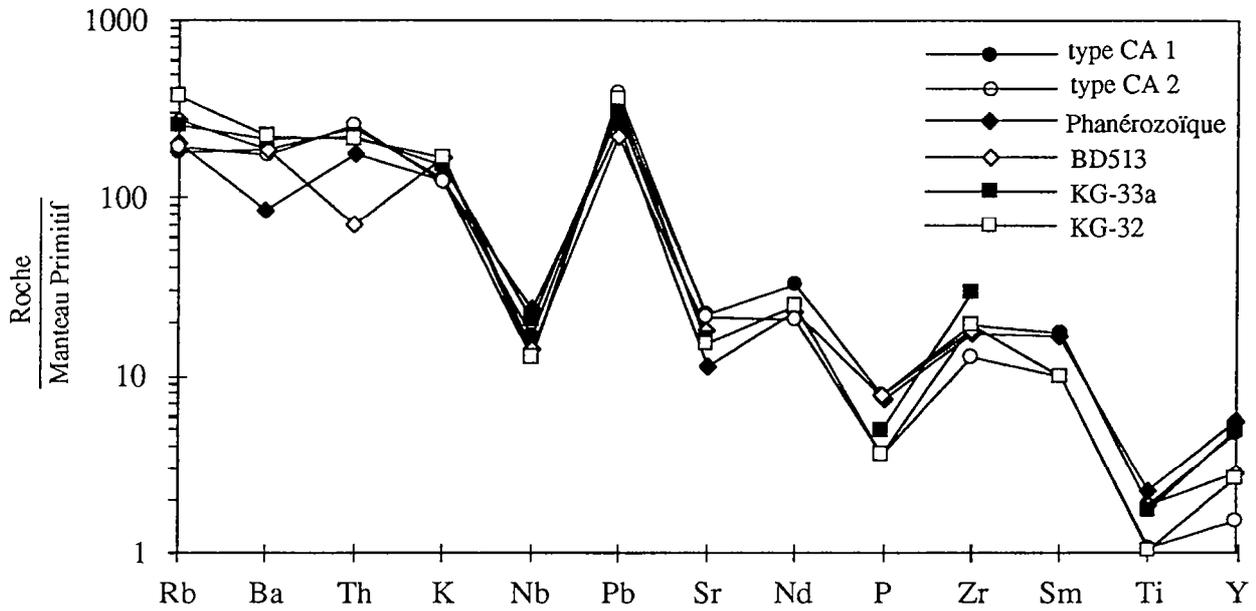


Fig. 10. Spectres comparés des granites calco-alcalins types CA1 et CA2 de Sylvester (1994), des gneiss de socle KG-32 et KG-33a et du granite intrusif BD513 (domaine Nord).

Les valeurs de normalisation sont de McDonough et al. 1992 et de Sun et McDonough 1989.

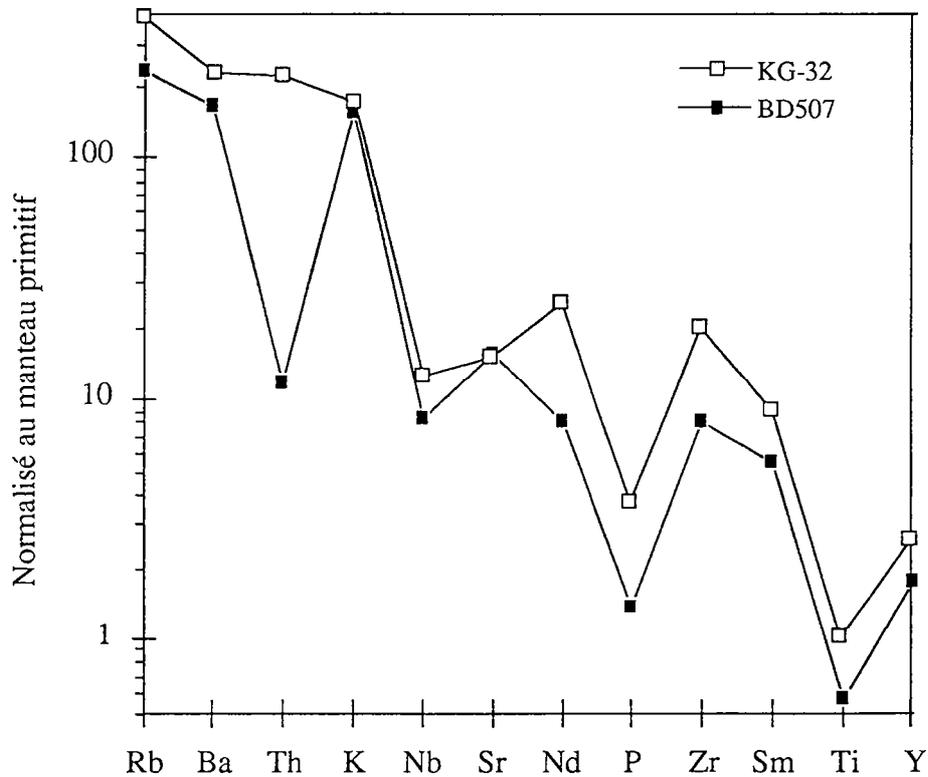
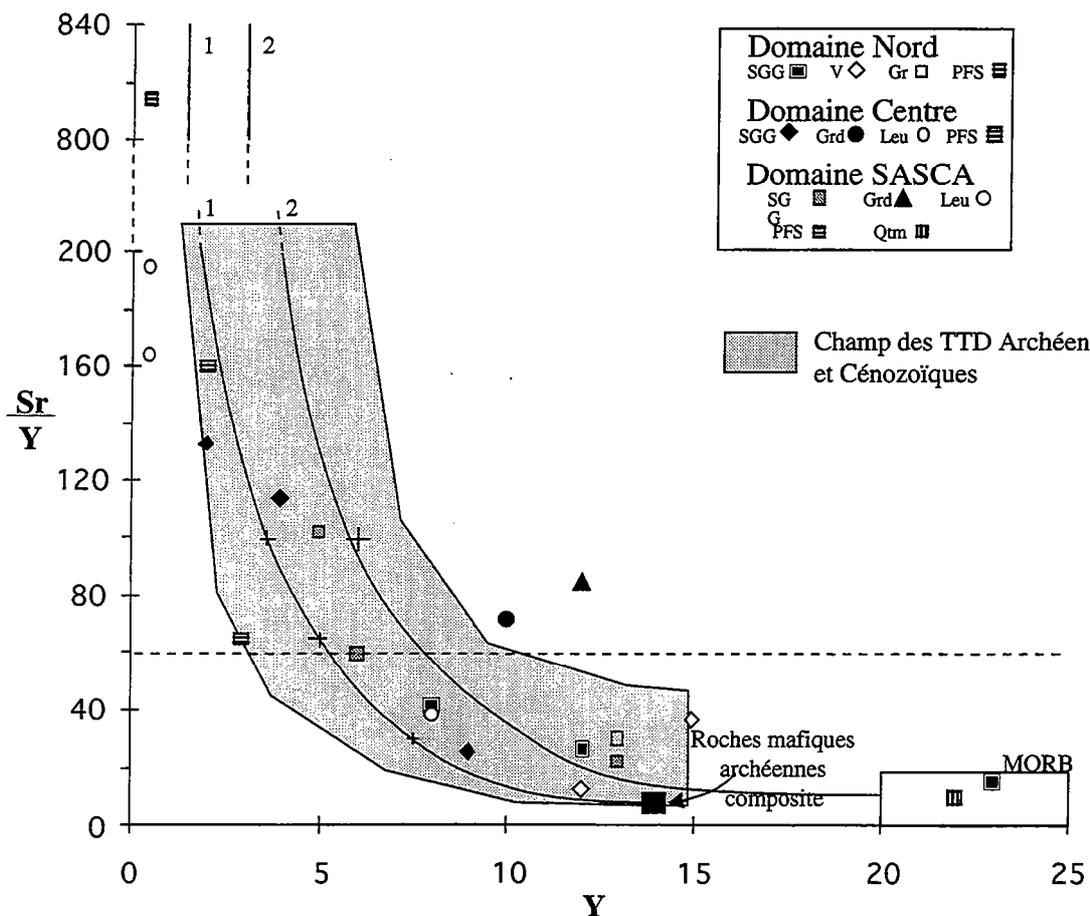


Fig. 11. Spectre simplifié des gneiss de socle BD507 et KG-32 de la zone Nord.

Les valeurs de normalisation sont de McDonough et al. 1992 et de Sun et McDonough 1989.

(fig. 7a). D'après les observations de terrain, SEN-2 serait le produit de fusion de SEN-1. Ils appartiennent à une série calco-alcaline (fig. 7 b et c) et se rapprochent plus du type CA2 (Sylvester, 1994) étant donné les rapports Rb/Y élevés (fig. 8). Les spectres comparés (fig. 14) semblent également confirmer ce caractère.

Le produit de fusion et la roche mère ont des spectres similaires avec une anomalie négative en Th et en P, cette dernière étant de moindre amplitude (fig. 15). Le rapport (Sr/Y) élevé (fig. 12) pour ces formations indique effectivement que ces dernières ont été très fractionnées durant la différenciation.



1 et 2: courbe de fusion partielle d'amphibolite archéenne et de MORB laissant des résidus d'amphibolite (2) ou d'éclogite (1) contenant 10% de grenat.

SGG: socle granito-gneissique

V: volcanite

Gr: granite

Grd: granodiorite

Leu: leucogranite

PFS: produit de fusion du socle

Qtm: quartzite micacé à grenat

Fig. 12. Diagramme (Sr/Y) en fonction de Y des formations du domaine de transition de la Côte d'Ivoire.

b. La granodiorite intrusive

L'échantillon MK-64 contient 65,04% de silice; c'est une roche méta-alumineuse (fig. 6) et de composition granodioritique (fig. 7a). Elle correspond au type CA1 de Sylvester (1994) d'après la figure 8. Ceci est confirmé par l'allure des différents spectres qui sont sensiblement similaires (fig. 14). Le spectre simplifié des éléments en traces indique un léger enrichissement par rapport aux gneiss du socle indifférencié (fig. 15).

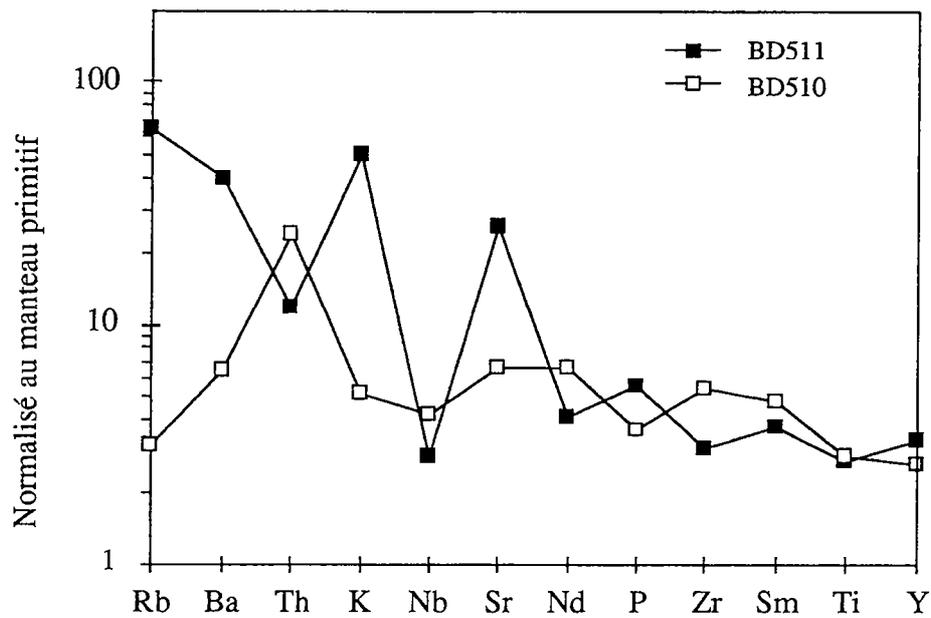


Fig. 13. Spectres simplifiés des volcanites intermédiaire et basique de la zone Nord dans la ceinture volcanique de la Bagoué.

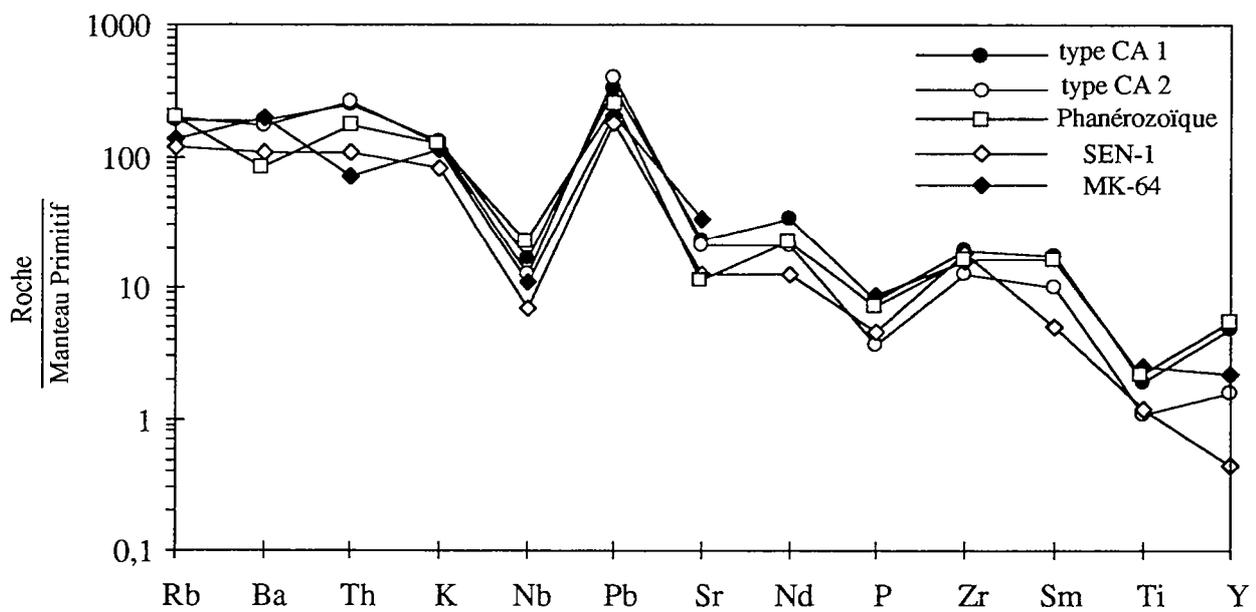


Fig. 14. Spectres comparés des granites calco-alkalins types CA1 et CA2 de Sylvester (1994), du gneiss du socle SEN-1 et de la granodiorite intrusive MK-64 (domaine Centre).

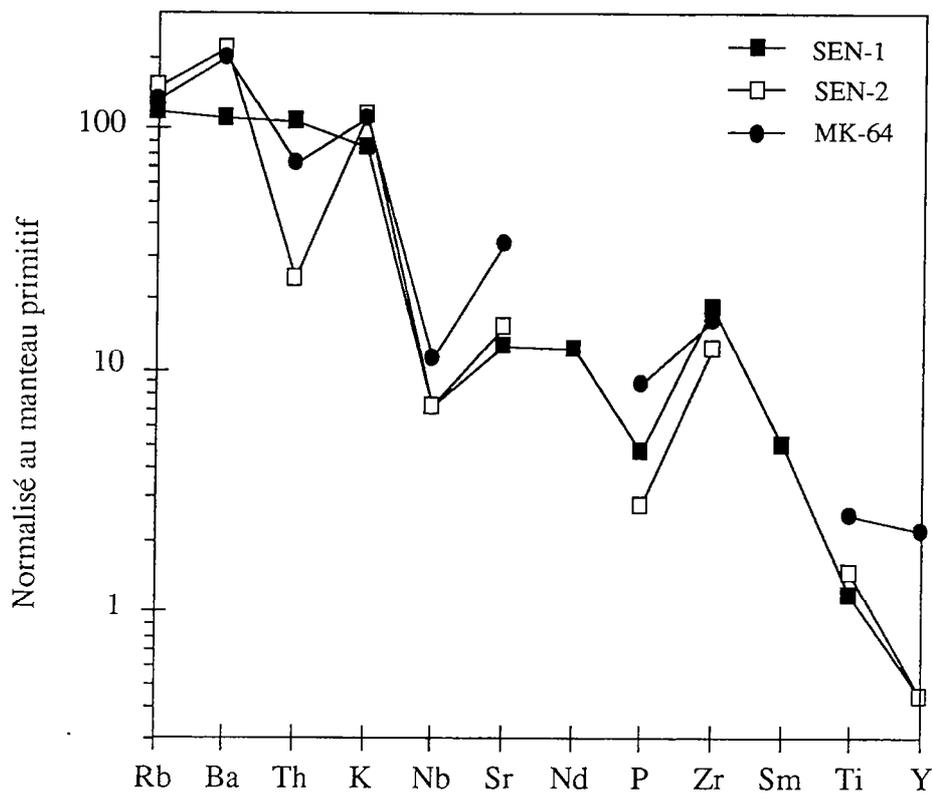


Fig. 15. Spectres simplifiés des gneiss du socle indifférencié (SEN-1 et 2) et de la granodiorite MK-64 (domaine centre -Séguéla-)

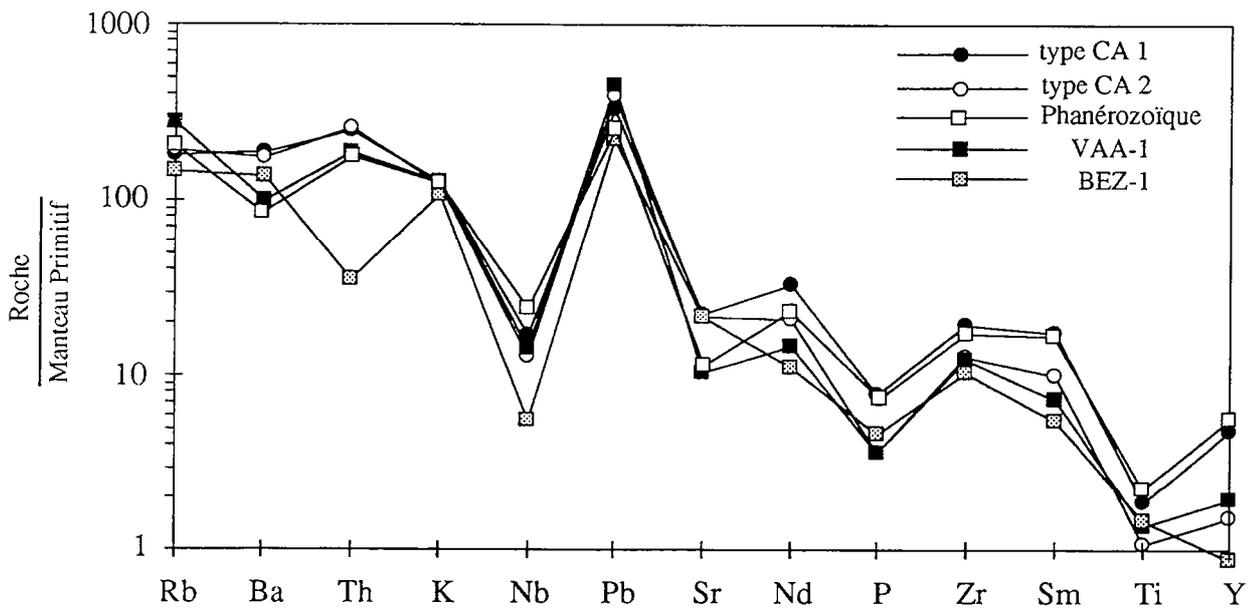


Fig. 16. Spectres comparés des granites calco-alcalins types CA1 et CA2 de Sylvester (1994), et des gneiss de socle VAA-1 et BEZ-1 (domaine Centre).

Dans le diagramme Sr/Y, l'échantillon MK-64 se projette hors du champ des TTD. Cela implique pour cette granodiorite, une origine par fusion à partir d'une source avec absence de grenat au résidu.

2.2-. La zone de Vavoua

a. Les gneiss de socle

Les échantillons BEZ-1 et VAA-1 ont des teneurs en silice de 69,78 et de 71,59% respectivement. Ce sont des formations méta-alumineuses, contrairement aux gneiss de socle peralumineux déjà étudiés (fig. 6). Elles sont de composition granodioritique comme les gneiss de socle SEN-1 et 2 de la zone précédente (fig. 7a). Elles montrent une affinité calco-alcaline (fig. 7 b et c). Ce sont des formations assez riches en K, mais un peu moins que celles du domaine Nord (fig. 4). Comparé à la moyenne des granites calco-alcalins archéens et phanérozoïques de Sylvester (1994), le socle granito-gneissique de Vavoua se rapproche du type CA2 à cause du rapport Rb/Y élevé (fig. 8). Les spectres des échantillons VAA-1 et BEZ-1 montrent effectivement de bonnes similitudes avec le type CA2 (fig. 16). Nous sommes donc en présence de formations assez différenciées et qui proviennent probablement de la fusion de la croûte à des profondeurs très importantes.

b. Les leucogranites

Les échantillons SG-5 et GOE-1 contiennent respectivement 74,38 et 72,29% de silice. Ce sont des formations qui peuvent être fortement peralumineuses (fig. 6). Leur composition est granitique (fig. 6a) et elles appartiennent à une série calco-alcaline (fig. 7 b et c). La pauvreté en minéraux ferro-magnésiens ($Fe_2O_3^* + MgO < 1,5$) et les teneurs faibles en Y soulignent le caractère très fractionné de ces leucogranites (fig. 9 et 12). L'allure des spectres simplifiés des éléments en traces (fig. 18) mettent également en évidence ce fort fractionnement, avec une anomalie négative en Sr et une autre positive en P pour GOE-1.

Le caractère fortement peralumineux et la présence fréquente de monazite suggèrent une origine par fusion partielle de sédiments. L'analyse morphologique des zircons apporte un soutien à cette hypothèse (voir partie géochronologie).

L'échantillon SG-5 qui est plus riche en Y indiquerait probablement une origine ou des conditions de fusion différentes de celle de l'échantillon GOE-1. Ses rapports $A/CNK = 1,03$ et Rb/Sr faibles (0,59 contre 4,21 pour GOE-1), l'absence d'anomalie négative en Sr (fig. 18) et le rapport (Sr/Y) peu élevé (fig. 12) sont autant de caractères qui le distingue de l'échantillon GOE-1.

Cocherie (1978) a étudié le comportement des terres rares dans plusieurs leucogranites du grand massif de Ferké. Il obtient des spectres très fractionnés et appauvris en terres lourdes avec des rapports La/Yb variant 165 à 40. Il en arrive à la conclusion que ces formations sont les produits de fusion de matériel crustal profond avec cristallisation de grenat au résidu. Ce matériel en fusion est probablement d'origine sédimentaire vu le rapport A/CNK élevé (1,2). La fusion se produit donc dans la zone de stabilité du grenat avec présence de ce dernier dans le résidu de fusion.

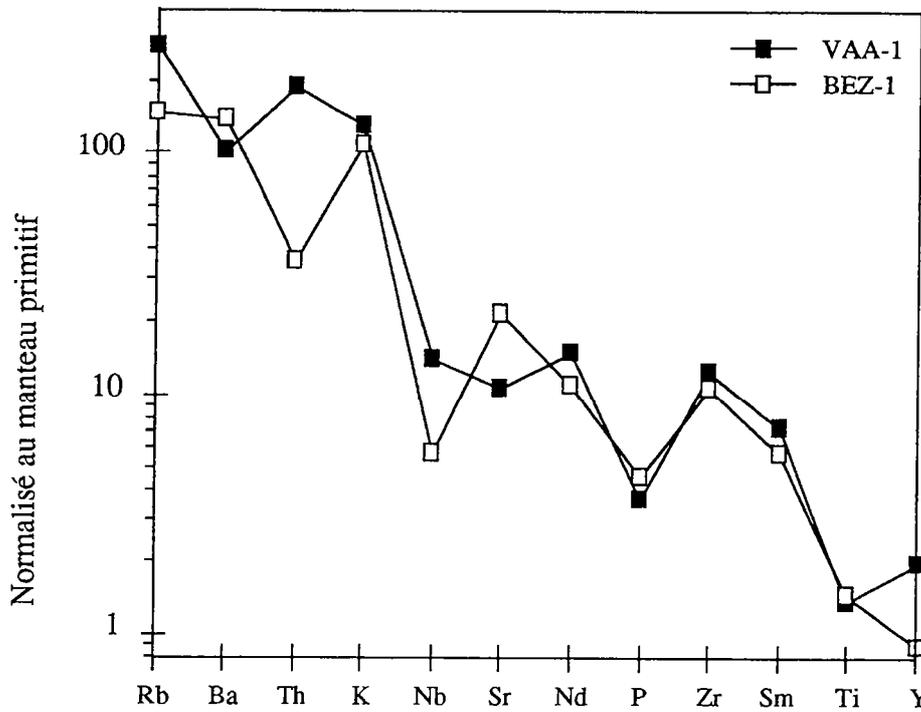


Fig. 17. Spectres simplifiés d'échantillons du socle granito-gneissique de la région de Vavoua (Domaine Centre -Vavoua-)

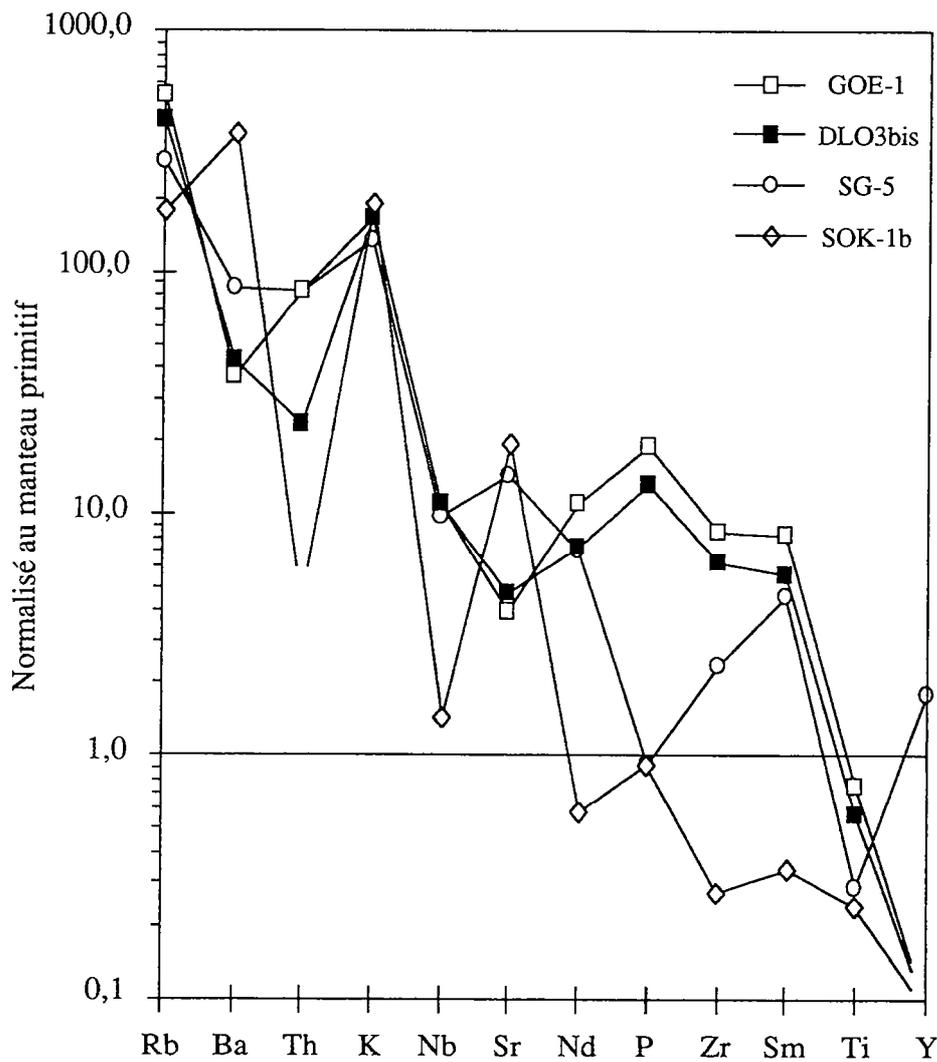


Fig. 18. Spectres simplifiés des leucogranites des Domaines Centre et SASCA ainsi que du produit de fusion SOK-1b (Domaine SASCA -Soubré-). L'absence de point correspond à des teneurs inférieures à 1 ppm.

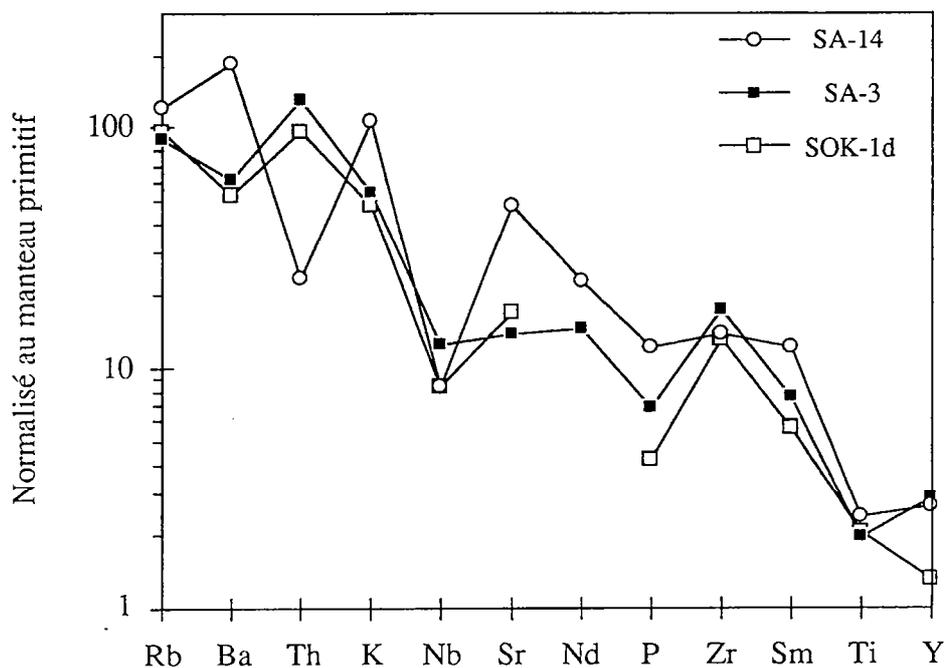


Fig. 19. Spectres simplifiés des tonalites et de la granodiorite du domaine SASCA

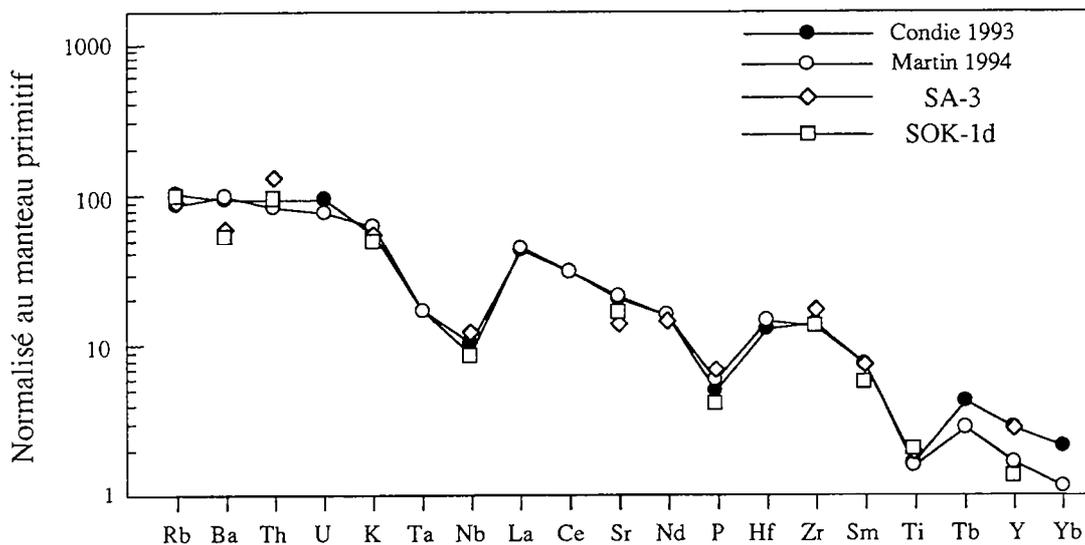


Fig. 20. Comparaison entre spectres d'éléments en traces simplifiés des tonalites SA-3 et SOK-1d et spectres complets des TTG archéennes de Condie (1993) et de Martin (1994). Les valeurs de normalisation sont de McDonough et al. 1992 et de Sun et McDonough 1989.

3-. Le domaine SASCA

3.1-. le leucogranite de Issia

L'échantillon DLO3bis présente les mêmes caractéristiques que l'échantillon GOE-1 du domaine précédent. Ils ont des compositions semblables (fig. 7) et montrent les mêmes allures de spectre d'éléments en traces (fig. 18). On peut donc envisager pour le leucogranite DLO3bis, la même origine que pour l'échantillon GOE-1. C'est-à-dire une fusion de matériel d'origine sédimentaire, avec présence de grenat au résidu.

3.2-. La zone de Soubré

a. L'orthogneiss de base

Les échantillons SOK-1a et SOK-1d contiennent respectivement 70,08 et 70,23% de SiO₂. Ce sont des formations méta-alumineuses (fig. 6) ayant une composition de tonalite (fig. 7a). Les teneurs en alcalins et en Fe₂O₃*+MgO les rapprochent des TTG. Ces roches correspondent effectivement à une différenciation trondhjémitique (fig. 7b et c). Le spectre des éléments en traces a la même allure que celui de l'orthogneiss tonalitique SA-3 de San-Pédro (fig. 19). La comparaison avec celui de la moyenne des TTG (Martin 1994, Condie 1993) montre une bonne similitude, excepté une anomalie négative en Th, et une autre, plus faible en Sr (fig. 20).

Le caractère trondhjémitique de ces gneiss tonalitiques nous permet d'envisager une origine par fusion partielle d'amphibolite à grenat avec au résidu, du grenat et de la hornblende. Le rapport (Sr/Y) du même ordre que celui des TTG laisse augurer un spectre de terres rares similaire.

b. Le faciès acide

L'échantillon SOK-1b est probablement un produit de fusion lié à la migmatisation par endroits du gneiss de base. Il contient 73,59% de SiO₂, il est faiblement peralumineux (fig. 6) et de composition granitique (fig. 7a). L'analyse des éléments majeurs indique qu'il s'agit d'une roche très fractionnée (fig. 9). Elle suit une différenciation calco-alcaline (fig. 7 b et c).

Le spectre d'éléments en traces met également en évidence le fort fractionnement de cette roche (fig. 18). Il se caractérise aussi par une anomalie négative en Th probablement liée au à la forte différenciation. Une autre conséquence est l'appauvrissement en éléments incompatibles.

3.3-. La zone Sassandra - San-Pedro

a. L'orthogneiss de Balmer (SA-3)

Il contient 70,33% de SiO₂ et est faiblement peralumineux. La teneur en K₂O (1,56%) et la somme FeO+MgO (3,25%) sont du même ordre que celles de la moyenne des TTG de Martin (1994). Cette formation est de composition tonalitique et suit une différenciation trondhjémitique (fig. 7 a, b et c), contrairement aux gneiss du socle granito-gneissique des domaines Nord (Boundiali) et Centre (Séguéla-Vavoua).

Le spectre simplifié d'éléments en traces indique une anomalie négative en Ba (fig. 19). La comparaison avec les spectres de TTG de Martin (1994) et de Condie (1993), ne montre pas de grandes différences, à part le Ba et une faible anomalie négative en Sr (fig. 20). Cela entraîne une baisse du rapport (Sr/Y) par

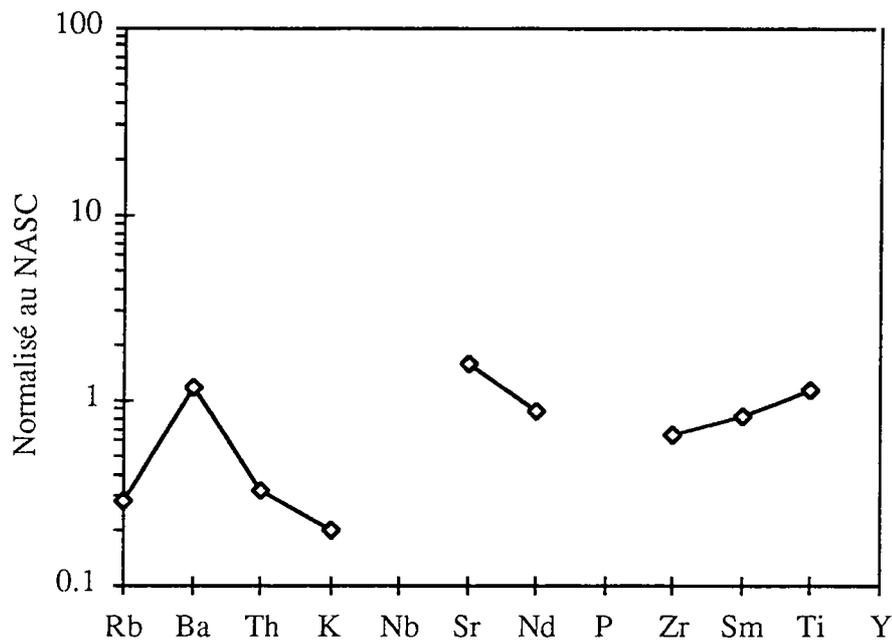


Fig. 21. Spectre simplifié de la quartzite micacée à grenat du domaine SASCA
 NASC: north american shale composite

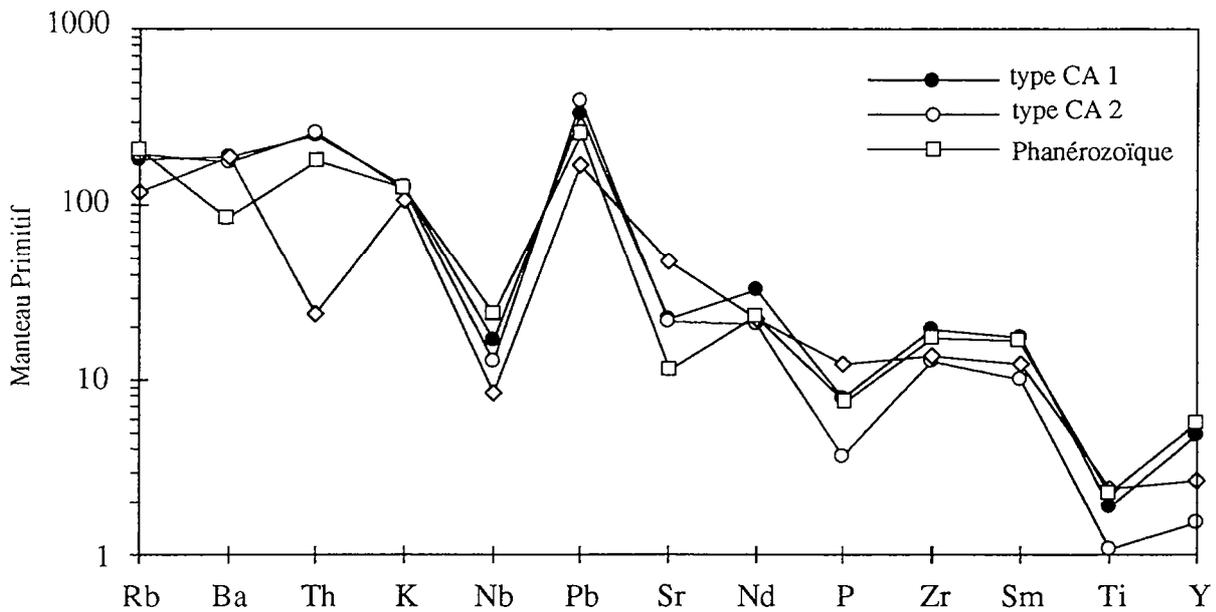


Fig. 22. Spectres comparés des granites calco-alkalins types CA1 et CA2 de Sylvester (1994) et de la granodiorite SA-14 du domaine SASCA.

rapport à celui des TTG (fig. 12). L'orthogneiss tonalitique de Balmer peut être considéré comme issue de la fusion partielle d'amphibolite à grenat avec au résidu du grenat et de la hornblende comme les TTG.

b. Le quartzite micacée à grenat

L'échantillon SAS-5 est de composition intermédiaire avec 61% de SiO₂. La somme Fe₂O₃*+MgO est élevée (12%). La teneur en K₂O est faible et de 0,76%. La roche est fortement peralumineuse (tab. 3). Le spectre simplifié d'éléments en traces (fig. 21), normalisé au NASC (North American Shale composite), montre un appauvrissement en Rb, Th et K. Les autres éléments ont des teneurs comparables au NASC.

Ces métasédiments sont supposés provenir de l'érosion de formations d'âge Birimien. La géochimie isotopique du Nd nous apportera quelques précisions sur ce sujet.

c. La granodiorite orientée

L'échantillon SA-14 possède 65,91% de SiO₂. Il est méta-alumineux (fig. 6) et de composition granodioritique (fig. 7a). Il correspond à une différenciation calco-alcaline (fig. 7 b et c). Comparé aux granites calco-alcalins de Sylvester (1994), il se projette dans le champ des CA1. La comparaison des spectres montre effectivement une affinité pour le type CA1 (fig. 22).

Le spectre simplifié (fig. 19) indique une anomalie négative en Th. On observe également un enrichissement en Sr. Cela entraîne un rapport (Sr/Y) élevé. Comme la granodiorite MK-64 du domaine Centre, la granodiorite SA-14 se projette hors du champ des TTD.

C. Conclusion

L'étude des caractères géochimiques des formations de la zone de Transition met en évidence une variation progressive de la nature du socle gneissique, du Nord au Sud.

Au Nord, dans la région de Boundiali (fig. 2), il est granitique et appartient à une série calco-alcaline (fig. 7). Dans le domaine Centre, à Séguéla et Vavoua, il est granodioritique et correspond également à une série calco-alcaline. Enfin dans le domaine SASCA, au Sud, il est de composition tonalitique et suit une différenciation trondhjémitique (fig. 20). Le socle est donc de plus en plus différencié du Sud vers le Nord.

Un des caractères de ces formations calco-alcalines du domaine de transition (les gneiss de socle) est leur pauvreté en Y. Par rapport aux moyennes de Sylvester (1994), le socle gneissique est comparable au type CA2, plus qu'aux CA1 et au calco-alcalin phanérozoïque (par exemple fig. 16). Cela indique que les formations birimiennes de la zone de transition proviennent de la fusion d'une source avec la présence de grenat dans les résidus de fusion. Ce mécanisme est semblable à celui qui génère les TTD et les TTG.

Les volcanites du domaine Nord (bassin de la Bagoué) sont sujettes à une perte de Na, K, Ba, et Rb probablement causée par des phénomènes d'altération qui les affectent pendant ou après leur mise en place.

Les massifs intrusifs étudiés dans les Domaines Centre et SASCA sont riches en Sr et sont de composition granodioritique, tandis que le massif intrusif de Boundiali (Nord) est granitique avec une teneur en Sr normale. Les

	ZONE NORD							ZONE CENTRE		
	BD507	KG32	KG33a	BD511	BD510	KG33B	BD513	SEN-1	MK64	SEN-2
SiO ₂	73.60	71.55	70.33	47.68	54.61	74.25	67.44	71.98	65.04	70.12
Al ₂ O ₃	14.45	14.50	14.84	14.24	15.58	14.24	15.86	14.33	16.17	15.71
Fe ₂ O ₃	0.98	2.00	2.41	11.28	8.97	0.92	3.04	3.01	3.55	1.98
MnO	0.01	0.04	0.04	0.19	0.15	0.02	0.04	0.02	0.05	0.02
MgO	0.15	0.44	0.59	9.40	5.63	0.08	0.71	0.76	1.65	0.78
CaO	1.52	1.43	1.74	10.28	8.60	1.72	2.19	2.70	3.34	2.65
Na ₂ O	3.74	3.61	3.98	1.58	2.83	4.39	3.90	3.77	4.62	3.85
K ₂ O	4.43	4.91	4.37	1.47	0.15	3.28	4.90	2.41	3.20	3.31
TiO ₂	0.12	0.22	0.37	0.58	0.60	0.08	0.40	0.35	0.53	0.31
P ₂ O ₅	0.03	0.08	0.11	0.12	0.08	0.02	0.17	0.10	0.19	0.06
P.F	0.40	0.55	0.51	3.03	2.39	0.51	0.58	0.31	0.93	0.70
TOTAL	99.43	99.33	99.29	99.85	99.59	99.51	99.23	99.74	99.27	99.49
Fe/Mg	7.6	5.3	4.8	1.4	1.9	13.4	5.0	4.6	2.5	3.0
FeO+MgO	1.1	2.4	3.0	20.7	14.6	1.0	3.8	3.8	5.2	2.8
K ₂ O/Na ₂ O	1.2	1.4	1.1	0.9	0.1	0.7	1.3	0.6	0.7	0.9
A/CNK	1.05	1.05	1.03	0.62	0.76	1.02	1.01	1.04	0.94	1.07
Qz	32	28	26		11	32	21	34	17	28
Or	26	29	26	9	1	19	29	14	19	20
Ab	32	31	34	13	24	37	33	32	39	33
An	7	7	8	27	29	8	10	13	14	13
Nb	6	9	15	2	3	3	10	5	8	5
Zr	90	221	327	34	61	67	206	206	182	136
Y	8	12	23	15	12	3	13	2	10	2
Sr	324	317	349	541	139	194	389	264	714	319
Rb	146	242	166	41	2	101	177	74	85	96
Co	<1	3	5	46	39	<1	6	7	11	5
V	11	24	34	239	177	10	36	41	66	32
Ni	1	3	4	83	132	<1	3	4	19	9
Cr	12	15	17	421	186	5	8	15	34	22
Ba	1170	1572	1500	284	45	417	1308	765	1373	1528
Ga	16	18	19	13	14	16	20	17	21	16
Cu	2	19	13	76	41	1	10	9	11	20
Zn	22	46	55	82	75	17	52	39	56	29
Th	1	18	19	1	2	18	6	9	6	2
Pb	24	26	22	3	3	20	16	13	15	11
Nd	10.9	34.1		5.6	9.0			16.5		
Sm	2.5	4.5		1.6	2.1			2.1		
Rb/Sr	0.45	0.76	0.48	0.08	0.01	0.52	0.46	0.28	0.12	0.30
(Sr/Y) _n	41	26	15	36	12	65	30	132	71	160

Tab. 3. Analyses des éléments majeurs et en traces des formations du domaine de transition

	ZONE CENTRE				DOMAINE SASCA						
	VAA-1	BEZ-1	SG-5	GOE-1	SA-3	SA-14	SOK1A	SOK1B	SOK1D	DL03BIS	SAS-5
SiO2	71.59	69.78	74.38	72.29	70.33	65.91	70.08	73.59	70.23	72.57	60.99
Al2O3	14.34	14.72	14.45	15.00	15.64	14.78	14.84	14.51	14.29	15.27	18.11
Fe2O3	2.43	2.35	0.57	1.24	3.25	3.87	2.88	0.58	3.68	0.99	9.20
MnO	0.04	0.03	0.02	0.01	0.03	0.05	0.04	0.00	0.05	0.01	0.08
MgO	0.79	1.08	0.05	0.27	0.00	2.25	1.03	0.06	1.24	0.20	3.20
CaO	2.46	3.00	1.18	0.66	3.02	3.58	3.19	1.49	3.33	0.64	2.33
Na2O	3.58	4.16	4.68	3.65	4.39	4.20	4.59	3.13	4.38	4.02	2.38
K2O	3.70	3.11	3.84	4.78	1.56	3.09	1.88	5.54	1.38	4.75	0.76
TiO2	0.29	0.31	0.06	0.16	0.42	0.51	0.33	0.05	0.44	0.12	0.89
P2O5	0.08	0.10	0.02	0.41	0.15	0.27	0.08	0.02	0.09	0.29	0.14
P.F	0.35	0.72	0.28	0.92	0.62	0.54	0.28	0.25	0.52	0.78	1.09
TOTAL	99.65	99.36	99.53	99.39	99.41	99.05	99.22	99.22	99.63	99.64	99.17
Fe/Mg	3.6	2.5	13.3	5.4		2.0	3.3	11.3	3.5	5.8	3.4
FeO+MgO	3.2	3.4	0.6	1.5	3.3	6.1	3.9	0.6	4.9	1.2	12.4
K2O/Na2O	1.0	0.7	0.8	1.3	0.4	0.7	0.4	1.8	0.3	1.2	0.3
A/CNK	1.00	0.94	1.03	1.21	1.09	0.88	0.96	1.05	0.97	1.18	2.02
Qz	30	26	30	32	33	20	28	31	31	30	32
Or	22	18	23	28	9	18	11	33	8	28	4
Ab	30	35	40	31	37	36	39	26	37	34	20
An	12	12	6	1	14	12	14	7	15	1	11
Nb	10	4	7	8	9	6	5	1	6	8	7
Zr	137	116	26	96	195	155	133	3	149	70	130
Y	9	4	8	1	13	12	5	1	6	1	22
Sr	222	455	308	82	295	1006	510	407	356	97	226
Rb	178	92	182	345	57	77	57	112	61	269	36
Co	6	9	<1	2	11	16	7	<1	12	0	39
V	40	45	6	15	51	76	44	13	72	7	201
Ni	12	20	<1	2	4	44	13	<1	19	<1	77
Cr	27	43	7	9	16	78	26	6	33	7	261
Ba	698	958	594	261	424	1304	680	2599	369	304	754
Ga	17	18	18	21	17	19	18	13	17	19	23
Cu	16	11	2	4	15	58	23	5	45	2	101
Zn	39	41	18	56	52	59	44	10	53	41	94
Th	16	3	7	7	11	2	5	<1	8	2	4
Pb	32	16	24	16	15	12	10	16	8	17	5
Nd	20.4	14.7	9.8	14.8	19.2	31.2	13.4	4.3	15.8	10.3	23.6
Sm	3.2	2.5	1.9	3.6	3.3	5.5	2.3	0.8	2.5	2.5	4.8
Rb/Sr	0.80	0.20	0.59	4.21	0.19	0.08	0.11	0.28	0.17	2.77	0.16
(Sr/Y)n	25	114	39	164	23	84	102	814	59	194	10

Tab. 3. (suite)

leucogranites du grand massif de Ferké proviennent probablement de la fusion de sédiments avec la présence de grenat au résidu.

Nous pouvons suggérer que du Nord au Sud, nous passons à un niveau structural plus profond dans la croûte. Le caractère polyphasé des formations du domaine SASCA serait en faveur d'une telle hypothèse.

III-. Géochronologie et géochimie isotopique

Nous utiliserons la méthodologie appliquée aux formations archéennes dans la première partie de ce mémoire. Dans un premier temps, nous présenterons les données isotopiques Nd-Sr, puis nous donnerons les résultats des analyses monozircon par évaporation directe de Pb (Kober 1986). Les résultats des isotopes du Sr sont interprétés à partir d'une isochrone de référence à 2,1 Ga, car cet âge correspond au paroxysme de l'événement birimien. Les zircons du domaine Protérozoïque ont une histoire généralement simple. La méthode monozircon est donc appropriée pour ce type de formations. Les âges seront par conséquent très proches de l'âge de cristallisation des zircons (Kober 1986).

Les monazites des gneiss de socle SEN-1 et 2 ont également été analysées de cette façon, ainsi qu'en U-Pb (méthode classique).

Les formations analysées dans chaque domaine, selon au moins l'une des méthodes citées ci-dessus sont les suivantes:

1- le domaine Nord

- le socle granito-gneissique: BD507, KG32 et KG33a
- les volcanites de la ceinture de la Bagoué
 - les basaltes tholéitiques BD511
 - l'andésite BD510

2- le domaine centre

- la zone de Séguéla
 - le socle granito-gneissique: SEN-1 et 2
- la zone de Vavoua
 - le socle granito-gneissique: BEZ-1, VAA-1
 - les leucogranites SG-5 et GOE-1

3- le domaine SASCA (Sud)

- la zone de Issia: le leucogranite DLO3bis
- la zone de Soubré
 - les gneiss tonalitique SOK-1 a et d
 - le mobilisat granitique SOK-1b
- la zone Sassandra - San-Pedro
 - l'orthogneiss tonalitique de Balmer: SA-3
 - le quartzite micacés à grenat SAS-5
 - la granodiorite orientée de Sassandra: SA-14

A. Le Domaine Nord

1-. Nd-Sr sur roche totale

a. Le socle granito-gneissique

Les gneiss granitiques BD507 et KG-32 ont respectivement des âges modèles Nd de 2564 Ma et de 2281 Ma (tab. 4). Ces formations ont des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ respectivement supérieurs et inférieurs à la gamme 0,10 -

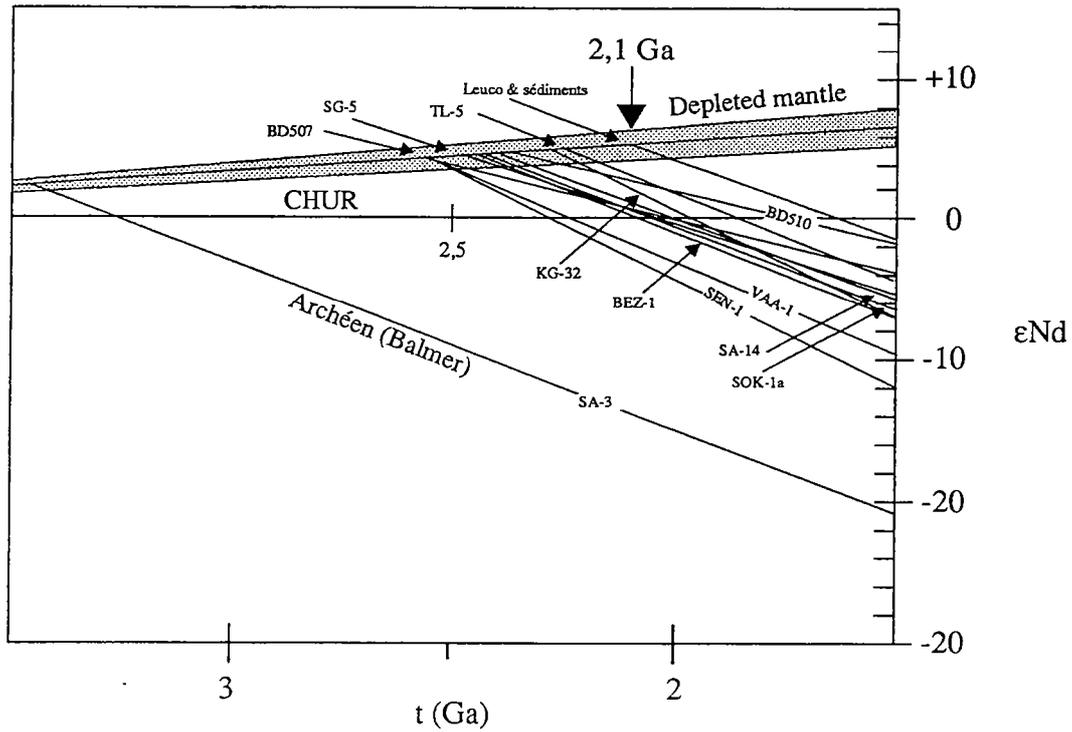


Fig. 23. Evolution isotopique du Nd des formations du domaine de Transition de Côte d'Ivoire.

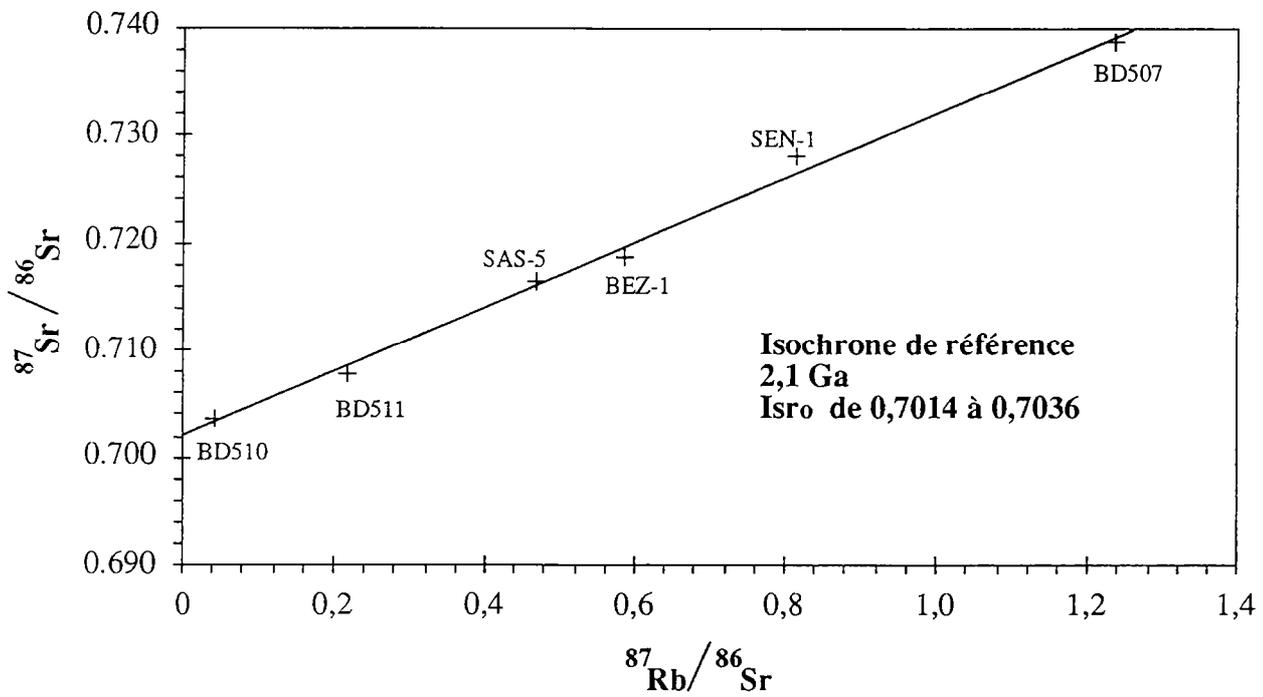


Fig. 24. Isochrone de référence à 2,1 Ga sur laquelle sont projetés les échantillons du domaine de Transition.

0,11, dans laquelle se situent généralement les rapports des formations enrichies en terres rares légères. Nous pouvons envisager ici un fractionnement du rapport Sm/Nd de ces formations. En recalculant les âges modèles avec un rapport moyen de 0,105 et en supposant que le fractionnement survient à 2100 Ma, on obtient 2430 Ma pour BD507 et 2320 Ma pour KG-32. L'âge modèle Nd du gneiss-granitique BD507 pourrait refléter l'existence d'une composante archéenne dans les formations birimiennes du domaine de transition de Côte d'Ivoire, comme nous le verrons dans les gneiss de socle du domaine centre, à Séguéla (fig. 2). L'épsilon Nd de +0,6, inférieur aux valeurs moyennes de +2 à +3 de Abouchami et al. (1990) et de Boher et al. (1992) obtenue dans le domaine protérozoïque éloigné du domaine archéen, permet d'envisager l'existence d'une telle composante.

L'échantillon BD507 se projette tout près de l'isochrone de référence à 2,1 Ga (fig. 24). Son système isotopique Rb-Sr est presque équilibré à 2,1 Ga.

b. Les volcanites de la ceinture de la Bagoué

L'échantillon BD510 a un âge modèle Nd de 2381 Ma (tab. 4) et un ϵ Nd de +1,8 à 2,1 Ga. L'échantillon BD511 donne un âge modèle élevé de 3730 Ma, probablement dû à une modification de son rapport Sm/Nd. L'épsilon Nd calculé à 2,1 Ga donne une valeur de -2,3. Ce résultat indique que certaines volcanites seraient dépourvues d'une quelconque contamination crustale tandis que d'autres (comme BD511 par exemple), contiendraient une composante archéenne, probablement acquise lors de leur genèse.

L'alignement des points le long de l'isochrone de référence à 2,1 Ga indique un équilibre partiel à total du système Rb-Sr des volcanites à cette époque. Leur constitution isotopique est de 0,7024 pour BD510 et de 0,7011 pour BD511.

2-. Age monozircon

a. Le socle granito-gneissique

Les échantillons KG-32 et KG-33a ont fait l'objet d'analyse monozircon. KG-32 présente essentiellement des zircons de type S4-S5 à S14-S15, et quelques uns de type L5 (planche I-b). Ce sont des zircons qui caractérisent la fin de l'évolution typologique des magmas calco-alcalins et qui correspondent selon le diagramme de Pupin (1980) à des températures de l'ordre de 700-650°C. On peut rencontrer des types de température un peu plus haute (S19). Il existe aussi quelques zircons de type S7 (planche, I-a). La structure interne se caractérise par la présence de zonage de croissance magmatique. Il n'existe pas de coeur visible.

KG-33a possèdent également des zircons de moyenne température (type S9 généralement) (planche I-d), mais aussi des zircons de haute température de types S23-S24. La structure interne est un zonage de croissance magmatique, ainsi que la présence de nombreuses inclusions d'apatite. Les zircons sont de petite taille (généralement inférieur à 100 μ m). Quelques rares grains contiennent des coeurs (planche I-e) et d'autres sont corrodés (planche I-d).

Un seul grain (type S7) a été analysé pour KG-32. C'est un grain dissymétrique avec de grandes pyramides 211 (planche I-a). L'âge obtenu à l'évaporation de faible température (2,6 A) est de 2042 ± 6 Ma (tab. 6). A l'évaporation de haute et très haute température, on obtient en moyenne 2100 ± 6 Ma.

Deux grains de KG-33a ont été analysés. Le premier grain de type S23 (haute température) donne un âge de 2101 ± 4 Ma à l'évaporation de haute température (2,8 A), tandis que le second grain, de type S3 (basse température: 650°C) donne un âge de 2080 ± 2 Ma à 2,8 A (tab. 6).

En résumé, le socle granito-gneissique dans la région de Korhogo a un âge moyen de 2101 ± 5 Ma. L'âge à 2042 ± 6 Ma pourrait être lié soit à une perte de plomb (Pb discordant avant 0 Ma), soit à une petite croissance cristalline correspondant à un épisode tardif. Ce résultat serait à confirmer avec quelques analyses complémentaires.

b. L'andésite BD510

L'échantillon BD510 est très pauvre en zircon. Un grain arrondi et opaque a pu être daté; mais seule l'évaporation de faible température a permis d'acquérir des données. L'âge obtenu est de 1984 ± 9 Ma avec un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 2049. Sachant que les âges obtenus à l'évaporation de faible température sont souvent bas à cause de la perte éventuelle de Pb, on peut considérer que ce résultat n'est pas très fiable. Des données complémentaires seront nécessaires pour contraindre l'âge de cette andésite.

B. Le domaine Centre

1- La zone de Séguéla

Seul le gneiss de socle SEN-1 ainsi que son produit de fusion (SEN-2) ont fait l'objet d'analyse Nd-Sr-Pb.

a. Nd-Sr sur roche totale

L'échantillon SEN-1 a un âge modèle Nd de 2543 Ma. Son rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ est de 0,079. Si on suppose qu'il a subi un fractionnement à 2100 Ma, l'âge modèle recalculé avec un rapport moyen de 0,105 est de 2660 Ma. L'épsilon Nd est de -2,6 à 2100 Ma. Le socle gneissique de Séguéla possède une composante archéenne certaine.

Cette formation se reporte sensiblement au-dessus de l'isochrone de référence à 2,1 Ga. Son rapport initial à 2,1 Ga de 0,7036 (tab. 5) est supérieur à la valeur du manteau à cette époque. Les isotopes du Sr indiquent également un héritage de croûte ancienne dans ces formations.

b. Age monozircon

Cet échantillon contient de nombreux zircons de taille souvent supérieure à $149 \mu\text{m}$. L'étude typologique des zircons indique que la plupart des grains sont de haute température (S24 à S20) avec une évolution normale vers des types de température moyenne (S15 à S5). Des zircons typiques de magma peralumineux existent également (type S8 par exemple). La structure interne des grains montrent un zonage de croissance magmatique et certains contiennent un coeur suggérant la reprise d'une croûte ancienne (planche I-h).

Trois grains de type différents ont été analysés. Le premier (planche I-f) donne un âge de 2143 ± 3 Ma (tab. 6). C'est un grain de moyenne température. Le second, un grain de type S4 donne 2399 ± 9 Ma à l'évaporation de basse température et 2380 ± 11 Ma à l'évaporation de haute température. Le troisième grain, de haute température (planche I-g), donne un âge de 2091 ± 8 Ma à 2,6 A.

Trois âges différents sont enregistrés dans ces formations migmatitiques de Séguéla. Les âges à 2400 Ma sont des mélanges correspondant probablement à des grains possédant un coeur hérité archéen et une surcroissance birimienne. L'âge à 2143 ± 3 Ma pourrait caractériser un épisode précoce de l'histoire de la croûte birimienne, mais il peut aussi refléter un mélange dû à une faible composante archéenne héritée (l'épsilon Nd négatif). Les zircons de haute température qui donnent un âge de 2091 ± 8 Ma datent probablement le magmatisme. Des compléments analytiques seraient souhaitables sur ces zircons de haute température.

c. Age monazite

Les monazites de ces formations sont généralement xénomorphes. Ce sont des grains jaune ou orange.

Une analyse classique U-Pb par dissolution a été effectuée sur deux fractions de monazite de l'échantillon SEN-1. Les points ont un degré de concordance supérieur à 90% et définissent un intercepte haut à 2080 ± 10 Ma (fig. 25) et des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2071 et de 2076 Ma (tab. 7).

Un grain de monazite subautomorphe de SEN-1 a été analysé en évaporation. Une vingtaine de rapports a été obtenue; la variation de ceux-ci pendant l'acquisition entraîne un erreur très importante (tab. 7). L'âge obtenu est cependant cohérent de celui de la dilution isotopique.

Le socle gneissique de Séguéla subit un épisode migmatitique au cours duquel des monazites cristallisent à 2080 ± 10 Ma. Ce résultat concorde avec celui des zircons qui se ferment à plus haute température à 2091 ± 8 Ma (tab. 6).

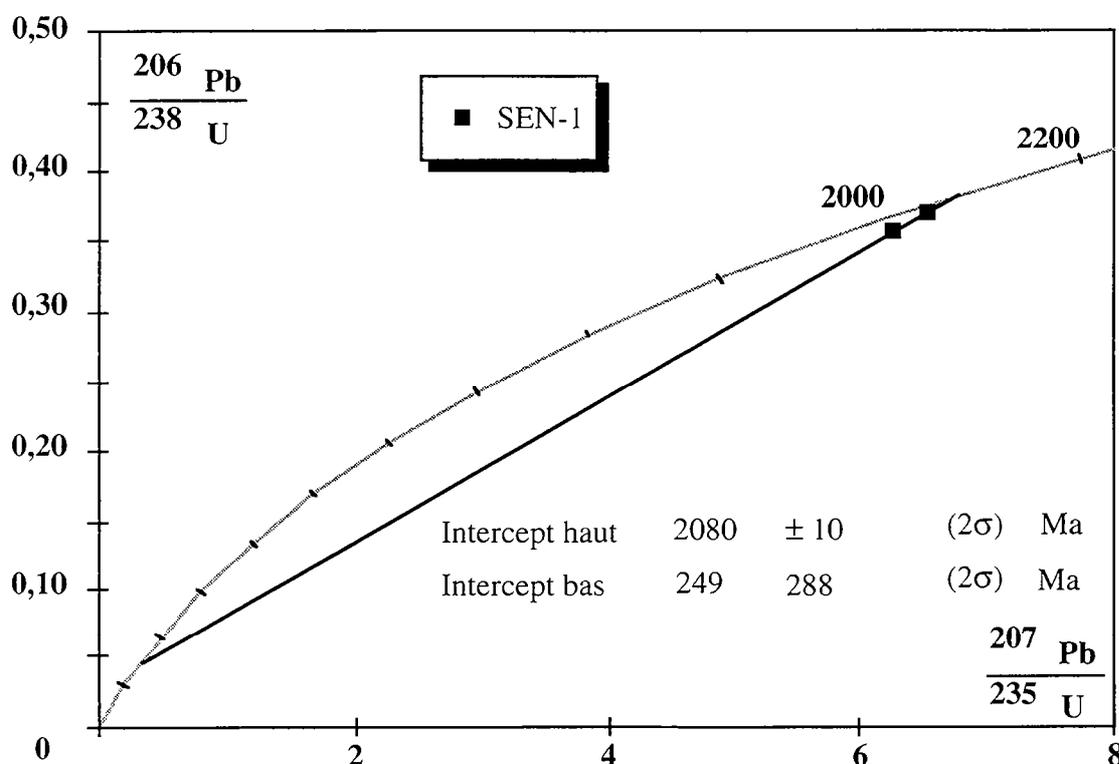


Fig. 25. Diagramme concordia-discordia des analyses de monazite des gneiss de socle de la région de Séguéla

d. Age sphène

Un grain de sphène de l'échantillon SEN-2 a été daté par la méthode d'évaporation directe de Pb. 80 rapports ont été obtenus à l'évaporation de basse température avec une moyenne d'âge de 2083 ± 13 Ma (tab. 7). L'âge obtenu est identique à celui des monazites.

Le sphène est un minéral qui a une T° de fermeture qui se situe dans l'intervalle 600-800°C (Cliff 1985, Cherniak 1993). La similitude des âges monazite et sphène indiquerait ici que ces deux minéraux ont des températures de fermeture assez proche. L'âge obtenu date la cristallisation du sphène.

2-. La zone de Vavoua

2.1-. Le socle granito-gneissique

a. Nd-Sr sur roche totale

Les échantillons VAA-1 et BEZ-1 ont respectivement des âges modèles Nd de 2566 et 2454 Ma (tab. 4). Les ϵ_{Nd} à 2,1 Ga sont de -1,9 pour VAA-1 et de +0,1 pour BEZ-1. Ces résultats indiquent comme dans la zone de Séguéla, la présence d'une composante archéenne dans ces formations.

L'échantillon BEZ-1 se projette tout près de l'isochrone de référence à 2,1 Ga. La composition isotopique du Sr est mantellique et de 0,7011 à 2,1 Ga (tab. 5). La composante archéenne matérialisée par le Nd ne s'observe pas au niveau du Sr dans cette échantillon car ce dernier semble totalement rééquilibré.

b. Age monozircon

Les zircons de ces formations sont souvent de taille supérieure à 149 μm et prismatiques. Ceux de VAA correspondent à des types de température moyenne et basse (fin d'évolution typologique, type L4, S4 essentiellement). BEZ-1 contient des types de température un peu plus élevée (S20). La structure interne des zircons se caractérise par un zonage de croissance magmatique. Dans l'échantillon BEZ-1, on peut quelquefois observer des coeurs (planche II-g).

Un seul grain a été analysé pour VAA-1. Il est de type S4 (planche II-d). L'âge obtenu aux évaporations de basse et haute température donne une moyenne d'âge de 2143 ± 8 Ma (tab. 6).

Deux grains de BEZ-1 ont été analysés (planche II-e,f). Le grain 1, de type (proche de) S12 donne un âge maximum de 2092 ± 25 Ma à l'évaporation de haute température (tab. 6). Le grain 2 a des faces 211 très développées et est plus ou moins globoïde. On constate une variation des âges de 2082 ± 8 Ma à 2147 ± 11 Ma (tab. 6). L'âge minimum est compatible à celui du grain 1, tandis que l'âge maximum est similaire à celui de VAA-1.

Deux épisodes sont également mis en évidence dans cette partie du domaine centre. Le premier, précoce avec un âge minimum de 2147 ± 11 Ma et le second, vers 2085 ± 7 Ma. L'âge à 2147 ± 11 Ma pourrait également correspondre à un mélange dû à la présence d'une petite composante archéenne héritée. Les epsilon Nd négatif à nul (tab. 4) permettent d'envisager une telle situation.

2.2-. Les leucogranites

Les échantillons SG-5 et GOE-1 ont fait uniquement l'objet d'analyse Sm-Nd sur roche totale. Ils ont des âges modèles Nd de 2479 et de 2486 Ma (tab. 4). L'âge de GOE-1 est certainement surestimé à cause de son rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ élevé (0,147). Il est sans doute le résultat d'un fractionnement du rapport Sm/Nd au cours de la fusion des sédiments puis de la cristallisation fractionnée. Il a en effet été démontré que la monazite serait responsable du fractionnement des terres rares en cristallisant dans le résidu de fusion (Miller et Mittlefehldt, 1982; Vidal et al., 1982; Peucat et al., 1988)

L'âge modèle recalculé avec un rapport moyen de 0,105 est de 2340 Ma. L'échantillon SG-5 peut posséder une petite composante archéenne à cause de son ϵNd de +0,55. Par contre GOE-1 ne semble pas posséder d'héritage vu son ϵNd de +1,94.

C. Le domaine SASCA

1-. Le leucogranite de Issia

a. Nd sur roche totale

Comme le leucogranite du domaine Centre, l'échantillon DLO3bis possède un rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ élevé (0,147) dû également à un fractionnement lors de la fusion crustale (Miller et Mittlefehldt, 1982; Vidal et al. 1982; Peucat et al. 1988). L'âge modèle Nd recalculé avec un rapport moyen de 0,105 en supposant que le fractionnement a lieu à 2100 Ma est de 2350 Ma. Ces leucogranites, comme ceux du massif de Ferké sont des formations essentiellement dérivées de matériaux juvéniles d'âge Birimien avec un ϵNd de +1,74 à 2,1 Ga.

b. Age monozircon

Les zircons rencontrés sont généralement caractéristiques de magmas peralumineux avec un fort développement des pyramides 211 (planche III-h). Ils correspondent à des températures de 650°C d'après le diagramme de Pupin (1980). Certains zircons contiennent un coeur.

Le grain analysé est plus ou moins rond avec de grandes faces 211, mais aussi des faces 101 non négligeables (planche III-g). L'âge obtenu à la première évaporation est de 1951 ± 11 Ma (tab. 6). A la deuxième évaporation, on obtient une variation d'âge de 2305 ± 17 Ma à 2212 ± 7 Ma. Les rapports 6/4 sont faibles (970 à 375).

L'âge à 1951 ± 11 Ma de l'évaporation de faible température pourrait éventuellement être lié à une perte de Pb due à l'influence du magmatisme alcalin qui se met en place dans le sud-ouest de la Côte d'Ivoire vers 1500-1600 Ma. Mais nous devons rester prudent vis à vis de cette interprétation et dupliquer cette analyse. La variation des âges au cours de la deuxième évaporation est sans doute liée à la présence de coeur hérité, probablement d'âge Archéen. Cela signifierait que nous avons un certain héritage archéen dans ces formations qui serait très peu apparent. Les ϵNd inférieurs à +2 pourrait refléter la présence d'une certaine composante archéenne héritée. Nous discuterons cet aspect des formations birimiennes après le chapitre II.

2-. La zone de Soubré

a. Nd sur roche totale

Le gneiss tonalitique SOK-1a a un âge modèle Nd de 2441 Ma et le produit de fusion SOK-1b, un âge modèle de 2591 Ma. Les ϵNd sont respectivement de +0,4 et de -1,6 à 2100 Ma (tab. 4). Ces formations qui sont situées en plein milieu du domaine SASCA semblent contenir une certaine composante archéenne, vu les ϵNd proches de zéro et négatif. Ce résultats concordent avec ceux obtenus dans le domaine Centre.

b. Age monozircon

Les zircons sont roses, limpides et automorphes. Dans les différents faciès de la carrière (non déformé, laminé et produit de fusion), on rencontre des types de haute température (S24-S25), des types de température moyenne (S14-S17 par exemple) et des types correspondant à la fin de l'évolution typologique (S4-S9). La structure interne des zircons est constituée d'un zonage de croissance magmatique. Dans le faciès laminé (SOK-1d) qui contient beaucoup plus de zircons, on peut observer des coeurs qui ont la même typologie que le minéral hôte (planche III-e,f). Cela pourrait suggérer des stades de croissance de magmatique différents plutôt qu'un héritage ancien (Birimien précoce ou archéen par exemple).

Un grain du faciès non déformé, de type S2 à S7 (planche III-b) donne un âge de 2135 ± 3 Ma à l'évaporation de haute température (tab. 6).

Un grain du faciès déformé montre une variation d'âge de 2076 ± 4 Ma à 2117 ± 12 Ma entre les trois évaporations. Etant donné la présence de coeur dans certains grains, on peut envisager un mélange entre du Pb d'âge différent dans l'analyse de SOK-1d.

Trois grains du produit de fusion (SOK-1b) ont été analysés. Le grain 1 a permis une bonne acquisition et donne une moyenne d'âge de 2042 ± 3 Ma (tab. 6). Les acquisitions des deux autres grains ont été obtenus seulement à l'évaporation de faible température. Les âges varient de 2017 ± 43 à 2062 ± 1 Ma (tab. 6). L'épisode de fusion qui met en place ce faciès hololeucocrate se produirait entre 2042 et 2062 Ma.

En résumé, l'analyse des zircons des gneiss tonalitiques de la carrière de Soubré permet de définir également un âge à 2135 ± 3 Ma qui pourrait soit représenter une phase précoce de l'histoire de la croûte birimienne, soit refléter un certain héritage (ϵNd négatif à nul), une phase intermédiaire vers 2107 ± 4 Ma et un épisode tardif vers 2042 Ma. Ces différentes phases ont été déjà mises en évidence dans les domaines précédents.

3-. La zone de Sassandra - San-Pedro

3.1-. L'orthogneiss tonalitique de Balmer

a. Nd sur roche totale

L'analyse Sm-Nd de ces orthogneiss cisailés donne un âge modèle de 3456 Ma. Cet âge est identique à celui des gneiss gris tonalitiques du domaine archéen de Man. Ce résultat indique la présence d'un composant archéen dans le domaine SASCA. Ce socle serait peu remobilisé étant donné sa composition tonalitique et son caractère trondhjémitique (fig. 7b et c). Les résultats obtenus avec les zircons, que nous présentons dans le point suivant, confirme qu'il s'agit effectivement d'un segment de croûte Archéen dans le domaine SASCA.

b. Age monozircon

Cet échantillon contient des zircons de taille généralement supérieure à 149 μm . Ce sont des grains allongés, bruns plus ou moins foncés et automorphes. Les types morphologiques essentiellement rencontrés sont des zircons correspondant au milieu ou à la fin de l'évolution typologique d'un granitoïde calco-alkalin normal (teneur en K moyenne) (S4-S9-S14) (planche II-h). Il existe également des types de température élevée (S23-S24). La structure interne se compose de zonage de croissance magmatique et il existe souvent de nombreuses inclusions d'apatite. Ces zircons ne possèdent pas de coeur hérité visible.

Deux grains ont été analysés (tab. 6). Le grain 1 qui est un type de haute température (bien que sa typologie n'a pas été précisément déterminée) ne montre pas de grandes différences entre les trois évaporations. A 2,6 A, on obtient un âge maximum de 3132 ± 9 Ma et à 2,8 A, un âge de 3141 ± 2 Ma. Le grain 2 qui est plutôt de basse température (type S4), donne un âge de 3011 ± 9 Ma à l'évaporation de haute température. L'absence de coeur hérité visible nous permet de dire que ces âges ne correspondent pas à des mélanges. L'âge du grain 2 est probablement lié à une perte de plomb.

Les âges obtenus sont égaux à supérieurs à ceux des gneiss gris granulitiques du domaine archéen de Man (3048 ± 8 Ma). Ils se rapprochent plus de ceux des zircons hérités des mobilisats anatectiques du domaine intermédiaire de Man (3190 ± 16 Ma).

3.2-. Le quartzite micacé à grenat

L'analyse Sm-Nd de ce métasédiment permet de calculer un âge modèle de 2429 Ma. Le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ étant de 0,12, nous pouvons envisager qu'il s'est produit un fractionnement de celui-ci pendant la sédimentation et surtout au cours du métamorphisme qui affecte ces formations. L'âge modèle recalculé avec un rapport moyen de 0,105 est de 2374 Ma en supposant que le fractionnement a lieu à 2100 Ma. Il est peu différent de celui obtenu avec le rapport 0,12. L'épsilon Nd à cette époque est de +1,38.

Les isotopes du Sr indiquent un rapport initial à 2,1 Ga de 0,7022, compatible avec le rapport mantellique de cette époque. Cette formation se reporte de plus sur l'isochrone de référence à 2,1 Ga. Son système Rb-Sr semble avoir été totalement équilibré à 2,1 Ga, de la même façon que les formations du domaine Nord. Rappelons que Papon (1973) a obtenu un âge de 2109 ± 53 Ma à partir de quatre échantillons d'un affleurement des micaschistes de Kounoukou.

Ceci nous permet de dire que les quartzites micacés à grenat de Kounoukou ne possèdent à priori pas d'héritage archéen évident. Elles ont essentiellement eu pour source que des formations juvéniles d'âge Birimien.

3.3-. La granodiorite orientée de Sassandra

Elle a un âge modèle de 2392 Ma et un ϵNd de +1,28 à 2100 Ma. Ce résultat suggère que cette granodiorite intrusive est une formation d'origine principalement juvénile au Birimien. Elle pourrait représenter l'une des sources des formations métasédimentaires de Kounoukou.

4-. Conclusion

a. Le socle archéen

L'un des résultats importants que nous tirons de l'étude des formations du domaine de transition de la Côte d'Ivoire est la mise en évidence d'un segment de croûte Archéen, non ou très faiblement remobilisé dans le domaine SASCA. Même si des critères métamorphiques (occurrence de formations de grade élevé) et des âges peu précis de Papon (1973) semblaient indiquer l'existence d'un socle Archéen, c'est la première fois que des investigations géochimiques ainsi que des âges absolus sur zircon permettent de confirmer cette hypothèse.

b. Le socle birimien

Les gneiss de socle du domaine de transition se caractérisent souvent par des ϵNd proches de zéro et même négatifs à 2,1 Ga. Les âges modèles Nd varient de 2300 Ma à 2660 Ma. Ces deux résultats indiquent l'existence d'une composante archéenne certaine dans les formations birimiennes. De plus la mise en évidence d'un socle tonalitique d'âge Archéen (3150 Ma) dans la partie Sud du domaine de transition (SASCA) permet de soutenir l'hypothèse d'une interaction lors de la genèse des formations birimiennes.

L'analyse des zircons de ces formations indique différentes phases dans l'histoire géologique de ces formations:

- 2135 et 2147 Ma : cette période pourrait correspondre à une phase précoce de l'histoire de la croûte birimienne. En effet, on retrouve ces âges à l'Est de la Côte d'Ivoire, dans le massif de Dabakala (âge U-Pb sur zircon à 2144 ± 6 Ma de Lemoine, 1988) et dans le massif de Parhadi (voir chapitre 2). Cela signifierait que l'âge minimum du socle serait égal à 2147 ± 11 Ma. Mais étant donné que les âges obtenus dans le domaine de transition correspondent à des roches ayant un ϵNd négatif à nul, on peut envisager qu'il s'agit de mélange dû à l'existence d'une certaine composante archéenne.

- 2090 à 2100 Ma : phase majeure. Essentiellement caractérisée par des zircons de haute température, compatibles avec la mise en place d'un magmatisme profond, dans la région de Korhogo par exemple. Une migmatisation affecte le socle par endroit avec des monazites et des sphènes qui cristallisent respectivement à 2080 ± 10 Ma et 2083 ± 13 Ma. Ce magmatisme profond peut entraîner une fusion partielle du socle par endroits, permettant ainsi la recristallisation partielle ou totale des zircons. D'où la dualité des âges obtenus dans certains grains (grain 2 du gneiss de socle BEZ-1, tab. 6).

- 2042 à 2062 Ma : épisode tardif qui pourrait correspondre à un réchauffement entraînant de la fusion par endroit. On peut également envisager de possible surcroissance telle que pourrait le montrer le zircon de l'échantillon KG-32 (planche I-a).

La présence de zircons hérités dans le domaine Centre est en accord avec l'hypothèse d'une contamination crustale archéenne. L'existence plus ou moins fréquente de coeur hérité dans les zircons indique que le socle aurait partiellement fondu au cours de son histoire.

c. Les volcanites

Les volcanites étudiées dans le domaine Nord sont de composition tholéiitique. Le résultat obtenu avec la volcanite basique BD511 indique une

contamination crustale lors de la mise en place de certaines d'entre elles. Les isotopes du Sr indiquent une certaine homogénéité isotopique à 2,1 Ga.

d. le métasédiment

Le quartzite micacé à grenat du domaine SASCA aurait eu essentiellement pour source des formations juvéniles birimiennes. Son ϵNd est de +1,38 avec un âge modèle recalculé de 2375 Ma.

e. les leucogranites

Les leucogranites du massif de Ferké (s. st.) sont certainement des formations essentiellement dérivées de matériaux juvéniles d'âge Birimien avec un âge modèle recalculé égal à environ 2350 Ma. Nous verrons dans le chapitre suivant que ces formations sont contemporaine de la phase magmatique majeure à 2100 Ma.

L'analyse d'un zircon avec un âge maximum de 2305 ± 17 Ma suggère cependant un certain héritage archéen dans les leucogranites du massif de Issia, au Nord du domaine SASCA. Des analyses complémentaires permettront de vérifier cette hypothèse.

IV-. Discussion

PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS DANS LE DOMAINE DE TRANSITION DE LA CÔTE D'IVOIRE

Nd-Sr dans le domaine centre (Séguéla) indiquent une contamination de la croûte archéenne

TDM: 2600 à 2300 Ma et ϵNd : -2,6 à +2,6.

Présence de zircons donnant des âges intermédiaires

Domaine centre

Séguéla: 2400 à 2380 Ma

Domaine SASCA

Issia: 2305 à 2212 Ma

Chronologie

- 2135 à 2147 Ma: phase précoce de l'histoire de la croûte birimienne (mais contamination archéenne probable)**
- 2090 à 2100 Ma: compatible avec la granitisation majeure du domaine Baoulé-Mossi**

Existence d'un segment de croûte Archéen dans le domaine SASCA avec des zircons à 3150 Ma.

Le domaine de transition de la Côte d'Ivoire se différencie du reste du domaine protérozoïque par l'existence d'une composante archéenne matérialisée à certains endroits par la présence de zircons hérités et des ϵNd négatifs (à Séguéla, au centre et à Issia, au Nord du domaine SASCA). Ce résultat est important car c'est la première fois qu'un héritage archéen de ce type est mis en évidence dans les formations juvéniles d'âge Birimien de la Dorsale de Man et dans le Craton Ouest Africain en général. De plus, l'épsilon Nd négatif (-2,3) d'un basalte tholéiitique de la ceinture volcano-sédimentaire du bassin de la Bagoué indiquerait la contamination d'une croûte probablement archéenne lors de la mise en place de ces volcanites.

Au Sud du domaine SASCA, sur la côte atlantique, la mise en évidence de l'existence d'un socle tonalitique d'âge Archéen est en accord avec les hypothèses de Papon (1973). Il soutient que les formations sédimentaires birimiennes de cette partie de la Côte d'Ivoire reposent en discordance sur un socle archéen, contrairement à Bard et Lemoine (1976) qui trouvent que les fortes transpositions des surfaces S ne permettent pas de distinguer une telle discordance.

Du Nord au Sud de la Côte d'Ivoire, à l'Ouest de la longitude 6° , la probabilité de la participation restreinte d'une croûte archéenne lors de la mise en place des formations juvéniles birimiennes semble de plus en plus évidente.

Dans la région de Ziérougoula, au Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire, à la limite entre l'Archéen et le Protérozoïque (fig. 2), Boher (1991) indique la présence de formations birimiennes avec des ϵNd de -2,2 à +1.4 et contenant uniquement des zircons d'âge Birimien. Ces auteurs ont également étudié des amphibolites birimiennes qui ne montrent aucune contamination archéenne. Ils en concluent à partir de ces résultats et de ceux obtenus dans le domaine birimien (s. st.) que la croûte birimienne se crée très loin du continent archéen, sans aucune contamination. Il se serait ensuite produit une subduction de l'Archéen sous le Protérozoïque, puis une collision à l'issue du rapprochement entre les deux blocs. C'est à ce moment là que des volcanites acides se mettent en place et sont contaminées par les formations archéennes. Ce modèle ne semble pas s'accorder avec les observations de terrain. En effet, aucun indice de tectonique tangentielle n'existerait dans la région (Delor et al., 1994 et 1995; Vidal et al., 1996). Il n'y a pas non plus une augmentation du degré de métamorphisme dans le domaine protérozoïque. Feybesse et al. (1989) mentionnent des granulites birimiennes à la limite Archéen-Protérozoïque, mais ils ne donnent pas de description détaillée des roches. Les assemblages minéralogiques dans l'ensemble du domaine Baoulé-Mossi sont généralement de grade faible. Nous sommes plutôt dans des conditions de basse pression et de haute température, matérialisées par la mise en place de nombreux granitoïdes.

Le modèle que nous proposons et que nous argumentons dans la partie réservée à la synthèse de ce travail (partie III) semble correspondre le mieux au type de contamination en présence. Il s'agit du rifting d'un continent archéen. Ainsi, les premières formations volcaniques birimiennes subiraient une contamination lors de leur mise en place à l'image des basaltes tholéiitiques de la région de Boundiali.

Echantillon	analyse	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm 144Nd	143Nd 144Nd	erreur	Epsilon 0	Epsilon 2,1	Tdm(Ma)
DOMAINE NORD									
<u>Gneiss Socle</u>									
composition granitique									
BD-507	12423	2.462	10.862	0.137	0.511853	5	-15.4	0.7	2564
KG 32	12424	4.472	34.122	0.079	0.511129	5	-29.5	2.0	2281
<u>Ceinture volcano-sédimentaire</u>									
tholéiites									
BD511	12428	1.638	5.576	0.178	0.512259	43	-7.4	-2.3	3730
BD510	12429	2.074	8.996	0.139	0.511983	4	-12.8	2.6	2381
DOMAINE CENTRE									
Zone de séguéla									
<u>Gneiss Socle</u>									
composition granodioritique									
SEN-1	12426	2.149	16.512	0.079	0.510885	4	-34.2	-2.6	2543
Zone de Vavoua									
<u>Gneiss Socle</u>									
composition granodioritique									
VAA-1	12427	3.245	20.402	0.096	0.511160	5	-28.9	-1.9	2566
BEZ-1	12430	2.496	14.708	0.103	0.511352	5	-25.1	0.1	2454
<u>Leucogranite</u>									
SG-5	12452	1.914	9.762	0.119	0.511594	4	-20.4	0.5	2479
GOE-1	12519	3.593	14.764	0.147	0.512058	5	-11.4	1.9	2486
DOMAINE SUD									
Leucogranite de Issia									
DLO3bis	12456	2.500	10.275	0.147	0.512047	5	-11.6	1.7	2510
Zone de Soubré									
SOK-1a	12453	2.346	13.440	0.105	0.511403	6	-24.1	0.3	2449
SOK-1d	12455	2.480	15.830	0.095	0.511277	7	-26.6	0.8	2387
SOK-1b	12454	0.760	4.296	0.107	0.511324	5	-25.7	-1.6	2591
Zone Sassandra - San-Pedro									
SA-3	12431	3.328	19.24	0.105	0.510655	4	-38.7	-14.0	3456
SAS-5	12012 bis	4.810	23.61	0.123	0.511700	4	-18.3	1.4	2429
SAS-5 Gt		3.135	13.76	0.138	0.511892	6			
SAS-5 Plag.		3.825	19.60	0.118	0.511593	4			
SA-14	12458	5.528	31.21	0.107	0.511469	4	-22.8	1.2	2392

Tab. 4. Résultats des analyses Sm-Nd sur roche totale des échantillons du domaine de transition

Echantillon	analyse	Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Rb 86Sr	87Sr 86Sr	erreur x10-6	T Zircon Ga	ISr à Tz	ISr à 2,1 Ga
DOMAINE NORD									
<u>Gneiss de socle</u>									
BD507		142	334	1.24	0.738794	7			0.7014
KG-32		242	317	2.22	0.764495	7	2100	0.6973	0.6973
KG-33a		166	349	1.38	0.741911	7	2100	0.7001	0.7001
<u>Basaltes tholéitiques</u>									
BD511	12428	41	541	0.22	0.707769	8			0.7011
BD510	12429	2	139	0.04	0.703677	9	1980	0.7025	0.7024
DOMAINE CENTRE									
<u>Gneiss de socle</u>									
SEN-1	12426	74	264	0.81	0.728167	9	2400 2140 2150	0.7000 0.7031 0.7006	0.7036
BEZ	12430	92	455	0.59	0.718782	9	2075 2050	0.7013 0.7015	0.7011
DOMAINE SUD									
DLO3 bis	12456	269	97	8.21	0.940288	8	2100	0.6919	0.6919
SOK-1b	12454	112	407	0.80	0.724462	6	2050	0.7009	0.7003
SAS-5	12012 bis	35.125	217.37	0.47	0.716411	12			0.7022

Tab. 5. Analyse Rb-Sr des formations du domaine de transition

Zircon Transition

Echantillons	analyses	n rapports	Palier d'évaporation	206Pb 204Pb corr 6/4	207Pb 206Pb mesuré	erreur 2 sigma m x 10-4	207Pb 206Pb corrige	Age Ma 207Pb 206Pb	erreur totale 1 sigma
DOMAINE NORD									
Gneiss de socle									
KG-32	grain 1:j pâle autom limp	100	2.6	2785	0.1305	1	0.1259	2042	6
composition granitique	type S7	120	2.6 bis	2636	0.1308	1	0.1260	2042	8
		20	2.8j	5797	0.1326	1	0.1305	2105	3
		20	2.8	5337	0.1340	6	0.1315	2118	15
		20	2.8	5337	0.1329	6	0.1305	2105	18
		20	2.8	5063	0.1318	5	0.1393	2089	16
		40	2.8	4809	0.1327	2	0.1301	2100	7
		80	3.2	7077	0.1318	1	0.1301	2100	5
							120 rapports	2100	6
KG 33a	grain 1:br cl all transp	20	2.6	5147	0.1323	6	0.1297	2094	16
composition granitique	autom (S23)	20	2.6	3668	0.1335	6	0.1300	2098	14
		100	2.8	12692	0.1310	1	0.1302	2101	4
	grain 2:br cl all transp	80	2.6 j	13648	0.1290	1	0.1283	2074	7
	autom (S3)	80	2.8	51249	0.1290	1	0.1288	2082	2
Ceinture volcano-sédim.									
BD 510	grain 1:pt all br larr	20	2.6	2309	0.1267	6	0.1211	1972	22
signature tholéiitique (: andésite)		60	2.6	2053	0.1277	2	0.1219	1984	9
DOMAINE CENTRE									
Zone de Vavoua									
Gneiss de socle									
SEN-1	grain 1: gros j ocre autom	80	2.8	17044	0.1340	1	0.1334	2143	3
	(S12 à S7)								
	grain 2: gros j ocre autom	120	2.6	152756	0.1547	1	0.1548	2399	9
	: limp (S4)	40	2.8 j	215610	0.1537	4	0.1537	2387	12
		100	2.8	203916	0.1528	2	0.1530	2380	11
	grain 3: j ocre all autom limp	80	2.6 j	20130	0.1300	2	0.1295	2091	8
	-éffilé (J3)								
Zone de Vavoua									
Gneiss de socle									
VAA-1	grain 1: gros all j ocre limp	80	2.6	23223	0.1336	2	0.1332	2140	4
composition granodiotitique	autom (S2-S4)	60	2.8	35901	0.1338	2	0.1335	2145	11
BEZ-1	grain 1: gros all br autom	120	2.6	14400	0.1290	1	0.1282	2073	4
composition granodiotitique	-transp	20	2.8 jump	19557	0.1301	8	0.1296	2092	25
		20	2.8 jump	15762	0.1275	17	0.1267	2053	52
	grain 2: gros :globoide autom	20	2.6	1829	0.1358	3	0.1289	2082	8
	-limp	20	2.6	1814	0.1364	1	0.1292	2087	5
		100	2.8	26408	0.1332	1	0.1327	2134	5
		120	3.2	107824	0.1338	3	0.1337	2147	11
DOMAINE SUD									
Zone Sassandra - San-Pedro									
Gneiss de socle									
SA-3	grain 1: br autom transp	20	2.6	32098	0.2419	6	0.2418	3132	9
composition tonalitique		20	2.6	28684	0.2406	3	0.2405	3123	3
		60	2.6	20090	0.2379	2	0.2375	3104	5
		120	2.8	49404	0.2432	6	0.2432	3141	2
		20	3.1	47815	0.2409	5	0.2405	3123	5
		20	3.1	48883	0.2413	5	0.2412	3128	7
	grain 2: br f opaque autom	100	2.6	36663	0.2202	2	0.2201	2981	7
		120	2.8	33170	0.2244	3	0.2242	3011	9
		20	3.2	35586	0.2228	9	0.2227	3000	14
Zone de Soubré									
Gneiss de socle									
composition tonalitique									
SOK-1a	grain 1:br cl limp autom	80	2.8	147064	0.1323	1	0.1328	2135	3
SOK-1d	grain 1:br cl limp autom	80	2.6	3195	0.1324	1	0.1284	2076	4
		100	2.8	2590	0.1358	1	0.1306	2107	4
		20	3.1	3244	0.1352	5	0.1314	2117	12
SOK-1b	grain 1:vert cl autom op	80	2.6	17957	0.1271	1	0.1264	2049	4
composition granitique		80	2.8	41 744	0.1269	1	0.1267	2035	2
	grain 2:j ocre autom ±transp	20	2.6 jump	9720	0.1256	6	0.1243	2019	19
		20	2.6 jump	9778	0.1286	1	0.1274	2062	1
	grain 3:br amiboide surf limp	20	2.6	378	0.1593	13	0.1242	2017	43
Leucogranite de Issia									
DL 03 bis	grain 1: br op rd surfaceté	40	2.6	375	0.1545	3	0.1196	1951	11
		20	2.8	970	0.1595	5	0.1464	2305	17
		20	2.8	815	0.1575	1	0.1418	2250	6
		20	2.8	731	0.1578	1	0.1404	2232	7
		20	2.8	642	0.1587	1	0.1388	2212	7

Tab. 6. Résultats des analyses monozircon par évaporation directe

Monazite et sphène par évaporation directe

Echantillons	analyses	n	Palier rapports d'évapo- ration	206Pb		207Pb		erreur 2 σ m x 10-4	208Pb		erreur 2 σ m x 10-2	207Pb		Age Ma		erreur totale 1 σ
				204Pb corr 6/4	206Pb mesuré	206Pb mesuré	206Pb mesuré		206Pb corrigé	206Pb		207Pb	206Pb	207Pb		
SEN-1 monazite	(1) : \pm rd tabul j grs opa à peu transp et limp >150mm	20	2.8	34957	0.1291	146	43.6865	3187	0.1289	2073	400					
SEN-2 sphène	(1) : xénom j ocre grs opq à \pm transp >150 mm	40	2.6 J	404	0.1613	1		x 10-4	0.1290	2085	10					
		20	2.6 S	422	0.1596	5	0.1887	5	0.1288	2082	15					
		20	2.6 S	434	0.1587	4	0.1866	5	0.1287	2081	15					
										2083	13					

Monazite par dilution isotopique

Echantillons	Poids (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Rapports mesurés		Rapports atomiques		Ages apparents (Ma)				
				206Pb 204Pb	207Pb 206Pb	206Pb 238U	207Pb 235U	206Pb 238U	207Pb 235U	206Pb 207Pb	206Pb 207Pb	
SEN-1	1.1	612	10146	3238	0.1321	52.4773	0.3546	6.2595	0.1280	1956	2013	2071
	0.73	463	8045	3464	0.1322	52.9373	0.3687	6.5271	0.1284	2023	2050	2076

Tab. 7 . Résultats des analyses de monazite et de sphène par évaporation directe de Pb et par dilution isotopique

LEGENDE

Planche I: zircons des gneiss de socle KG-32, KG-33a (domaine Nord) et SEN-1&2 (domaine Centre)

- a- KG-32: zircon automorphe dissymétrique, jaune pâle presque transparent , de type S7 probable (grain 1 tab. 6)
- b- : photo MEB d'un zircon de type L5
- c- KG-33a: photo MEB d'un zircon de type S5
- d- : photo MEB d'un zircon de type S9-S14
- e- : structure interne d'un zircon montrant un cœur avec un zonage de croissance magmatique
- f- SEN-1: zircon automorphe brun clair à jaune ocre de type S12 (grain 1, tab. 6).
- g- : zircon jaune ocre de type J3 à J4 (grain 3, tab. 6)
- h- SEN-2: structure interne d'un zircon de type (S8-S9) avec un cœur

Planche II: zircons des gneiss de socle SEN-1&2, VAA-1, BEZ-1 (domaine Centre) et SA-3 (domaine SASCA)

- a- SEN-1: photo MEB de zircon de type S24
- b-VAA-1: photo MEB d'un zircon de type S4, prédominant dans la roche
- c- : idem (tronqué sur le bord supérieur)
- d-BEZ-1: photo MEB d'un zircon de type S20
- e- : zircon automorphe de type S7 (grain 1, tab. 6)
- f- : zircon avec face 211 très développées probablement de type S2 (grain 2, tab. 6)
- g- : structure interne d'un zircon de type S6 avec un cœur assez gros
- h-SA-3: photo MEB d'un zircon probablement de type (S9-S4)

Planche III: zircons des gneiss de socle SA-3, SOK-1a et SOK-1d, du produit de fusion SOK-1b et du leucogranite DLO3bis (domaine SASCA)

- a- SA-3: structure interne d'un zircon de type S4 avec un zonage de croissance magmatique et contenant aussi des inclusions d'apatite
- b-SOK-1a: zircon automorphe de type S12-S7 (grain 1 tab. 6)
- c- SOK-1d: photo MEB d'un zircon de type S19
- d- SOK-1b: photo MEB d'un groupement cristallin de zircon de S12
- e- SOK-1d: structure interne d'un zircon de haute température type S22 avec un cœur également de haute température (type S24).
- f- : zircon de basse température (type S4) avec un cœur de basse température
- g-DLO3bis: zircon de type S2 caractéristique de magmas peralumineux
- h- : photo MEB d'un zircon de type S1-S2 également typique de magma peralumineux

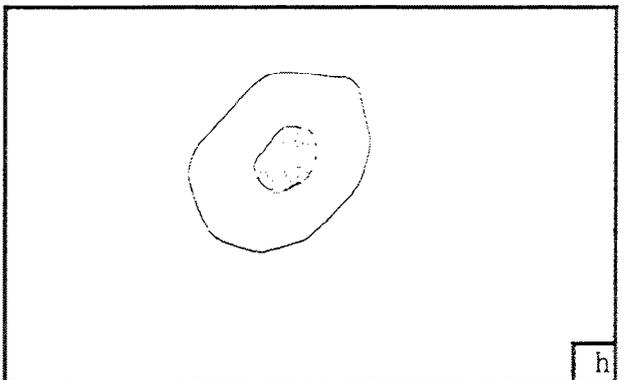
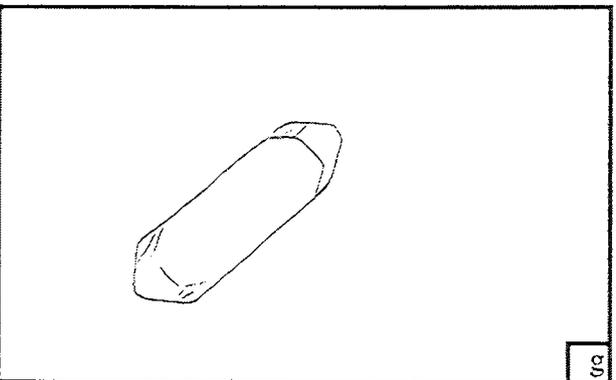
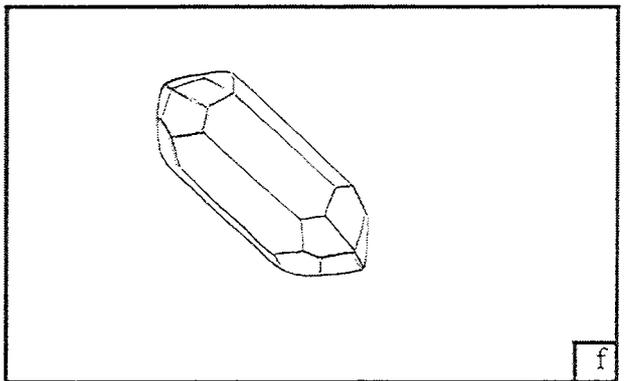
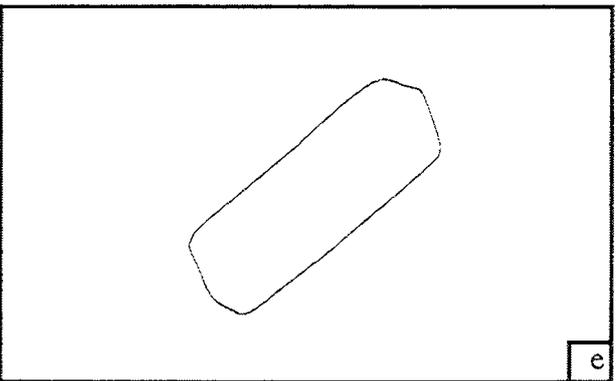
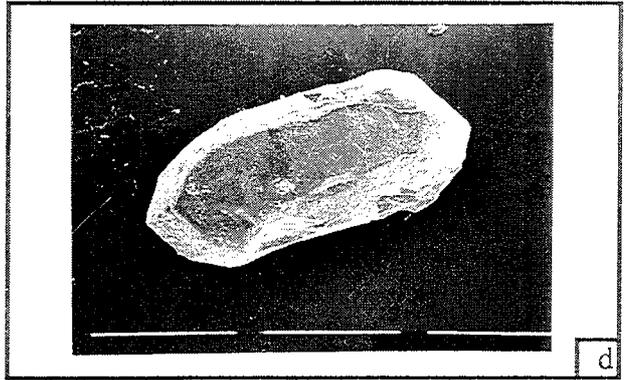
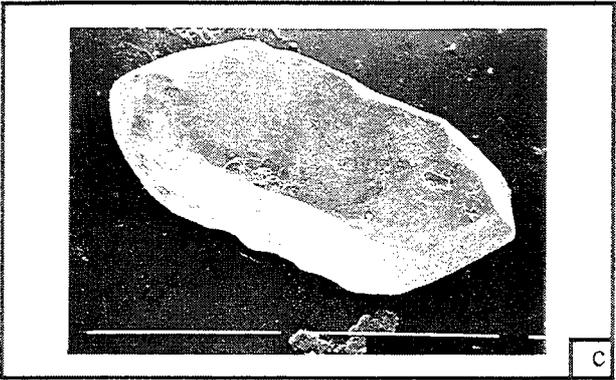
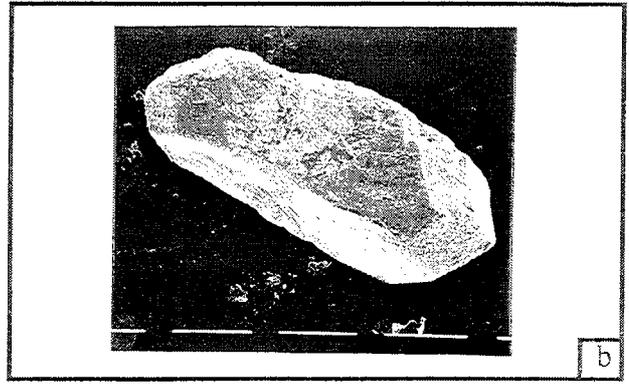
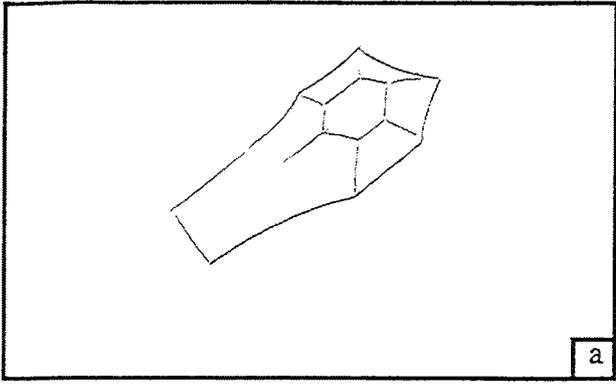


Planche I

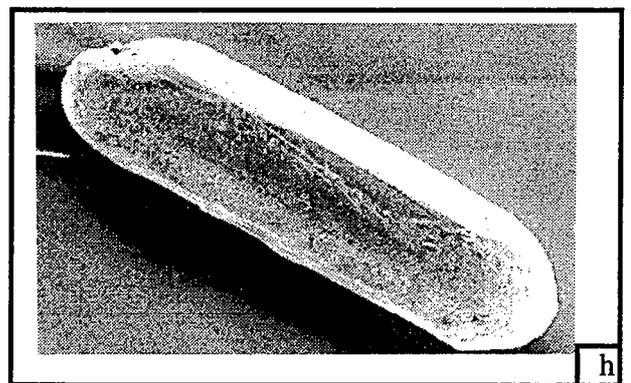
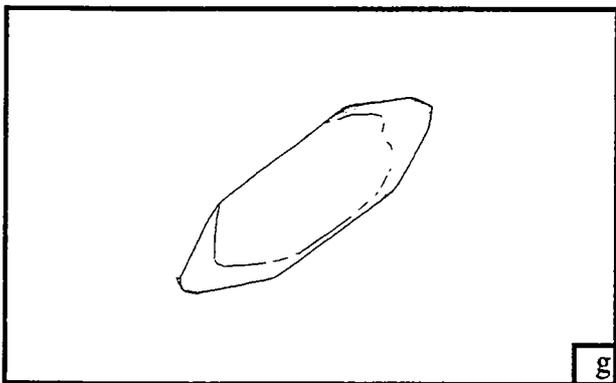
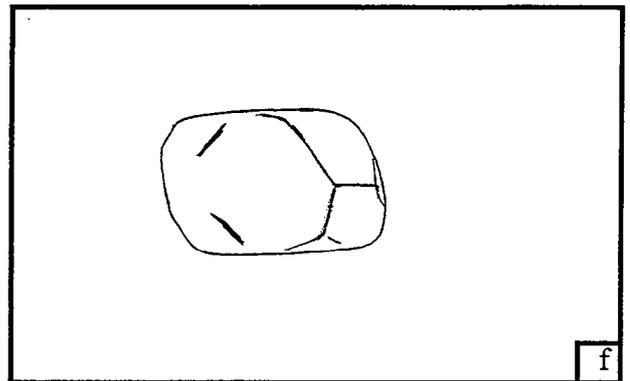
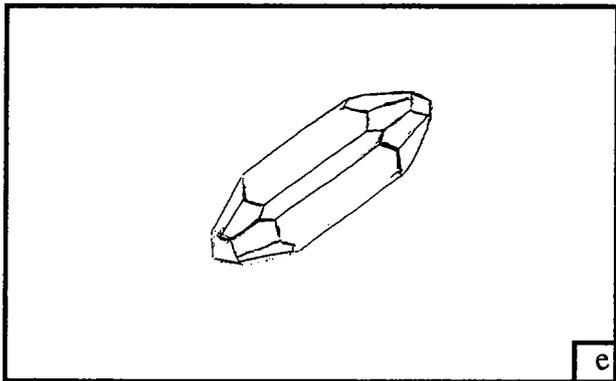
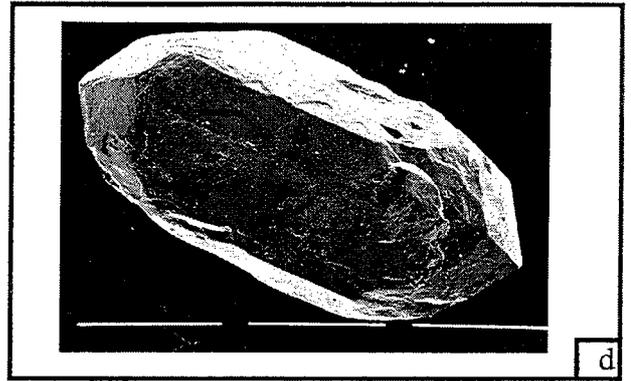
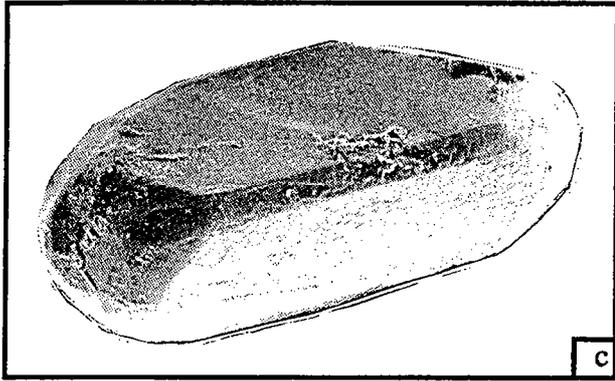
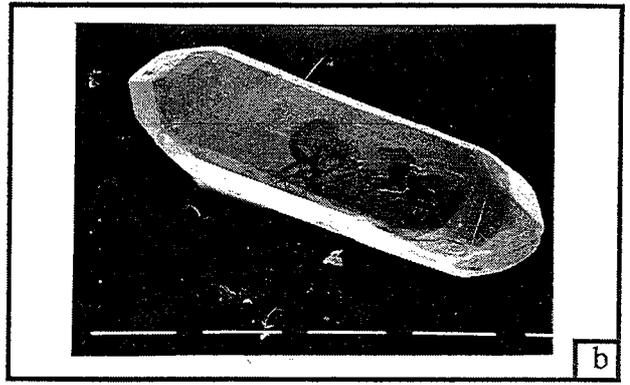
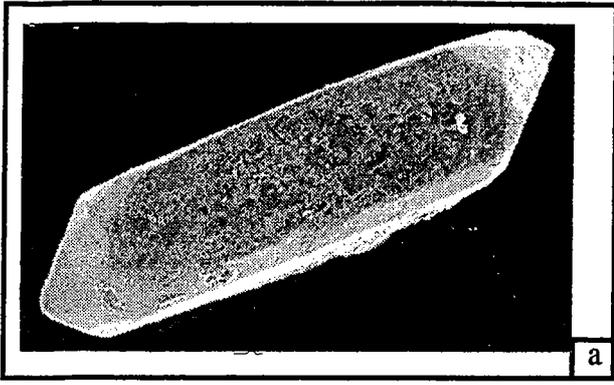


Planche II

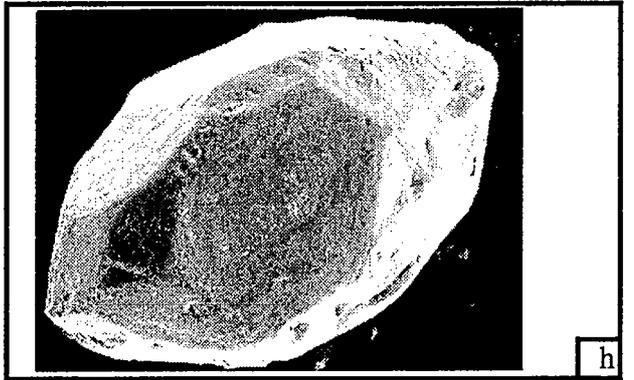
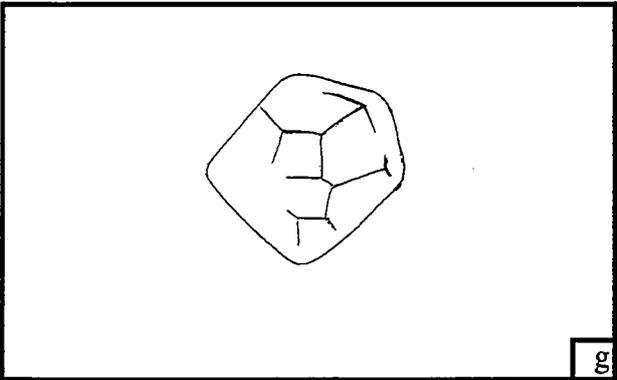
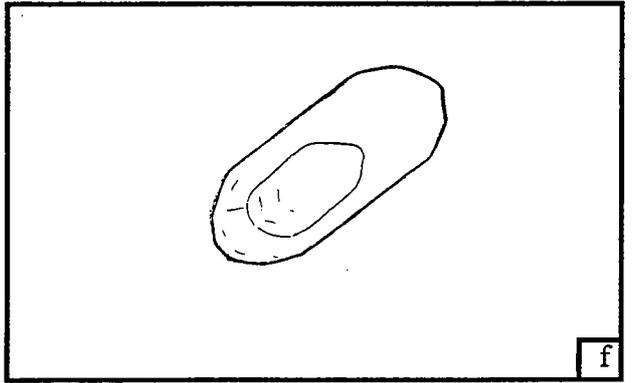
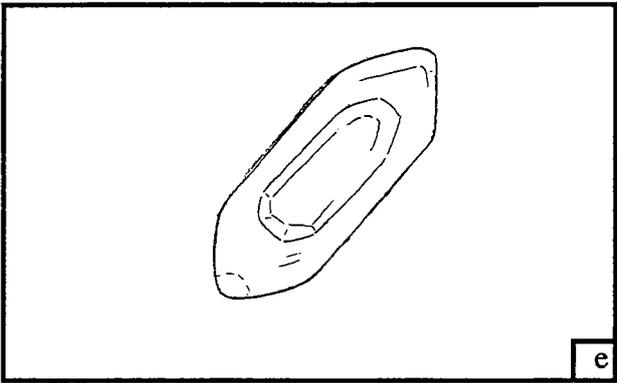
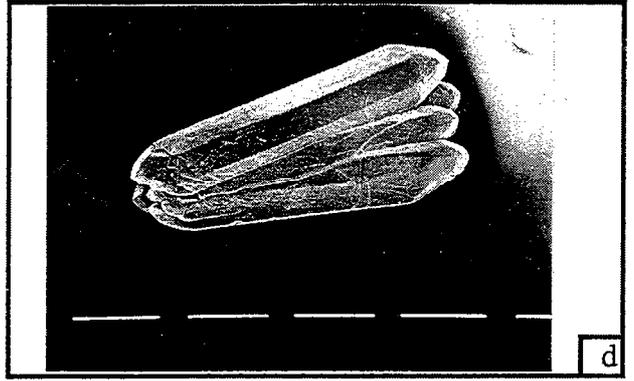
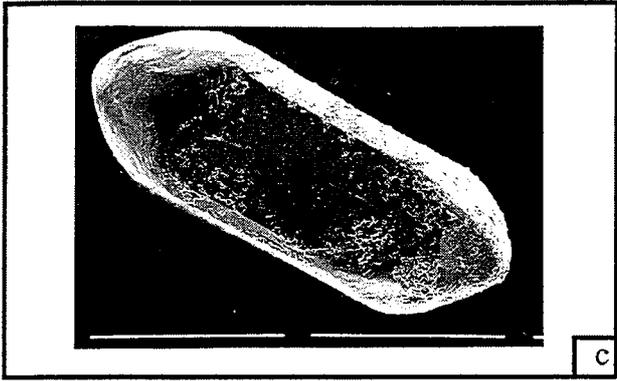
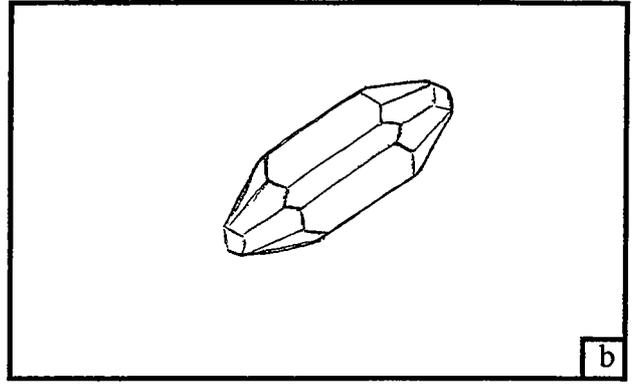
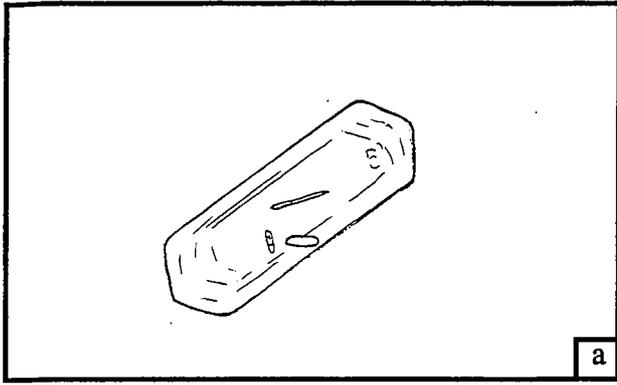


Planche III

Chapitre II

Est de la Côte d'Ivoire

Existence d'une phase
précoce birimienne



Dans ce chapitre, nous présentons les résultats obtenus dans le reste de la Côte d'Ivoire. Les régions concernées sont Katiola (au centre), Dabakala, MBahiakro et Nassian (à l'Est).

Les travaux réalisés sur Katiola se situent dans le cadre d'une collaboration avec Doumbia Siaka (étudiant en thèse à l'Université d'Orléans). Dans ce mémoire, nous présentons les résultats de la géochimie isotopique et de la géochronologie (Nd-Sr-Pb) obtenus dans les différents ensembles géologiques de cette région. La géochimie des éléments majeurs et en traces a été étudiée par Doumbia. Nous rappelons ici les principaux résultats. Ce travail de collaboration aboutira à la publication d'une note.

A l'Est de la Côte d'Ivoire (Dabakala, MBahiakro et Nassian), quelques analyses ponctuelles préliminaires ont été effectuées en collaboration avec Claude Delor et Yao D. Bertin.

I-. Katiola

A. Aperçu géologique de la région

La région étudiée se situe globalement dans le degré carré de Katiola (ou dans la carte Katiola) (fig. 2). Il s'agit du bassin de Marabadiassa qui jouxte, à l'Ouest, le bassin du Haut N'Zi (Série du Haut N'Zi) (fig. 2), d'extension beaucoup plus importante. Celui-ci est en contact avec le massif de Ferké (leucogranite) dont un échantillon a été étudié. A l'Est, il est limité par le massif de Dabakala et au Sud, par le socle granito-gneissique et le massif granitique de la région de Bouaké.

1-. Les formations sédimentaires

Arnould M. (1961) assimile le bassin de Marabadiassa au Tarkwaien du Ghana à cause de la prédominance d'un faciès conglomératique. Il décrit deux séries:

- la série inférieure: ce sont le conglomérat de la Pindia (affluent du fleuve Bandama) et l'ensemble grauwackes et grauwackes conglomératiques, à stratification parfois entrecroisée dans la partie sud du bassin (non représenté sur la carte fig. 26). Les galets peuvent atteindre des tailles de 50 cm; sinon la taille moyenne varie de 2 à 5 cm. La nature des galets est très variée. Les galets de granite sont les plus grands; ils sont bien usés et souvent sphériques. Les galets de roche verte et de grauwackes sont de petite taille et souvent roulés.

- la série supérieure: c'est le quartzite sériciteux à stratification entrecroisée de Diomankou (fig. 26), d'extension réduite, à la bordure ouest du bassin. Dans le Mt Angofi (fig. 26), c'est un quartzite gris blanc à gris rosé, composé de grains de quartz détritiques à peine jointifs et de quelques grains de feldspath dans un ciment de quartz recristallisé et de séricite.

2-. Les formations d'origine plutono-volcanique

Ce sont des métavolcanites (métrarhyolite, méta-andésite, métagabbro, etc.) qui s'alignent parallèlement à la bordure ouest du bassin et des granitoïdes de tailles et de compositions variées (granodiorite, granite, leucogranite). L'absence de ces formations sous forme de galet dans les sédiments amène Arnould M. à les considérer comme postérieures à la sédimentation. Cela indiquerait un épisode de granitisation important dans la phase terminale de la formation du bassin.

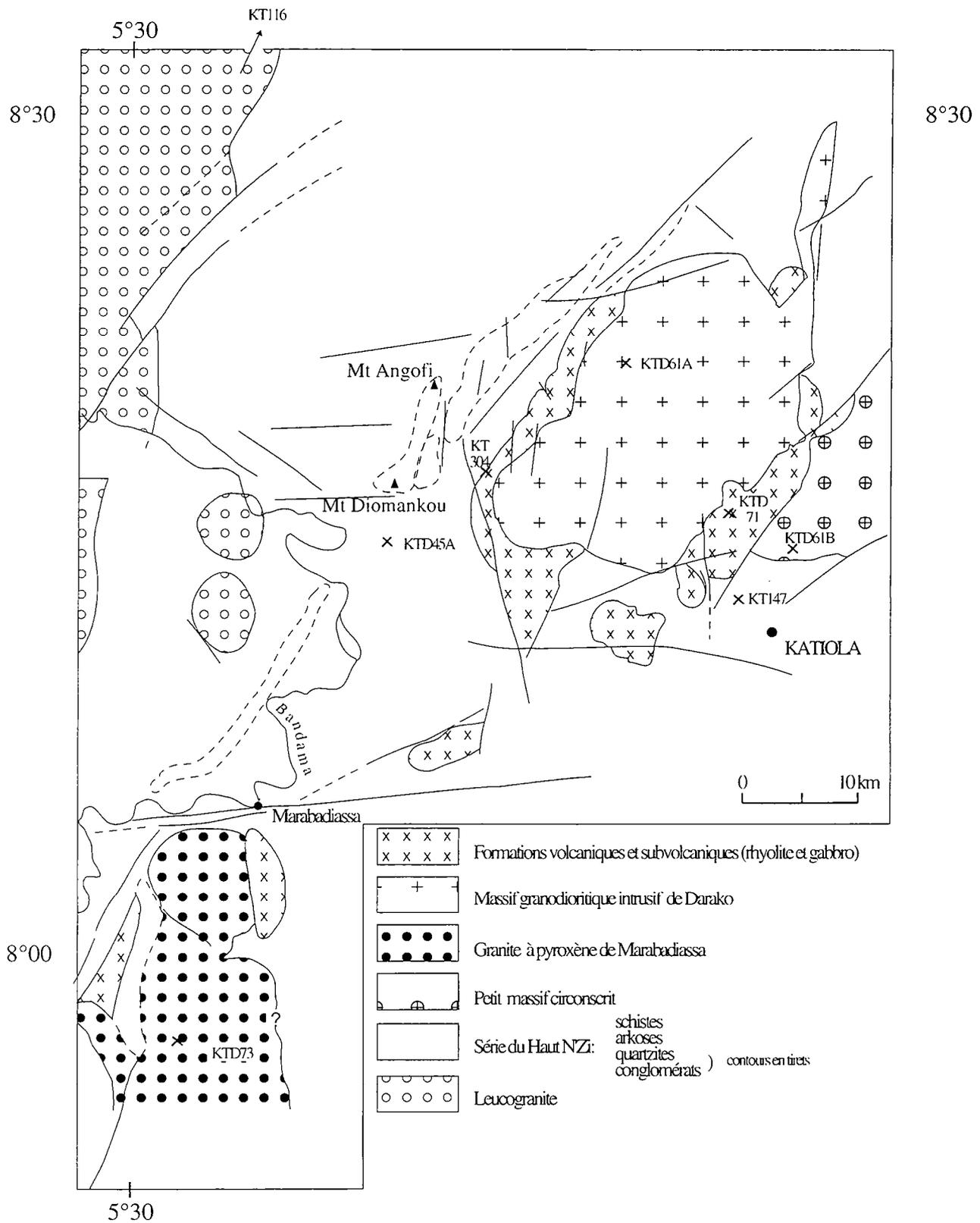


Fig. 26. Carte schématique de la région de Katiola

3-. Métamorphisme et tectonique

Le degré de métamorphisme est celui de la base du faciès des schistes verts. Arnould M. note l'absence de micaschiste, d'amphibolite et de quartzite à structure granoblastique. Les pendages des formations sont généralement supérieurs ou égaux à 60°.

L'auteur suggère que le bassin de Marabadiassa est postérieur au bassin de Haut N'Zi dont il renferme des galets. Il représente une molasse de démantèlement de la chaîne plissée du Haut N'Zi, selon ses propres termes. Il est probable que les plutonites qui parsèment le bassin soient postérieures à la sédimentation dans le bassin.

L'étude que nous entreprenons concerne essentiellement les formations intrusives du bassin de Marabadiassa et un échantillon du leucogranite de Ferké (fig. 26). Un échantillon provenant de la série sédimentaire, non loin des quartzites du Mt Diomankou, a aussi été étudié.

B. Bref aperçu des échantillons étudiés

Doumbia et al. (1995) donnent les caractères principaux des roches magmatiques étudiées dans le domaine. Ce sont des formations essentiellement calco-alcalines qui se composent donc de massifs volcaniques à subvolcaniques de gisement parallèles aux métasédiments, intermédiaire à acide, de grands massifs intrusifs diapiriques, de petits massifs intrusifs circonscrits et de petits massifs semi-annulaires. Ces derniers sont de composition alcaline.

Les échantillons étudiés et localisés sur la carte (fig. 26) peuvent être regroupés selon le plan suivant:

* métasédiments arkosique au Sud du Mt Diomankou

KTD45A

* les intrusifs: ils sont tous localisés au sein des métasédiments. Les (sub)volcanites qui sont plus ou moins orientées parallèlement aux quartzites sont probablement antérieures aux massifs granitiques circonscrits présents dans le bassin.

- Formations volcaniques et subvolcaniques

KTD71: leucogabbro

KT304: rhyolite

- Intrusifs précoces dans les sédiments: ils sont en contact avec les formations volcaniques et subvolcaniques, qui les entourent plus ou moins.

KTD61A : granodiorite

KTD73: granite à pyroxène

- Petit massif granitique circonscrit

KTD61B: granite à biotite

- Intrusifs tardifs: ils sont intégralement intrusifs dans les sédiments

KT116: leucogranite

KT147: granite à biotite

C. Géochimie et géochronologie isotopique

1-. Nd-Sr sur roche totale

a. Le métasédiment arkosique

L'échantillon KTD45A a un âge modèle Nd de 2332 Ma et un ϵ_{Nd} de +1,9 à 2,1 Ga (tab. 8). Il s'aligne de plus sur l'isochrone de référence Rb-Sr à 2,1

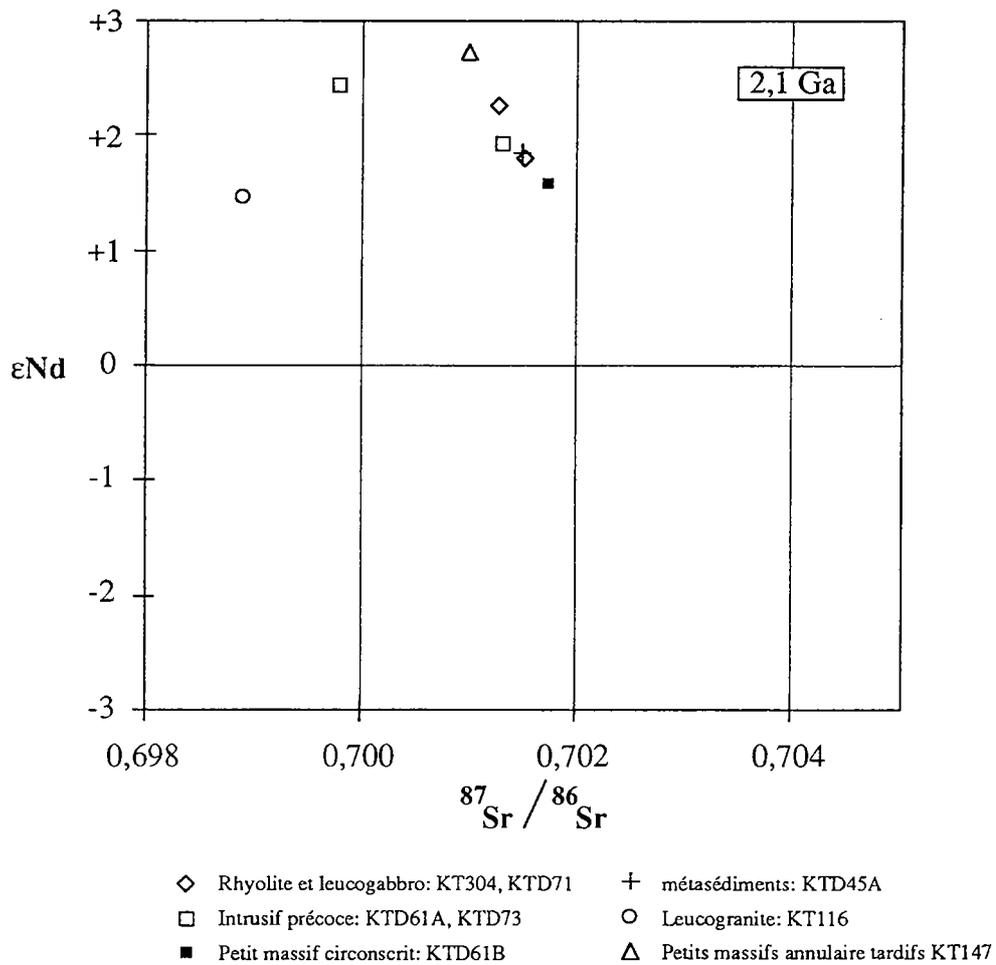


Fig. 28. Diagramme ϵ_{Nd} en fonction de ISr à 2,1 Ga des formations de la région de Katiola.

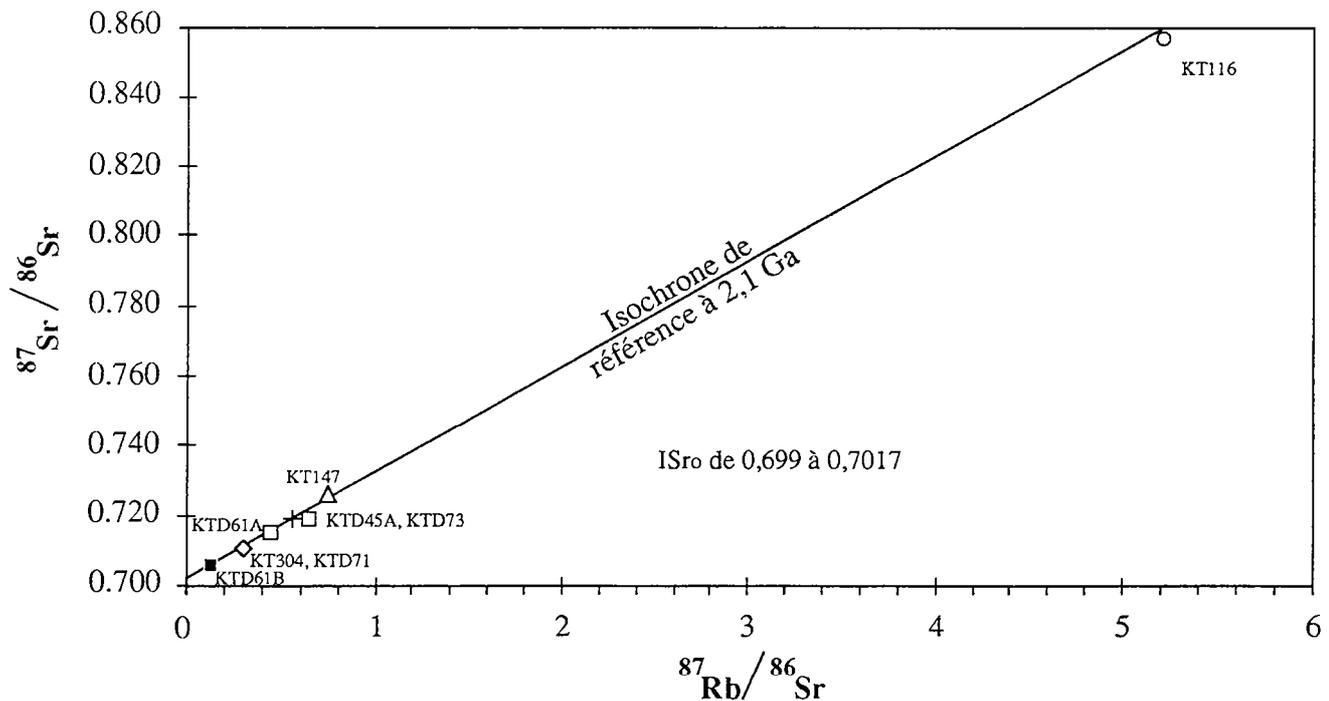


Fig.29. Représentation des échantillons de la région de Katiola le long d'une isochrone de référence à 2,1 Ga

Ga (fig. 27) indiquant que le système Rb-Sr de ce métasédiment est en équilibre à cet époque. Ces résultats montrent que les métasédiments ont pour source des formations juvéniles d'âge Birimien.

b. Les formations volcaniques et subvolcaniques

Les âges modèles de la métarhyolite KTD304 et du leucogabbro KTD71 sont respectivement de 2365 et de 2348 Ma avec des ϵ_{Nd} de +1,8 et de +2,3 (tab. 8). Les deux points sont confondus et se reportent sur l'isochrone de référence Rb-Sr à 2,1 Ga (fig. 27). Ces formations sont donc en équilibre isotopique à 2,1 Ga.

c. Les intrusifs précoces

La granodiorite intrusive KTD61A a un âge modèle Nd de 2341 Ma et un ϵ_{Nd} de +1,9 à 2,1 Ga (tab. 8). Son système Rb-Sr est sans doute équilibré à 2,1 Ga étant donné l'alignement de son point représentatif sur l'isochrone de référence (fig. 27).

Le granite à pyroxène KTD73 a un âge modèle de 2319 Ma et un ϵ_{Nd} de +2,4 (tab. 8). Il se décale sensiblement de l'isochrone de référence Rb-Sr à 2,1 Ga. Son rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ bas de 0,6998 à 2,1 Ga (tab. 9) indiquerait probablement une ouverture du système Rb-Sr à cette époque (fig. 27).

d. Petit massif granitique circonscrit

Le granite à biotite KTD61B a un âge modèle Nd de 2426 Ma et un ϵ_{Nd} de +1,6 à 2,1 Ga (tab. 8). Cet âge est légèrement surestimé à cause du rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ plus ou moins élevé de 0,127 (tab. 8). Le système Rb-Sr de ce granite est probablement équilibré à 2,1 Ga vu l'alignement de son point représentatif sur l'isochrone de référence (fig. 27).

e. Les intrusifs tardifs

*** Le granite à biotite**

L'échantillon KT147 à un âge modèle Nd de 2249 Ma, probablement sous-estimé à cause d'un léger fractionnement du rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ (tab. 8). Son point représentatif s'aligne sur l'isochrone de référence à 2,1 Ga (fig. 29) indiquant un équilibre isotopique du système Rb-Sr à cette époque.

*** Le leucogranite KT116**

Son âge modèle Nd est surestimé à cause de son rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ élevé (0,164) (tab. 8). Cela est dû à un fractionnement des terres rares légères par des minéraux tels que la monazite qui sont présent dans le résidu de fusion (Miller et Mittlefehldt, 1982). L'âge modèle recalculé en supposant que le fractionnement s'est produit à 2,1 Ga est de 2374 Ma. Le point représentatif de ce leucogranite se décale sensiblement de l'isochrone de référence à 2,1 Ga (fig. 27). Son rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est inférieur à 0,700 à 2,1 Ga, indiquant une ouverture de son système Rb-Sr. Cela peut être dû à un refroidissement lent après la mise place du massif.

f. Résumé

En résumé, les résultats obtenus nous permettent de dire que les formations de la région de la Katiola seraient essentiellement juvéniles et d'âge

Echantillon	Sm(ppm)	Nd(ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	erreur	Epsilon 0	Epsilon Tdm	Epsilon 2.1	Tdm(Ma)
METABASITE									
KTD71 Leucogabbro	4.6939	23.4938	0.1208	0.511712	6	-18.10	4.65	2.25	2348
VOLCANITES									
KT304 métarhyolite	3.6631	19.4117	0.1141	0.511597	6	-20.35	4.59	1.80	2365
INTRUSIFS PRECOQUES									
KTD 61A Grandiorite-Darako	3.5051	19.5728	0.1082	0.511523	6	-21.79	4.64	1.92	2341
KTD 61B Granite à biotite (ds sédiments)	4.8230	23.0044	0.1267	0.511759	5	-17.19	4.48	1.57	2426
KTD 73 Granite à Px - Maraba (ds UB et gabb-dol)	3.4664	18.2678	0.1147	0.511637	6	-19.57	4.70	2.41	2319
METASEDIMENTS									
KTD 45A Arkose	3.7948	22.4652	0.1021	0.511435	5	-23.51	4.64	1.85	2332
INTRUSIFS TARDIFS									
KT 116 leuco-Ferké (fusion crustale)	4.5700	16.8411	0.1640	0.512266	5	-7.30	3.95	1.46	2698
KT 147 Granite à Bi (ds sédiments)	8.5615	59.1664	0.0875	0.511279	6	-26.55	4.81	2.73	2249

Tab. 8. Résultats des analyses Nd-Sm des échantillons de la région de Katiola

Echantillon	Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	erreur x10-6	T Zircon Ga	ISr à Tz	ISr à 2,1 Ga
METABASITE								
KTD71 Leucogabbro	57.6	559.7	0.30	0.710284	7	2120	0.7012	0.7013
VOLCANITES								
KT304 Rhyolite	47.7	450.5	0.31	0.710801	7	2125	0.7014	0.7015
INTRUSIFS PRECOQUES								
KTD 61A Grandiorite-Darako	84.9	551.7	0.45	0.714818	7	2100	0.7013	0.7013
KTD 61B Granite à biotite (ds sédiments)	34.1	739.6	0.13	0.705777	7	2000 2220	0.7019 0.7015	0.7017
KTD 73 Granite à Px - Maraba (ds UB et gabb-dol)	59.0	265.7	0.64	0.719267	7	2090 2140	0.6999 0.6994	0.6998
METASEDIMENTS								
KTD 45A Arkose	78.4	403.0	0.56	0.718550	7	2100 2130	0.7015 0.7012	0.7015
INTRUSIFS TARDIFS								
KT 116 leuco-Ferké (fusion crustale)	280.2	157.7	5.22	0.85678	7	2060 2080	0.7020 0.7004	0.6989
KT 147 Granite à Bi (ds sédiments)	102.3	395.7	0.75	0.724766	7	2097	0.7010	0.7010

Tab. 9. Résultats des analyses Rb-Sr des échantillons de la région de Katiola

Birimien. Leur mise en place se serait effectuée en l'absence d'une croûte archéenne préexistante avec des ϵNd compris entre +1,5 et + 2,7 et des compositions isotopiques du Sr inférieures à 0,702 à 2,1 Ga (Fig. 28).

Néanmoins, les ϵNd du granite à biotite KTD61B (+1,6) et du leucogranite KT116 (+1,5) sont plus ou moins faibles et permettent d'envisager l'existence d'une éventuelle composante héritée ou d'un manteau sensiblement moins appauvri. Nous discuterons de ce problème dans la troisième partie de ce travail. Notons que la moyenne des ϵNd de +2 des différentes formations étudiées est comparable à la moyenne de +2 à +3 de Boher et al. (1992).

2-. Ages minéraux

Les datations effectuées sont des âges monozircons par évaporation directe de Pb. Une analyse par évaporation directe a également permis de dater une monazite du leucogranite KT116. Nous ferons ici aussi une analyse morphologique des zircons des échantillons ainsi que de ceux précisément analysés dans la mesure du possible.

2.1-. Le métasédiment arkosique

L'échantillon KTD45A contient des zircons émoussés qui caractérisent bien évidemment des sédiments plus ou moins évolués. Mais la plupart des zircons ont des faces et des arêtes bien visibles, ce qui permet de les typer. La majorité des zircons correspond à des types de haute température (S17 à S24) (planche III-b) ou de moyenne température (S11 à S13). On rencontre aussi des zircons typiques d'anatexie de la croûte (S1, S6 à S8). La structure interne des grains se caractérise par la présence de nombreuses inclusions ainsi que par un zonage de croissance magmatique.

Deux grains ont été analysés. Le grain 1, de type S18, est rose claire limpide, plus ou moins transparent. Il donne des âges peu différents dans les trois évaporations (tab. 10), avec 2107 ± 8 Ma à l'évaporation de haute température (2,8A). Le grain 2, de type S9, est brun opaque et peu limpide. Seule l'acquisition de haute température a été possible et l'âge obtenu est de 2133 ± 3 Ma.

L'âge du premier grain (2107 ± 8 Ma) est équivalent de la phase magmatique majeur déjà mise en évidence vers 2100 Ma dans le domaine de transition. Tandis que l'âge à 2133 ± 3 Ma permet de contraindre l'âge minimum de la source de ces sédiments. Une analyse exhaustive serait ici nécessaire pour définir précisément la source des sédiments du bassin de Marabadiassa.

2.2-. La rhyolite

Les zircons de l'échantillon KT304 sont typiques de ceux rencontrés dans les formations dérivant de la fusion de métasédiments alumineux (S1 à S8) (planche I-b). Cela signifierait que ces volcanites se mettraient en place en remobilisant une croûte très évoluée. Quelques rares grains de types S9-S10 existent aussi (planche I-c). Les grains observés possèdent un zonage de croissance magmatique.

La petite taille des grains ($< 100 \mu\text{m}$) nous a contraint à en analyser plusieurs sur le même filament. La première analyse a été faite avec trois grains de type S1, S1-S2 et S2-S3 (planche I-a); la seconde correspond aussi à un

Echantillons	analyses	n ratios	Palier d'évaporation	206Pb 204Pb corr 6/4	207Pb 206Pb mesuré	erreur 2 sigma m x 10-4	207Pb 206Pb corrigé	Age Ma 207Pb 206Pb	erreur totale 1 sigma	
METABASITES										
KTD 71 Leucogabbro (métabas autour de KTD61A)	grain 1: 2 petits limp rose cl S23-24	40	2.6 J	39780	0.1315	4	0.1315	2118	11	
		60	2.8 S	57312	0.1309	3	0.1307	2108	13	
VOLCANITES										
KT 304 Rhyolite	(1) : 3 petits autom rose sombre S1-2	40	2.4 J	1884	0.1384	2	0.1316	2119	7	
		20	2.4 S	2314	0.1378	4	0.1321	2126	12	
		40	2.6 S	104683	0.1319	1	0.1319	2124	4	
		120	2.6 S	69521	0.1319	4	0.1319	2123	3	
								2124		4
	(2) : idem (S1)	180	2.6 S	54396	0.1315	1	0.1313	2115	10	
		20	2.6 S	53265	0.1323	5	0.1322	2128	14	
		20	2.8 S	78786	0.1335	3	0.1335	2145	8	
120		2.8 S	77913	0.1318	3	0.1317	2121	7		
INTRUSIFS PRECOCES										
KTD 61A Granodiorite-Darako (ds metabasites)	grain 1: autom limp S19 + face ad	120	2.6 S	15984	0.1314	2	0.1307	2107	10	
		100	2.8 S	81544	0.1310	2	0.1308	2109	13	
		40	3.2 S	60166	0.1302	3	0.1300	2108 2098	10	
KTD 61B Granite à biotite (ds sédiments)	(1) : autom br ros ± limp ± limp S11	20	2.6 J	755	0.1412	4	0.1237	2010	12	
		80	2.8 S	21989	0.1399	1	0.1394	2220	6	
		40	2.8 S	19483	0.1396	1	0.1385	2208	5	
	(2) : autom ±rose ±limp incl. type S11	60	2.8 S	32709	0.1298	2	0.1295	2092	10	
KTD 73 Granite à Px - Maraba (ds UB et gabb-dol)	grain 1: autom ros violacé ± terne, opaque S11	40	2.6 J	6864	0.1317	5	0.1300	2098	15	
		20	2.6 S	6496	0.1347	8	0.1328	2138	24	
		20	2.8 J	16440	0.1299	2	0.1292	2088	5	
		180	2.8 S	16196	0.1303	2	0.1297	2094	17	
		20	3.2 J	39628	0.1305	7	0.1303	2101	18	
METASEDIMENTS										
KTD 45A Arkose	grain 1: autom ros cl limp ± transp S18	20	2.6 J	28850	0.1305	1	0.1301	2100	3	
		140	2.6 S	20877	0.1307	1	0.1302	2101	7	
		100	2.8 S	102123	0.1307	1	0.1307	2107	8	
	grain 2: autom br ± opaque S4-9	120	2.8 S	2964	0.1369	3	0.1326	2133	3	
INTRUSIFS TARDIFS										
KT 116 leuco-Ferké (fusion crustale)	grain 1: autom br cl opaque S4-5	20	2.6 J	350	0.1549	23	0.1171	1911	111	
		120	2.8 J	1080	0.1406	8	0.1278	2069	47	
		40	2.8 S	1853	0.1360	6	0.1290	2084	29	
		20	3.2 J	877	0.1419	5	0.1272	2060	21	
KT 147 Granite à Bi (ds sédiments)	(1) : autom br cl ± transp limp	100	3	4352	0.1329	1	0.1300	2097	3	
		40	2.8 S	35654	0.1299	6	0.1298	2094	26	
	(2) : autom rose pâle ±limp et transp	60	2.6 S	1168	0.1410	3	0.1300	2097	14	
		20	2.6 S	1194	0.1402	6	0.1300	2097	36	
Monazite										
Echantillons	analyses	n ratios	Palier d'évaporation	206Pb 204Pb corr 6/4	207Pb 206Pb mesuré	erreur 2 sigma m x 10-4	208Pb 206Pb mesuré	207Pb 206Pb corrigé	Age Ma 207Pb 206Pb	erreur totale 1 sigma
KT 116	grain1: ov gras transp limp	100	3	121402	0.1298	1	1.44	0.1297	2094	6

Tab. 10. Résultats des analyses monozircon et monomonazite par évaporation directe
J: mode dynamique S: mode statique

ensemble de trois petits grains de type S1. Deux évaporations de faible température ont été effectuées pour la première analyse. La première à 2,4 A donne des âges à 2119 ± 7 Ma et 2126 ± 12 Ma (tab. 10). La seconde évaporation à 2,6 A donne un âge identique avec une moyenne de 2124 ± 4 Ma avec des rapports 6/4 supérieurs à 60000. La seconde analyse donne des âges peu différents avec une moyenne à l'évaporation de haute température de 2121 ± 7 Ma. Un âge de 2145 ± 8 Ma est obtenu en début d'évaporation (tab. 10).

En résumé, l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de la rhyolite KT304 est de 2124 ± 4 Ma. L'âge à 2145 ± 8 Ma pourrait caractériser une phase précoce de l'histoire de la croûte dans cette région, mais elle peut aussi refléter la présence d'une certaine composante archéenne héritée.

2.3-. Le leucogabbro

L'échantillon KTD71 contient des zircons très automorphes, souvent limpides et de couleur rose. Les types rencontrés correspondent pratiquement au début et au milieu de l'évolution typologique d'un granitoïde calco-alcalin à teneur moyenne en K: quelques types S20 à S24, beaucoup de S18, S17 et S12. Il existe aussi quelques zircons de type S1 à S7, caractéristiques de magma peralumineux, qui sont bruns et qui possèdent souvent un coeur bien visible.

Une analyse a été faite avec deux petits grains de type S23-S24 (planche I-d). La première évaporation donne un âge de 2118 ± 11 Ma et la seconde un âge de 2108 ± 13 Ma (tab. 10).

Ces âges sont peu différents de ceux obtenus dans le domaine de transition où le magmatisme est daté à 2101 ± 5 Ma au Nord (tab. 10).

2.4-. Les intrusifs précoces

a. La granodiorite

L'échantillon KTD61A contient essentiellement des zircons de haute température (S18-S19, S21-S24). Certains possèdent une face additionnelle 301 caractéristique de magmas calco-alcalins riches en potassium. Il existe également quelques zircons de types S7-S8 qui contiennent souvent un coeur visible. Le caractère le plus frappant est la présence de zircons émoussés (planche II-a).

Un grain de type S24 (planche I-g) a été analysé; les évaporations de faible, de haute et de très haute température donnent sensiblement le même âge. La moyenne des âges des deux premières évaporations donnent un âge de 2108 ± 12 Ma. Cet âge est identique à celui du leucogabbro KTD71 avec lequel la granodiorite est en contact (fig. 26). La présence de zircons émoussés indiquerait une contamination crustale (des sédiments essentiellement) lors de la mise en place de la granodiorite. Des analyses complémentaires seraient nécessaires pour confirmer cette contamination.

b. Le granite à pyroxène

L'échantillon KTD73 contient peu de zircon, comparativement au sphène qui est largement majoritaire. La plupart des zircons sont de type correspondant au milieu de l'évolution typologique d'un granite calco-alcalin normal. Il existe également quelques zircons de haute température (planche II-d). La structure interne des grains se caractérise par la présence de nombreuses inclusions et d'un zonage de croissance magmatique.

Un grain de type S11 a été analysé (planche II-b). Les âges obtenus après les trois évaporations vont de 2138 ± 24 Ma à 2101 ± 17 Ma. L'évaporation à 2,8 A contraindrait mieux l'âge de ce granite avec 2094 ± 17 Ma. Dans la limite des incertitudes, cet âge est sensiblement égal à celui obtenu sur la granodiorite KTD61A et sur le leucogabbro KTD71. L'âge à 2138 ± 24 Ma, malgré l'erreur élevée indique quand même un certain héritage continental, probablement Birimien précoce.

2.5-. Petit massif granitique circonscrit

Les zircons de l'échantillon KTD61B sont automorphes, assez limpide et de couleur généralement rose. Les types qui prédominent sont ceux caractéristiques des magmas peralumineux (anatexie de la croûte), c'est-à-dire S1 à S8. De façon accessoire, on peut rencontrer des types S11- S12 et S17-S18. Les zircons de type S1 contiennent souvent des coeurs. Des stries délimitant des zones de croissance magmatique sont aussi présents.

Un grain de type S1 avec un coeur bien visible et un autre de type S11 ont été analysés. Le grain 1 donne un âge de 2010 ± 12 Ma à la première évaporation (2,6 A) et un âge maximum de 2220 ± 6 Ma à la deuxième évaporation (2,8 A) (tab. 10). Le grain 2 donne un âge de 2092 ± 10 Ma à l'évaporation de haute température.

L'âge bas à 2010 ± 12 Ma est peut-être lié une perte de plomb du zircon, tandis que l'âge à 2220 ± 6 Ma date le coeur du zircon qui représente ici un héritage. Celui-ci correspond-il à une phase précoce birimienne ou à une composante archéenne héritée (ϵNd bas de +1,6)?

2.6-. Les intrusifs tardifs

a. Le granite à biotite

L'échantillon KT147 contient des zircons de haute température (S19 à S24) et des types S12 à S14 et S9 correspondant à l'évolution typologique normale d'un granite calco-alkalin. Ils sont souvent transparents et limpide. Il existe aussi quelques zircons S6 par exemple et qui peuvent contenir des coeurs. Les zircons contiennent souvent de nombreuses inclusions (apatite) et montrent un zonage de croissance magmatique.

Deux grains ont été analysés. Le premier est rose, plus ou moins limpide et transparent et probablement de type J1 ou S21. Le second est rose pâle, plus ou moins transparent et de type S11. Les âges obtenus aux différentes évaporations sont semblables (tab. 10). Le grain 1 avec 2097 ± 3 Ma contraindrait le mieux l'âge de ce granite. Il est contemporain à l'événement magmatique majeur de 2100 Ma.

b. Le leucogranite

L'échantillon KT116 contient relativement peu de zircon, par rapport à l'apatite. Elle contient également de la monazite. Ce qui a permis de faire un analyse par évaporation de monazite.

*** Age monozircon**

Les zircons présents dans cette roche sont typiques de l'anatexie de la croûte. Ils ont généralement des faces 211 très développées. Les types

rencontrés sont H, L1, G1, S1 à S6. Ils sont tous opaques, d'où l'impossibilité d'observer leur structure interne.

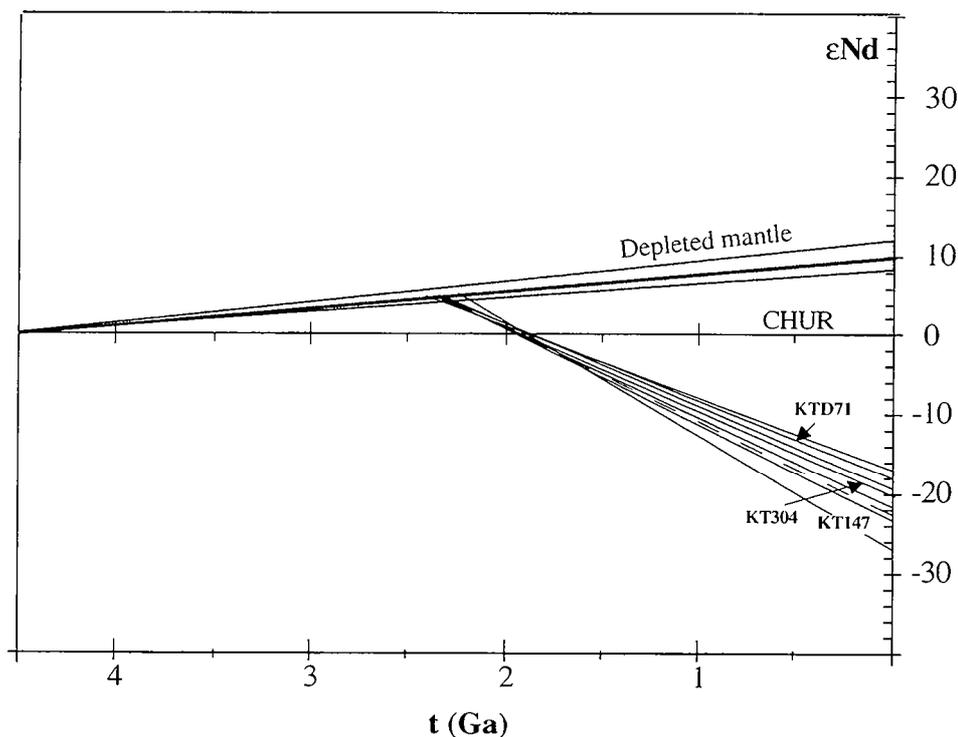
Le zircon analysé est brun clair, opaque et de type S4-S5. Les âges obtenus aux différentes évaporations sont peu précis à cause de la variation plus ou moins importante du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (tab. 10). L'âge maximum à 2084 ± 29 Ma est compatible à celui des autres formations, dans la limite des incertitudes. La monazite nous permettra de mieux contraindre l'âge de ce leucogranite.

* Age monomonazite

Les monazites sont automorphes (planche II-g) et généralement de couleur jaune. Le grain analysé est jaune brun, résineux et prismatique. Il est de petite taille. Une évaporation à 2,6 A a permis d'avoir un âge de 2094 ± 6 Ma. Il est identique à celui des zircons des autres granitoïdes.

3-. Conclusion

Les âges modèles Nd des formations de la région de Katiola varient de 2249 Ma à 2426 Ma. Les ϵNd à 2,1 Ga sont tous positifs. Ils montrent une légère variation de +1,5 pour le leucogranite à +2,7 pour le petit massif semi-annulaire considéré comme le plus tardif des formations. On remarquera que les droites d'évolutions isotopiques du Nd (fig. 29) montrent une dispersion moins importante que dans le domaine de transition (fig. 23).



— — — Evolution du Nd recalculée pour le leucogranite KT116

Fig. 27. Evolution isotopique du Nd des formations de la région de Katiola

Le système Rb-Sr indique une homogénéité certaine de la composition isotopique en Sr à 2,1 Ga, sauf pour le métasédiment (KTD45A) et le leucogranite (KT116).

Les formations les plus anciennes dans la région de Katiola sont les rhyolites avec un âge de 2124 ± 4 Ma. Elles semblent avoir remobilisé de la croûte avec des zircons typiques de l'anatexie.

Les metabasites, représentées par le leucogabbro, se mettent en place à 2108 ± 13 Ma. Elles sont contemporaines des granitoïdes présents dans la région qui ont un âge qui va de 2108 ± 12 Ma pour le grand massif granodioritique de Darako à 2092 ± 10 Ma pour les petits massifs circonscrits. La présence de zircons émoussés dans la granodiorite de Darako indique l'ingérence de croûte (probablement de sédiment) lors de sa mise en place. La présence de cœur à 2220 ± 8 Ma dans les zircons d'un petit massif circonscrit soutiendrait l'existence d'un socle précoce d'âge Birimien ou alors la présence d'une certaine composante héritée archéenne.

Les leucogranites du massif de Ferké se mettent en place à 2094 ± 6 Ma (âge monomonazite). Ils représenteraient à priori les dernières intrusions de granitoïdes dans la région.

II-. les régions de Nassian, MBahiakro et Dabakala.

Quelques analyses ponctuelles ont été effectuées dans ces régions dans le cadre de travaux de cartographie réalisés en collaboration avec C. Delor et B. Yao. Il s'agit d'analyses monozircon par évaporation directe de Pb, Sm-Nd et Rb-Sr sur roche totale (tab. 11).

A. Le socle granito-gneissique de Nassian

Deux échantillons de granodiorites rubanées (NAD109 et NAD110), dans la massif du Parhadi (fig. 2), qui représenteraient le socle des formations sédimentaires du bassin de la Comoé (Vidal et al., 1996) ont été analysés.

Les zircons analysés sont de type S11 à S12 (planche III-g), de couleur brun clair et transparents. Les âges obtenus sont tous sensiblement égaux. Le grain 1, à l'évaporation de haute température contraindrait le mieux l'âge de ces granodiorites avec un âge à 2150 ± 4 Ma. La troisième évaporation du grain 2 avec un âge à 2166 ± 20 Ma semble indiquer une histoire plus ancienne pour ces formations. Mais l'incertitude est un peu trop grande pour envisager pleinement une telle situation. Des analyses complémentaires seront nécessaires pour confirmer l'existence d'une histoire plus ancienne.

B. Les ceintures volcano-sédimentaires de Dabakala

Elles délimitent plus ou moins le massif de Dabakala ou Lemoine (1988) a défini le Dabakalien pour les formations d'âge Birimien précoce, qui sont affectées par le cycle Burkinien de 2,40 à 2,15 Ga (Tempier, 1985). Ce sont les ceintures volcano-sédimentaires de la Kinkéné, qui jouxte les séries sédimentaires de la Comoé à l'Est, et l'extrémité Nord du sillon de Fètèkro.

1-. La ceinture de la Kinkéné

Un grain de type S7, de couleur brun clair et limpide de l'échantillon DB331 a été analysé. Il donne un âge de 2155 ± 8 Ma à la première évaporation et un âge de 2173 ± 7 Ma à l'évaporation de haute température (tab. 11).

Echantillons	analyses	n rapports	Palier d'éva- ration	206Pb 204Pb corr 6/4	207Pb 206Pb mesuré	erreur 2 s m x 10-4	207Pb 206Pb corrigé	Age Ma 207Pb 206Pb	erreur totale 1 s	
Socle Granito-Gneissique										
Gneiss rubanés (granodiorites)										
NAD 109	(1) : autom br cl >150mm type S11	60	2.6 J	61034	0.1340	1	0.1339	2150	5	
		40	2.6 S	50870	0.1335	3	0.1334	2143	13	
		60	2.8 J	206234	0.1338	1	0.1339	2150	4	
NAD 110	(1) : br cl limp transp >150mm type S11	20	2.6 J	13412	0.1341	4	0.1333	2141	13	
		120	2.8 S	88863	0.1339	2	0.1338	2149	14	
		40	3.2 S	56266	0.1353	6	0.1352	2166	20	
Ceintures volcaniques										
Dabakala										
DB 331	(1) : br cl limp à opa >150mm type S7	20	2.6 j	507	0.1597	2	0.1343	2156	9	
		40	2.6 s	486	0.1607	1	0.1341	2153	6	
						60 rapports		2155		8
		20	2.8 j	8908	0.1368	2	0.1355	2171	2	
		20	2.8 s	9716	0.1374	2	0.1361	2178	6	
		180	2.8 s	10881	0.1368	1	0.1357	2173	7	
		20	3.2 j	15391	0.1362	3	0.1355	2171	6	
DB 26	(1) : br cl limp op >150mm type S13	20	2.6 s	310	0.1757	5	0.1311	2112	27	
		20	2.6 s	278	0.1813	6	0.1352	2166	32	
		20	2.8 j	9981	0.1358	1	0.1348	2160	3	
		60	2.8 s	9920	0.1363	1	0.1351	2165	5	
						80 rapports		2163		4
M'Bahiakro										
MB 2	(1) : 2 gr ros cl transp à limp <100mm type P5 et S23	20	2.8 j	57114	0.1362	2	0.1361	2178	7	

Echantillon	analyse	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm 144Nd	143Nd 144Nd	erreur	Epsilon 0	Epsilon 2,1	Tdm(Ma)
NAD109		6.470	39.030	0.100	0.511398	8	-24.2	1.6	2342
NAD110		1.980	12.990	0.092	0.511321	6	-25.7	2.3	2283

Echantillon	analyse	Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Rb 86Sr	87Sr 86Sr	erreur x10-6	T Zircon Ga	ISr à Tz	ISr à 2.1 Ga
NAD109	12954	62	557	0.32	0.711301	6	2150	0.7013	0.7016
NAD110	12955	47	421	0.32	0.710570	4	2150	0.7006	0.7008

Tab. 11. Résultats des analyses monozircon par évaporation directe de Pb, Sm-Nd et Rb-Sr des échantillons du socle granito-gneissique de Nassian et des ceintures volcano-sédimentaires de la Kinkéné et du sillon de Fêtékro

2-. Le sillon de Fètèkro

Le grain analysé de l'échantillon DB26 est de type S13, de couleur brun clair et limpide. Il donne un âge identique aux évaporations de faible et de haute température. La moyenne de l'évaporation de haute température est de 2163 ± 4 Ma.

En résumé, les formations de la ceinture de la Kinkéné semblent légèrement plus vieilles que celles de la partie Nord du sillon de Fètèkro, bien que la différence soit peu significative. Des analyses complémentaires devront être effectuées pour confirmer ces observations.

C. MBahiakro

Une volcanite (échantillon MB2) de la partie médiane du sillon volcano-sédimentaire de Fètèkro, dans la région de MBahiakro, a été analysée.

Deux petits grains de type S23 et P5 (zircons de haute température), de couleur rose très clair ont été simultanément analysés. L'âge obtenu à l'évaporation de haute température est de 2178 ± 7 Ma. Il est identique à celui de l'échantillon DB331 de la ceinture de la Kinkéné.

D. Conclusion

Les quelques analyses effectuées dans les sillons volcaniques de la Kinkéné et de Fètèkro montrent qu'elles ont des âges compris entre 2163 ± 4 Ma et 2178 ± 7 Ma. Ces ceintures sont plus vieilles que celles de Katiola situées un peu plus à l'Ouest.

Le socle granito-gneissique de la région de Nassian donne un âge de 2150 ± 4 Ma. Cet âge est sensiblement égal à celui obtenu dans le socle granito-gneissique du domaine de transition.

III-. Discussion

L'étude de la région de Katiola est très importante dans la mesure où elle permet d'étudier les relations entre différentes formations de nature et de composition différente, depuis des roches basiques jusqu'à des produits de fusion de sédiments (leucogranite). L'histoire crustale de cette région semble commencer vers 2124 ± 4 Ma avec les rhyolites dont la mise en place coïncide probablement avec l'ouverture d'un bassin dans cette région. La typologie des zircons de ces rhyolites indiquerait la remobilisation d'une ancienne croûte.

L'existence d'une ancienne croûte dans la région semble plus évidente avec le granite circonscrit KTD61B. Les zircons sont quasiment de type de S1 à S8, correspondant donc à des températures 650 à 700°C. De plus, la présence de zircons avec des coeurs hérités donnant un âge de 2220 ± 8 Ma soutient l'hypothèse d'une croûte ancienne. Cette ancienne croûte est-elle archéenne ou birimienne? Etant donné les ϵ Nd positifs et compris entre +1,5 et +2,7 à 2,1 Ga, on peut à priori déduire que cette croûte si elle existe est birimienne. Mais sachant que le manteau appauvri à cette époque a un epsilon Nd compris entre +4,5 et +6,3, une éventuelle contamination crustale par une croûte archéenne n'est pas à exclure non plus. Les âges obtenus dans les ceintures volcaniques des degrés carrés de Dabakala et de MBahiakro (2173 ± 7 et 2178 ± 7 Ma)

tendent à confirmer l'existence de cette croûte précoce. De plus la présence de zircon de haute température (850°C) signifie qu'il s'agirait d'un magmatisme ignée profond.

RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS ACQUIS DANS LE DOMAINE PROTEROZOIQUE (S. ST.)

Centre de la Côte d'Ivoire : Katiola

Présence d'un héritage continental
ayant un âge minimum de 2220 ± 6 Ma.

Volcanisme acide avec une forte empreinte crustale
à 2124 ± 4 Ma.

Granitisation avec mise en place de leucogranite
en contexte décrochant à 2094 ± 6 Ma.

Est de la Côte d'Ivoire: étude du socle et de
quelques ceintures

Mise en évidence d'une étape précoce à 2178 ± 7 Ma.

Migmatisation probable du socle à 2150 ± 4 Ma.

Des âges proches de 2200 Ma ont également été obtenus dans le centre-est et l'Est de la Côte d'Ivoire. Boher et al. (1992) obtiennent un âge à 2186 ± 16 (U-Pb sur population de zircon) Ma dans le socle gneissique proche du sillon volcano-sédimentaire du Yaouré. Au Nord du même sillon, dans le massif de Dabakala, Lemoine (1988) obtient une isochrone Rb-Sr sur roche totale de 2186 ± 22 Ma (recalculé avec programmé Rennes). Une étude récente entreprise dans les Mt Boutourou au NE de la Côte d'Ivoire dans la région de Nassian (fig. 2) indique l'existence d'un magmatisme tholéiitique (volcanisme acide) vers 2200 Ma (Vidal et al., 1996). Les analyses isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr des échantillons NAD109 et 110 (tab. 11) indiquent que ces formations sont juvéniles avec des âges modèles respectifs de 2242 et 2283 Ma, des ϵ_{Nd} de +1,6 et +2,3 et des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,702 et 0,701. Ces résultats concordent avec ceux obtenus par Boher et al. (1992) dans le massif granodioritique de Bondoukou.

L'histoire crustale de la région de Katiola prendrait fin avec la mise en place des leucogranites à 2094 ± 6 Ma. Cet âge est identique à celui obtenu au sud-est de la Côte d'Ivoire, dans le bassin de la Comoé, à 2092 ± 2 Ma sur le leucogranite de Binao (données BRGM de Delor et Cocherie, non publié). Les leucogranites ainsi que les petits massifs granodioritiques circonscrits intrusifs dans les sédiments seraient des produits terminaux de la formation de la croûte birimienne.

L'histoire de la formation des différents édifices de la région de Katiola se déroule en l'espace de quelques 30 Ma environ (2124 ± 4 Ma à 2097 ± 3 Ma). Elle se serait créée à partir d'une croûte dont l'âge minimum serait de 2220 Ma. En tenant compte de cet héritage continental, l'histoire crustale dans le centre Nord de la Côte d'Ivoire se déroulerait en 150 Ma environ.

LEGENDE

Planche I: zircons de la rhyolite KT304, du leucogabbro KTD71 et de la granodiorite KTD61A

- a- KT304: petit zircon rose sombre, peu transparent, de type S6, typique des magmas peralumineux (tab. 10)
- b- : photo MEB de zircon de type S10 (grain cassé à la base)
- c- : photo MEB de zircon de S1 à S2
- d- KTD71: petit zircon limpide, rose clair de type S23 moyen (tab. 10)
- e- : photo MEB de zircon de type S7 moyen
- f- : photo MEB de zircon de S19
- g- KTD61A: zircon limpide de type S24 avec une face additionnelle 201 (type U24) (tab. 10)
- h- : photo MEB d'un zircon dissymétrique (tabulaire) de type S23

Planche II: zircons de la granodiorite KTD61A, du granite à Px KTD73, du petit granite circonscrit KTD61B et du métasédiment arkosique KTD45A.

- a- KTD61A: présence de zircon émoussé suggérant une participation crustale lors de la mise en place de la granodiorite
- b- KTD73: zircon rose violacé, opaque, de type S11 à S12 (tab. 10)
- c- : photo MEB d'un zircon très prismatique de type S9 à S4
- d- : photo MEB d'un zircon rose très clair de type S24-S25
- e- KTD61B: zircon rose, limpide, de type L1 avec un cœur bien visible et un zonage de croissance magmatique autour (tab. 10)
- f- : photo MEB d'un zircon de type S1, typique de magma peralumineux
- g- : photo MEB d'un zircon de haute température de type S18
- h- KTD45A: zircon de type S17 rose clair, limpide et transparent contenant quelques aiguilles d'apatite (non représenté sur l'illustration)

Planche III: zircons du métasédiment arkosique KTD45A, du petit massif semi-annulaire KT147, du leucogranite KT116, du gneiss migmatitique NAD110, de la volcanite MB2 et une monazite du leucogranite KT116

- a- KTD45A: photo MEB d'un zircon émoussé
- b- KT147: photo MEB d'un zircon très prismatique, dissymétrique de type S12 moyen
- c- : " (dissymétrique) de type S24
- d- : " de type S9
- e- KT116: " de type L1
- f- : photo MEB d'une monazite
- g- NAD110: photo MEB d'un zircon de type S12
- h- MB2: illustration de deux zircons de types P5 et S24moy

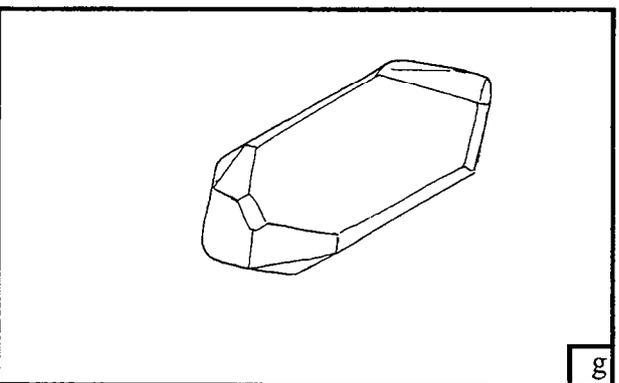
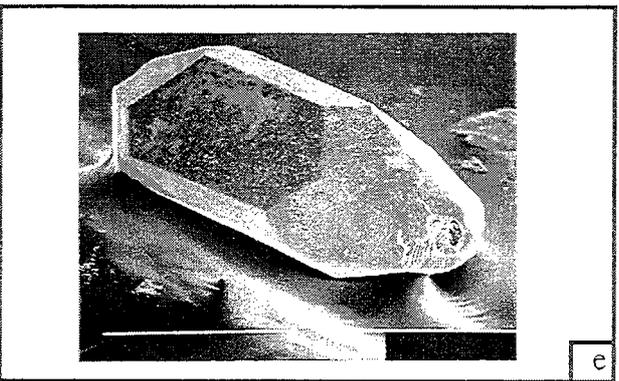
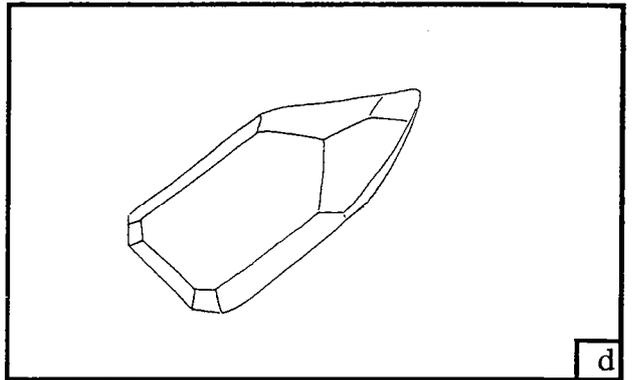
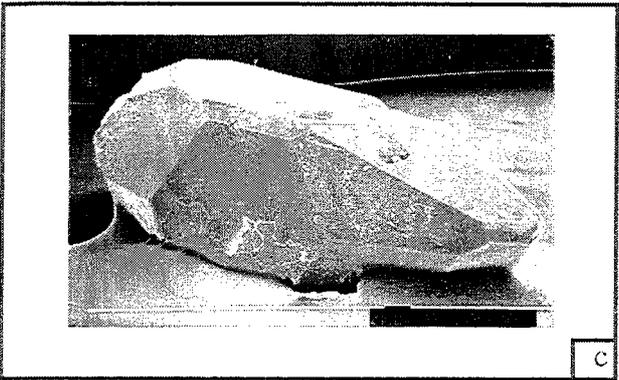
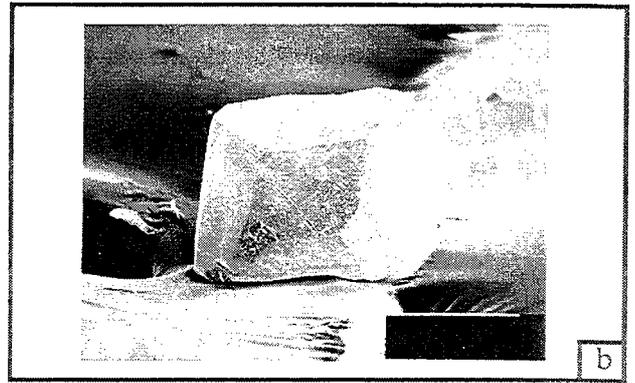
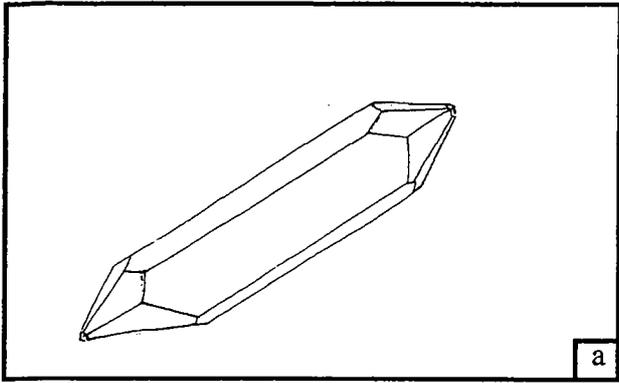
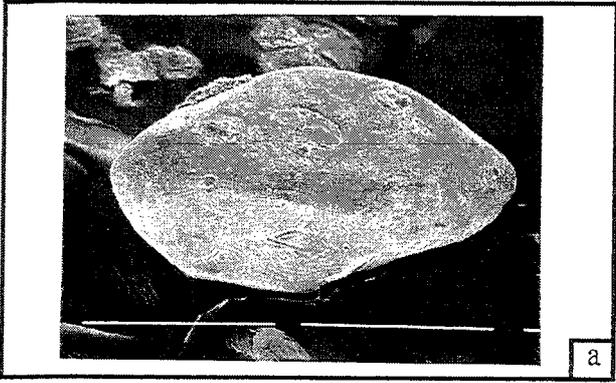
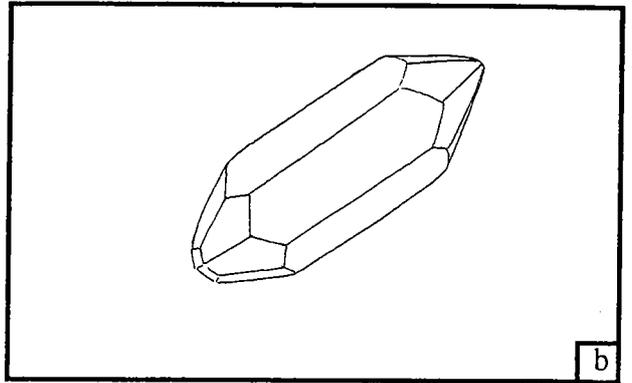


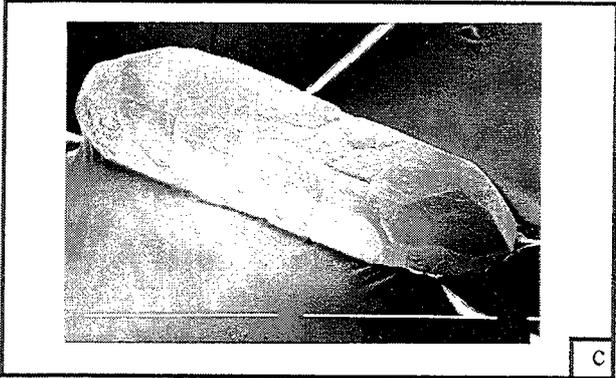
Planche I



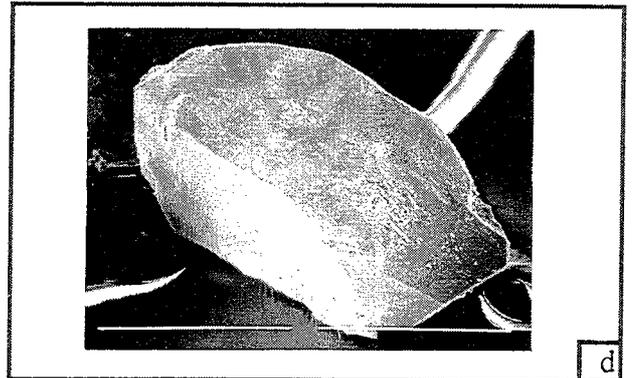
a



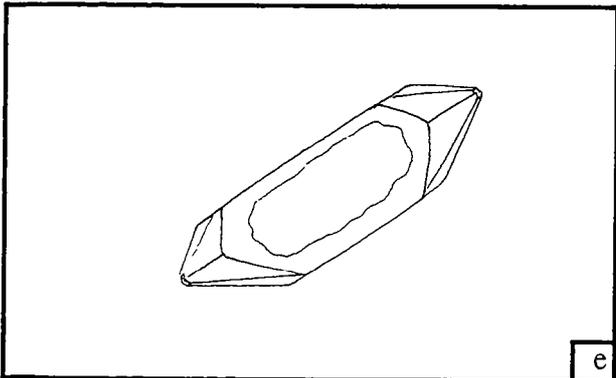
b



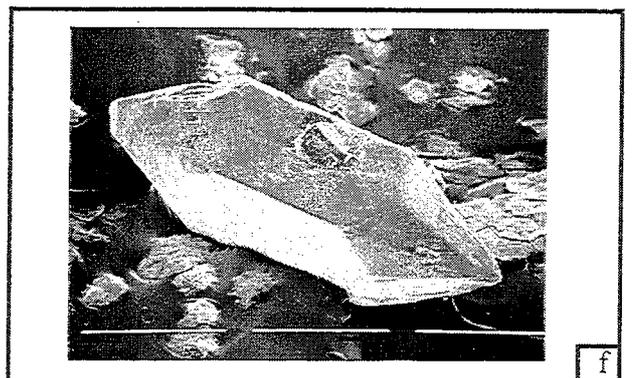
c



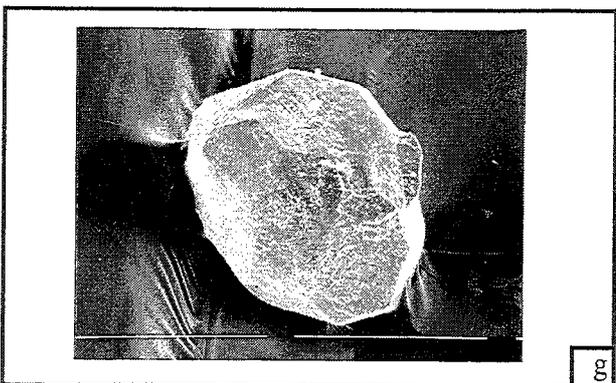
d



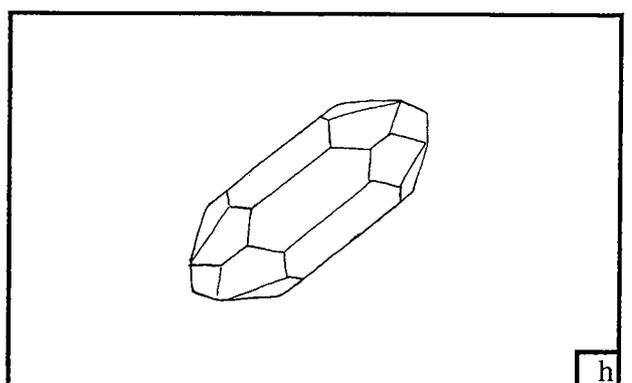
e



f



g



h

Planche II

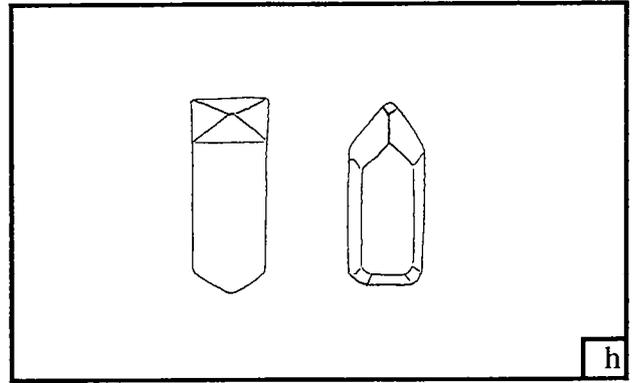
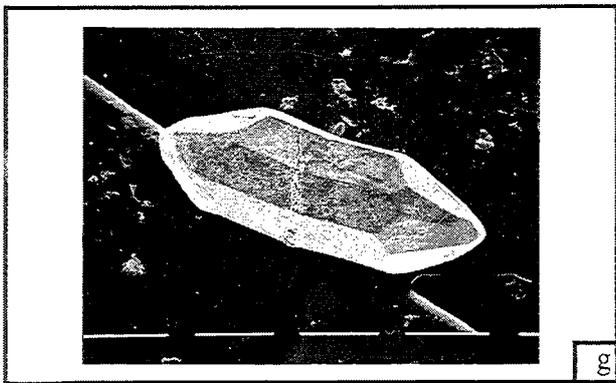
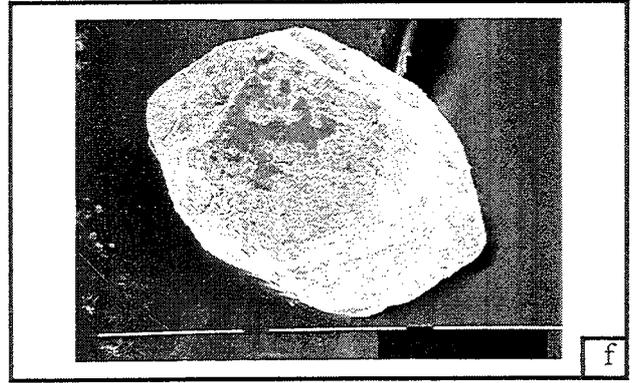
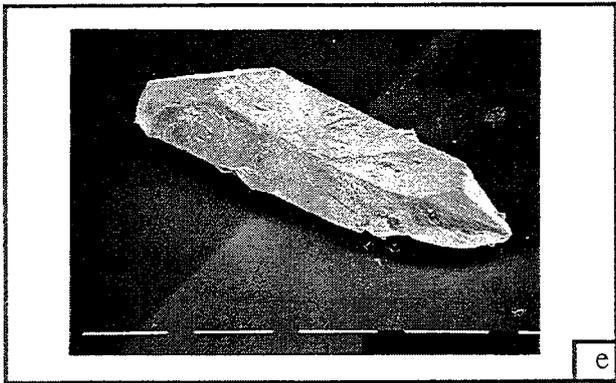
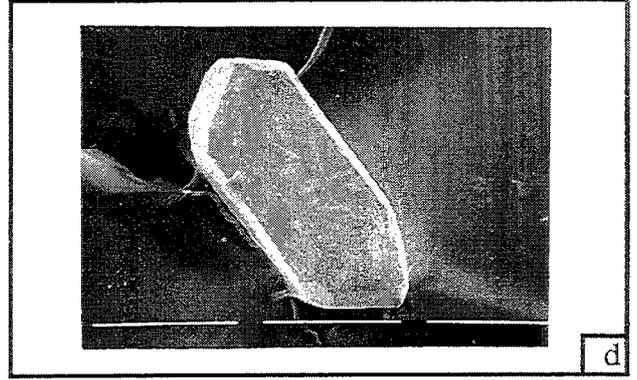
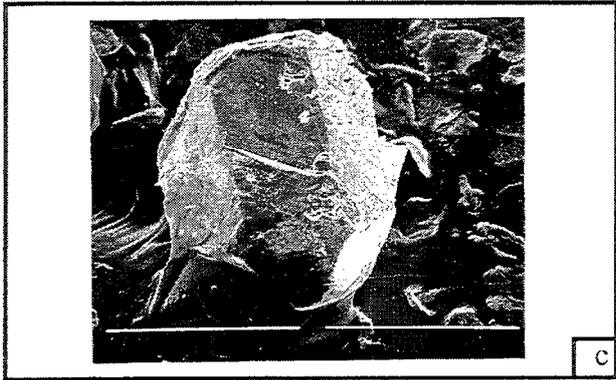
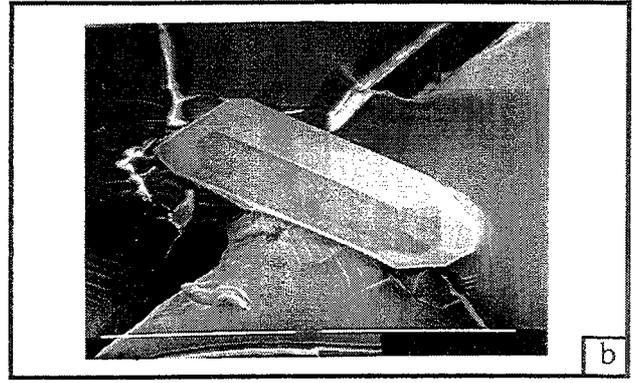
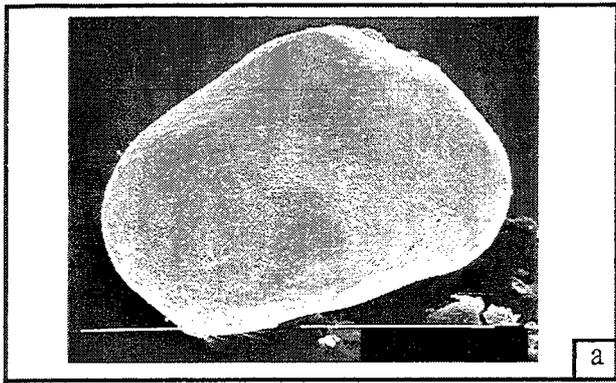


Planche III

Synthèse

Discussion générale pour la définition
d'un modèle géodynamique



Nous rappellerons les principaux résultats obtenus et nous ferons une discussion générale pour cerner le meilleur modèle possible pour la formation des principaux domaines de la Dorsale de Man.

I. Archéen de Man

A. Pétro-métamorphisme

La mise en évidence de la décompression presque isotherme subie par les granulites basiques dans le domaine intermédiaire à partir de la minéralogie et des calculs thermobarométriques est compatible avec un processus tectonique de collision suivi d'un amincissement par extension (Thompson, 1990; Ellis, 1987). Camil (1981, 1984) décrivait dans certaines roches basiques associées aux formations du Tia (fig. 1.3) ainsi que dans des gneiss basiques du domaine Nord, des réactions de déstabilisation typiques de rétro-morphose par décompression (Harley, 1989). Ce qui signifie que c'est un phénomène qui affecte l'ensemble du bouclier de Man

Les granulites dans le domaine de Man ne sont probablement pas des produits d'une croûte juvénile. Il s'agit essentiellement de gneiss gris tonalitiques Léonien (3,05 Ga) granulitisés pendant l'événement métamorphique Libérien (2,8 Ga) ou de magmas charnockitiques mise en place à cet époque. Ces derniers reprennent une croûte ancienne étant donné les $\epsilon\text{Nd}(2,8 \text{ Ga})$ négatifs (-4 à -3). Des traces de disthène signalées dans le domaine de Man (Papon, 1973; Camil, 1984) et la mise en évidence de granulites de haute pression semblent s'accorder avec un processus par enfouissement à des profondeurs plus ou moins grande (30 à 40 km). Le processus qui va exhumer les granulites de la région de Man peut être occasionné par une tectonique en faille normale, reconnue non loin du domaine protérozoïque, dans la région de Kouibli. Il pourrait être compatible avec un rifting du protocontinent archéen. Les résultats isotopiques (Nd-Sr-Pb) obtenus dans le domaine protérozoïque, proche du domaine archéen tendent à s'accorder avec un tel modèle.

Chouckroune et al. (1995) évoquent un modèle de tectonique gravitaire pour expliquer la genèse du domaine archéen de Man. La source de chaleur est un plume mantellique. Les granitoïdes générés vont créer des instabilités gravitaires entraînant un enfouissement par sagduction des formations supracrustales. Ce modèle s'oppose à la tectonique actualiste qui génère des épaisissements importants lors de la collision de plaques rigides.

B. Précision géochronologique

L'histoire crustale de la région de Man indique un héritage au moins jusqu'à 3,2 Ga. Les formations les plus vieilles datées au cours de cette étude sont des gneiss gris tonalitiques ($3048 \pm 8 \text{ Ma}$). Elles sont granulitisées pendant le Libérien. Des âges monozircon semblables ont été obtenus dans des gneiss amphibolitiques archéens de la région de Ziérougoula (fig. 2) par Calvez (in Boher, 1991). Ce qui signifie que le Léonien semble bien présent dans la région de Man, et qu'il concerne également des formations non granulitiques.

L'événement Libérien semble débiter par une phase migmatitique vers $2830 \pm 7 \text{ Ma}$ (âge monomonazite). Cette phase peut aussi correspondre au pic

du métamorphisme libérien. Puis à partir de 2808 ± 10 Ma, des charnockites intrudent tout le domaine, au Nord comme au Sud. Cet âge est compatible avec celui obtenu par Camil (1984) à 2783 ± 15 Ma (U-Pb sur population) dans le massif de Mangouin.

Les dernières manifestations magmatiques du Libérien se situent vers 2745 ± 4 Ma avec la mise place des granodiorites de Yorogué. Cet âge est équivalent à l'âge Fk-RT-Grt des granulites roses TON-3 (fig. 5.13a).

Les âges des zircons des gneiss migmatitiques à biotite de la bande de Logoualé (âge maximum à 2684 ± 4 Ma) doivent être précisés par une autre méthode telle que l'analyse ponctuelle à la microsonde ionique. D'après la carte du domaine de Man (fig. 5.20), ce faciès est dominant dans le Sud. Cela nous permettra de contraindre l'âge de la source de ces formations qui subissent une fusion partielle au Protérozoïque inférieur.

C. L'influence birimienne

1-. Événement précoce

Dans le domaine au Sud de la faille de Man-Danané, le résultat important obtenu est l'implication des différentes formations archéennes dans les événements qui vont créer la croûte birimienne. Ces résultats indiquent que les premières influences birimiennes ont lieu vers 2250 ± 20 Ma (âges RT-Grt et Pb-Pb). Les formations qui enregistrent cette phase sont situées à l'Ouest de la bande de Logoualé. Elle représenterait donc une limite de l'influence précoce birimienne dans le domaine de Man, pour les systèmes Sm-Nd et probablement Pb-Pb du grenat.

Ces âges sont compatibles avec les âges Birimien les plus vieux obtenus dans les provinces protérozoïques où a été démontré l'existence d'une croûte juvénile: le domaine Baoulé-Mossi de la Dorsale de Man, la province protérozoïque de la Dorsale Réguiabat et le bouclier guyanais (Gruau et al., 1985; Abouchami et al., 1990; Leube et al., 1990; Boher et al., 1991). Davis et al. (1994) obtiennent un âge de 2246 ± 4 Ma (U-Pb par dissolution de monograin de zircon) dans des sédiments Tarkwaien (Paléoprotérozoïque) au Ghana. Abouchami et al. (1990) obtiennent une isochrone Sm-Nd sur roche totale de tholéiites à 2229 ± 42 Ma. Dans le bouclier guyanais, considéré comme l'équivalent du Birimien en Amérique du Sud (Gruau et al., 1985), un âge de 2227 ± 39 Ma (U-Pb sur population de zircon) a été obtenu dans les gneiss du Bartica (Gibbs et Olszewski 1982). Vidal et al. (1996) indiquent la présence de métarhyolite ayant un âge de 2195 ± 10 Ma au Nord-Est de la Côte d'Ivoire. Dans le Centre de la Côte d'Ivoire, nos résultats ont permis de mettre en évidence un héritage crustale avec un âge minimum de 2220 ± 8 Ma.

2-. Événement majeur

Il a lieu globalement dans la gamme 2100 ± 40 Ma. Dans la bande de Logoualé, des sédiments ont probablement fondu pour donner les gneiss migmatitiques à biotite. Cette fusion se produirait vers 2074 ± 7 Ma (âge monomonazite). A la limite du domaine Protérozoïque, des granulites basiques archéennes se rééquilibrent vers 2031 ± 13 Ma (âge RT-Grt) et passent de conditions granulitiques de pression élevée ($10,1 \pm 1,1$ kbar, $850 \pm 30^\circ\text{C}$) à des conditions granulitiques de pression plus faible ($6,7 \pm 0,5$ kbar, $730 \pm 30^\circ\text{C}$).

Nous avons envisagé un rifting du continent archéen pour expliquer l'exhumation des granulites de haute pression de la région de Man. Cette

fragilisation du continent archéen se produirait au Protérozoïque inférieur, vers 2250 ± 20 Ma. La création d'un domaine protérozoïque, avec bassin sédimentaire et intrusion d'un massif tonalitique à caractère de TTG à 2105 ± 13 Ma, en plein domaine archéen, est probablement une preuve de la fragilisation de celui-ci.

La remontée des magmas birimiens va créer un flux thermique important pour faire fondre dans certains cas, des formations archéennes qui seraient essentiellement des sédiments. Dans d'autres cas, elle entraînera la remontée des granulites, à la faveur des failles normales et de l'écartement des blocs du protocontinent archéen; d'où les phénomènes de décompression de granulites basiques de haute pression situées non loin du domaine protérozoïque et des roches granulitiques en général.

Le domaine Nord qui semble apparemment à l'abri de l'événement Birimien est tout de même influencé avec la perturbation du système Pb-Pb du grenat des granulites roses par exemple.

II-. Protérozoïque

A. Le domaine de transition

Rappelons que seul le socle granito-gneissique et les intrusions leucogranitiques ont fait l'objet d'étude Nd-Sr-Pb. Les massifs granitique et granodioritique (en rouge sur la carte fig. 2) ne sont pas concernés.

Le domaine de transition de la Côte d'Ivoire (domaine situé globalement entre la faille du Sassandra et la longitude 6°) possède incontestablement à certains endroits une composante archéenne marqué par la présence de zircons hérités, par exemple à Séguéla. Les ϵ_{Nd} souvent nuls à négatifs sont en accord avec l'existence d'une telle composante. C'est la première fois qu'une telle contribution de l'Archéen dans le Birimien est mise en évidence dans le Craton Ouest Africain. De plus, la mise en évidence d'un segment de croûte archéen dans le domaine SASCA (fig. 2) semble corroborer les hypothèses de Papon (19973) qui soutient l'existence d'un sous-bassement archéen dans cette région.

1-. Contamination

Afin d'estimer le taux de contribution de la croûte archéenne dans la croûte birimienne, nous avons utilisé l'équation de mélange de Pushkar et al. (1972) (tab. 12). La composition de la croûte archéenne utilisée est celle des gneiss migmatitiques à biotite de la bande de Logoualé. Ils correspondent au type de formations susceptibles d'être mobilisées lors d'une érosion car ils se trouvent à un niveau structural plus élevé. La composition des produits dérivés du manteau pris en compte est celle des tonalites de Toulépleu. Ce sont les formations dont l'épsilon Nd est le plus proche de celui du manteau appauvri, parmi celles que nous avons étudiées. Les taux de contamination, dans le cas du gneiss de socle SEN-1 sont de 25% pour le Nd et de 20% pour le Sr (tab. 12 et fig. 30). Ces proportions sont assez raisonnables étant donné la nature acide du produit contaminé. Dans le cas du basalte tholéiitique du bassin de la Bagoué (fig. 2), une contribution de 4% environ a été nécessaire. La composition du produit non contaminé dérivé du manteau est un basalte du centre de la Côte d'Ivoire étudié par Abouchami et al. (1990) (échantillon J331).

$$X = \frac{\frac{DM}{Ca} (Ea - Ea) + \frac{DM}{Ca} (Ea - Ea)}{\frac{CA}{Ca} (Ea - Ea) + \frac{NC}{Ca} (Ea - Ea)}$$

Ca : concentration de l'élément considéré (Nd ou Sr)
 E : epsilon de l'élément considéré à l'âge de mise en place
 DM: matériel dérivé du manteau
 CA : croûte ancienne
 NC : nouvelle croûte
 X : représente l'addition de matériel ancien

Transition	Nd	CNd(DM)	18.33	
SEN-1		ENd(NC)	-2.6	
		ENd(DM)	3	X = 0.33090909
		CNd(CA)	33	
		ENd(CA)	-12	%CA= 25
	Sr	CSr(DM)	424	
		ESr(NC)	0.704	
		ESr(DM)	0.701	X = 0.24344498
		CSr(CA)	95	
		ESr(CA)	0.759	%CA= 20
Transition		CNd(DM)	<u>2</u>	
BD511		ENd(NC)	-2.32	
		ENd(DM)	4	X = 0.03956925
DM= échant J311		CNd(CA)	33	
Abouchami et al. 1991		ENd(CA)	-12	%CA= 4
		CSr(DM)	424	
		ESr(NC)	0.7011	
		ESr(DM)	0.701	X = 0.00770839
		CSr(CA)	95	
		ESr(CA)	0.759	%CA= 1

Tab. 12. Calculs des taux de contamination du socle granito-gneissique de Séguéla et du basalte tholéitique de Boundiali

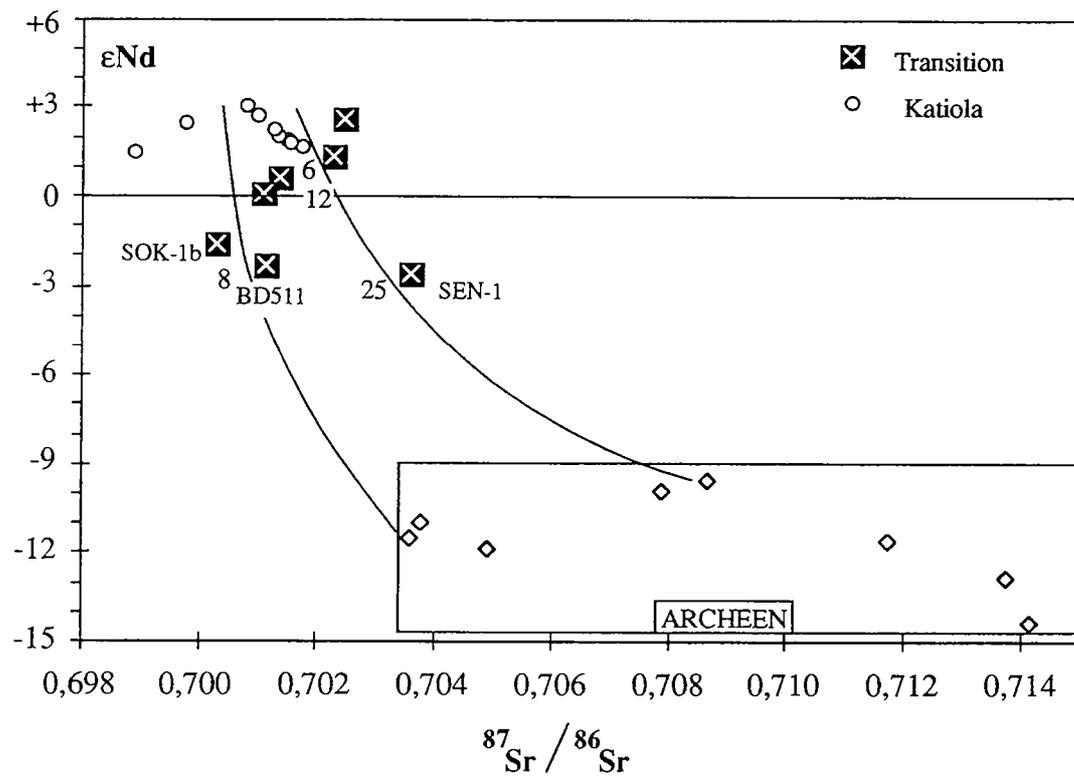


Fig. 30. Diagramme ϵ_{Nd} en fonction $^{87}Sr/^{86}Sr$ des formations du domaine de Man (Archéen) et des formations d'âge Birimien.

Les nombres correspondent aux pourcentage de matériau archéen ingéré lors de la mise en place des formations birimiennes. L'approche utilisée est celle de Pushkar et al. 1972 (voir explication dans le texte).

2-. Le manteau appauvri au Birimien

La particularité de certaines provinces géologiques a amené de nombreux auteurs à réfléchir sur l'hétérogénéité du manteau appauvri ou manteau supérieur. En effet, dans ces provinces géologiques, les caractéristiques du manteau (qui peut-être souvent trop enrichi ou trop appauvri) ne correspondent pas au modèle d'évolution isotopique linéaire du Nd du manteau supérieur qui a une valeur moyenne actuelle de ϵNd de +10 depuis une valeur de 0 à 4,55 Ga (modèle utilisé dans cette étude).

Le manteau appauvri au Protérozoïque inférieur, à 2,1 Ga, a un ϵNd de +5. Les résultats obtenus dans la région de Katiola montrent des ϵNd qui varient de +1,5 à +2,7. Dans cette région, nous pouvons considérer que la contamination de la croûte archéenne est nulle à négligeable, vu la distance par rapport au continent archéen. Les valeurs de l'épsilon Nd sont intermédiaires entre celle du manteau primitif (CHUR) et celles du manteau appauvri. Abouchami et al. (1990) et Boher et al. (1991) obtiennent des valeurs situées pour la plupart entre +2 et +3 dans l'ensemble du domaine Baoulé-Mossi et dans le Protérozoïque de la dorsale Réguibat. En Guyane française, Gruau et al. (1985) obtiennent une isochrone à 2110 ± 90 Ma et un ϵNd initiale de $+2,1 \pm 1,8$, à partir de neuf échantillons d'une série métavolcanite.

Les résultats obtenus dans le domaine de transition de la Côte d'Ivoire indiquent une participation effective de la croûte archéenne lors de la genèse des formations birimiennes. Nous envisageons une contamination globale du manteau appauvri au Birimien entraînant un tamponnement de celui-ci, tout au moins dans les premiers stades de l'expansion, à partir d'un modèle de rifting. Mais la rareté et même l'absence de valeurs comprises entre +4,5 et + 6,5 (proche du manteau appauvri) indique que soit l'expansion n'a pas été suffisante pour permettre la mise en place de formations ayant les caractères du manteau appauvri, tel que défini à partir du modèle des N-MORB, soit ces valeurs intermédiaires correspondent à un caractère primitif du manteau qui met en place les formations birimiennes.

Stein et Hofmann (1994) définissent un modèle linéaire d'évolution du manteau qui part d'un ϵNd de 0 à 4,5 Ga jusqu'à un ϵNd actuel compris entre +5 et +6,3, correspondant au PREMA (PRÉvalent MAntle) (Wörner et al. 1986). L'évolution de ce manteau se situe entre la CHUR et le DM (manteau appauvri) (fig. 31a). Selon ces auteurs, la création de croûte est un phénomène épisodique qui fait intervenir une remontée de matériau du manteau inférieur, par l'intermédiaire de plume mantellique. Ce réservoir serait plus enrichi que le manteau appauvri défini à partir des N-MORB (DePaolo 1981). Ainsi, certaines provinces archéennes et protérozoïques, à l'instar du domaine Baoulé-Mossi semblent s'aligner le long de cette droite (fig. 31b). Cette hypothèse se vérifierait également pour le Sr (fig. 31c).

Si l'hypothèse du tamponnement du manteau appauvri (DM) est plausible, les caractéristiques qui en découlent seraient donc comparables à celles du modèle de Stein et Hofmann (1994). Il reste maintenant à savoir si le manteau appauvri lié au cycle de Wilson, tel qu'on le connaît actuellement est capable d'initier un rifting continental, pour aboutir à la création de domaine tel que le domaine Baoulé-Mossi. Actuellement, l'unanimité semble se faire le rôle prépondérant de plume mantellique dans la genèse de croûte juvénile (Condie, 1975; Campbell, 1989; Hill, 1991; Davies, 1992; Kröner, 1992; Choukroune et al., 1995).

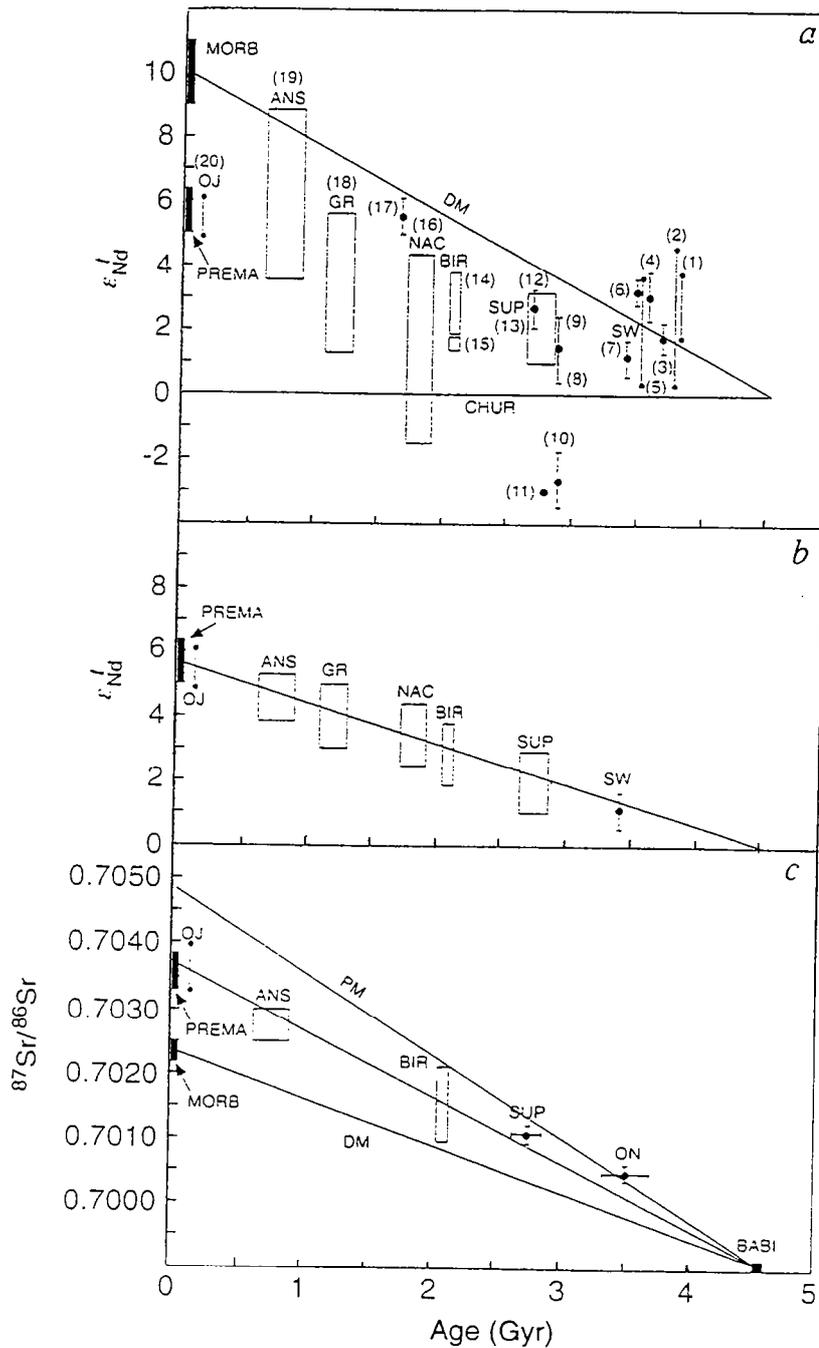


Fig. 31. ϵ_{Nd} et rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux en fonction de l'âge de magmas Archéen et Protérozoïque de différents segments de croûte (in Stein & Hofmann 1994).

ANS: Bouclier Arabo-Nubien
 GR: Grenville, Amérique du Nord
 NAC: North Atlantic Continent
 BIR: Birimien, Afrique de l'Ouest
 SUP: Province Supérieure, Amérique du Nord
 SW: Swaziland, Afrique du Sud

DM: depleted mantle
 MORB: middle oceanic ridge basalt
 PREMA: prevalent mantle
 PM: primitive mantle

Se reporter à l'article des auteurs

3-. Histoire crustale

La présence de zircons datés à 2400 Ma dans le socle granito-gneissique est une preuve concrète de l'ingérence de formations archéennes. Cet âge monozircon est interprété comme un mélange entre un coeur archéen et une surcroissance birimienne. Ici aussi, une analyse ponctuelle à la microsonde ionique serait la bienvenue pour déterminer l'âge exact des coeurs de ces zircons.

Les zircons indiquent aussi un épisode à 2147-2135 Ma et un autre à 2090-2100 Ma dans le socle granito-gneissique. Le premier épisode pourrait être lié à la phase précoce birimienne précédemment définie, mais nous envisagions aussi la possibilité d'un mélange dû à l'existence d'une petite composante hérité archéenne. L'épisode à 2090-2100 Ma correspond à la mise place d'un magmatisme profond. Il s'accompagne d'une migmatisation et d'une fusion du socle par endroits avec des monazites qui cristallisent à 2080 ± 10 Ma (à Séguéla par exemple, fig. 2). On peut aussi imaginer au cours de cette période des phénomènes de surcroissance ou de recristallisation de zircon qui se manifestent par des âges allant de 2090 à 2140 Ma sur un même grain. Ainsi, l'âge maximum à 2147 ± 11 Ma obtenu dans le domaine de transition peut-être considéré comme l'âge minimum du socle granito-gneissique. Une analyse plus exhaustive des zircons nous permettrait de préciser ce point. Cet âge à 2147 ± 11 Ma est identique à celui obtenu par Lemoine (1988) dans le massif gneissique Dabakala.

Enfin, une phase tardive de recristallisation partielle à 2042-2062 Ma semble caractériser également le socle du Nord au Sud. Dans le domaine SASCA, elle est probablement contemporaine de la migmatisation du socle granito-gneissique.

B. Le Centre-Nord et l'Est Côte d'Ivoire

1-. Katiola

Les résultats obtenus dans la région de Katiola avec des ϵNd compris entre +1,5 et +2,7 pourrait indiquer une faible contamination crustale d'une éventuelle croûte archéenne si on fait une comparaison avec le manteau appauvri (fig. 30). Mais ces valeurs d'épsilon Nd pourraient tout aussi bien être les caractères primitifs d'un manteau à partir duquel se différencient les formations birimiennes (Stein et Hofmann, 1994).

L'analyse morphologique et la structure interne des zircons, plus les âges monozircon montrent l'existence probable d'une ancienne croûte birimienne dans la région lors de la mise en place des différentes formations qui la composent. La présence de coeur hérité à 2220 ± 8 Ma dans un granite circonscrit daté à 2092 ± 10 Ma est une preuve de cet héritage continental. Les métarhyolites qui représentent les formations les plus anciennes (2124 ± 4 Ma) de la région ont aussi une signature crustale au niveau des zircons. Les leucogranites termineraient l'édification de la croûte dans la région, qui se fait donc en 30 Ma d'années environ avec des monazites qui cristallisent à 2094 ± 6 Ma.

Fabre (1995) pose la question de la genèse du leucogranite de Ferké. Il se demande si le processus qui la met en place est une tectonique tangentielle, identique à celle des leucogranites himalayens, ou non. Si quelques traces de disthène sont présents par endroits dans l'aire du Yaouré, aucune étude

systématique n'a été faite pour définir exactement les conditions P-T aux abords du massif leucogranitique.

2-. Régions de Nassian, Dabakala et MBahiakro

L'existence d'un socle précoce Birimien dans toute la Côte d'Ivoire semble de plus en plus évidente avec des âges monozircon de 2150 ± 4 Ma donnés par les gneiss migmatitiques de Nassian. Cet âge doit-il être considéré comme le moment de la cristallisation étant donné le développement possible de surcroissances pouvant conduire à des mélanges? L'âge de 2144 ± 6 Ma obtenu par Lemoine (1988) en U-Pb par dissolution tendrait à le considérer comme un âge de cristallisation.

Les données isotopiques Nd-Sr obtenues sur les gneiss migmatitiques de Nassian (NAD109 et 110) indiquent des ϵ_{Nd} de +1,6 et +2,3. Nous sommes donc en présence de formations juvéniles birimiennes. Non loin de Nassian, Boher et al. (1992) obtiennent des ϵ_{Nd} allant de +0,5 à +3, dans le massif granodioritique intrusif de Bondoukou, daté à 2166 ± 49 Ma (Rb-Sr sur roche totale) par Touré et al. (1987). Nous remarquons ici aussi que les formations les plus vieilles semblent posséder des epsilons Nd bas.

C. Conclusion

Du point de vue du magmatisme, les résultats obtenus dans le domaine protérozoïque de la Côte d'Ivoire permettent de définir les étapes suivantes:

- 1- Birimien Précoce- 2220 - 2150 Ma
- 2- Birimien s. st.- 2124 - 2090 Ma

Ce découpage sera bien évidemment à préciser et à coupler aux différentes phases tectoniques reconnues dans le domaine protérozoïque (voir tab. 2). Des analyses sur minéraux autres que le zircon et la monazite (grenat, muscovite, allanite, etc.) permettront peut-être de définir des subdivisions au sein et/ou après ces deux grandes étapes.

III-. Modèle géodynamique

Nous envisageons un modèle de rifting pour expliquer la création de la croûte birimienne. Les observations principales qui militent en faveur du modèle sont l'exhumation des granulites archéennes et la contamination effective des formations birimiennes situées non loin du domaine archéen. De plus, à l'extrême Est du domaine Baoulé-Mossi, au Ghana, on rencontre également ce type de contamination du Birimien par l'Archéen. Leube et al. (1990) soutiennent également un modèle de rifting pour expliquer la mise en place des formations birimiennes du Ghana.

Le modèle que nous proposons pour l'évolution de la croûte continentale au Protérozoïque inférieur peut être résumé en cinq (5) stades principaux:

Stade A

Des mouvements de convection dans le manteau vont entraîner une fragilisation du protocontinent archéen. Il s'ensuit une tectonique en grabben dans ces zones fragilisées (fig. 32A). Ce stade est probablement initié peu après 2300 Ma. La perturbation du système Pb-Pb du grenat des granulites roses vers 2278 ± 21 Ma (fig. 5.13) dans le domaine granulitique Nord du domaine

MODELE GEODYNAMIQUE

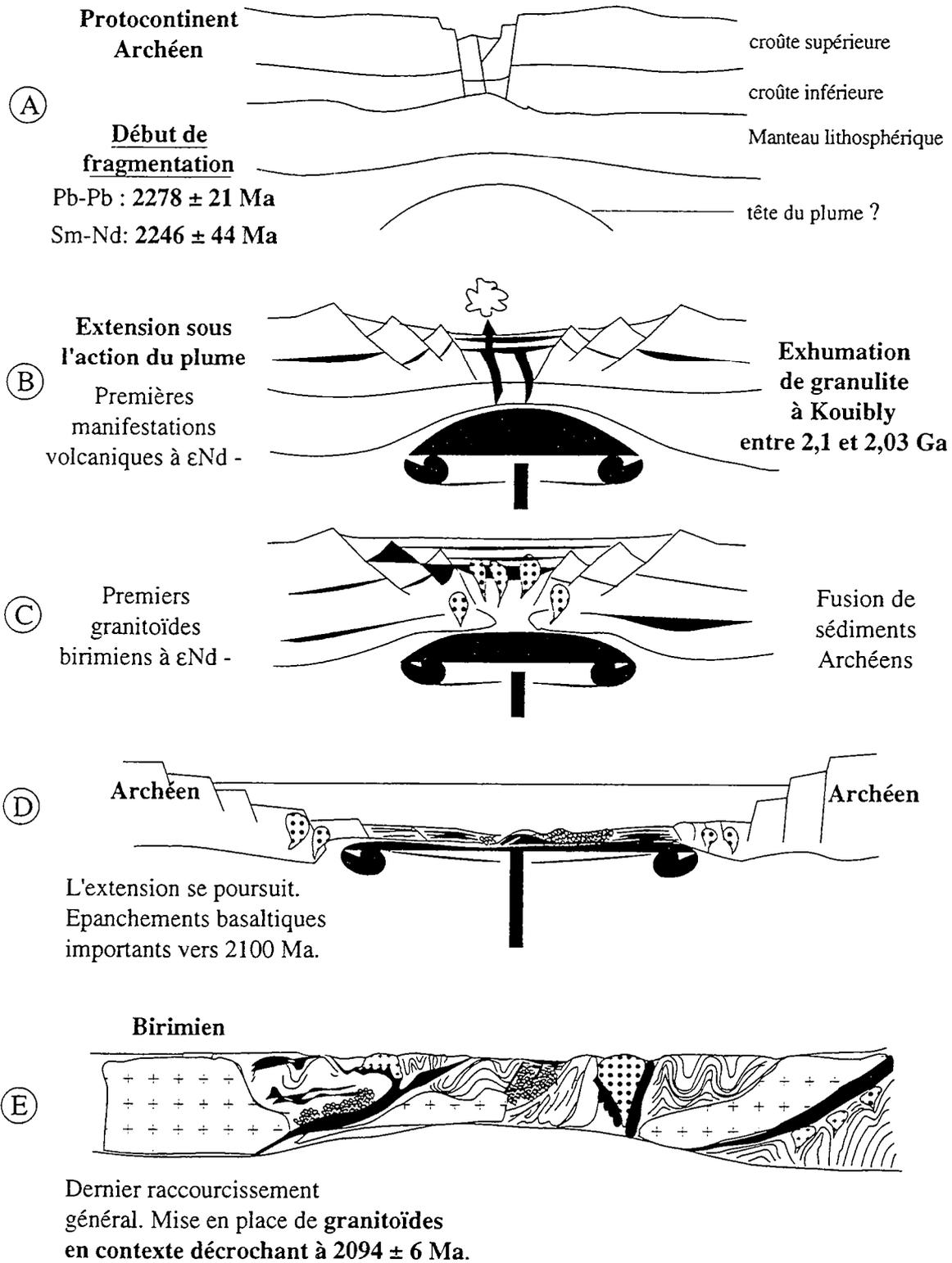


Fig. 32. Coupes schématiques montrant l'évolution de la lithosphère au Protérozoïque Inférieure dans la dorsale de Man, pour aboutir à la création de la croûte birimienne.

archéen de Man est peut-être occasionnée par cette tectonique en grabben. Dans le domaine intermédiaire, le système Sm-Nd du grenat des mobilisats anatectiques et des métasédiments dans les îlots de gneiss alumineux se ferme probablement au cours de cette épisode tectonique respectivement à 2246 ± 44 Ma et 2211 ± 12 Ma (fig. 5.12).

Dans l'introduction de ce mémoire, nous évoquons les travaux de Hill (1991 et 1993) qui a étudié la capacité des plumes mantelliques à initier des rifts continentaux ainsi que leur rôle dans les zones de subduction. Nous pouvons envisager la genèse d'un plume originaire du manteau inférieur et dont l'ascension sous le protocontinent archéen de Man va initier son rifting.

Stade B

L'écartement des blocs est de plus en plus important (fig. 32B) car le plume mantellique est coincé sous le protocontinent archéen. Il se met en place un volcanisme tholéiitique qui subit une contamination de la croûte archéenne, comme c'est le cas des basaltes tholéiitiques de la région de Boundiali (voir tab. 4, échantillon BD511) dans la ceinture volcano-sédimentaire de la Bagoué, avec des $\epsilon Nd_T -2,3$.

Les roches granulitiques archéennes situées dans les parties inférieures de la croûte sont exhumées à la faveur des failles normales, et subissent ainsi une décompression presque isotherme, comme c'est le cas des granulites basiques de la région de Kouibli (fig. 1) à 2031 ± 13 Ma (isochrone Pl-RT-Grt en systématique Sm-Nd).

Stade C

Les blocs continuent de s'écarter sous l'effet de l'étalement latéral du plume. Au niveau de la croûte inférieure, le démantèlement du protocontinent archéen et le recyclage de ses sédiments vont contaminer le magma sous-jacent (fig. 32C). La différenciation magmatique se fait en profondeur et crée des magmas granitiques puis des granitoïdes dont les premiers auront une signature archéenne plus ou moins importante. Avec l'évolution de l'extension, ces granitoïdes vont se localiser essentiellement à la périphérie du domaine crustal en formation (fig. 32D). On peut citer le socle granito-gneissique de Séguéla en Côte d'Ivoire daté à 2143 ± 3 Ma (monozircon) avec un $\epsilon Nd = -2,6$ à $2,1$ Ga dans lequel des zircons archéens hérités ont été mis en évidence. On peut évoquer également les granitoïdes qui environnent le bassin de la "Cape Coast", non loin de la ceinture du Winneba au Ghana, et qui possèdent un $\epsilon Nd = -5,6$ (in Leube et al. 1990).

Stade D

L'expansion des blocs est accélérée à cause de l'étalement latéral du plume qui augmente et réduit le manteau lithosphérique (fig. 32D). On peut imaginer aussi que cela est dû à l'arrivée de plusieurs plumes. Les blocs archéens sont assez éloignés pour que toute contamination directe du manteau sous-jacent soit possible. Un fond océanique se forme (3000m de profondeur d'après Fabre 1995) grâce à la mise en place d'un magmatisme tholéiitique. Celui-ci exhibe souvent une structure en pillow-lava comme celle rencontrée dans le centre de la Côte d'Ivoire, dans le sillon de Fétékro et dans l'aire du Yaouré.

Par quel processus cette croûte océanique va se différencier pour créer la croûte continentale birimienne?

Soit les plumes successifs vont apporter de la chaleur qui va faire fondre la croûte océanique. Il se crée ainsi des chambres magmatiques dans lesquelles des granitoïdes de type TTG ou non vont se différencier par cristallisation fractionnée. On peut prendre pour exemple les plateaux océaniques qui

représentent d'importante accumulation de roches volcaniques et plutoniques générés par l'activité des points chauds. Grégoire et al. (1994) mettent en évidence l'existence d'une couche basaltique sous-plaquée par la découverte de xénolithes de granulites mafiques dans les îles Kerguelen.

Soit des zones de rupture se créent à différents endroits du plancher océanique, initiant ainsi une subduction de la croûte océanique. Cette dernière va fondre partiellement et générer également des magmas qui pourront donner après différenciation des granitoïdes types TTG ou non. Il va donc se créer une protocroûte birimienne et ceci vers 2220 Ma, d'après les résultats obtenus dans la région de Katiola.

On peut supposer que des périodes de compression, moins longues, succèdent à des périodes d'extension beaucoup plus longue. Ces périodes de compression peuvent se faire à la faveur de zone de subduction selon des angles assez faibles de l'ordre de 10° (Delor, comm. perso.). On assiste ainsi à un recyclage de la croûte dans ces zones pour donner des magmas calco-alcalins (volcanites et granitoïdes). Il se crée ainsi des zones émergées, assimilables à des arcs actuels. Ceci permettra l'érosion de la protocroûte et la formation des premiers sédiments Birimien.

Stade E

Un dernier raccourcissement général va donner au domaine protérozoïque sa configuration actuelle (fig. 32E) vers 2100 ± 10 Ma. La mise en place de nombreux granitoïdes suggère des gradients de température assez importants pour générer cet épisode de fusion à l'échelle du domaine Baoulé-Mossi. De nombreux massifs leucogranitiques mettent fin à cet épisode à 2094 ± 6 Ma, dans la région de Katiola et à 2092 ± 2 Ma, dans le sud-est de la Côte d'Ivoire (données BRGM).

En comparaison aux leucogranites himalayens, de nombreux géologues évoquent la possibilité d'une collision majeure dans le centre de la Côte d'Ivoire, pour générer le grand batholite de Ferké (par exemple Yobou, 1993). Mais aucune évidence de tectonique tangentielle n'est visible à l'échelle de la Côte d'Ivoire (Delor et al., 1995; Vidal et al., 1996). Ainsi, un mécanisme de fusion en l'absence d'enfouissement de grande profondeur est le "shear heating" (Leloup, 1995 et 1996; Schärer et al., 1996). A partir de modélisations analogiques, ces auteurs essaient d'expliquer les températures souvent élevées dans les zones en décrochement avec production de granitoïde.

Cet épisode de raccourcissement est aussi interprété à l'Ouest de la Côte d'Ivoire, à la limite entre les domaines archéen et protérozoïque, comme une zone de collision majeure, avec charriage de formations birimiennes sur le continent archéen (Feybesse et al. 1989, 1994; Milési et al. 1989). Delor et al. (1994) ont montré que les formations birimiennes présentes dans le domaine archéen se mettent en place en régime transcurrent associé à des mouvements verticaux. La création de l'unité protérozoïque de Toulépleu montre la persistance de processus archaïque de création de croûte au Protérozoïque Inférieure.

IV-. Perspectives

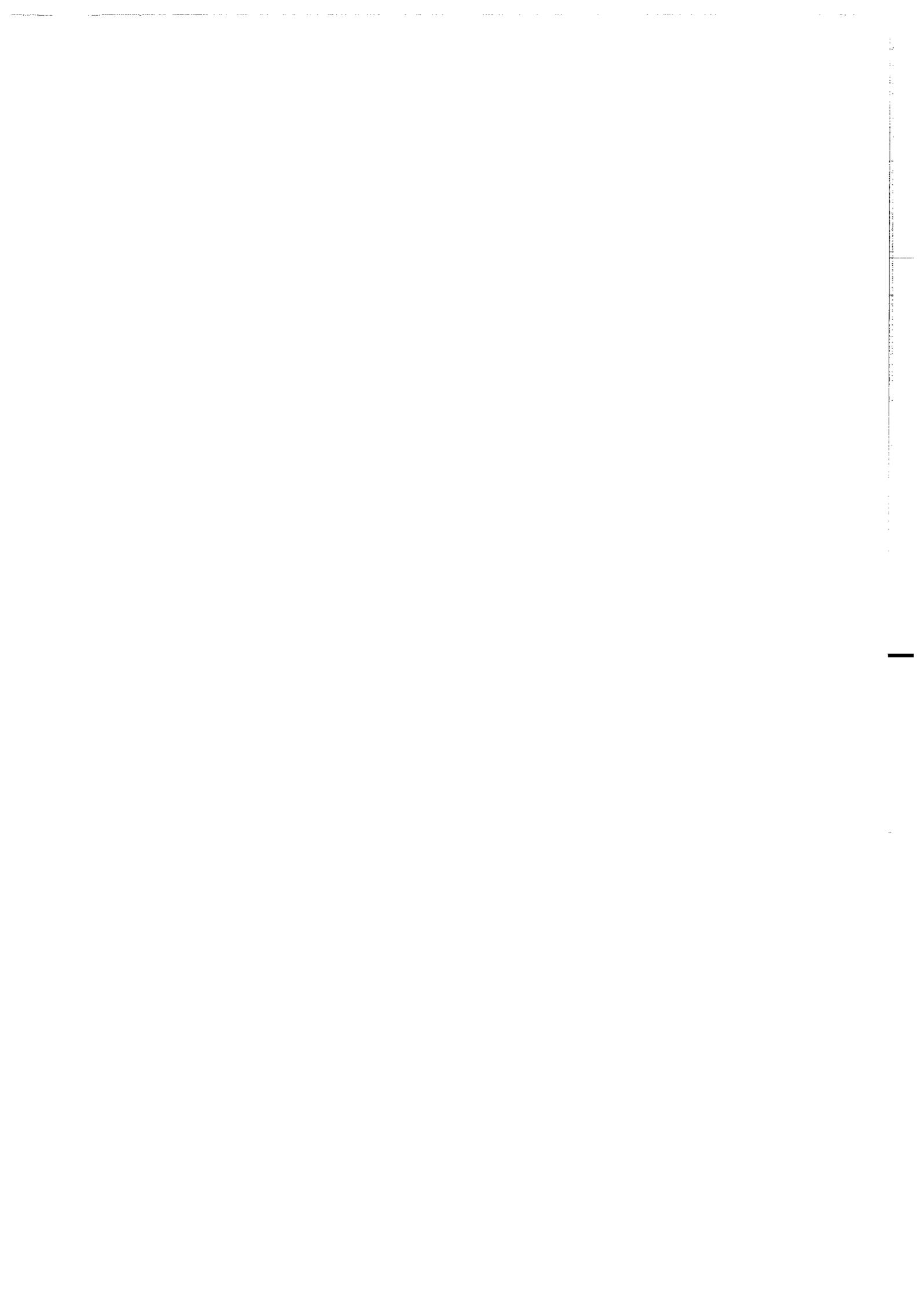
L'occurrence de granulites basiques de haute pression dans le domaine archéen de Man nous donne une idée du processus tectonique dans lequel ont été impliquées certaines formations pendant le Libérien (2,8 Ga). La présence de disthène est à confirmer davantage, couplé à une étude structurale exhaustive afin d'étayer un modèle géodynamique pour l'archéen de Man.

L'histoire crustale du domaine Baoulé-Mossi définie ici dans le domaine de transition de la Côte d'Ivoire et dans le reste du pays nous donne une image assez nette de son évolution magmatique. L'histoire métamorphique est très peu abordée à part quelques analyses de monazite et de sphène qui ont tout de même des températures de fermeture assez haute, pour étudier des phénomènes tectoniques et/ou métamorphiques qui n'induisent pas de température supérieures à 600°C. Comme dans le domaine archéen, il serait intéressant de s'intéresser au minéraux du métamorphisme tels que le grenat, l'andalousite, la muscovite, la biotite, etc. L'une des perspectives intéressantes est d'entreprendre une étude précise des assemblages métamorphiques dans le domaine Baoulé-Mossi, et surtout le long de ce grand batholite de Ferké, qui semble plutôt constitué d'un ensemble de massifs imbriqués (Ouattara et al. 1995), afin de confirmer ou d'infirmer certains arguments en faveur de l'existence de tel ou tel processus tectonique.

Vertical text or artifacts along the right edge of the page.

Small horizontal black mark or artifact.

Bibliographie



- Abouchami, W. (1990). Un événement volcanique majeur vers 2,1 Ga en Afrique de l'Ouest: Un stade précoce d'accrétion crustale. *Doctorat d'Université*, Nancy I.
- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A. et Albarede, F. (1990) A Major 2,1 Ga Event of Mafic Magmatism in West Africa: An Early Stage of Crustal Accretion. *J. Geophys. res.*, 95: 17605-17629.
- Arndt, N. T. et Goldstein, S. L. (1987) Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, 15: 893-895.
- Arnould, A. (1959) Compte-rendu des principaux résultats acquis par l'analyse lithologique des séries birimiennes des régions voisines de Bouaké. *S.G.P.M., Bouaké*, 10 p.
- Arnould, M. (1961). Etude géologiques des migmatites et granites précambriens du Nord de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. *Mém. BRGM*, 174 p.
- Arnould, M. (1965). Les granites de haute Côte d'Ivoire. *Les granites de l'Ouest africain*. UNESCO, pp 23-28
- Bard, J. P. (1974) Remarques à propos de l'évolution géotectonique du Craton Ouest Africain en Côte d'Ivoire: éléments d'un nouveau schéma. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 278, série D: 2405-2408.
- Bard, J. P. et Lemoine, S. (1976) Phases tectoniques superposées dans les métasédiments précambriens du domaine côtier occidental de la Côte d'Ivoire. *Precambrian Research*, 3: 209-229.
- Barker, F. et Arth, J. G. (1976) Generation of trondhjemite-tonalitic liquid and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4: 596-600.
- Barker, F. (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. In: F. Barker, eds., *Trondhjemite, dacites and related rocks*. Elsevier, pp. 1-12.
- Batiza, R. (1981). Trace element characteristics of Leg 61 basalts. In: eds., *Init. Repts. DSDP 11*. Washington (U.S. Govt. Printing office), pp. 689-695.
- Beckinsale, R. D., Gale, N. H., Pankhurst, R. J., Macfarlane, A., Crow, M. J., Arthurs, J. W. et Wilkinson, A. F. (1980) Discordant Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron for the archaean basement of Sierra Leone. *Precambrian Research*, 13: 63-76.
- Ben Othman, D., Polvé, M. et Allègre, C. J. (1984) Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307: 510-515.
- Berman, R. G., Aranovich, L. Y. et Pattison, D. R. M. (1995) Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119: 30-42.
- Bessoles, B. (1977). Géologie de l'Afrique: le Craton Ouest Africain. *Mém. B.R.G.M.*, 88, *B.R.G.M.*, 403 p.
- Boher, M. (1991). Croissance crustale en Afrique de l'Ouest à 2,1 Ga. Apport de la Géochimie isotopique. *Doctorat d'Université*, Nancy I.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, M., Albarède, F. et Arndt, N. T. (1992) Crustal Growth in West Africa at 2,1 Ga. *J. Geophys. Res.*, 97: 345-369.
- Bohlen, S. R., Wall, V. J. et Boettcher, A. L. (1983) Experimental Investigation and Application of Garnet Granulite Equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83: 52-61.
- Bohlen, S. R. (1987) Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulite. *Journal of Geology*, 95: 617-632.
- Bohlen, S. R. et Mezger, K. (1989) Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust. *Sciences*, 244: 326-329.
- Bohlen, S. R. (1991) On the formation of granulites. *J. metamorphic. Geol.*, 9: 223-229.
- Bolgarsky, M. (1950). Notice explicative sur la feuille Tabou de la carte géologique à 1/500000.

- Bonhomme, M. (1962) Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont*, 5: 62 p.
- Bonkougou, I. (1994). Le Tarkwaïen du sillon de Houndé (Burkina Faso): un ensemble volano-détritique acide calco-alkalin à 2,15 Ma. *Doctorat d'Université*, Nantes.
- Buddington, A. (1963) Isograds and the role of H₂O in metamorphic facies of orthogneiss of the northwest Adirondack, New-York. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 74: 1155-1182.
- Buschstein, M., Cissé, S. et Sissoko, I. (1973). Recherche géologique et minière dans la région de Bougouni -Sikasso- Yanfolila. *Rap. B.R.G.M.*, n°73 DAK 001, 111 p.
- Cahen, L., Snelling, N. J., Delhal, J. et Vail, J. R. (1984). The geochronology and evolution of Africa. *Carendon Press*, Oxford, 512 p.
- Cameron, A. E., Smith, D. E. et Walker, R. L. (1969) Mass spectrometry of nanogram size samples of lead. *Anal. Chem.*, 41: 525-526.
- Camil, J. (1981) Un exemple de métamorphisme prograde de la base du faciès des amphibolites au faciès des granulites dans la région de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293: 513-518.
- Camil, J. (1984). Pétrographie, Chronologie des ensembles granulitiques Archéens et formations associées de la région de Man (Côte d'Ivoire) Implications pour l'histoire géologique du Craton Ouest Africain. *Doctorat d'Etat*, Université. d'Abidjan.
- Campbell, I. H., Griffiths, R. W. et Hill, R. I. (1989) Melting in a Archaean mantle plume: head it's basalts, tail its Komatiites. *Nature*, 339: 697-699.
- Campbell, I. H. et Griffiths, R. W. (1990) Implication of mantle structure for the evolution of flood basalts. *Earth Planet. Sci Lett.*, 99: 79-93.
- Cartwright, I. (1990). Prograde metamorphism, anatexis, and retrogression of the Scourian Complex, north-west Scotland. In: J. R. Ashworth and M. Brown, eds., *High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Unwin Hyman, London, pp. 371-407.
- Casanova, R. (1973). Géochimie et minéralogie des granitoïdes Eburnéens de Côte d'Ivoire. *Doctorat d'Etat*, Univ. Nice et Abidjan.
- Cheilletz, A., Barbey, P., Lama, C., Pons, J., Zimmermann, J. L. et Dautel, D. (1994) Age de refroidissement de la croûte juvénile birimienne d'Afrique de l'Ouest. Données U-Pb, Rb-Sr et K-Ar sur les formations à 2,1 Ga du SW-Niger. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 319: 435-442.
- Cherniak (1993) Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. *Chemical Geology*, 110: 177-194.
- Choudhuri, A. et Winkler, H. G. F. (1967) Anthophyllit und hornblende ineinegen metamorphosen reaktionen. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14: 293-315.
- Choukroune, P., Bouhallier, H. et Arndt, N. T. (1995) Soft lithosphere during periods of Archean crustal growth or crustal reworking. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 95: 67-85.
- Cliff, R. A., Droop, G. T. R. et Rex, D. C. (1985) Alpine metamorphism in the southeast Tauern Window. Austria: II Heating, cooling and uplift rates. *J. metamorphic Geol.*, 3: 403-415.
- Compston, W. et Pidgeon, R.T. (1986) Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia. *Nature*, 321: 766-769.
- Condie, K. C. (1975) Mantle-plume model for the origin of Archaean greestone belts based on trace element distributions. *Nature*, 258: 413-414.
- Condie, K. C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface sample and shales. *Chemical Geology*, 104: 1-37.

- Coolen, J. J. M. M. (1980). Chemical petrology of the Furua granulite complex, Southern Tanzania. *PhD*, Vrije Univ.
- Copeland, P., Parrish, R. R. et Harrison, T. M. (1988) Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics. *Nature*, 333: 760-763.
- Cox, K. G., Bell, J. D. et Pankhurst, R. J. (1979) the interpretation of igneous rocks. *Georges, allen and Unwin, London*.
- Dallmeyer, R. D. et Lécorché, J. P. (1990). Introction. In: R. D. Dallmeyer and J. P. Lécorché, eds., *Orogens and Circum-Atlantique correlatives*. Springer-Verlag, pp. 3-5.
- Davies, G. F. (1988) Ocean bathymetry and mantle convection I. Large-scale flow and hotspots. *J. Geophys. res.*, 93: 10467-10480.
- Davies, G. F. et Richards, M. A. (1992) Mantle convection. *Journal of Geology*, 100: 151-206.
- Davis, D. W., Hirdes, W., Schaltegger, U. et Nunoo, E. A. (1994) U-Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Research.*, 67: 89-107.
- de Waard, D. (1965) The Occurrence of Garnet in the Granulite-Facies Terrane of the Adirondack Highlands. *Journal of Petrology*, 6: 165-191.
- Defant, M. J. et Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.
- DeLong, S. E., Schwarz, W. M. et Anderson, R. N. (1979) Thermal effects of ridge subduction. *Earth Planet Sci. Lett.*, 44: 239-246.
- Delor, C., Siméon, Y., Kouamelan, A. et Peucat, J. J. (1994). Persistance de processus archaïques de création crustale au Birimien (Paléoprotérozoïque) en Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). *R.S.T. Soc. Géol. France.*, p.10.
- Delor, C., Simeon, Y., Vidal, M. et Zéadé, J. (1996). Tectonique granivataire périplutonique à 2,2-2,17 Ga : l'exemple du complexe birimien "granodiorite-ceintures vertes" de Bondoukou (Côte d'Ivoire). *C. R. Acad. Sci. Paris*, (sous presse).
- DePaolo, D. J. (1981a) A Neodymium and Strontium Isotopic Study of the Mesozoic Calca-Alkaline Granitic Batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophys. Res.*, 86: 10470-10488.
- DePaolo, D. J. (1981b) Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-196.
- DeWolf, C. P., Zeissler, C. J., Halliday, A. N., Mezger, K. et Essene, E. J. (1996) The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60: 121-134.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Vidal, M., Delor, C., Kouamelan, A., Peucat, J. J. et Bodinier, J. L. (1995). Les granitoïdes birimiens de Katiola-Marabadiassa, Centre-Nord de la Côte d'Ivoire : géochimie et géochronologi. *Géodynamique du Paléoprotérozoïque*. S. G. France, p.16.
- Drummond, M. S. et Defant, M. J. (1990) A model for Trondhjemitic-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95: 21503-21521.
- Dupuis, D., Pons, J. et Prost, A. E. (1991) Mise en place de pluton et caractérisation de la déformation birimienne au Niger occidental. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 312: 769-773.
- Eberhardt, P., Geiss, J., Houtermans, F. G. et Signer, P. (1962) Age determinations on lead ores. *Geol. Randsch., Dtsch*, 52: pp. 836-852.

- Ellis, D. J. et Green, D. H. (1979) An experimental study of the effect of Ca upon garnet clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Miner. Petrol.*, 71: 13-22.
- Ellis, D. J. (1987) Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. *Geology*, 15: 167-170.
- Eskola, P. (1939). Die metamorphen Gesteine. In: T. F. W. Barth, C. W. Correns and P. Eskola, eds., *Die Entstehung der Gesteine*. Springer, Berlin, pp. 263-407.
- Evans, O. C. et Hanson, G. N. (1995). Post-kinematic Archean tonalites, trochjemitites, and granodiorites of the S.W. Superior Province/ Derivation through direct mantle melting. In: L. Ashwal and M. deWit, eds., *Tectonic Evolution of Greenstone belts*. Oxford University Press, (sous presse).
- Faure, G. et Powell, J. L. (1972). Strontium isotope geology. *Springer-Verlag*, New-York, 188 p.
- Feybesse, J. L., Milési, J. P., Johan, V., Dommangeat, A., Calvez, J.-Y., Boher, M. et Abouhami, W. (1989) La limite Arhéen- Protérozoïque inférieure d'Afrique de l'Ouest: une zone de chevauchement majeure antérieure à l'accident de Sassandra; l'exemple des régions d'Odiénné et de Touba (Côte d'Ivoire). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 309, Série II: 1847-1853.
- Floyd, P. A. (1982). Petrology and geochemistry of oceanic intraplate sheet-flow basalt, Nauru Basin, DSDP Leg 89. In: eds., *Init. Repts. DSDP*. 39. Washington (U.S. Govt. Printing Office), pp. 471-197.
- Frei, R. et Kamber, B. S. (1995) Single mineral Pb-Pb dating. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 129: 261-268.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Inoue, H. et Nenbai, M. (1992) Subducting Slabs Stagnant in the Mantle Transition Zone. *J. Geophys. Res.*, 97: 4809-4822.
- Gay, L. O. (1956) The geology of the Bui Hydro-electric project. *Bull Gold Coast Geol. Surv.*, 22: 60 p.
- Gibbs, A. K. et Olszewski, W. J. J. (1982) Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. *Precambrian Research*, 17: 199-214.
- Goloubinow, R. (1938) Relations des terrains métamorphiques redressés et des granites dans la guinéo-soudanaise. *Bull. Serv. Mines A.O.F.*, 1: 83-88.
- Goodwin, A. M. (1991). Précambrian Geology. *Academic Press*, 666 p.
- Graham, C. M. et Powell, R. (1984) A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. metamorphic Geol.*, 2: 13-31.
- Green, D. H. et Ringwood, A. E. (1967) An experimental investigation on the gabbro-Eclogite transformation and its petrological investigation. *Geochim. cosmochim. Acta*, 31: 767-833.
- Green, D. H. et Ringwood, A. E. (1968) Genesis of calc-alkaline igneous rocks suite. *Contrib. Mineral. petrol.*, 18: 105-162.
- Grégoire, M., Mattielli, N., Nicollet, C., Cottin, J. Y., Leyrit, H., Weis, D., Shimizu, N. et Giret, A. (1996) Oceanic mafic granulite xenoliths from the Kerguelen archipelago. *Nature*, 367: 360-363.
- Gruau, G., Martin, H., Leveque, B. et Capdevila, R. (1985) Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana, south America. *Precambrian Research*, 30: 63-80.
- Haggerty, S. E. (1982) Kimberlites in Western Liberia: An Overview of the Geological Setting in a Plate Tectonic Framework. *J. Geophys. Res.*, 87: 10811-10826.
- Hansen, B. (1981) The Transition from Pyroxene granulites facies to garnet clinopyroxene granulite facies. Experiments in the System CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Contr. mineral. Protol.*, 76: 234-342.
- Harley, S. L. (1988) Proterozoic Granulites from the Rauer Group, East Antarctica. I. Decompressional Pressure-Temperature Paths deduced from mafic and Felsic Gneisses. *Journal of Petrology*, 29: 1059.

- Harley, S. L. (1989) The origins of granulites: a métamorphics perspective. *Geol. Mag.*, 126: 215-247.
- Heier, K. S. (1973) Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A.273: 429-442.
- Hensen, B. J. (1976) The stability of pyrope-grossular granet with excess silica. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55: 279-292.
- Hensen, B. J. et Zhou, B. (1995) Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprinting granulite-facies metamorphism: Implications for the Sm-Nd closure temperature. *Geology*, 23: 225-228.
- Hill, R. I. (1991) Starting plumes and continental break up. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 103: 398-416.
- Hill, R. I. (1993) Mantle plumes and continental tectonics. *Lithos*, 30: 193-206.
- Humphries, F. J. et Cliff, R. A. (1982) Sm-Nd datind and cooling history of Scourian granulites, Sutherland, NW Scotland. *Nature*, 295: 515-517.
- Jäger, E., Niggli, E. et Wenk, E. (1967) Rb-Sr Altersbestimmungen an glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz NF*, 134, Kümmerly Frey, Bern.
- Jagoutz, E. (1988) Nd and Sr systematics in a eclogite xenolith from Tanzania: evidence for frozen mineral equilibria in the continental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 1285-1293.
- Jahn, B. M. et Zhang, Z. Q. (1984). Radiometric ages (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) and REE geochemistry of Archaean granulite gneisses from Eastern Hebei Province, China. In: A. Kröner, G. N. Hanson and A. M. Goodwin, eds., *Archaean Geochimistry*. Springer-Verlag, pp. 204-234.
- Jayananda, M., Martin, H.; Peucat et Mahabaleswar, B. (1995) Late Archaean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119: 314-329.
- Jensen, L. S. et Pyke, D. R. (1982) Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. In: Arndt, N. T. and E.G. Nisbet, eds., *Komatiite*. Georges Allen and Unwin, London, pp. 147-157.
- Junner, N. R. (1935) Gold in the Gold Coast. *Gold Coast Geol. Surv., Accra, Mem.*, n°4: 52 p.
- Junner, N. R. (1940) Geology of the Gold Coast and Western Togoland. *Bull. Gold Coast Geol. Surv.*, n°11: 40 p.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted ocean crust. *J. Volcanol. Geothermal. Res.*, 4: 117-132.
- Kesse, G. O. (1985). The mineral and rock resources of Ghana. *A.A. Balkema, Rotterdam*, 610 p.
- Kingsbury, J. A., Miller, C. F., Wooden, J. L. et Harrison, T. M. (1993) Monazite paragenesis and U-Pb systematics in rocks of the eastern Mojave Desert, California, U.S.A.: implication for thermochronometry. *Chemical Geology*, 110: 147-167.
- Kitson, A. E. (1928) Provisional geological map of the Gold Coast and western Togoland, with brief descriptive notes thereon. *Bull. Gold Coast Geol. Surv.*, n°2: 13 p.
- Kober, B. (1986) Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double -filaments thermal ion source. *Contrib Mineral Petrol*, 93: 482-490.
- Kober, B. (1987) Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 63-71.

- Kouamelan, A. N., Delor, C., Siméon, Y., Peucat, J. J. et Camil, J. (1994). Systématiques Pb, Nd et Sr sur l'Archéen de Côte d'Ivoire. *15e Réunion des Sciences de la Terre*. Soc. Géol. France, p. 11.
- Kouamelan, A. N., Delor, C., Siméon, Y., Peucat, J. J. et Camil, J. (1995). Pb, Nd and Sr systematics of the Man Archean shield in Ivory Coast. *EUG 8*. Terra Nova, 7, Blackwell, p.354.
- Krogh, T. E. (1973) A low contamination method for decomposition of zircon and the extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 485-494.
- Krogh, T. E. (1983) A low contamination method for decomposition of zircon and the extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 485-494.
- Kröner, A. (1984) Changes in plate tectonic styles crustal growth during the Precambrian. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXVI, n°2: p. 297-319.
- Kröner, A. (1985) Evolution of the Archean continental crust. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 13: 49-74.
- Kröner, A. et Layer, P. W. (1992) Crust Formation and Plate Motion in the Early Archean. *Sciences*, 256: 1405-1411.
- Lancelot, J., Vitrac, A. et Allègre, C. J. (1976) Uranium and lead isotopic dating with grain by grain zircon analysis: a study of complex geological history with a single rock. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29: 357-366.
- Leake, B. E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63: 1023-1053.
- Ledent, D., Delhal, J. et Trinquard, R. (1969) Age par la méthode Pb/U de granites "éburnéens" de Haute-Volta. Comparaisons avec des résultats obtenus par la méthode Sr/Rb sur roches totales et sur biotite. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 92: 258-292.
- Legoux, P. (1939) Le Massif de Man (Côte d'Ivoire). Essai de géologie pétrographique. *Bull. Serv. Min. A.O.F.*, Dakar, 92 p.
- Leloup, H. (1995) Is shear heating a plausible mechanism to generate granites in lithospheric strike-slip fault zones? *E.U.G., Terra Nova*, 7, Blackwell, 48.
- Leloup, H. (1996) Echauffement par déformation et fusion crustale dans les grandes failles décrochantes. *16e Réunion des Sciences de la Terre*. Soc. Géol. France, p. 27.
- Lemoine, S. (1985). Quelques aspects nouveaux de l'orogénèse éburnéenne en Côte d'Ivoire. *110è Congrès Nat. Soc. Sav. fasc. III, Géol. Afr.*, 53-64.
- Lemoine, S. (1988). Evolution géologique de la région de Dabakala (Ne de la Côte d'Ivoire) au Protérozoïque inférieur. *Doctorat d'Etat*, Clermont Ferrand II.
- Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R. et Kesse, G. O. (1990) The Early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some Aspects of its Associated Gold Mineralization. *Precambrian Research*, 46: 139-165.
- Leyreloup, A. (1973). Le socle profond en Vellay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie. Granites et série charnockitique. Massif central français. *Thèse doct. 3ème cycle*, Nantes.
- Loomis, T. P. (1983). Compositional zoning of crystals: a record of growth and reaction history. In: S. K. Saxena, eds., *Kinetics and Equilibrium Mineral Reactions*. Springer-Verlag, New-York, pp. 1-60.
- Ludwig, K. R. et Silver, L. T. (1977) Lead-isotope inhomogeneity in Precambrian igneous K-feldspars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41: 1457-1471.
- Macfarlane, A., Crown, M. J., Arthurs, J. W. et Wilkinson, A. F. (1980). The geology and mineral resources of northern Sierra Leone. *Overseas Mem. Inst. Geol. Sci.*, 7, 134 p.

- Marcelin, J. (1971) Notice explicative de la carte géologique à 1/200000 Goua-Batié. *Dir. Mines Haute-Volta*, 31p.
- Marmö, V. (1955) The Petrochemistry of some Precambrian granite of West Africa and Petrochemical comparaison with the svecofennide granites of Finlande. *Amer. J. Sci.*, 253: pp 391-417.
- Martin (1985). Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopique. Exemple de la Finlande orientale. *Mémoires et documents du CAESS*, 324 p.
- Martin, H. (1986) Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14: 753-756.
- Martin, H. (1993) The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust, comparison with modern processes. *Lithos*, 30: 373-388.
- Martin, H. (1994). The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: K. C. Condie, eds., *Archean crustal evolution*. Elsevier, pp. 205-259.
- McDonough, W. F., Sun, S.-s., Ringwood, A. E., Jagoutz, E. et Hofmann, A. W. (1992) Potassium, rubidium and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 1001-1012.
- McDonough, W. F. et Sun, S.-s. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- Mengel, F. et Rivers, T. (1989) Decompression Reactions and P-T Conditions in High-grade Rocks, Northern Labrador: P-T-t Paths from Individual Samples and Implications for Early Proterozoic Tectonic Evolution. *Journal of Petrology*, 32: 139-137.
- Mezger, K. (1992). Temporal evolution of regional granulite terranes: Implications for the formation of lowermost continental crust. In: D. M. Fountain, R. J. Arculus and R. W. Kay, eds., *Continental Lower Crust.*, Elsevier, Amsterdam, pp. 447-478.
- Mezger, K., Essene, E. J. et Halliday, A. N. (1992) Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 113: 397-410
- Milési, J. P., Feybesse, J. L., Ledru, P., Dommaget, A., Ouedraogo, M. F., Marcoux, E., Prost, A., Vinchon, C., Sylvain, J. P., Johan, V., Tegye, M., Calvez, J. Y. et Lagny, P. (1989) West African gold deposits in their Lower Proterozoic lithostructural setting. *Chron. Rech. Min. France.*, 497: 3-98.
- Miller, C. F. et Mittlefehldt D. W. (1982) Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology*, 10: 129-133.
- Miyashiro, A. (1994). *Metamorphic petrology*. UCL Press, 404 p.
- Moecher, D. P., Essene, E. J. et Anovitz, L. M. (1988) Calculation and application of clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100: 92-106.
- Montel, J. M. (1993) A model for monazite/melt equilibrium and application to generation of granitic magmas. *Chemical Geology*, 110: 127-146.
- Morgan, P. (1971) Convection plume in the lower mantle. *Nature*, 230: 42-43.
- Nelson, B. K. et DePaolo, D. J. (1985) Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b.y. ago: Nd isotopique evidence from the basement of the North America Mid continent. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96: 746-754.
- Newhouse, W. H., Thayer, T. P. et Butler, A. P. (1945). Report of the Geological mission to Liberia, December 1943-May 1944. *U.S. Geol. Surv. open file rept, Whashington*, 139 p.
- Newton, R. C. et Perkins, D. (1982) Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American mineralogist*, 67: 203-222.
- Obermuller, A. (1941). Description pétrographique et étude géologique de la région forestière de la Guinée française. *Bull. Serv. Min. AOF, Dakar*, 207 p.

- Obermuller, A. et Roques, M. (1946) Discordance de la série antécambrienne du Simandou sur les gneiss de Guinée (AOF). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 223: 1163-1164.
- O'Connor, J. T. (1965). A Classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B: 1379-1384.
- Ouattara, G., Delor, C., Pouclet, A. et Vidal, M. (1995) Synthèse cartographique à l'aide de l'imagerie satellitaire spot sur le centre de la Côte d'Ivoire. *Géodynamique du Paléoprotérozoïque*. Soc. Géol. France, p. 28
- Overstreet, W. C. (1967) The geologic occurrence of monazite. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 530: 327 p.
- Papanastassiou, D. A. et Wasserburg, G. J. (1969) Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 361-376.
- Papon, A. (1973). Géologie et minéralisations du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire. Mém. B.R.G.M., 80, B.R.G.M., 284 p.
- Parrish, R. R., Roddick, J.C., Loveridge, W.D. et Sullivan, R.W. (1987) Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada. In *Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 1*, Geological Survey of Canada, Paper 87-2, pp. 3-7.
- Parrish, R. R. (1990) U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian journal of Earth Sciences*, 27: 1431-1450.
- Parson, B. A. et Sclater, J. G. (1977) A analysis of the ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, 82: 803-827.
- Pattison, D. R. M. et Newton, R. C. (1989) Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101: 87-103.
- Percival, J. A. (1992). Exposed crustale cross sections as windows on the lower crust. In: D. M. Fountain, R. J. Arculus and R. W. Kay, eds., *Continental Lower Crust*. Elsevier, Amsterdam, pp. 317-362.
- Percival, J. A. (1994). Archean high-grade metamorphism. In: K. C. Condie, eds., *Archean crustal evolution*. Elsevier, pp. 357-410.
- Peucat, J. J., Jegouzo, P., Vidal, P. et Bernard-Griffiths, J. (1988) Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88: 60-68.
- Peucat, J. J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J. et Condie, K. C. (1989) Sr, Nd and Pb isotopic systematics in the archean low- to high grade transition zone of southern India: syn-accretion vs Post-accretion granulites. *Journal of Geology*. 97: 537-550.
- Peucat, J. J., Mahabaleswar, B. et Jayananda, M. (1993) Age of younger tonalitic magmatism and granulitic metamorphism in the South Indian transition zone (Krishnagiri area); Comparison with older Peninsular gneisses from the Gorur-Hassan area. *J. metamorphic Geol.*, 11: 879-888.
- Pin, C. et Vielzeuf, D. (1988) Les granulites de haute-pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implication sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bull. Soc. Géol. France*, 1: 13-20.
- Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D. et Léger, J. M. (1995) Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the birimian of southwestern Niger. *Precambrian research*, 70: 281-301.
- Potrel, A. (1994) Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. de mauritanie). Dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). *Mémoires de Géosciences Rennes*, n°56, 400 p.
- Pupin, J. P. (1976). Signification des caractères morphologiques du zircon commun en pétrologie. Applications. *Doctorat d'Etat*, Nice

- Pupin, J. P. (1980) Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 207-220.
- Purdy, J. W. et Jäger, E. (1976). K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. *Mémoire dell'Universita di Padova*, XXX, 31 p.
- Raase, P. (1974) Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45: 231-236.
- Raase, P., Raith M., Ackermann D. et Lal R. K. (1986). Progressive metamorphism of mafic rocks from greenschist to granulite facies in Dharwar Craton of South India. *Journal of Geology*, 94: 261-282.
- Raith, M. et Raase, P. (1986). High grade metamorphism in the granulite belt of Finnish Lapland. In: J. B. Dawson, D. A. Carswell, J. Hall and K. H. Wedepohl, eds., *The nature of the lower continental crust*. Geol. Soc. of London, Spec. Pub., 24, pp. 283-295.
- Richards, M. A., Dunca, R. A. et Courtillot, V. E. (1989) Flood basalt and hotspot traks; plume head and tails. *Sciences*, 246: 103-107.
- Rocci, G. (1965) Essai d'interprétation des mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest Africain. *Sc. de la Terre*, X, 3-4: 461-478.
- Rollinson, H. R. (1978) Zonation of supracrustal relics in the Archean of Sierra Leone, Liberia, Guinea and Ivory Coast. *Nature*, 272: 440-442.
- Rollinson, H. R. & Cliff, R. A. (1982) New Rb-Sr age determinations on the Archean basement of Eastern Sierra Leone. *Precambrian Research*, 17: 63-72.
- Rudnick, R. L. & Presper, T. (1990). Geochemistry of intermediate/- to high-pressure granulites. In: D. Viezeuf and P. Vidal, eds., *Granulites and Crustal Evolution*. NATO ASI Series, pp. 523-550.
- Rudnick, R. L. (1992). Xenoliths-Samples of the lower continental crust. In: D. M. Fountain, R. J. Arculus and R. W. Kay, eds., *Continental Lower Crust*. Elsevier, pp. 269-316.
- Schumacher, R., Schenk, V., Raase, P. & Vitanage, W. (1990). Granulite facies metamorphism of metabasic and intermediate rocks in the highland Series of Sri Lanka. In: J. R. Ashworth and M. Brown, eds., *High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Unwin Hyman, London, pp. 235-271.
- Sestini, J. (1973). Sedimentology of a paleoplacer: the gold bearing Tarwaian of Ghana. In: G. C. Amstutz and J. A. Bernard, eds., *VIII Int. Sedimentol. Congr. In: Ores in sediments*. Springer-Verlag, New York, pp. 275-305.
- Shärer, U. (1996). Magmatisme associé aux grands décrochements: la zone du fleuve Rouge. *16e Réunion des Sciences de la Terre*. Soc. Géol. France, p. 33.
- Shaw, D. M. (1968) A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32: 573-602.
- Sleep, N. H. (1990) Hotspots and Mantle: Some Phenomenology. *J. Geophys. Res.*, 95: 6715-6736.
- Smith, H. A. & Barreiro, B. (1990) Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105: 602-615.
- Soule de Lafont, D. (1956) Le Précambrien moyen et supérieur de Bondoukou (Côte d'Ivoire). *Bull. Dir. Féd. Mines-Géol. Dakar*, n°18: 163p.
- Spear F. S. (1981). An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci.*, 281: 697-734.
- Spear, F. S. (1993). Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineralogical Society of America*, 799 p.
- Stein, M. & Hofmann, A. W. (1994) Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, 372: 63-68.
- Streikeisen (1976) A chaque roche plutonique, son nom propre. *Earth Sc. Rev.*, 12: 1-33.

- Sun, S.-s. et McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. In: Sauders A.D. and Norry M.J. eds. *Magmatism in ocean basin*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 42, pp. 313-448.
- Sylvester, P. J. (1994). Archean granite plutons. In: K. C. Condie, eds., *Archean crustal evolution*. Elsevier, pp. 261-314.
- Tagini, B. (1971). Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique. *Thèse Univ. Lausanne & SODEMI (Abidjan)*.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1985). The Continental Crust: Its Composition and Evolution. *Blackwell, Oxford*, 312 p.
- Thompson, A. B. (1990). Heat, fluids, and melting in the granulite facies. In: D. Vielzeuf and P. Vidal, eds., *Granulites and Crustal Evolution*. NATO ASI, pp. 37-57.
- Toft, P. B., Hiil, D. V. & Haggerty, S. E. (1989). Crustal evolution and the to eclogite transition et in xenolithe from kimberlites in the West African Craton. *Tectonophysic*, 161: 213-231.
- Touré, S., Caen-Vachette, M. & Tempier, P. (1987). Nouvelles données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques du massif "granitique" de Bondoukou (Côte d'Ivoire): mise en évidence d'un âge Burkinien, par isochrone Rb/Sr sur roches totales. *Journal of African Earth Sciences*, 6: 269-274.
- Touret, J. L. R. (1971) Le faciès granulite en Norvège méridionale. II. Les inclusions fluides. *Lithos*, 4: 423-435.
- Trompette, R. (1973). Le Précambrien Supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudéni). Un exemple de sédimentation de craton. *Doctorat d'Etat*, Trav. Lab. Sci. Terre, Marseille St Jerome, B7: 702
- Vachette, M. (1964). Essai de synthèse des déterminations d'âges radiométriques de formations cristallines de l'Ouest africain (Côte d'Ivoire, Mauritanie, Niger). *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 25: 7-29.
- van der Hilst, R., Engdahl, R., Spakman, W. & Nolet, G. (1991) Tomographic imaging of subducted lithosphère below northwest Pacific island arcs. *Nature*, 353: 37-43.
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Siméon, Y. & Alric, G. (1996) Evolution géodynamique de l'Afrique de l'ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga: le style "archéen" des ceintures vertes et des complexes sédimentaires birimiens du nord-est. *Bull. Soc. Géol. France*, 167: 307-319.
- Vidal, P., Cocherie, A. & Le Fort, P. (1982) Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Hymalaya, Nepal). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 2279-2292.
- Watson, E. B. & Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma type. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 64: 295-304.
- Wells, P. R. A. (1979) Chemical and Thermal Evolution of Archaean Sialic Crust, Southern West Greenland. *Journal of Petrology*, 20: 187-226.
- Wetherill, G. W. (1956) Discordant uranium-lead ages I. *Trans. Geophys. Union*, 37: 320-326.
- White, R. W. & Leo, G. W. (1969). Geologic reconnaissance in western Liberia. *Liberia Geol. Surv. Spec. paper*, 18 p.
- Williams, H. R. (1978) The Archean geology of Sierra Leone. *Precambrian Research*, 6: 251-268.
- Wilson, J. T. (1963) A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.*, 4: 863-870.
- Windley, B. F. (1977). The Evolving Continents. *Wiley, New-York*, 385 p.

- Winkler, H. G. F. & SEN, S. K. (1972) Nomenclature of granulites and other grade metamorphic rocks. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 9: 393-402.
- Wood, R. (1972) Early Precambrian Kambui schist Belt, Southern Sierra Leone and the surrounding basement. *Nat. Phys. Sci.*, 236: 14.
- Wörner, G., Zindler, H., Staudigel, H. et Schmincke, H.-U. (1986) Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany. *Earth Planet Sci. Let.*, 79: 107-119.
- Wyllie, P. J. (1979) Magma and volatile components. *Am. Mineral*, 64: 469-500.
- Wyllie, P. J. (1983). Experimental and thermal constraints on the deep seated parentage of some granitoid magma in subduction zones. In: M. P. Atherton and C. D. Gribble, eds., *Migmatites, Melting and metamorphism*. Nantwich, pp. 37-51.
- Yacé, I. (1976). Le volcanisme éburnéen dans les parties centrale et méridionale de la chaîne précambrienne de Fêtékro en Côte d'Ivoire. *thèse d'Etat*, Université d'Abidjan.
- Yardley, B. W. D. (1989). An introduction to Metamorphic Petrology. *Longman earth science séries*, 248 p.
- Zonou. S., Karche, J. P., Lapierre, H., Lemoine, S. & Rossy, M. (1985) Volcanismes tholéïtique et calco-alcalin dans les formations du Birimien supérieur de Bouroum (N.E. du Burkina-Faso). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 301, Série II, n°5: 309-314.



Annexes

Méthodes analytiques

Broyage

Les travaux se sont déroulés sous la responsabilité de *René Aubry* et de *Jean Bertrand*. Le concassage grossier (5 à 10 cm de long) des échantillons se fait soit à la masse (grand marteau), soit à la presse hydraulique. Ensuite, on utilise le broyeur à mâchoires qui permet un concassage moins grossier (diamètre généralement inférieur ou égal à 1 cm) et enfin le broyeur à cylindre qui donnera une poudre avec des grains micrométriques à millimétriques. Le travail de séparation des phases minérales sera effectuée sur la fraction inférieure à 250 μm .

Une petite portion représentative de l'échantillon (environ 50 g) est récupérée par quartage au cours du processus précédent pour faire une poudre ultrafine. Elle est réalisée dans un broyeur planétaire avec jarre et billes en agate. Cette poudre servira aux différentes analyses chimiques qui permettront de déterminer les caractères géochimiques de la roche.

Séparation des phases minérales

Marie-Annick Chassoneau a dirigé ces travaux de séparation minérale. Celle-ci s'effectue sur la fraction de l'échantillon inférieure à 250 μm . Avant, on procède à un lavage sous jet d'eau afin d'éliminer les particules ultrafines qui risquent de s'agglomérer autour des grains les plus grands et de gêner le travail de séparation.

La table à secousse (type Wilfley) permet de pré-concentrer les phases minérales denses. La table, légèrement inclinée, est secouée par des impulsions régulières. La séparation s'opère en milieu humide par écoulement laminaire d'eau. On peut traiter de grandes quantités d'échantillon pour des roches pauvres en minéraux denses.

Le Densitest 7888 (fig.A1) est un appareil qui permet également de concentrer les minéraux denses, mais cette fois en milieu sec. La séparation se fait sur une surface micro poreuse inclinée à travers laquelle passe un souffle d'air continue. La surface inclinée est animée de mouvements impulsifs réguliers dans le sens opposé à la pente. Les minéraux les plus fins et les moins denses descendent la pente, alors que les minéraux les plus denses se déplacent dans le sens contraire de la pente.

Séparation magnétique

Deux types de séparateurs existent: (1) séparateur à haute intensité (Carpco) et (2) Frantz ou séparateur à basse intensité. Le premier permet une séparation grossières des minéraux magnétiques et des minéraux non magnétiques. De grandes quantités d'échantillon peuvent être traitées avec cet appareil. Le second permet d'affiner la séparation pour des minéraux ayant des susceptibilités magnétiques proches (par exemple amphibole, grenat, monazite, allanite, biotite). On l'utilise généralement pour de petites quantités, après concentration à la liqueur dense.

Liqueur dense

Les liqueurs denses que nous avons utilisées pendant notre travail de séparation minérale sont le bromoforme ($d= 2,9$), l'iodure de méthylène ($d= 3,3$)

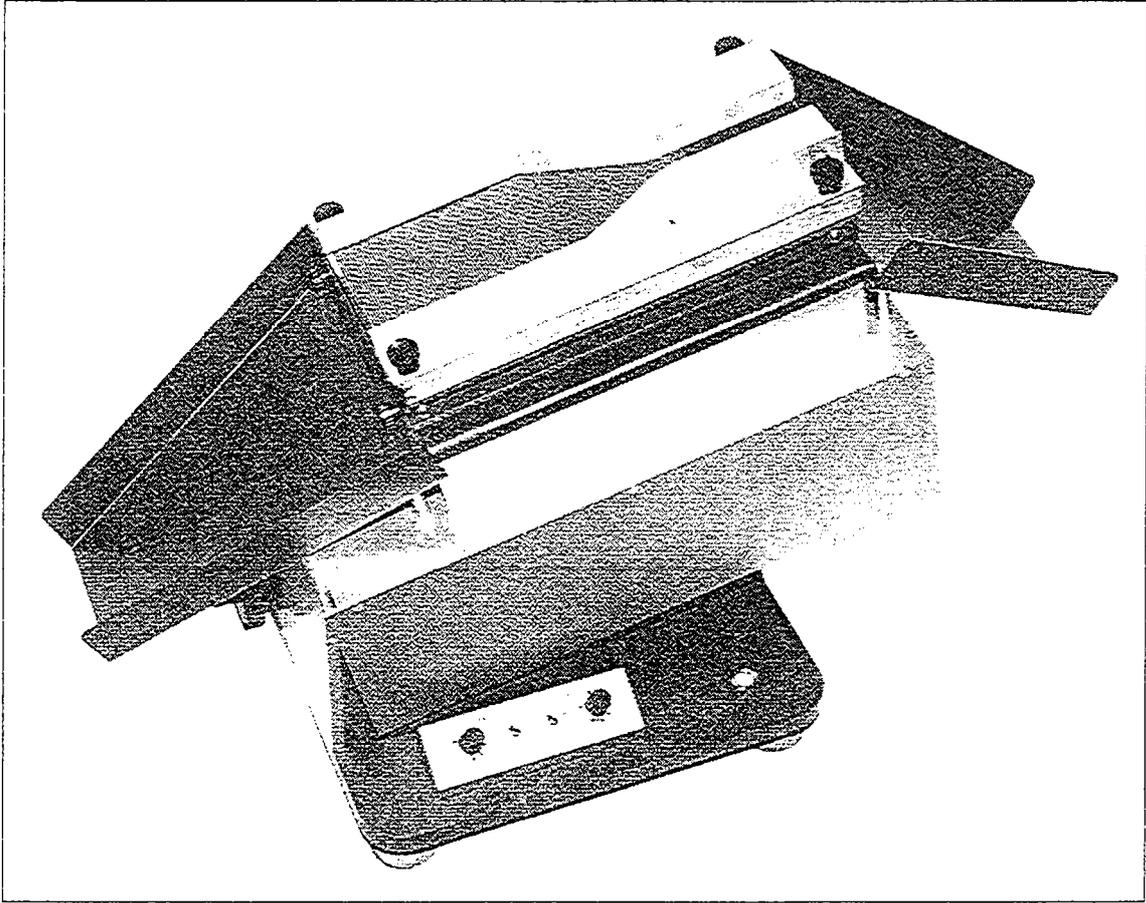


Fig. A1. Photo du Densitest 7888

et le polytungstate de sodium. La densité de ce dernier peut être fixée en ajoutant simplement de l'eau. Cette liqueur nous a permis de séparer le plagioclase et le feldspath potassique.

Fluorescence X

Les mesures ont été réalisées par *Martine Le Coz Bounhik* et *Michel Lemoine* (Géosciences Rennes). Le spectromètre est un Philips PW1404.

Les éléments majeurs : Leurs concentrations ont été déterminées sur des perles à base de tétraborate de Lithium. Les pertes au feu sont mesurés par pesée. Les incertitudes sont de l'ordre de 2% excepté pour les faibles teneurs (par exemple MnO ou P₂O₅) où elles peuvent dépasser 10%.

Les éléments traces : Les teneurs sont déterminées sur pastille. Les erreurs analytiques sont meilleures que 5% excepté pour les teneurs inférieures à 30 ppm et sont estimées alors à 10%.

Chromatographie sur colonne

Les analyses ont été conduites sous la responsabilité de *Jean Cornichet* et de *Odile Hénin*. Les réactifs utilisés pour la dissolution des échantillons sont distillés plusieurs fois. Deux fois dans le cas des systèmes Rb-Sr et Sm-Nd et trois fois dans le cas du système U-Pb. La détermination de la composition isotopique (CI) des échantillons se fait dans un spectromètre de masse multicollecteur à thermo-ionisation de type Finnigan MAT 262.

Dissolution de l'échantillon

La dissolution de l'échantillon (en moyenne 100 à 200 mg) se fait dans une bombe en Téflon (Savillex) avec un mélange HNO₃ (7N) + HF concentré, sur une plaque chauffante à 150°C pendant 24 à 48 heures. L'opération est recommencée une seconde fois après évaporation. Après cette seconde attaque, l'échantillon est évaporée puis dissous dans de l'acide chlorhydrique 6N.

Pour la détermination des teneurs des éléments (Rb, Sr, Sm, Nd et Pb), on utilise un traceur (ou spike). C'est la méthode dite de dilution isotopique. Le traceur peut être ajouté au moment de l'attaque. Pour le Nd et le Sm, c'est un double spike ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd. Pour le Sr, il s'agit d'un spike ⁸⁴Sr et pour le Rb, un spike ⁸⁷Rb. Enfin pour le Pb, nous avons utilisé un spike ²⁰⁸Pb.

Rb-Sr

L'échantillon dissous est chargé sur une colonne de 14 ml de volume contenant de la résine cationique 50AGX8 200-400 mesh. Le Rb est obtenu après une élution de 35 ml et le Sr après 75 ml de 2N HCl.

Sm-Nd

Les terres rares (légères) sont obtenus sur les précédentes colonnes après la collecte du Sr, avec 40 ml de HCl 6N. La séparation sélective du Nd et du Sm nécessite une seconde colonne de 3 ml de volume contenant de la poudre de Téflon traitée à l'acide 2(di-éthylhexil) phosphorique. L'élution se fait en 0,15 N et 0,3 N HCl. L'échantillon est déposé sur la colonne dans une solution de 0,25 ml HCl 0,15N. Le Nd est récupéré après environ 20 ml de 0,15N HCl et le Sm, après 15 ml environ de 0,3N HCl.

U-Pb

La méthode U-Pb par dissolution a été seulement appliquée aux monazites. A quelques variantes près, elle est similaire à celle utilisée par Parrish et al. (1987). Dans notre cas, le traceur est du ^{208}Pb et non du ^{205}Pb . D'où la nécessité de diviser la solution. Les 2/3 ne recevront pas de spike et serviront à la détermination de la composition isotopique. Du spike sera ajouté dans le 1/3 restant afin de déterminer les teneurs en Pb et en U. Les séparations se font sur des microcolonnes ayant un volume de 2 ml environ contenant de la résine AG1X8 anionique.

Les standards

Les analyses au spectromètre de masse Finnigan MAT 262 sont contrôlées à partir des standards, sous la responsabilité de *Joël Macé* et de *Nicole Morin*. L'analyse de ces derniers de façon régulière permet de vérifier le bon fonctionnement du spectromètre de masse.

Dans le cas du Nd et du Sr, une correction est effectuée à partir de la valeur réelle du standard. Ces standards sont respectivement le La Jolla et le NBS 987. Les tableaux ci-dessous montrent des mesures des différents standards effectuées à Géosciences Rennes. La variation est en moyenne de deux points sur la cinquième décimale pour le Nd. Les dernières analyses isotopiques de Nd réalisées (CI) (YOR-1et2, TL-8, NAD-109et110) ont été contrôlées à partir d'un nouveau standard dénommé AMES. Pour le Pb, le standard utilisé est le NBS 983.

La Jolla			AMES			NBS 987			NBS 983		
DATES	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	erreur	DATES	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	erreur	DATES	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	erreur	DATES	²⁰⁷ / ²⁰⁶ Pb	erreur
19.01.95	0.511860	8	17.03.95	0.511962	6	4.01.95	0.710225	6	31.01.94	0.071247	2
	0.511862	6	20.03.95	0.511971	9	5.01.95	0.710235	8		0.071270	3
	0.511857	7	21.03.95	0.511968	7	6.01.95	0.710219	9	11.01.94	0.071303	2
25.01.95	0.511856	7	4.05.95	0.511958	6	9.01.95	0.710199	7		0.071256	3
27.01.95	0.511851	6	30.07.95	0.511964	6	10.01.95	0.710214	8	13.04.94	0.071251	3
30.01.95	0.511864	5	30.07.95	0.511956	5	13.02.95	0.710237	7	14.04.94	0.071299	12
01.02.95	0.511852	6	30.07.95	0.511973	7	15.02.95	0.710237	8	15.04.94	0.071256	6
27.02.95	0.511860	6	30.07.95	0.511975	7	16.02.95	0.710223	7	20.06.94	0.071314	6
28.02.95	0.511852	6	11.09.95	0.511971	8	16.02.95	0.710229	8	25.06.94	0.071296	111
28.02.95	0.511866	6	11.09.95	0.511969	6	17.02.95	0.710244	7	07.11.94	0.071244	34
1.03.95	0.511851	7	11.09.95	0.511970	6	8.04.95	0.710230	7	05.12.94	0.071273	4
2.03.95	0.511853	7	12.09.95	0.511965	6	10.04.95	0.710233	6	20.02.95	0.071247	3
3.03.95	0.511842	7	12.09.95	0.511962	7	15.04.95	0.710250	7	27.03.95	0.071178	2
4.03.95	0.511862	7	12.09.95	0.511973	6	16.04.95	0.710231	7	28.03.95	0.071245	2
6.03.95	0.511851	7	13.09.95	0.511967	6	18.04.95	0.710241	6	29.03.95	0.071250	9
7.03.95	0.511853	8	13.09.95	0.511972	6	19.04.95	0.710245	8	31.03.95	0.071271	3
9.03.95	0.511848	6	13.09.95	0.511964	5	20.04.95	0.710246	8	02.04.95	0.071214	4
13.03.95	0.511854	6	13.09.95	0.511971	6	21.04.95	0.710232	9	06.11.95	0.071322	3
15.03.95	0.511848	6	13.09.95	0.511972	6	24.04.95	0.710251	9	19.02.96	0.071275	19
17.03.95	0.511856	7	14.09.95	0.511974	6	25.04.95	0.710243	8		0.071267	25
20.03.95	0.511854	6	15.09.95	0.511964	7	26.04.95	0.710257	9	23.02.96	0.071154	6
3.04.95	0.511852	6	18.09.95	0.511960	6	29.05.95	0.710253	6			
4.04.95	0.511855	10	19.09.95	0.511960	6	30.05.95	0.710267	8			
3.05.95	0.511857	10	19.09.95	0.511969	5	31.05.95	0.710258	6			
5.05.95	0.511853	7	20.09.95	0.511959	4	2.06.95	0.710251	6			
10.05.95	0.511846	10	20.09.95	0.511967	5	6.06.95	0.710241	7			
11.05.95	0.511860	6	20.09.95	0.511960	4	7.06.95	0.710256	8			
12.05.95	0.511859	9	20.09.95	0.511965	6	8.06.95	0.710261	7			
15.05.95	0.511854	8	2.10.95	0.511964	6	9.06.95	0.710264	7			
16.06.95	0.511858	5	2.10.95	0.511965	6	21.07.95	0.710259	7			
19.06.95	0.511860	7	2.10.95	0.511964	6	22.07.95	0.710246	6			
20.06.95	0.511859	7	2.10.95	0.511967	6	24.07.95	0.710227	6			
21.06.95	0.511862	7	2.10.95	0.511965	6	26.07.95	0.710256	6			
5.07.95	0.511856	8	3.10.95	0.511970	6	16.10.95	0.710262	7			
10.07.95	0.511856	7	3.10.95	0.511966	6	17.10.95	0.710238	7			
12.07.95	0.511863	7	3.10.95	0.511965	6	18.10.95	0.710258	6			
13.07.95	0.511855	5	4.10.95	0.511972	6	23.10.95	0.710250	7			
18.07.95	0.511856	8	6.10.95	0.511967	5	23,24.10.95	0.710261	6			
19.07.95	0.511859	8	9.10.95	0.511966	6		0.710250	5			
1.08.95	0.511861	9	10.10.95	0.511962	6		0.710252	7			
6.09.95	0.511846	6	12.10.95	0.511965	7	24.10.95	0.710273	7			
7.09.95	0.511849	6	13.10.95	0.511972	6	21.11.95	0.710261	7			
8.09.95	0.511870	7	14.10.95	0.511971	6	22.11.95	0.710252	10			
11.09.95	0.511853	7	16.10.95	0.511970	6	23.11.95	0.710250	9			
14.09.95	0.511858	6	30.11.95	0.511974	9	24.11.95	0.710259	7			
20.09.95	0.511856	6	1.12.95	0.511960	8	25.11.95	0.710255	8			
21.09.95	0.511859	5	3.12.95	0.511962	8	26.11.95	0.710259	8			
2.10.95	0.511862	5	6.12.95	0.511965	8	27.11.95	0.710271	9			
3.10.95	0.511857	6	7.12.95	0.511967	7	29.11.95	0.710261	7			
			8.12.95	0.511962	8	30.11.95	0.710266	7			
			10.12.95	0.511960	7	21.12.95	0.710269	8			
			27.01.96	0.511967	9	22.12.95	0.710260	5			
			29.01.96	0.511962	7	23.12.95	0.710244	6			
			2.02.96	0.511954	8	28.12.95	0.710243	7			
			5.02.96	0.511963	6	30.12.95	0.710278	8			
			6.02.96	0.511957	7	2.01.96	0.710252	6			
						3.01.96	0.710256	7			
						4.01.96	0.710284	6			
						5.01.96	0.710264	7			
						8.01.96	0.710269	6			
						9.01.96	0.710275	8			
						10.01.96	0.710270	8			
						29.02.96	0.710228	6			

Tab. A1. Quelques mesures de standard effectuées au Laboratoire de Géochimie isotopique et de Géochronologie de Géosciences Rennes

Bref aperçu sur la typologie des Zircons

La méthode typologique utilisée dans ce travail est celle développée par Pupin depuis les années 1970. L'amélioration importante apportée est la mise au point d'une classification comprenant vingt cinq (25) types principaux (fig. A4) (Pupin, 1980).

Quelques généralités sur le zircon

Le zircon [$Zr(SiO_4)$] est un minéral ubiquiste que l'on trouve dans tous les types de roche et plus particulièrement ceux ayant une composition intermédiaire à acide. Il cristallise dans le système quadratique et appartient à la famille des nésosilicates.

La taille du zircon varie de quelques micromètres à quelques centimètres avec une moyenne qui se situe globalement entre 100 et 200 μm . Les zircons les plus gros se rencontrent essentiellement dans les roches dont l'alcalinité est élevée. En grain, le zircon se reconnaît assez facilement à cause de son éclat adamantin, de sa surface généralement lisse, et surtout de sa forme (presque toujours automorphe).

La géométrie du zircon se caractérise par une série de faces (prismes et pyramides) dont la nomenclature est établie à partir de la projection cristallographique d'un réseau quadratique centré. Le zircon possède deux types de prismes: 100 et 110, et deux principales pyramides: 101 et 211.

Morphologie

La détermination des différents types se fait au microscope optique. Les zircons sont montés entre lame et lamelle dans du baume de Canada. Exceptionnellement, on peut recourir au microscope électronique à balayage (MEB) quand les zircons sont opaques ou quand les faces sont très peu visibles au microscope optique.

Critères de classification

Les trois principaux critères pour la détermination des zircons sont *les angles* (entre les arêtes du prisme d'une part et entre les prismes et les pyramides d'autre part), *la forme des faces* et *le contour du cristal*.

Le développement relatif des prismes et des pyramides crée des types différents. D'où la mise au point d'un diagramme à deux entrées: 2 prismes/2 pyramides (fig. A4). Les zircons sans prismes (type A et B), dans le haut du diagramme, correspondent à des zircons tardifs. La dernière colonne à droite contient des zircons à une pyramide (301) encore jamais observés (types C, I, R, F), probablement théoriques et décrits dans des ouvrages russes.

Les coordonnées du diagramme sont les indices A et B. Le premier correspond au développement des prismes. Du point de vue géochimique, c'est le passage d'un pôle alumineux à gauche à un pôle alcalin à droite. L'indice T gouverne le développement des pyramides. Il est fonction de la température.

Définissons les trois critères cités ci-dessus pour la reconnaissance des types.

Les angles prisme 100

L'angle entre les arêtes du prisme 100 et la pyramide 101 est de 132° . Le contact entre le prisme et la pyramide est une ligne horizontale (fig. A2). Comparé à la pyramide 211, l'angle entre la base de celle-ci et le prisme 100 est également de 132° . Le contact entre le prisme et les pyramides fait un angle proche de 90° (fig. A2).

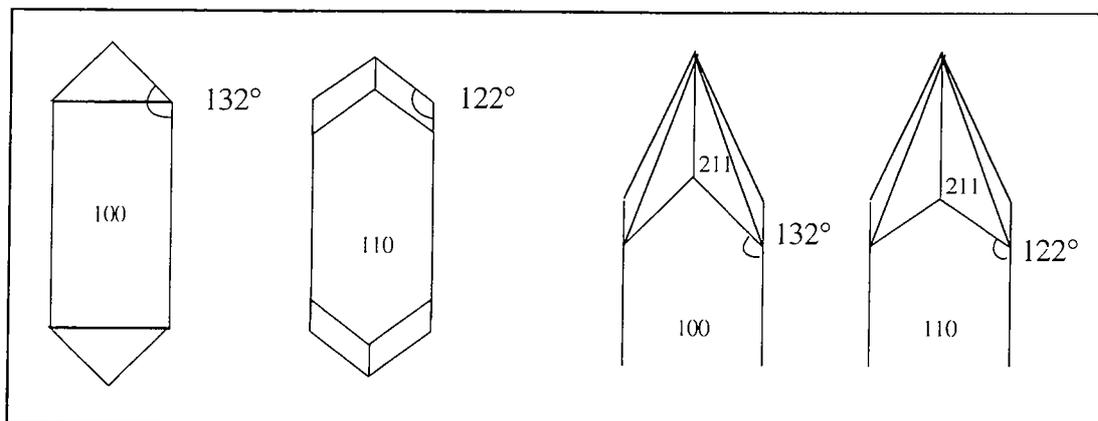


Fig. A2. Les angles entre les prismes et les pyramides

prisme 110

L'angle entre le prisme 110 et la pyramide 211 est de 122° . Comparé à la pyramide 211, l'angle entre la base de celle-ci et le prisme 110 est également de 122° . Le contact entre le prisme 110 et les pyramides 101 et 211 forment un angle proche de 120° (fig. A2).

Forme et contour du cristal

Le développement relatif des deux types de prismes donne différentes figures qui permettent de reconnaître les prismes et vis versa. Ainsi, au-dessus du prisme 100, on peut observer des formes en papillon ou en haltère. Avec le prisme 110, la combinaison des deux pyramides donne une forme en chevron (fig. A3).

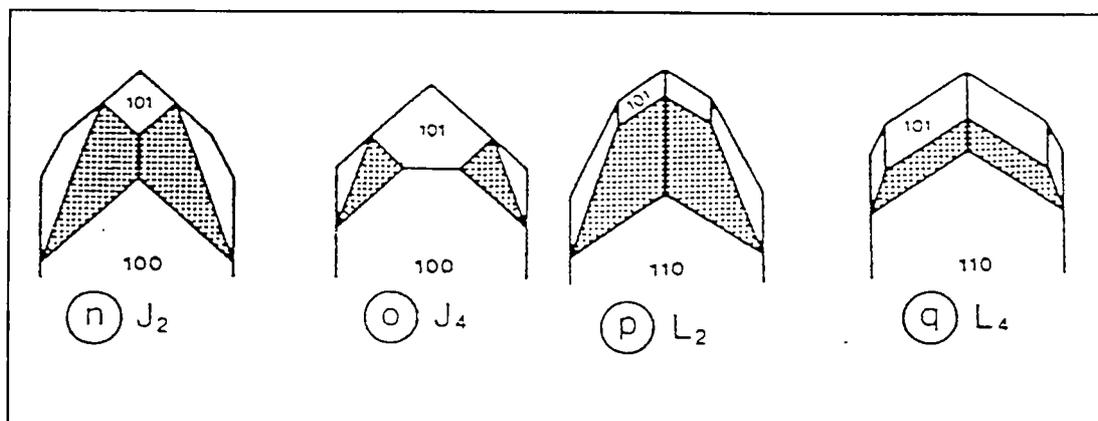


Fig. A3. Formes des pyramides 211 selon le type de prisme

Lorsque la pyramide 101 est très développée, le contour du cristal est hexagonal. Il est plutôt décagonal quand les pyramides 211 sont plus grandes que les pyramides 101.

Des dissymétries sont souvent visibles sur les grains. Ce qui aboutit à la présence de plusieurs types sur un même grain. D'où la nécessité de faire une moyenne.

Il existe une trentaine de types naturels, mais les plus fréquents sont S, P, L, G, J et D. L'existence de faces pyramidales additionnelles entraîne la création de sous-types fondamentaux dont les plus fréquentes pourraient être U (S + 301) et V (S + 321).

Détermination des populations

L'observation d'une centaine de grains environ (100 grains pour les roches magmatiques et 150 pour les roches sédimentaires) permettra donc d'établir un diagramme de distribution typologique, de calculer un point moyen de la distribution (fig. A5) et de construire une courbe d'évolution typologique (fig. A6) ou TET (tendance d'évolution typologique).

Les fréquences vraies en pourcentage des zircons des différents types sont ramenées au total des zircons observés, qu'ils aient été déterminés ou non. Le nombre des indéterminés doit être inférieur à 50%. Les figurés utilisés sont ceux proposés par Pupin.

À partir de 50 grains déterminés, le point moyen de la population ne bouge pas beaucoup.

Zircon: indicateur pétrogénétique

La grande variabilité de l'occurrence du zircon a permis de définir des caractères propres suivant les types de roches. La figure A4 montrent les classifications de différents types de roches dans le diagramme typologique.

Ainsi, on peut faire une différence quasiment certaine entre des zircons de leucogranite (voir planche III, deuxième partie, chapitre I) et des zircons d'une roche calco-alcaline à teneur en K moyenne.

Bibliographie

Nous donnons ici quelques références de publications de J.P. Pupin qui nous ont permis d'écrire cette annexe. Un stage est organisé chaque année à l'Université de Nice (Laboratoire de Pétrologie-Minéralogie) pour une initiation à la typologie des zircons.

Pupin J.P. (1976) . Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Doct. d'Etat, Sciences, Nice, 394 pages.

Pupin J.P. (1980) . Zircon and granite petrology. Contrib. Mineral. Petrol., vol. 73, p. 207-220.

Pupin J.P. (1981) . Un type de zonalité magmatique dans la chaîne varisque d'Europe occidentale : les granites hercyniens du Massif Central

Pupin J.P. (1985) . Magmatique zoning of hercynian granitoids in France based on zircon typology. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 65, p. 29-56.

Pupin J.P. (1988) . Granites as indicators in paleogeodynamics. Rend. Soc. Ital. Mineral., 43-2, p. 237-262.

Pupin, J.P. (1994). Caractérisation des protolithes des migmatites et granites anatectiques crustaux d'après l'étude des zircons. C.R. Acad. Sci. Paris t.319, série II: p. 1191 à 1197.

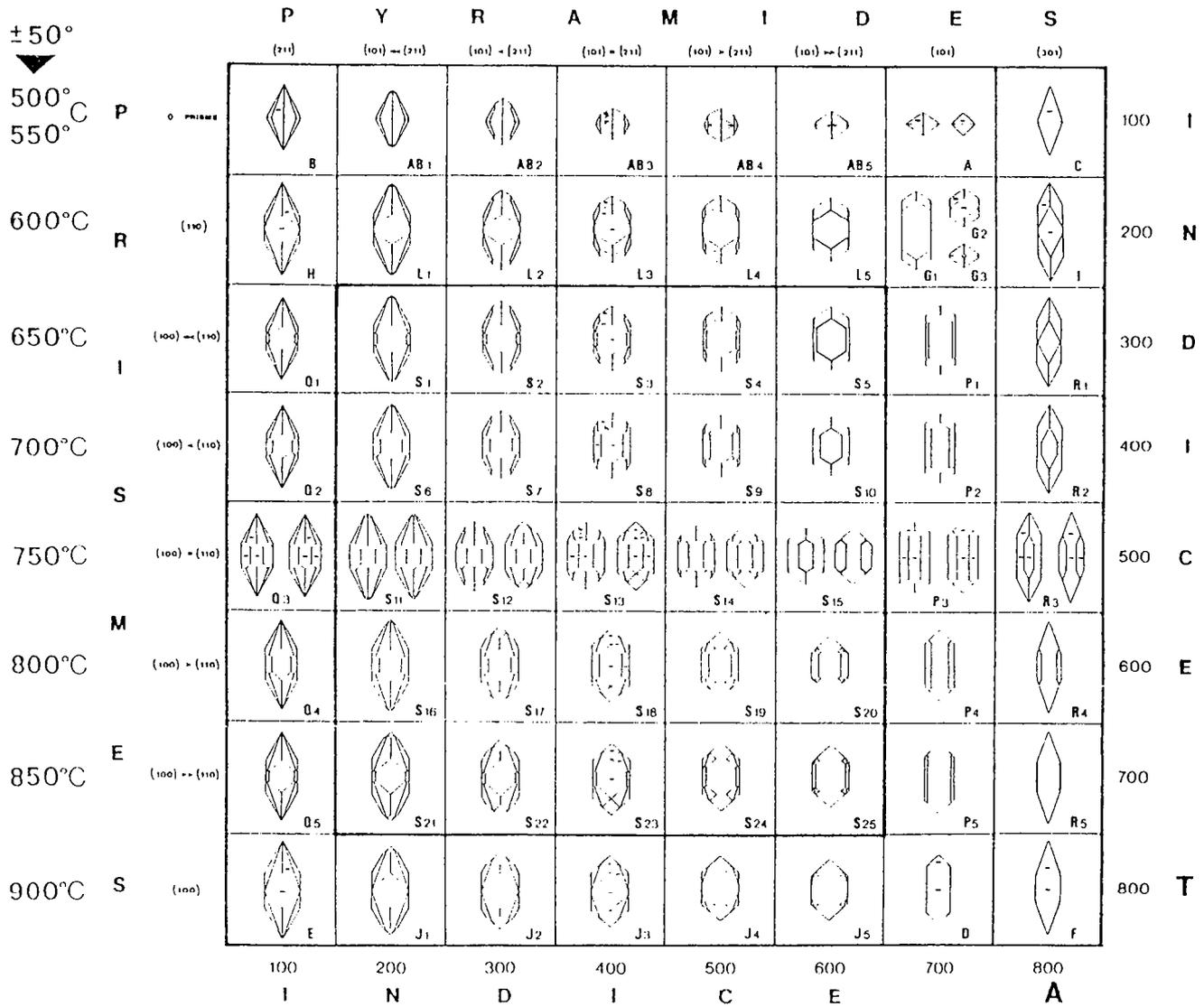


Fig. A4. Types et sous-types principaux de la classification typologique et l'échelle géothermométrique correspondante

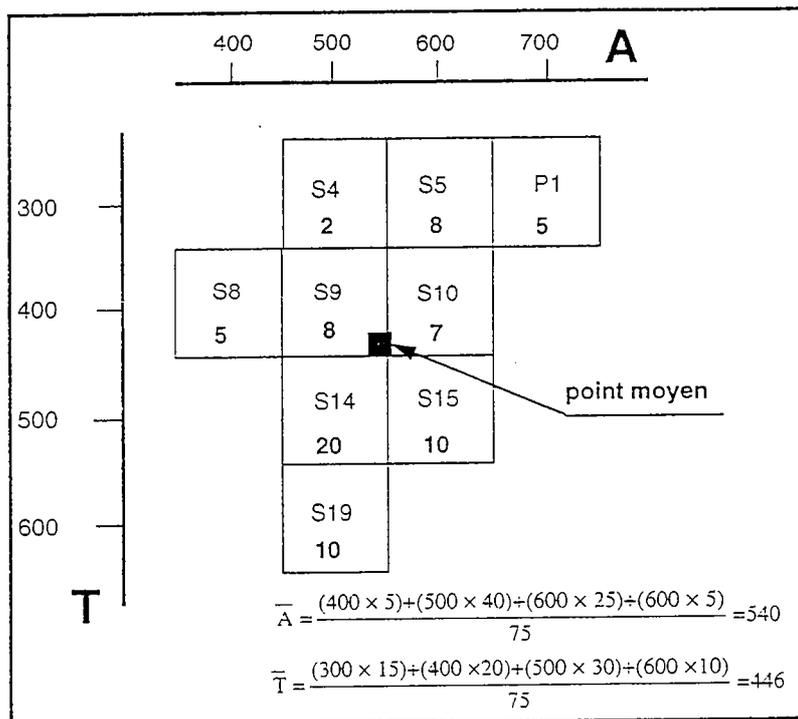


Fig. A5. Exemple de calcul du point moyen d'une population de zircons

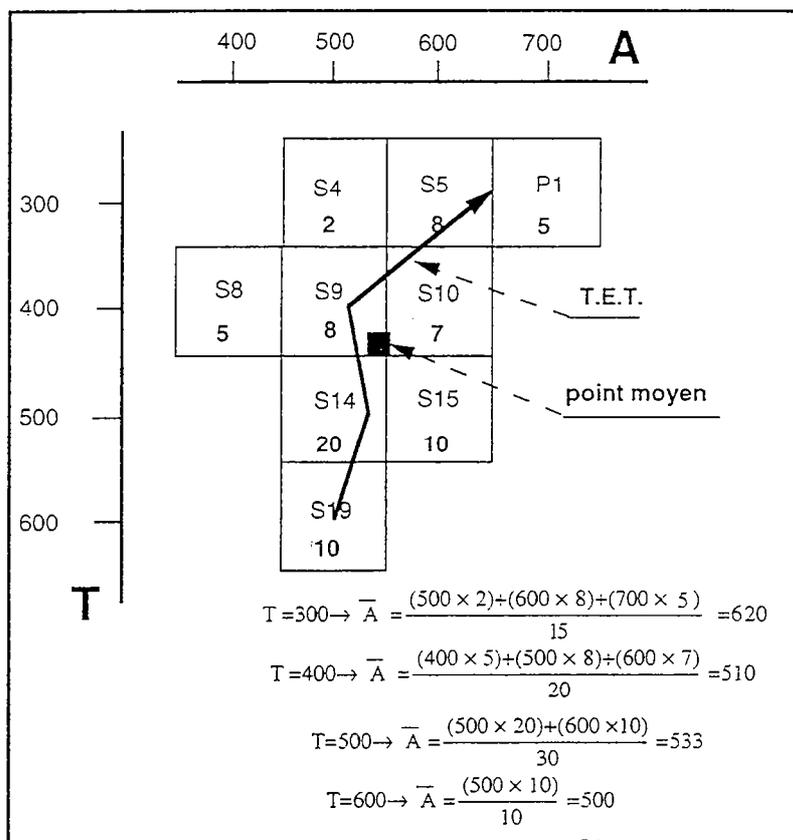
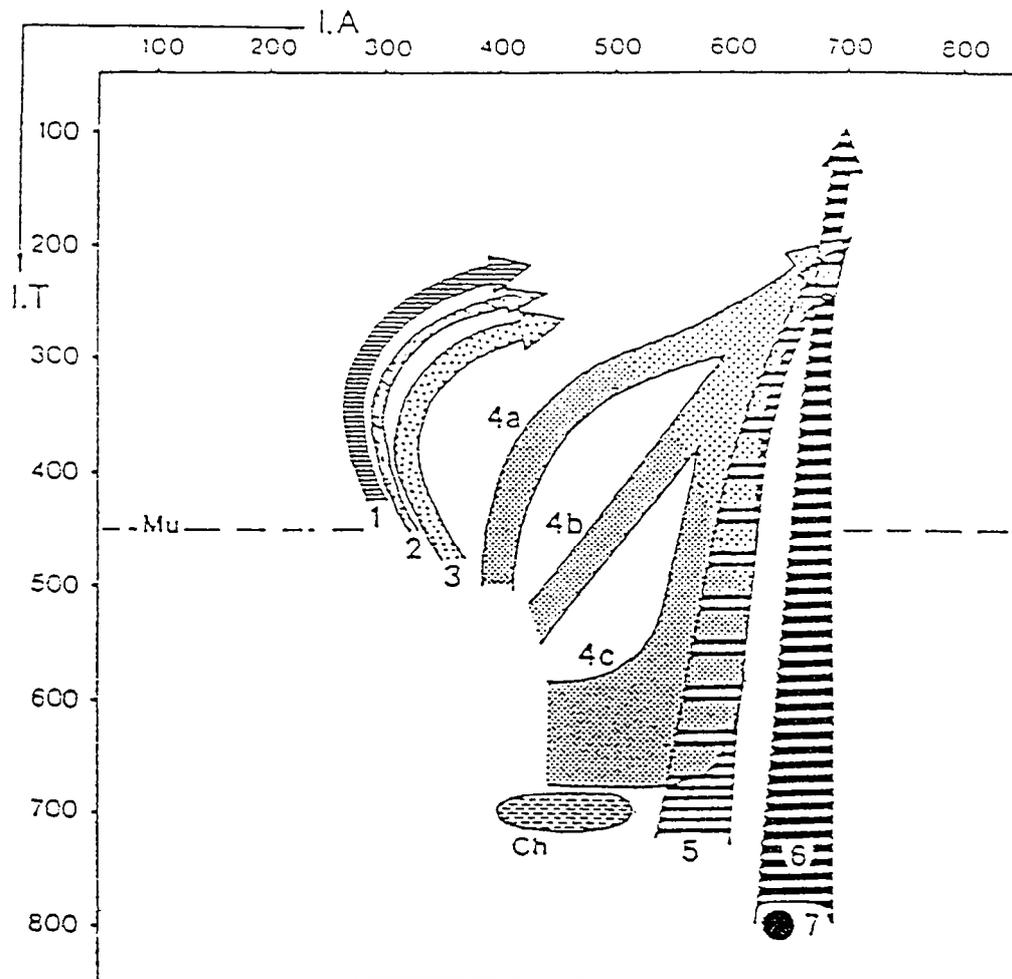


Fig. A6. Exemple de détermination de la tendance d'évolution typologique d'un échantillon



Distribution of mean points and mean Typological Evolutionary Trends of zircon populations (PUPIN, 1980) from: Aluminous anatectic granites: (1) aluminous leucogranites; (2) (par)autochthonous monzogranites and granodiorites; (3) intrusive aluminous monzogranites and granodiorites. - Hybrid granites of crustal + mantle origin: (4 a, b, c) calc-alkaline series granites (*dark dotted area* = granodiorites + monzogranites; *clear dotted area* = monzogranites + alkaline granites); (5) sub-alkaline series granites. - Granites of mantle or mainly mantle origin: (6) alkaline series granites; (7) tholeiitic series granites. - *Mu*, limit of the muscovite granites (I.T. = 450); *Ch*, magmatic charnockites area.

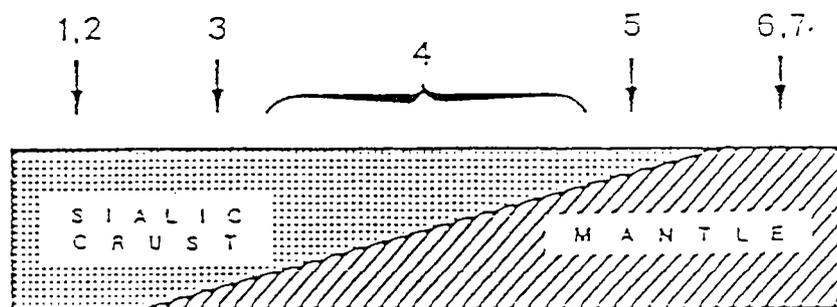


Fig. A7. Classification génétique des granites et origine du matériel des différents groupes

Bref aperçu sur la radiochronologie

D'après la théorie de Rutherford et Soddy, le taux de décroissance d'un atome instable est proportionnel au nombre N restant à n'importe quel temps t .

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (1) \quad \lambda = \text{constante radioactive}$$

L'intégration de cette équation permet d'aboutir à l'équation de base décrivant tout processus de décroissance radioactive:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

elle donne le nombre N d'atomes pères radioactifs restant à tout temps t , d'un nombre d'atomes de départ N_0 qui étaient présents quand $t=0$.

Soit F , le nombre total d'atomes fils présents dans un système où se produit une désintégration radioactive.

$$F = F_0 + F^* \quad (3)$$

où F_0 est le nombre d'atomes fils présents initialement ($t=0$) et F^* celui formé au cours de la désintégration dans le système. Comme:

$$F^* = N_0(1 - e^{-\lambda t}) \quad (4), \text{ alors}$$

$$F = F_0 + N_0(1 - e^{-\lambda t}) \quad (5)$$

dans la pratique, on ne connaît généralement pas N_0 , on le remplace donc par $N e^{\lambda t}$ d'après l'équation (2):

$$F = F_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad (6)$$

C'est l'équation de base utilisée pour la détermination d'âge de roches ou de minéraux à partir de la décroissance d'atomes pères radioactifs en atomes fils stables. F et N sont des quantités mesurables. F_0 est une constante qui peut être choisie ou calculée à partir de données provenant d'échantillons cogénétiques.

$$\frac{F - F_0}{N} = e^{\lambda t} - 1 \quad (8)$$
$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{F - F_0}{N} + 1 \right]$$

Le temps calculé correspond à une date. Il sera considéré comme un âge si le système est resté clos depuis l'événement à dater. C'est-à-dire qu'il n'y a eu ni perte, ni apport d'éléments radioactifs pères ou d'éléments radiogéniques fils. λ doit être connu avec précision. F_0 peut être choisi (ou déterminé graphiquement à partir d'échantillons cogénétiques). Dans ce cas, F doit être beaucoup plus grand que F_0 . Les quantités F et N doivent être mesurables de façon précises.

Exemple du Pb

Les trois atomes radioactifs que sont le ^{238}U , le ^{235}U et le ^{232}Th donnent respectivement par désintégration le ^{206}Pb , le ^{207}Pb et le ^{208}Pb . D'après l'équation (6), on peut écrire:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_1 t} - 1) \quad (9)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (10)$$

$$\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_3 t} - 1) \quad (11)$$

Avec $\lambda_1 = 1,155125 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$

$\lambda_2 = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$

$\lambda_3 = 4,9475 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$

Les éléments pères et fils sont divisés par l'élément ${}^{204}\text{Pb}$ qui est non radiogénique car les mesures au spectromètre de masse sont données sous forme de rapports.

Les équations 9, 10, et 11 sont résolues et doivent donner des âges concordants. Cela signifie que le minéral est resté clos vis à vis de l'uranium, du thorium et du plomb, que des valeurs correctes sont utilisées pour les rapports initiaux du Pb, que les constantes de désintégrations sont précisément connues, que la composition isotopique de l'U est normale et n'a pas été modifiée par un fractionnement isotopique ou par l'existence d'une chaîne de réactions naturelles basées sur la fission de ${}^{235}\text{U}$ et enfin que tous les résultats analytiques sont précis et sans erreur systématique.

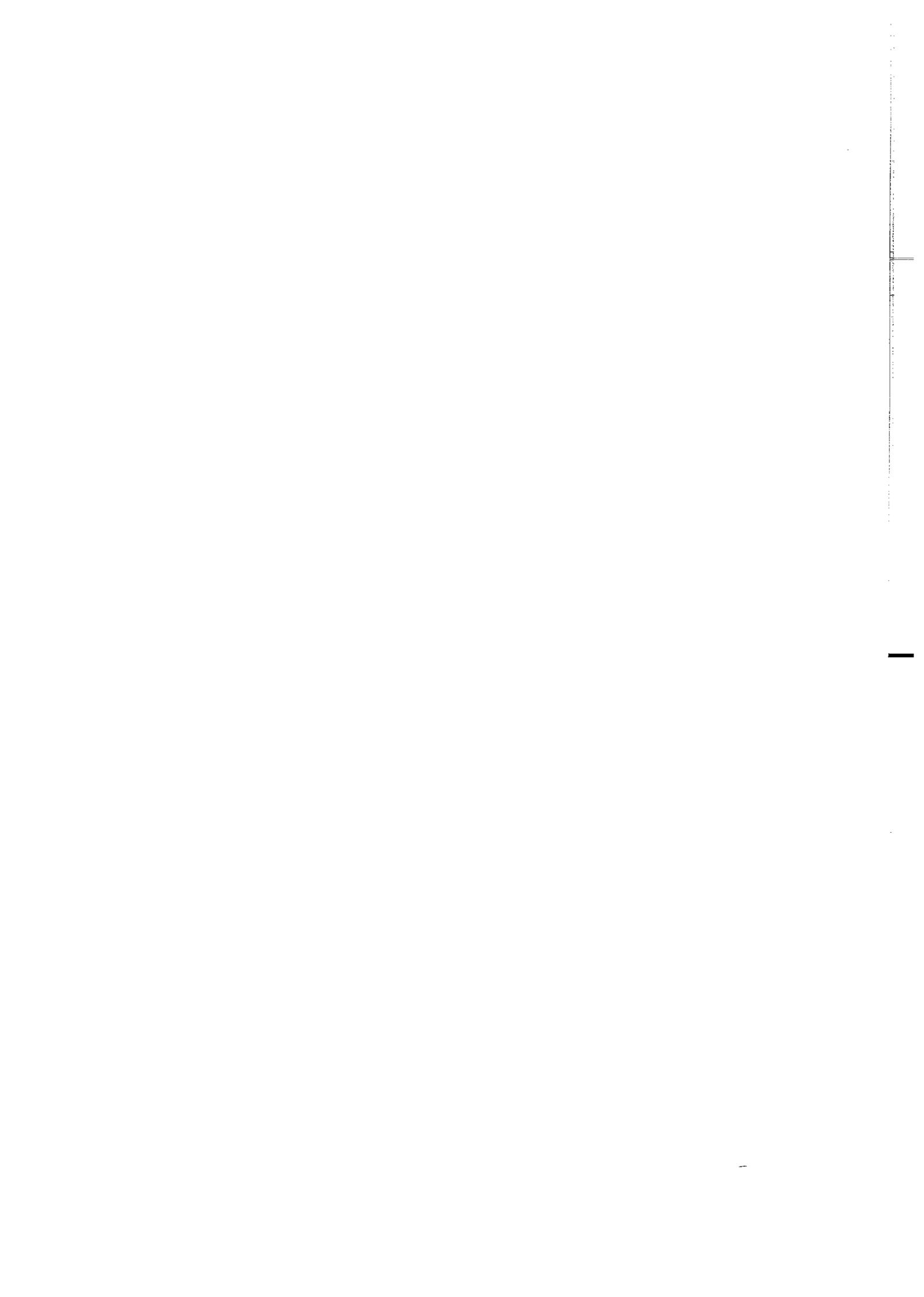
Dans la plupart des cas, les âges sur U-Th des minéraux ne sont pas concordants. Il y a donc eu perte ou gain de Pb, U ou Th ou des intermédiaires après la cristallisation. L'effet de la perte de plomb peut être minimisé par l'utilisation du rapport ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ dans le calcul des âges. En effet, si la composition isotopique du Pb qui reste, est la même que celle du Pb perdu, il n'y a aucune influence sur l'âge calculé.

En combinant les équations 9 et 10, on obtient une relation entre le rapport ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ et le temps.

$$\frac{\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i} = \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \left[\frac{(e^{\lambda_2 t} - 1)}{(e^{\lambda_1 t} - 1)} \right] = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} \right)^* \quad (12)$$

On peut donc calculer un âge ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ sans avoir à mesurer les concentrations de U dans le minéral.

Le Pb est pratiquement inexistant du zircon à cause de son rayon ionique important: $1,32\text{Å}$ et de sa charge faible: +2; ce qui lui confère donc un faible potentielle ionique. Généralement, les minéraux uranifères tel que le zircon, le sphène, la monazite perdent une partie de leur Pb*. La perte de Pb semble être liée à la taille des cristaux, à la concentration en U, aux dommages causés par les radiations nucléaires dans le cristal. En conséquence, il est possible de récupérer plusieurs fractions de zircons d'un simple échantillon de roche qui déterminent une série de points sur une discordia.



MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex . Tel /fax : 02- 99.28.60.80

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). Epuisé

N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). Epuisé

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). Epuisé

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). 55F.

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). Epuisé

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). Epuisé

N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). Epuisé

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). Epuisé

N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). 120 F.

N°11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). Épuisé

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Épuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Études Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F

- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, I pl. h.texte, (1989). 160F
- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., I pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., I pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.
- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). 200 F.

- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEACH - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). 160F.
- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990). 130F.
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et ⁴⁰Ar/³⁹Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). 180F.

N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). 300F.

N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). 100F.

N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). 100F.

N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). 180F.

N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). 190F.

N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.

N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.

N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.

N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.

N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

- N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). 270 F.
- N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.
- N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). 180 F.
- N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). 270 F.
- N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). 150 F.
- N° 61 - P. GAUTIER - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). 220F.
- N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). 160F.
- N° 63 - M. JULLIEN - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). 150 F.
- N° 64 - Y. LAHAYE - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). 150 F.
- N° 65 - A. CRAVE - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). 120 F.
- N° 66 - A. ESSAIFI - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). 170 F.
- N° 67 - M. LE RAVALEC - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1995). 140 F.

n° 68 - A. SEMIANI - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmess (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1995). 130 F.

N° 69 - F. MOREAU - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1995). 100 F.

N° 70 - B. TOURNERIE - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1995). 100 F.

N° 71 - T. NALPAS - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1994). 120 F.

N° 72 - M. URREIZTIETA - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1995). 200 F.

N° 73 - A.N. KOUAMELAN - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque. 290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996). 120 F.

BON DE COMMANDE

à retourner à : Arlette FALAISE

GEOSCIENCES-RENNES I

Université de Rennes

35042 - RENNES Cédex (France)

Téléphone/Fax : 33-2-99-28-60-80

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Nous acceptons les bons de commandes.

Si vous réglez par chèque veuillez établir votre chèque au nom de :
Monsieur l'Agent Comptable de l'Université de Rennes I.

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

4ème trimestre 1996

Résumé

L'Ouest de la Côte d'Ivoire se caractérise par la juxtaposition d'un domaine Archéen (Kenema-Man) et d'un domaine Protérozoïque (Baoulé-Mossi), respectivement situés à l'Ouest et à l'Est de la faille du Sassandra. Elle offre donc l'opportunité d'une étude de la transition entre l'Archéen et le Paléoprotérozoïque.

Dans le **domaine Archéen**, les roches se différencient du manteau entre 3,3 et 3,5 Ga (âge modèle Nd). Les formations granulitiques les plus anciennes sont datées à 3050 ± 10 Ma (âge monozircon). Des zircons hérités dans des paragneiss indiquent un héritage continental, au minimum à 3,2 Ga. Ce domaine est marqué, comme l'ensemble de l'Archéen de la dorsale de Man, par l'événement magmatique et métamorphique majeur qu'est le Libérien (Camil, 1984; Kouamelan et al., 1994, 1995). La datation des assemblages de minéraux a permis de mettre en évidence un recyclage important des formations archéennes durant l'événement Birimien. Ce recyclage s'effectue dans des conditions de T° assez élevées (700 à 800°C), vu la remise à zéro partielle ou totale des géochronomètres U-Pb et Sm-Nd. Il est essentiellement localisée au Sud de la faille de Man-Danané où prédominent des gneiss migmatitiques à biotite. Une étape précoce survient vers 2250 ± 30 Ma. L'influence majeure a lieu vers 2100 ± 40 Ma avec (1) la décompression presque isotherme des granulites archéennes de haute pression ($850 \pm 30^\circ\text{C}$ et 10 ± 1 kbar) vers des conditions de plus basse pression ($720^\circ\text{C} \pm 30$ et 7 ± 1 kbar) et (2) la fusion de sédiments pour donner des gneiss migmatitiques à biotite (monazite à 2074 ± 7 Ma). L'âge modèle Nd à 3,2 Ga et la présence de coeurs hérités dans les zircons montrent l'origine archéenne de ces formations. Ces deux étapes correspondent à l'histoire de l'évolution de la croûte birimienne reconnue dans le domaine Protérozoïque (s.l.).

Le **domaine Protérozoïque** de la Côte d'Ivoire est constitué d'ensembles plutono-volcaniques et sédimentaires juvéniles (Abouchami et al., 1990, Boher et al., 1992). L'histoire précoce de ces ensembles débute vers 2220 ± 8 Ma (âge monozircon). La phase majeure d'accrétion magmatique se situe à 2094 ± 6 Ma (âge monazite) avec la formation de nombreux massifs de leucogranite. Une phase intermédiaire, de migmatisation, à 2150 ± 10 Ma (âge monozircon) semble caractériser le socle granito-gneissique. Le domaine situé entre la faille du Sassandra et la longitude 6°W , que nous dénommons zone de transition, montre des évidences de contamination de croûte archéenne (âge modèle Nd intermédiaire et zircon hérité). Au Sud de ce domaine (domaine SASCA), nous avons mis en évidence l'existence d'un segment de croûte archéen (3,15 Ga), dont les caractères géochimiques indiquent qu'elle a été très peu remobilisée.

La décompression isotherme des formations archéennes au Birimien et la contamination des magmas d'âge Birimien par la croûte archéenne permet d'envisager soit un modèle de collision, soit un modèle de rifting. Un modèle de collision ne semble pas correspondre car si une rétrogradation est évidente dans le domaine Archéen, aucune évidence de progradation n'est par contre observée dans la zone de transition. Aussi, l'existence de nappe de chevauchement, dans l'Archéen, est incertaine (Delor et al., 1994). De plus, les linéations minérales observées sur les bordures est et sud-est du massif granulitique de Man indiquent un mouvement en faille normale. Le modèle de rifting semble s'appliquer beaucoup mieux à cette région de la dorsale de Man. A un amincissement d'un continent archéen au Paléoprotérozoïque, succède l'océanisation et la formation du domaine Baoulé-Mossi par underplating et/ou transpression d'un magma de composition globalement intermédiaire. La présence de la granodiorite de Toulépleu, intrusive en plein domaine archéen à 2100 ± 10 Ma est une manifestation de la fragilisation de l'Archéen.

Mots clés:

géochronologie, Pb-Nd-Sr, zircon, monazite, grenat, Dorsale de Man, Côte d'Ivoire, Archéen, Paléoprotérozoïque, Birimien, modèle géodynamique.