



**HAL**  
open science

# 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

A. Haider

► **To cite this version:**

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. Géochimie. Institut National Polytechnique de Lorraine - INPL, 1989. Français. NNT : . tel-00653755

**HAL Id: tel-00653755**

**<https://theses.hal.science/tel-00653755>**

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. HAIDER**

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-30-0

**géologie de la formation  
ferrifère précambrienne  
et du complexe granulitique  
encaissant de buur  
(sud de la somalie)**

IMPLICATIONS SUR L'EVOLUTION  
CRUSTALE DU SOCLE DE BUUR

**MEMOIRES ET DOCUMENTS**

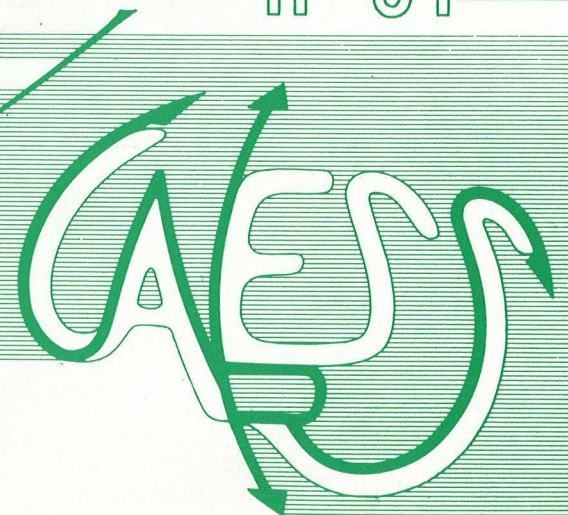
*du Centre Armoricaïn*

*d'Etude Structurale*

*des Socles*

n° 31

Rennes 1989



**MEMOIRES ET DOCUMENTS  
DU  
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

**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.**

**Thèse de l'Institut National Polytechnique de Lorraine  
soutenue le 22 Mars 1989**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles  
LP CNRS n°4661  
Université de Rennes I  
Campus de Beaulieu  
35042 - RENNES Cédex  
(France)**

**1989**



**ISSN : 0755-978 X**

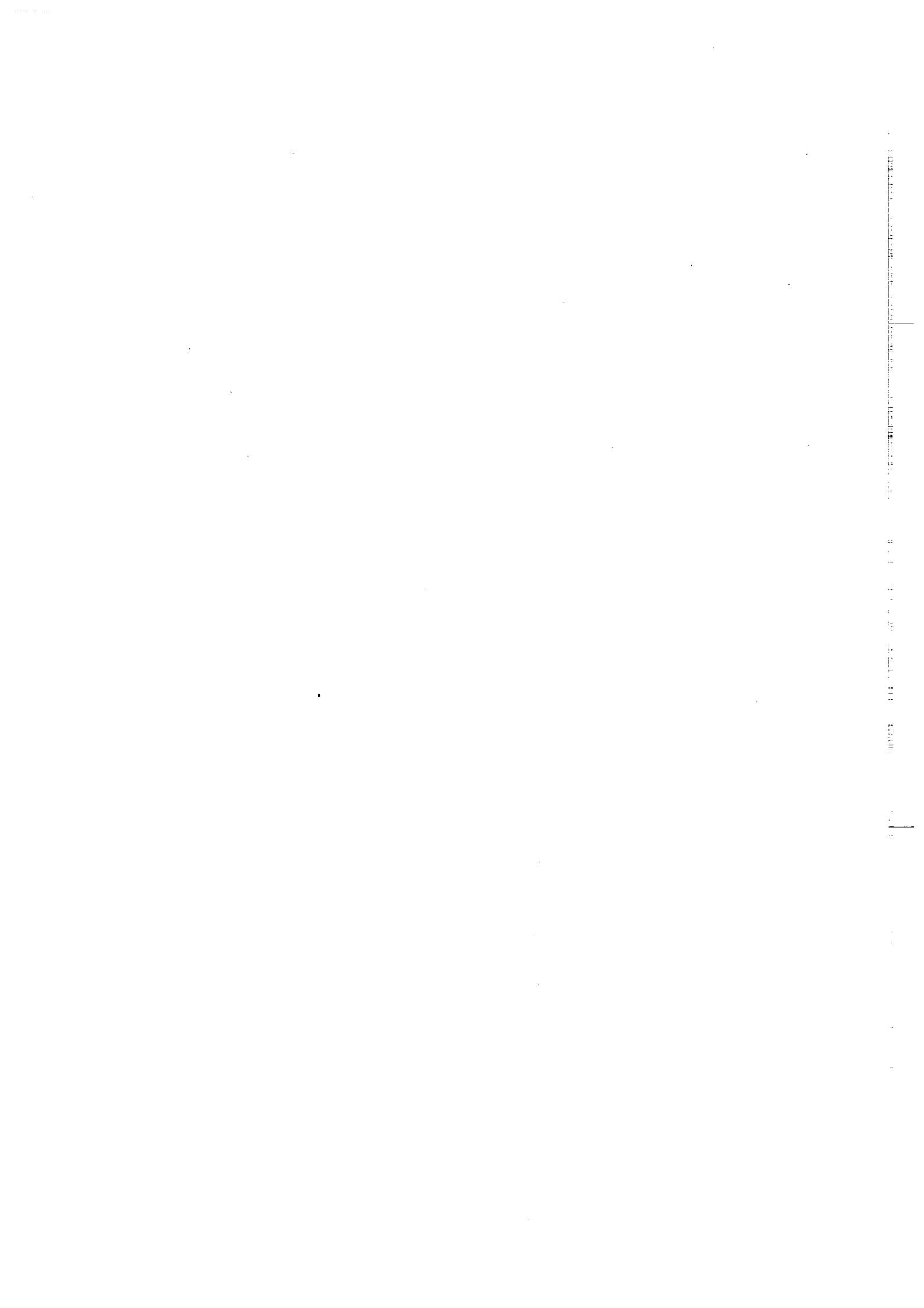
**ISBN : 2-905532-30-0**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles  
LP CNRS n°4661  
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
F - 35042-RENNES Cédex (France)**

**A. HAIDER (1989)**

**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.**

**Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 31 ; 215 p.**

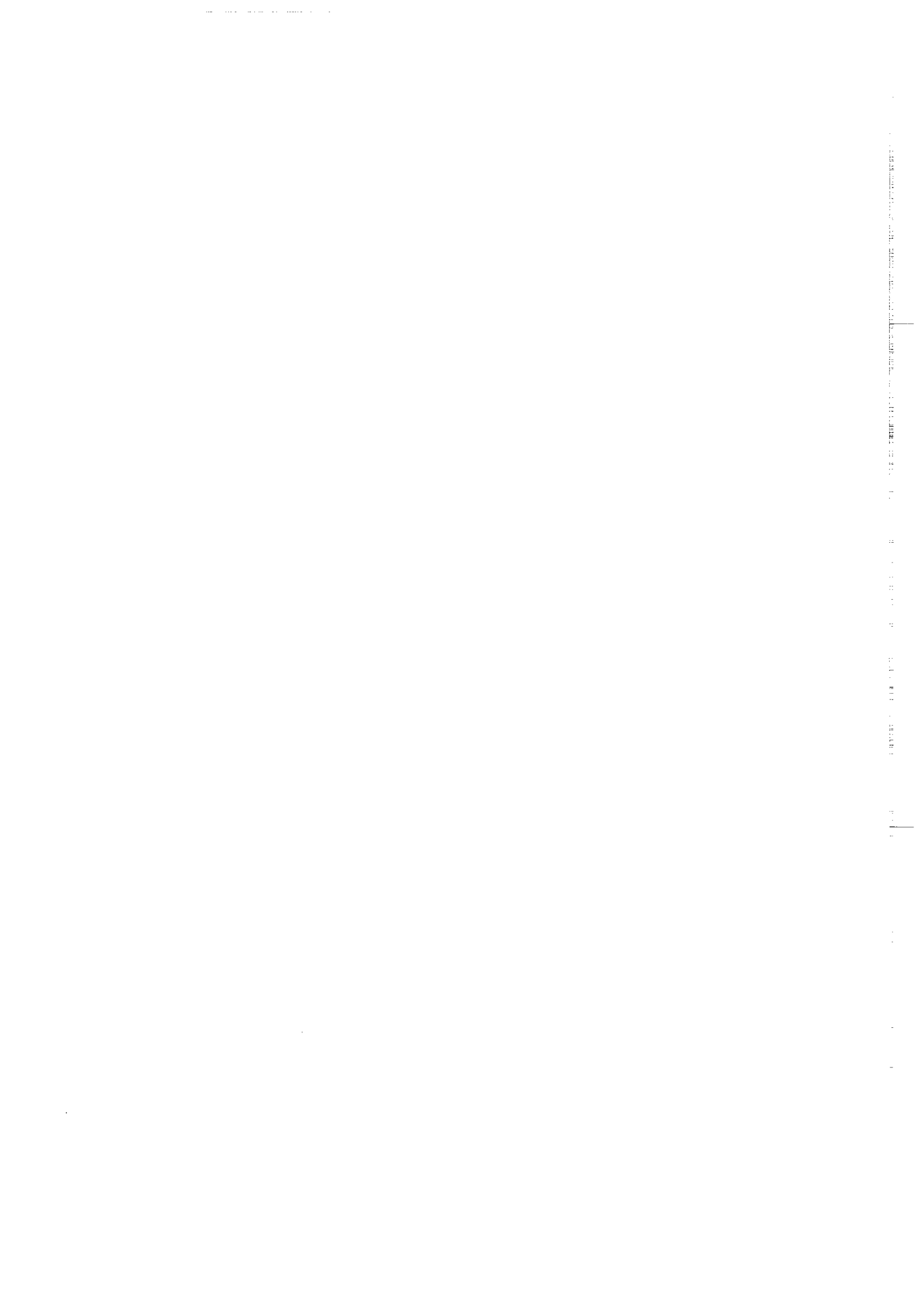


**"La science est comme la terre,  
on n'en peut posséder qu'un peu"**

**(Voltaire).**

**"Jamais la nature ne nous trompe,  
c'est toujours nous qui nous trompons"**

**(Rousseau).**





## Avant propos

Une Thèse de Doctorat est l'aboutissement d'un travail collectif où l'apport de chacun, bien que d'importance parfois inégale, est toujours indispensable et précieux. En effet, c'est le travail et la collaboration de tous qui ont permis la réalisation de ce mémoire .

Je tiens donc ici à remercier très vivement et d'exprimer ma profonde reconnaissance envers tous ceux qui ont participé de loin et de près à l'élaboration de cette Thèse .

Je ne voudrais pas oublier ma famille, à qui j'ai imposé cette épreuve durant l'accomplissement de ce travail.



# TABLE DES MATIERES

(I). INTRODUCTION GENERALE.	1
(I).1. PRESENTATION DE LA GEOLOGIE PRECAMBRIENNE DE L'AFRIQUE ORIENTALE.	3
(I).1.1. DEFINITION DE LA CHAINE MOZAMBICAINE.	3
(I).2. LES SOCLES DE SRI-LANKA (CEYLAN) ET DE MADAGASCAR.	13
(I) 3. CONCLUSION.	20
(II). CADRE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE BUUR.	21
(II).1. LE COMPLEXE GRANULITIQUE.	24
(II).2. LES ROCHES A FACIES AMPHIBOLITE.	26
(II).3. LES MIGMATITES ET LES GRANITES SYN- ET POST TECTONIQUES.	27
(II).4. LA COUVERTURE MESOZOIQUE.	29
(II).5. LA STRUCTURE REGIONALE.	32
(II).6. GEOMORPHOLOGIE.	35
(II).7. CONCLUSION.	44
(III). PETROGRAPHIE DU COMPLEXE GRANULITIQUE.	46
(III).1. GNEISS MIGMATITIQUES.	46
(III).2. GNEISS DIORITIQUES RUBANES.	50
(III).3. GNEISS LEUCOCRATES.	53
(III).4. METABASITES ET META-ULTRABASITES.	55
(III).5. FORMATION FERRIFERE.	62
(III).6. GNEISS CALCO-SILICATES ET MARBRES.	67
(III).7. QUARTZITES.	70
(III).8. CONCLUSION.	72
(IV). GEOCHIMIE DU COMPLEXE GRANULITIQUE.	73
(IV).1. CARACTERES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE METASEDIMENTAIRE.	74
(IV).2. CARACTERES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE META-IGNE.	78
(IV).3. CONCLUSION.	90
(V). GEOTHERMO-BAROMETRIE ET EVOLUTION P.T. AU COURS DU TEMPS.	91
(V).1. METAMORPHISME GRANULITIQUE.	93
(V).2. METAMORPHISME RETROGRADE.	111
(V).3. CONCLUSION.	121
(VI). METALLOGENIE DE LA FORMATION FERRIFERE.	123
(VII). DISCUSSION ET INTERPRETATION.	137
(VIII). BIBLIOGRAPHIE.	141
(IX). ANNEXES ET PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.	161



## (I). INTRODUCTION GENERALE.

Le socle précambrien du Sud de la Somalie couvre environ 28.000 Km<sup>2</sup>. C'est la région dite de Buur, qui s'étend de 1°3' à 3°20'N et de 42°3' à 45°E, entre celles de Bay et de Shabellada Hoose (figure 1).

Géographiquement, ce socle se trouve à une distance d'environ 400 Km du sud du socle précambrien de l'Ethiopie et d'environ 260 Km de celui du Kenya. Le socle de Buur fut reconnu et mentionné dans la littérature pour la première fois par les géologues italiens, Steffanini (1918) et Steffanini et Paoli (1916). Il a ensuite fait l'objet de travaux ponctuels concernant certains types lithologiques, sans que l'ensemble de son évolution ait été traitée avant les années soixante. A partir de cette époque, différentes études tentèrent d'en donner une vue globale. Ce sont celles de Daniels (1965), d'Ilyin (1967), de D'Amico et al. (1981), de Warden (1981), de Warden et Horkel (1984) et de Bakos et al. (1987).

Le présent travail a été entrepris en 1986. Son objectif principal était l'étude de la formation ferrifère. La nécessité de replacer cette formation ferrifère dans l'histoire tectono-métamorphique régionale a rapidement conduit à une analyse détaillée des formations encaissantes. Ce travail est donc focalisé sur la formation ferrifère et sur l'évolution du socle de Buur. Une comparaison avec les socles précambriens de l'Afrique de l'Est, de Madagascar, de l'Inde et de Ceylan permettra de cerner dans une certaine mesure les modalités de l'évolution géodynamique du sud de la Somalie.

Dés maintenant il faut signaler une difficulté majeure, le manque d'affleurements, et quand ils existent, leur monotonie. En effet la région de Buur est un glacis ou pédiment très évolué, peut être hérité de la paléogéomorphologie triasique. Très peu incisé par de rares vallées d'oueds, il est recouvert de formations superficielles dont l'épaisseur croît d'Ouest en Est. Les seuls affleurements faciles à repérer sont les inselbergs appelés "buur" en Somali, dont la composition lithologique monotone diffère très sensiblement de celle des très rares affleurements de fonds d'oueds et de carrières. Si l'on peut estimer l'importance des surfaces exposées dans les inselbergs à quelques % de la surface totale du Précambrien (2 à 3%), celle des fonds d'oueds et des carrières est beaucoup plus exigüe. Ces affleurements sans continuité, qui sont seuls bien représentatifs, sont bien loin de former 1% de la surface totale. Dans ces conditions il devient illusoire de chercher à avoir une idée définitive de la structure régionale sans les résultats, malheureusement inaccessibles, 1) de deux campagnes de magnétométrie aéroportée faite en 1963 et 1967 par l'U.N.D.P., et 2) des sondages effectués par l'A.G.I.P. pour la recherche d'uranium.

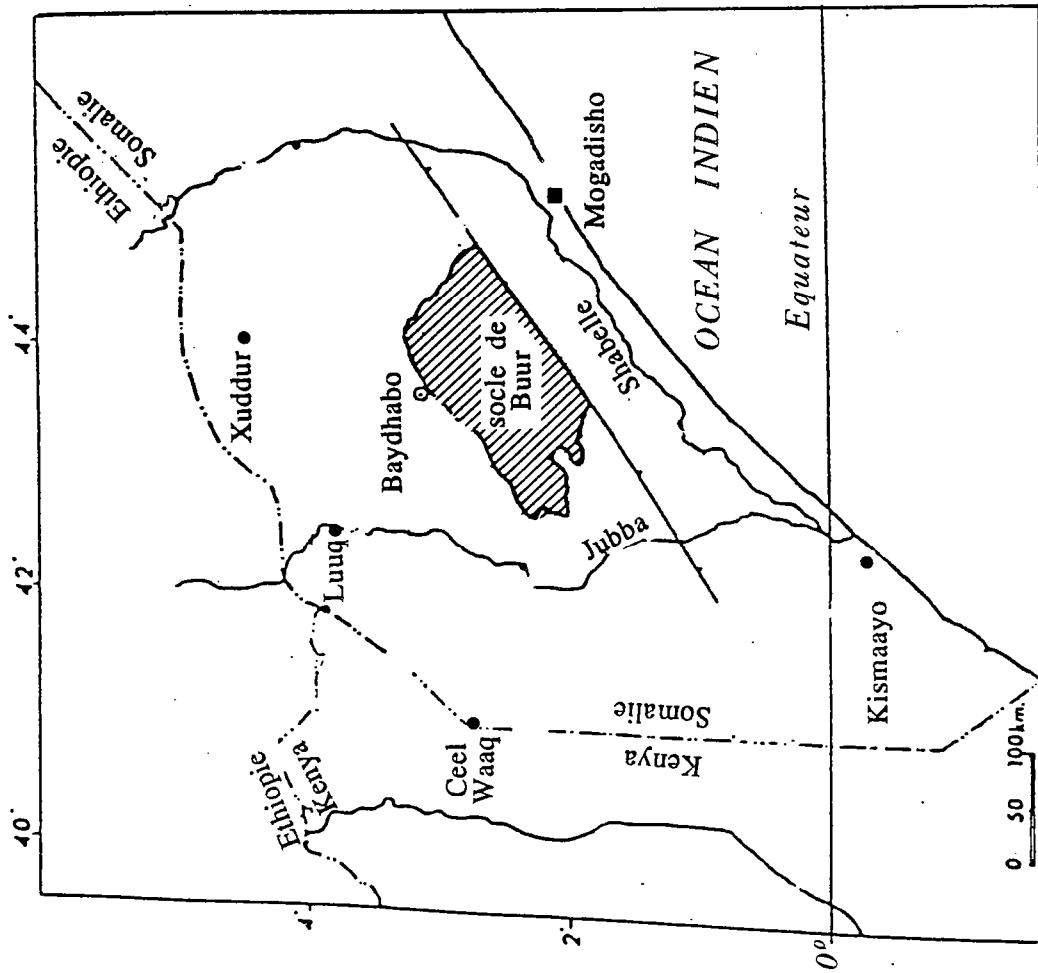
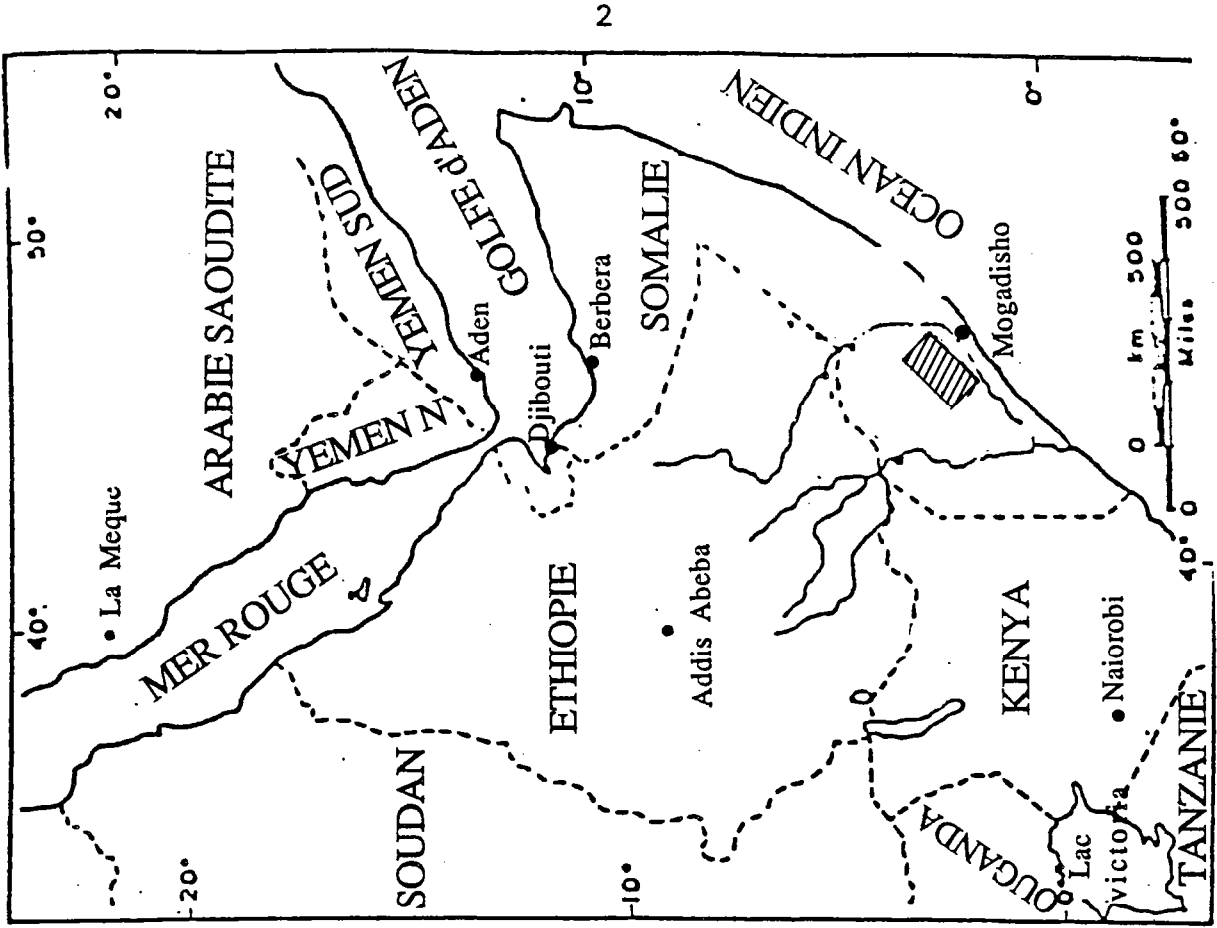


Figure (1) Carte de la localisation géographique du socle Sud de la Somalie.

## **(I).1. PRESENTATION DE LA GEOLOGIE PRECAMBRIENNE DE L'AFRIQUE ORIENTALE.**

Les terrains précambriens de l'Afrique de l'Est s'inscrivent dans une unité géotectonique majeure, la Chaîne mozambicaine, globalement orientée N-S. Cette unité correspond à l'une des nombreuses zones mobiles qui cernent les cratons africains (figure 6). C'est un édifice polycyclique, composé d'un assemblage hétérogène de roches d'âges différents qui se suit du Zambèze au Nord du Kenya. Vers le Nord, les relations entre la Chaîne mozambicaine et les formations pan-africaines du bouclier arabo-nubien ont été discutées par Hepworth (1979), Warden (1981) et Warden & Horkel (1984). Vers l'Ouest cet édifice est séparé du craton tanzanien par une zone de mylonites de plusieurs kilomètres d'épaisseur, qui se poursuit du sud de la Tanzanie jusqu'au NW du Kenya. Sa limite orientale est très mal définie ; Shackleton (1986) suggère, avec réserve, qu'au Nord-Est du Kenya on la trouve là où commencent à affleurer des formations ferrifères. Ces dernières évoquent l'Archéen ou le Protéroïque inférieur, car elles sont généralement rares dans le Protéroïque supérieur.

### **(I).1.1. DEFINITION DE LA CHAINE MOZAMBICAINE.**

L'extension de cette chaîne a été précisée par Holmes (1951), qui en décrit les principaux types lithologiques : gneiss à biotite, migmatites plissées associées à des schistes, des marbres et des amphibolites, le tout étant affecté par des intrusions granitiques pegmatitiques. Il a également noté que l'importance des roches métasédimentaire augmente vers le Nord. Au Kenya elles forment une puissante série connue sous le nom de Série de Toroko.

Géochronologiquement, Holmes disposait de trois datations radiométriques sur zircon (U-Th-Pb) d'âges compris entre 1000 M.a. et 1300 M.a. Mais il a considéré que ces âges étaient probablement trop faibles à cause d'erreurs analytiques, et que la chaîne était donc plus ancienne. Il a souligné en même temps qu'elle incorporait aussi bien des roches d'un socle ancien qu'une couverture métasédimentaire récente.

Dans les années soixante de nouvelles datations radiométriques ont fourni des valeurs situées aux alentours de 500 m.a., valeurs obtenues à la fois sur des minéraux et sur des roches totales. On put ainsi attribuer à la chaîne mozambicaine un âge plus récent, contrairement à l'hypothèse avancée par Holmes. En conséquence, Kennedy (1964) vint à conclure que cette chaîne s'intégrait dans un phénomène tectonique d'extension continentale auquel il donna le nom "d'évènement Pan-Africain".

Dans sa définition initiale Kennedy a hésité à considérer cet évènement comme typiquement orogénique, puisque l'empreinte de l'évènement Pan-Africain n'est pas de même nature partout sur le continent. En effet, dans certaines régions, l'épisode a bien affecté des sédiments géosynclinaux, et les déformations tectoniques sont bien suivies par un métamorphisme régional prograde. Par contre, dans d'autres zones, en particulier dans l'Afrique de l'Est, le Pan-africain se borne à reprendre les roches du socle, et se manifeste par une migmatisation accompagnée d'une homogénéisation des âges radiométriques. Ce fait justifie le qualificatif de "tectono-thermal", donné par cet auteur à cet évènement. Cependant, selon Kröner (1980), la définition de Kennedy est trop restrictive. En effet elle est fondée sur des données radiométriques en K-Ar et Rb-Sr obtenues sur des minéraux. Or ces résultats dépendent de la température de fermeture du système à la fin de son évolution thermique. Ils ne donnent donc que les âges les plus récents.

Dans le même esprit, Vachette (in Bessoles, 1977), compilant la carte géochronologique de l'Afrique, eut l'idée d'étendre le Pan-Africain à une période plus longue que celle proposée auparavant par Kennedy, opinion qui est maintenant largement admise.

En se fondant sur le travail de Kennedy (1964); qui invoque que le Pan-Africain peut affecter des fragments de vieux socle en les réactivant, plusieurs auteurs ont interprété dans cet esprit les reliques de roches granulitiques présentes dans la ceinture gneissique du Mozambique. Cependant deux hypothèses sont en concurrence :

- ces granulites représenteraient simplement une culmination locale du principal évènement dynamothermique pan-africain. Ils auraient subi ultérieurement une rétro-morphose au cours de la même orogénèse.
- ces granulites correspondraient effectivement à des fragments de terrains archéens incorporés dans la ceinture mozambicaine, et qui auraient été également rétro-morphosés lors de l'évènement Pan-Africain.



Ainsi, Leggo (1974) montre que dans le Nord de l'Ouganda, la Chaîne mozambicaine incorpore aussi bien des roches archéennes remobilisées au cours de l'évènement pan-africain (s.s.) que des métasédiments du Protérozoïque inférieur. Pour obtenir ce résultat, cet auteur a utilisé l'isochrone Rb-Sr et des déterminations U-Pb sur des zircons de gneiss granulitiques à histoire complexe (métamorphisme granulitique, rétro-métamorphisme amphibolitique et migmatisation associées). Il a ainsi daté le métamorphisme granulitique à 2.900 M.a., et le rétro-métamorphisme amphibolitique et la migmatisation à 2.600 M.a.

En conclusion, la définition de l'évènement Pan-Africain reste controversée. Certains préfèrent le limiter à  $500 \pm 100$  M.a., date du pic du métamorphisme à l'échelle du continent; d'autres auteurs voudraient l'étendre à tout le cycle tectonogénétique ; c'est-à-dire du dépôt des sédiments à la consolidation finale, soit de 1100 à 450 M. a.). Plus simplement, dans la région qui nous intéresse, la quasi totalité des chercheurs identifient l'orogène Pan-Africain à la Chaîne mozambicaine.

De plus, en de nombreux endroits, les traces d'évènements orogéniques antérieurs à l'épisode pan-africain, ont été mise en évidence dans la chaîne mozambicaine polycyclique. Par exemple dans le Nord du Mozambique, une déformation intense a été datée entre 1375 et 1100 M.a. (Jourde et Vialette, 1980) dans la ceinture de direction ENE-WSW de Lurio . On observe également, au Malawi et SW de la Tanzanie, des sédiments déformés et métamorphisés à environ 2000 M.a (Wendt et al. 1972).

En définitive, ce premier aperçu sur la géologie du précambrien de la chaîne mozambicaine polycyclique se développe dans des matériaux Protérozoïques. Elle incorpore en les remobilisant des fragments de socle; archéen.

Cette chaîne mozambicaine est le résultat d'une succession de collisions entre plaques. Ces plaques sont séparées par des sutures marquées par des ophiolites (d'après Shackleton, 1986). D'après Jourde et Vialette (1980), l'âge de la subduction et de la collision serait Kibarienne au Sud de la Chaîne mozambicaine.

### (I).1.2. LE SOCLE DU NORD DE LA SOMALIE.

Les terrains précambriens de la Somalie sont représentés par des massifs cristallins qui affleurent essentiellement au Nord, le long du golfe d' Aden, et au Sud, dans la région de Buur. Un petit affleurement a aussi été reconnu dans la région de Nugaal (centre-nord de la Somalie).

Le Précambrien du Nord de la Somalie a été étudié par plusieurs géologues à différentes époques. Le travail de Warden (1981) représente le premier travail d'ensemble consacré à ce Précambrien et à son insertion dans le contexte régional. On peut résumer ce travail de Warden de la manière suivante :

Le socle comprend un ensemble de granito-gneiss pré-mozambicains recouvert en discordance par une séquence gneissique rubanée d'origine métasédimentaire, corrélable avec les roches mozambicaines des régions voisines (Ethiopie, Arabie Saoudite, Yémen et Kenya).

Cet ensemble de roches mozambicaines est composé de la base au sommet de la série méta-psamitique de Gabiley, de la série métapélitique de Borama-Ubali, de la série carbonatée de Xariirad-Mora, puis il comporte des metabasaltes en coussins et des schistes actinolitiques à l'Est, et des volcanites acides à andésitiques avec quelques ignimbrites à l'Ouest. Le tout est recouvert en discordance stratigraphique par la série des roches vertes de Maite, et par la série volcanique de Abdulqaadir, surmontée par la série d'Indha-Cad d'âge paléozoïque inférieur. Tout ce complexe précambrien est recoupé par des intrusions de gabbros et de granitoïdes syn et post-tectoniques, et enfin dans la série d' Indha-Cad par des granites post-tectoniques.

Une étude synthétique du Précambrien du Nord de la Somalie a été présentée par Gatto et al. au congrès international sur la géologie de la Somalie et les régions voisines (Mogadisho, 1987). Ce travail distingue trois ensembles lithologiques :

- l'ensemble de Qabri Baxar qui comprend des migmatites, des métasédiments polymétamorphiques de haut degré composés principalement de gneiss, auxquels sont associés des amphibolites et des roches silico-carbonatées,

- l'ensemble polymétamorphique de haut degré de Mora, caractérisé par la fréquence des marbres et des quartzites. Ces dernières roches forment plutôt des bandes continues localement riches en alumine (marquées par le développement de disthène). Le caractère polymétamorphique des deux ensembles lithologiques est mis en évidence par la présence d'assemblages reliques de faciés granulitique. On note également dans les deux ensembles la présence des gabbros stratifiés et des syenites associées formant une ceinture de direction Est-Ouest,

- l'ensemble volcano-sédimentaire d'Abdulqaadir, métamorphisé principalement dans le faciés schiste vert. L'essentiel du volcanisme y est acide et, d'une manière subordonnée, basique avec des termes intermédiaires. Des granitoïdes de texture gneissique, des granites alcalins et des granites tardifs affectent les trois ensembles, ainsi que des filons pegmatitiques et aplitiques.

### (I).1.3. LE SOCLE DE L'ETHIOPIE.

Le socle Précambrien de l'Ethiopie occupe une position unique, car c'est l'endroit où se rejoignent la ceinture plissée d'âge protérozoïque supérieur de la Mer rouge et la Ceinture mozambicaine de structure pan-africaine. D'après Kazmin et al. (1978) on peut reconnaître trois complexes dans ce Précambrien :

- Le complexe inférieur, formé de plusieurs types de gneiss de degré métamorphique élevé (Alghe et Awata gneiss), et de migmatites. Les gneiss amphibolitiques et biotitiques sont prédominants avec des roches subordonnées tel que des gneiss quartzo-feldspatiques, des roches calco-silicatées et des amphibolites. Les structures les plus anciennes sont représentées par des plis isoclinaux couchés. Des niveaux reliques de faciés granulitiques (Konso granulite) se manifestent à l'intérieur des roches à faciés amphibolite. On observe une deuxième structure probablement pan-africaine avec plis ouverts de direction Nord-Est, des plis d'entraînement, des structures de boudinage associées aux failles de décrochement de direction Nord-Ouest. Ce complexe inférieure représente le socle cratonique le plus ancien (plus de 2.500 M..A.) et peut être mis en parallèle avec les socles archéens du Kenya, de l'Ouganda et du Soudan.

- Le complexe intermédiaire a été identifié dans la province de Sidamo (Wadera et Burji gneiss) et dans la province de Harar (Boye Group). Dans ces deux provinces le complexe intermédiaire est représenté par des métasédiments psammitiques et pélitiques (schistes quartzo-muscovitiques et biotitiques, méta-arkoses et quartzites) associés à des roches subordonnées de type marbres, des roches calco-silicatées et des schistes amphibolitiques. A l'Ouest de l'Ethiopie ces roches sont intercalées avec des schistes amphibolitiques et des amphibolites probablement dérivées de volcanismes basiques. Au Nord, le complexe intermédiaire est caractérisé par des plis ouverts asymétriques et une migmatisation développée d'une manière sporadique. Contrairement, sur le complexe inférieur, on observe des textures sédimentaires primaires (lamination croisée) bien conservées dans le complexe intermédiaire et en particulier dans les gneiss de Yavello. On constate des changements brusques de degré métamorphique et de régime de déformation entre le complexe inférieur et le compexe intermédiaire. Par conséquent, Kazmin (1978) propose que le complexe inférieur pourrait être considéré probablement comme archéen.

- Le complexe supérieur est représenté à la base par le groupe d'Adola, composé de lentilles discontinues de roches basiques et ultrabasiques, cisillées, associées à des roches vertes avec des reliques de structures en "Pillow" qui représentent probablement une suite ophiolitique appartenant à l'ouverture d'un rift (Kazmin, 1978). Certaines roches basiques dans la ceinture volcanique de l'Ouest, qui sont similaires au groupe d'Adola, montrent des caractéristiques géochimiques d'ophiolites (Warden et al., 1982). Des phyllites graphiteuses, des quartzites ferrugineux, des schistes biotitiques et des arénites sont intercalées dans ces roches vertes d'Adola. Le complexe supérieur se termine avec le groupe de Mormora qui montre une continuité stratigraphique normale sur le Group d'Adola. Le Group de Mormora est composé de schistes, de phyllites surmontés par des métacalcaires. D'après Warden et Horkel (1984) au centre Est de l'Ethiopie, on observe le Group de Soka et le Group de Boye qui affleurent à proximité de la localité de Harar. Le Group de Boye consiste en quartzites, méta-arkoses graphitiques, marbres dolomitiques et stromatolitiques et amphibolites para-dérivé. Le tout est métamorphisé dans les conditions du faciès amphibolite. Ce groupe est suivi par le groupe de Soka légèrement métamorphisé qui est composé de schistes à graphite, talc et chlorite, de phyllites et de roches vertes. Leur contact est tectonisé, par conséquent la relation entre les deux groupes n'est pas claire. Ce dernier groupe est lithologiquement semblable au groupe d'Adola. Par contre, le Group de Boye montre une forte similitude avec le Group de Kurase au Sud-Est du Kenya et avec la série carbonatée de Xarirad-Mora. De plus le contraste de degré métamorphique entre le Group de Boye et celui de Soka rappelle la différence du degré métamorphique existant entre la série de Xarirad-Mora et la série de Cabdulqaadir.

Le stade de rifting est probablement contemporain à la mise en place des ophiolites d'Adola et les metabasites associés de Mormora. Ensuite, l'ensemble du complexe intermédiaire et supérieure est affecté par la phase principale de plissement accompagné par une migmatisation très intense et un métamorphisme de faciès amphibolite.

En définitive, Kazmin (1978) évoque un modèle de subduction et explique la mise en place des écaillés d'ophiolites par obduction pendant la fermeture du bassin. Cependant, Warden et Horkel (1984) proposent que les roches du groupe d'Adola sont évoluées dans un rift avorté qui n'a jamais atteint les dimensions d'un océan.

Kazmin (1978) résume la géologie précambrienne de l'Ethiopie de la manière suivante :

- Formation d'un socle cratonique ancien métamorphisé dans le faciès granulite et plissé en direction ENE- WSW ou E-W avec des plis isoclinaux serrés. Ensuite le socle gneissique est affecté par un métamorphisme de faciès amphibolite et replissé en direction subméridienne. L'âge de cet événement est inconnu. Cependant, le complexe métamorphique du Sud et Sud-Ouest de l'Ethiopie montre une forte analogie avec le socle de l'Ouganda où ont été reconnus par Leggo (1974) trois événements tectono-métamorphiques :

- 1) Le Group Watian de faciès granulite d'âge 2.900 M.a.
- 2) Le Group d'Aruan de faciès amphibolite d'âge environ 2.600 m.a.
- 3) Le Group de Mirian d'âge compris entre 800-1.300 M.a.

Les structures de direction Est-Ouest dans des Watian gneiss se trouvent également dans la chaîne mozambicaine et la datation radiométrique pour certaines granulites de la chaîne mozambicaine donne un âge d'environ 2.910 M.a. (Cahen et al., 1984). Cette constatation semble indiquer que les gneiss granulitiques dans la chaîne mozambicaine et le complexe inférieur de l'Ethiopie sont archéens et ils ont subi au moins deux événements tectono-métamorphiques avant l'événement pan-Africain.

- Sédimentation du complexe intermédiaire d'âge inconnu, mais sans doute plus ancien que le Protérozoïque supérieur (âge du complexe supérieur) ; par conséquent ce complexe pourrait être du Protérozoïque moyen ou inférieur. L'équivalent possible de ce complexe serait la série Umkombo de Zimbabwe et le Group Turoko du Kenya.

#### (I).1.4. SOCLE SUD DE LA SOMALIE.

Les travaux concernant le socle du Sud de la Somalie (région de Buur) remontent initialement aux recherches de Stefanini (1918). En particulier cet auteur a noté la présence de minerai de fer à Buur Qalin et dans la localité de Kulay-Kulay (Figure 2).

Des géologues anglais ont ensuite entrepris l'étude de ce socle durant les années cinquante et soixante. Parmi ces géologues on peut citer : Holmes (1953), Warden (1960) et Daniels (1965). Ce dernier a établi la première carte structurale de la région de Buur.

A la fin des années soixante jusqu'aux années soixante-dix et même au début des années quatre-vingt, la région de Buur a été l'objet d'une vaste campagne de recherche concernant la géologie fondamentale et appliquée. La majeure partie de cette recherche a été effectuée dans le cadre du programme du développement des Nations-Unies. Les résultats de cette campagne de recherches sont inédits, et leur accès est très difficile.

La plupart des résultats obtenus, issus de cette vaste campagne, ne donnent pas de vision globale de la géologie régionale ni de l'environnement géologique de la région de Buur.

Cependant, le travail de Ilyin (1967) est une première tentative pour reconstituer l'ensemble de la région de Buur. Ilyin réalisa la première carte géologique du socle. Il y introduit la notion de deux séries, l'une supérieure, l'autre inférieure. Par la suite, malgré certaines imprécisions (dont par exemple l'appartenance problématique de la formation ferrifère, soit à la série supérieure, soit à la série inférieure), ce regroupement stratigraphique en deux grands ensembles, a été adopté. Il a servi de base à toutes les recherches géologiques postérieures. D'Amico et al. (1981) ont repris cette notion de deux séries en attribuant des dénominations locales : la Formation d'Olonole pour la série inférieure et la Formation de Diinsoor pour la série supérieure.

En dehors, de ces travaux, le socle de Buur a été l'objet de recherches de la part du Service Géologique du Ministère des Mines et de la Recherche Hydrologique et du Département de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université Nationale de Somalie. Les résultats de cette recherche fondamentale ont fait l'objet d'un grand nombre de publications qui s'intéressent aux faciès particuliers de ce socle.

Par ailleurs, Warden et al. (1984) ont proposé de considérer le socle de Buur comme une seule entité géologique (constituée d'un ensemble de formations ferrifères, métacarbonates, métapélites et amphibolites associées à des gneiss migmatitiques). Cette unité serait antérieure à l'orogénèse mozambicaine. Leurs conclusions sur le métamorphisme demandent à être approfondies.

Le travail récent de Bakos et al. (1987) a bénéficié d'environ 6 km de carottes en plusieurs sondages, dont le plus profond atteint 250 m. Ces auteurs n'ont pas pu préciser la nature du contact entre les deux formations métamorphiques qu'ils distinguent, ni cerner l'évolution métamorphique.

Enfin, tous travaux confondus, la connaissance actuelle de la géologie du socle de Buur peut être résumée de la manière suivante. Le socle est formé d'une pénéplaine située au Nord-Ouest de Mogadisho, la région de Buur. Les affleurements sont très limités et ils forment des inselbergs essentiellement formés de granitoïdes et de gneiss-granitiques. La partie centrale du socle est caractérisée par une structure complexe, c'est-à-dire à plis isoclinaux serrés de direction axiale NW, repris par une phase de plissement à axes de direction environ NE. Cette reprise des premières structures est accompagnée par une migmatisation largement répandue et par des intrusions granitoïdes.

Plus précisément, le socle consiste en une formation ancienne dite Olontole, formée de paragneiss et d'amphibolites. Elle est recouverte en concordance d'une formation dite de Diinsoor, à gneiss pélitiques, à quartzites et à formation ferrifère rubanée (B.I.F.), à marbres avec niveaux à silicates, et à amphibolites ortho et para dérivées. Les deux formations seraient sans doute affectées par une histoire polymétamorphique, bien que seul l'événement à 600 M.a ait été caractérisé par les datations radiométriques existantes, avec l'apparition d'un faciès amphibolitique accompagné d'anatéxie. Les granitoïdes intrusifs seraient sensiblement plus jeunes mais s'intégreraient dans la même phase orogénique.



## (D).2. LES SOCLES PRECAMBRIENS : SRI-LANKA, MADAGASCAR.

### SRI-LANKA.

Le socle précambrien de Sri-Lanka est formé de deux ensembles précambriens :

- Un domaine de faciès granulite constitué de métasédiments et charnockites, subdivisé en deux groupes ("Highland Series" et "South-West Group"), bordé au Nord et au Sud par :
- Un complexe de granito-gneiss, d'amphibolites et de rares roches supracrustales (Complexe Vijayan).

Malgré d'abondants travaux, de nombreuses inconnues subsistent encore, en particulier quant aux relations chronologiques entre ces deux ensembles. Les formations du complexe Vijayan peuvent être plus anciennes que celles du domaine granulitique (Katz, 1971) ou plus récentes (Berger et Jayasinghe., 1976). Compte tenu du fait que les arguments avancés par les derniers auteurs sont sujets à caution, et compte tenu de la proximité et de la forte analogie entre Sri-Lanka (Ceylan) et la partie sud de l'Inde (craton de Karnataka et ceinture granulitique de Madras) nous retiendrons la première hypothèse (antériorité du Vijayan Complex par rapport aux granulites), comme la plus probable.

L'association lithologique du faciès granulite consiste en deux ensembles distincts d'origine métasédimentaire. Leur description est la suivante :

- les Highland Séries s'étendent en direction SW-NE depuis le South-Western Group jusqu'à la côte orientale de l'île. L'association lithologique se caractérise par l'association de marbres, quartzites, gneiss à sillimanite et grenat, formation ferrifère et gneiss à scapolite - diopside, supposés représenter d'anciennes roches évaporitiques. Cet ensemble est interprété par Katz (1971) comme une association de plate-forme continentale. Les charnockites sont considérées comme des métavolcanites.

- le South-Western Group qui se localise à la partie SW de l'île de Ceylan, avec une direction d'extension N-S. Certains auteurs (Katz et Premoli, 1979 ; Crawford 1969) considèrent que cet ensemble se poursuit en Inde dans le district de Kerala. Il se caractérise par une association de gneiss à grenat, de gneiss à sillimanite-grenat, avec de minces niveaux de quartzites et de roches calcosilicatées. Cette association lithologique est interprétée comme une série détritique de type grauwacke-shale. Les niveaux de charnokites intercalés dans la série métasédimentaire sont interprétés comme des métavolcanites.

Structuralement, la nature des déformations dans les différents ensembles et les relations mutuelles de ces derniers sont assez mal connues. Selon Katz (1971), les formations granulitiques des Highland Series sont séparées du Complexe Vijayan par deux linéaments majeurs. L'étude de Berger et Jayasinghe (1976) permet d'avoir une bonne idée des différentes phases de déformation dans les Highland Series. Ces auteurs distinguent :

- Une première phase majeure synchrone du paroxysme granulitique et datée à environ 2.170 M.a. ; cette phase est responsable du développement d'une foliation et d'une linéation, et affecte une structure planaire antérieure, hétérogène ; les plis associés à cette phase sont synfoliaux et généralement de petite taille, il existe cependant des plis couchés de très grande ampleur ; Berger et Jayasinghe (1976) interprètent cette phase comme résultant d'une importante tectonique tangentielle.

- Une seconde phase de déformation est marquée par des plis de grande taille généralement verticaux, mais localement déversés ou couchés. Cette phase est datée à 1.250 - 1.300 M.a.

## MADAGASCAR.

D'après Hottin (1976), le microcontinent malgache est constitué de terrains cristallins précambriens, qui affleurent sur les deux tiers orientaux de l'île, soit sur environ 400.000 km<sup>2</sup>. Au Nord d'une ligne de faille importante orientée NW-SE (ligne Ranotsara Bongolava), les terrains précambriens, d'âge archéen sont plissés et métamorphisés lors d'une orogénèse Shamwaïenne majeure autour de 2.600 M.a. à l'exception cependant des terrains de l'extrême Nord (Complexe de Vohémar Ambohipato et série volcano-sédimentaire de Dariana Milanao) qui sont probablement d'âge protérozoïque moyen.

Au sud de la ligne Ranotsana, le complexe androyen à dominance ultramétamorphique, succède aux formations de l'Amborompotsy Ikalamavony. La signification stratigraphique de ce complexe androyen, longtemps considéré comme le complexe basal du vieux socle Précambrien malgache est controversée.

Allongées de part et d'autre de la ligne Ranotsana Bongolava, la série schisto-quartzo-calcaire à stromatolites à caractère littoral et lagunaire, localement discordante sur les terrains archéens, et ses équivalents latéraux à caractère épicontinental à géosynclinal c'est-à-dire la série d'Amborompotsy - Ikalamavony, constituent un ensemble plus récent que les formations archéennes précédentes. La géochronologie a fourni jusqu'ici un âge de 1.650 M.a., pour une pegmatite recoupant l'Amborompotsy, un âge Rb/Sr par isochrone sur roche totales de  $1500 \pm 200$  M.a. pour les granites d'Ilaka, considérés comme le socle de la série schiste-quartzo-calcaire, et des âges sur zircon et galène, autour de 1.100 M.a. dans le domaine de la série schisto-quartzo-calcaire. Il semblerait donc que l'ensemble de la série schisto - quartzo - calcaire d'Amborompotsy Ikalamarong puisse correspondre dans sa plus grande part au Protérozoïque moyen affectés ou rajeunies par une orogénèse kibarienne (autour de 1.100 M.a.) avec peut-être aussi, des noyaux plus anciens (protérozoïque inférieur) affectés par un épisode antérieur à 1.650 M.a. (épisode éburnéen) encore mal défini.

La série de gneiss et leptynites à graphite d'Ampanihy se superpose normalement, à l'Ouest, à l'Androyen. La série amphibolitique à caractères volcano-sédimentaires du Vohibory succède ensuite au Sud-Est, à l'Ampanihy. Ses relations avec l'Ampanihy sont imprécises. Ces deux séries Ampanihy et Vohibory n'ont pas, d'autre part, de contact direct avec l'Amborompoty Ikalamavony, auquel le Vohibory, à partir de critères pétrographiques, a été classiquement assimilé. La signification stratigraphique de ces deux séries reste donc imprécise. Il n'apparaît pas cependant qu'elles puissent être postérieures aux terrains les plus récents (1100 M.a.) de l'ensemble Amborompotsy Ikalamavony. L'ensemble du cristallin malgache est repris par l'événement panafricain de 550 M.a. avec des intensités variables, allant du simple rajeunissement des biotites à un réajustement total lié à un métamorphisme de haute intensité accompagné de migmatites et de granites. On ne connaît pas dans le cristallin malgache de dépôts du protérozoïque supérieur contemporain de cette orogène, et leur présence paraît devoir en être exclue.

Le métamorphisme observé sur la majeure partie de l'île résulte de la superposition de plusieurs épisodes. Sur les deux tiers nord de l'île, on connaît au moins deux épisodes majeurs (2.600 M.a. et 500 M.a.), auxquels s'ajoutent le ou les épisodes intermédiaires liés à l'orogénèse Amborompotsy Iloamarony Vohimena (2.000 - 1.100 M.a.). La carte métamorphique compilée par Hottin (1976) fait ressortir, sur l'ensemble de l'île, l'existence dans la zone axiale de deux axes métamorphiques majeurs, le long desquels les granulites sont localisées, et à partir desquels le métamorphisme montre une décroissance plus ou moins marquée. Les axes métamorphiques et la plupart des limites de faciès recoupent souvent les unités structurales et stratigraphiques majeures. Cette disposition générale impliquerait l'attribution d'un rôle majeur au métamorphisme lié à l'événement Pan-Africain de 550 M.a.

Un modèle intégrant les formations granulitiques de Ceylan à celle du Sud de l'Inde, de Madagascar, de l'Australie et de l'Antarctique, a été proposé par Katz (1974), compte tenu des associations lithologiques de ces différents complexes granulitiques, caractérisées par des sédiments déposés sous faible tranche d'eau, soit sur une plate-forme continentale, soit dans un bassin intracratonique. Enfin, compte tenu de la présence d'importants cisaillements, cet auteur assimile les complexes granulitiques de Ceylan, du Dekkan et de Madagascar à des aulacogènes. Ceux-ci correspondraient à des bassins intracratoniques développés en deux stades, (1) un stade en distension qui induirait une subsidence progressive donnant lieu au dépôt de sédiments de type plate-forme, (2) un stade de cisaillement (transform stage), donnant à l'aulacogène un caractère de zone transformante.

Tableau. (1) Récapitulatif d'une tentative de corrélation lithostratigraphique du rameau N.E. de la chaîne Mozambicaine. (D'après Warden 1983 modifié).

AGE	KENYA	S. ETHIOPIE	CENTRE E. ETHIOPIE	S. SOMALIE	N. SOMALIE
500 - 600 M.a.			Evénement Pan-Africain (plutonisme et déformation localisée).		
	série Embu			Granites potassiques Post tectoniques	Série Indha Cad Série Cabduqadair
750 - 1400 M.a.			Orogène mozambicain ( plutonisme basique et acide).		
	Usagaran : - Kurase Group - Ophiolite ? - Kasigau Group	Mormora Group Adola Group Gneiss Burji Gneiss Wadera Gneiss Yavello Ophiolite	Soka Group Boye Group	Roche sans relique granulitique ?	Roches acides à andésitiques et quelques Ignimbrites, lave en cousin métamorphisée, série carbonatée de Harirad-Mora, série pélique de Boorama-Ubal série psammitique de Gabiley
>1400 M.a.	Granulite et charnokite	Gneiss Awaia Gneiss Aigne	Gneiss pré-mozambicain.	Complexe granulitique (résultats exposés dans cet ouvrage) ?	Restites gneissiques dans les localités de : Cadaadley, Laas Dhure et Dhaymoole.

Tableau. (2) Récapitulatif de l'évolution structurale du rameau N.E. de la chaîne Mozambicaine. (D'après Warden 1983 modifié).

AGE	KENYA	S. ETHIOPIE	CENTRE E. ETHIOPIE	S. SOMALIE	N. SOMALIE
500 - 600 M.a.		Evénement Pan-Africain.			
	Shear-zone de direction NW pilisement de la série Embu pils de flexure de direction axiel NNE.	Omo shear-zone de direction NW. Pils de large amplitude de direction axiel E-W.			Pils isoclinaux serrés d'Indha Cad de direction axiel NW.
750 - 1400 M.a.		Orogène mozambicain			
	Métamorphisme S2 et pils pygmiques de direction NNE.	Replissement des axes de direction NW. Déformation du synclinorium d'Adola	Pils de direction axiel NE dans les roches rubanées.	Pils de direction axiel NE accompagnés de migmatite et d'intrusion des granitoïdes ?.	Pils disharmoniques de direction axiel EW dans le secteur ouest du socle.
	S1 Pils isoclinaux renversés et pils ouverts de direction axiel NNW. Mise en place tectonique des écailles du socle et de roches ultra- basiques.	Pils de direction axiel N et localement NW et NE. Remaniement des gneiss du socle dans les bassins et dans les rifts avec la mise en place des ophiolites.			Déformation principale de direction axiel de W- NW à NNE dans le secteur ouest du socle. Les directions axiales varient de NW à NE dans le secteur Est du socle.
>1400 M.a.		Gneiss pré-mozambicain.			
	S° Métamorphisme des dômes gneissiques et des écailles granulitiques sur le socle.	Pils isoclinaux de direction axiel E-W dans les gneiss et pils de direction axiel NE dans la province de Ball.	Resites des gneiss dans les dômes migmatitiques ; probablement socle archéen remanié.	Pils isoclinaux de direction axiel NW dans le complexe granulitiques ?.	Déformation des gneiss archéens du socle.

Tableau. (3) Corrélation prévisoire des événements dans les ceintures métamorphiques gondwaniennes. (D'après Katz 1974 simplifié).

Localité	Socle Archéen	Métamorphisme 1	Métamorphisme 2	Granite	Métamorphisme 3
Madagascar	Socle (3.000 M.a.) ?	Série graphiteuse d'Androyan (2.400 M.a.)	Série intrusive d'Ambalofinandrahana (1.100 M.a.)	Granite de Vohimana (900 M.a.)	Événement répandue (550 - 650 M.a.)
Ceylan	Vijayan complexe (3.000 M.a.)	Série Highland et groupe SW (2.000 M.a.)	Remobilisation de groupe SW (1.350 M.a.)	Granite de Tonigala (1.000 M.a.)	Événement répandue donné par des datations des minéraux (650 - 450 M.a.)
Dekkan	"Peninsular gneiss" (3.000 M.a.)	Madras, Kerala Mysore (2.500 M.a.)	"Eastern Ghats" (1.300 M.a.)	Younger granites Chamundi (800 - 1.100 M.a.)	Événement très répandue (500 - 700 M.a.)
Est Antarctique	(3.000 M.a.) ?	(1.800 M.a.)	Charnokites (1.200 - 1.500 M.a.)	Granites (800 - 1.000 M. a.)	( 500 - 700 M.a.)

### (I). 3. CONCLUSION.

Les principales questions qui se posent dans la région de Buur sont les suivantes :

- 1°) Quelle est la signification de la formation ferrifère et quelles sont ses relations avec l'encaissant?
- 2°) Existe-t-il dans la région de Buur deux séries ou une seule, et quelle est leur évolution tectono-métamorphique?
- 3°) Enfin, quels socles précambriens dans les régions avoisinantes se rapprochent le plus du socle de Buur?

C'est pour tenter de résoudre tous ces problèmes que ce travail a été entrepris dans la région de Buur. Celle-ci correspond à une zone isolée à l'Est de la chaîne Mozambicaine et présente l'intérêt d'être en situation intermédiaire entre la chaîne Mozambicaine et les socles archéens de l'Inde, de Ceylan, et de Madagascar, et de ce fait, elle se prête à l'étude des relations entre ces différents domaines.

Pour résoudre les principaux problèmes qui se posent dans le socle précambrien de la région de Buur nous allons procéder de la manière suivante :

- Présentation de l'inventaire lithologique, de la géomorphologie et de la géologie structurale de la région de Buur.
- Définition du complexe granulitique par une description des affleurements et des lames minces.
- Reconstitution de l'évolution métamorphique du complexe granulitique.
- Présentation des caractères chimiques du complexe granulitique.
- Etude de la métallogenèse de la formation ferrifère.
- Enfin, la discussion et l'interprétation.



## (II). CADRE GEOLOGIQUE, DISTRIBUTION DES AFFLEUREMENTS ET INVENTAIRE LITHOLOGIQUE DE LA REGION DE BUUR.

### Les grandes divisions régionales.

L'ensemble géologique de la région de Buur est constitué des éléments suivants (figures : 2 et 4b) :

- 1) un haut plateau nord-occidental, formé essentiellement de calcaires jurassiques en relief inversé, séparé du socle précambrien par un grand accident SW-NE.
- 2) un pédiment orienté vers l'Océan indien. Le socle Précambrien y affleure sous forme d'inselbergs ("buur" en somalien) ou dans quelques fonds d'oueds (planche III, photo 2). Les inselbergs (planche II, photo 1), sont particulièrement fréquents dans le secteur SW. De part et d'autre de ce pédiment, au NE et au SW, on retrouve la couverture jurassique. Elle débute par un conglomérat de base (formation de Deleb). On peut observer le contact entre le socle et ces calcaires jurassiques à 17 Km de Baydhaba vers Buur Hakaba et à 10 Km de Yaaq Brawe au SW de Diinsoor.

### Composition pétrographique des inselbergs du socle.

Les inselbergs sont surtout constitués de granito-gneiss avec principalement des gneiss migmatitiques à composition tonalitique, granodioritique, monzonitique et granitique, des migmatites et des granites potassiques post et syn-tectoniques.

Mais parfois ces collines sont formées de quartzites à sillimanite et de matériaux de la formation ferrifère associés à des gneiss calco-silicatés et des marbres.

Ces deux derniers types se distinguent à distance des inselbergs précédents, complètement dénudés, par la présence d'une couverture végétale abondante (voir planche V, photo 1 et planche VI, photo 1).

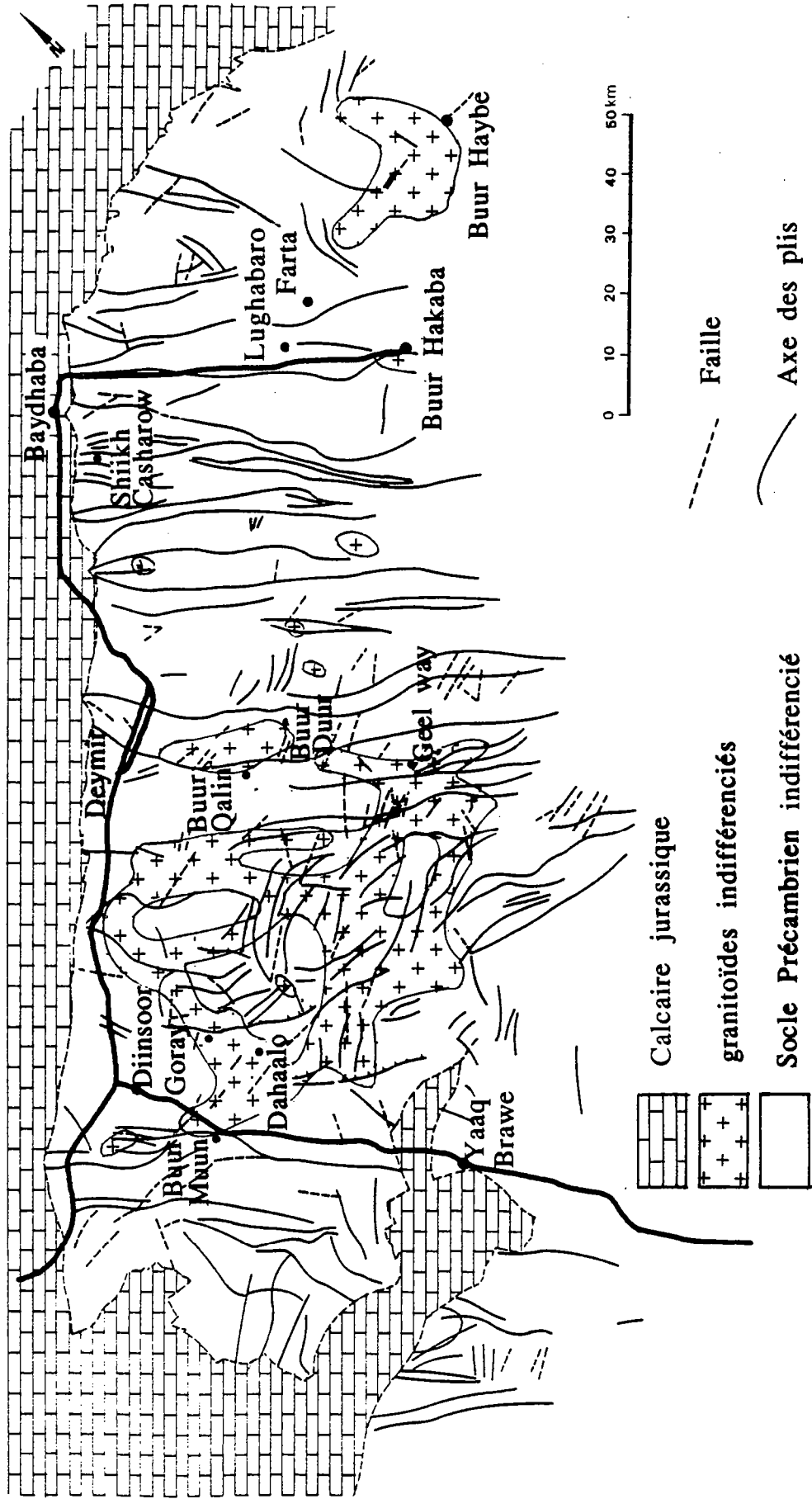


Figure (2) Carte structurale schématique montrant la distribution des masses granitoïdes dans la région de Buur (d'après Daniels, 1965 modifiée).

### **Importance et distribution des affleurements du socle.**

Ainsi, en dehors de ces collines et de rares affleurements constitués de micaschistes, de carbonates, de gneiss rubanés, de metabasites et méta-ultrabasites, qui se trouvent au fond des oueds et dans les carrières, le socle est entièrement masqué par des dépôts quaternaires variés. Ce coefficient de recouvrement est supérieur à 97%. Dans les 2 à 3% affleurants, les granito-gneiss des inselbergs dénudés forment l'essentiel. Comme ces roches présentent un comportement géomorphologique particulier, il est certain que les seuls affleurements représentatifs des composants banals du socle sont ceux que l'on trouve dans les fonds d'oueds. D'autre part, les roches des carrières correspondent, autant que faire se peut, aux types pétrographiques les plus aptes à donner de bons revêtements routiers. Pour fixer les idées, les seuls affleurements rencontrés à proximité de la route sur quelques 40 km, en allant de la bordure Est du socle à Baydhaba, sont constitués de trois carrières (quartzites de Leego, roches variées de Lughabaro et Mood Moode) et du double inselberg granito-gneissique de Buur Hakaba. Ainsi, seules les deux dernières carrières nous montrent des roches banales, sans résistance particulière à l'érosion et l'altération, ni propriétés recherchées dans le domaine des matériaux. Les affleurements représentatifs naturels (hors inselbergs) n'ont en fait été rencontrés que dans les oueds de Urugay, de Farta et Godobay au Nord, de Buur Hakaba et de Shiikh Casharow à proximité de Baydhaba. Ils ne représentent que quelques % de la surface concernée.

En conclusion, malgré l'aridité générale du climat, qui remonte au moins du début au Tertiaire, les affleurements sont remarquablement limités en extension et en continuité par suite du recouvrement pédimantaire, et cela malgré sa minceur, au moins à l'Ouest. Les reconstitutions structurales en deviennent très aléatoires et nous verons que les interrogations restent nombreuses.

### **Distribution dans le socle des faciés métamorphiques.**

Du point de vue du métamorphisme général, la région de Buur comprend :

- 1) un complexe granulitique affecté par une migmatisation accompagnée d'une rétro-morphose. On y trouve de nombreux granitoïdes potassiques syn et post tectoniques.
- 2) Groupe de roches de degré métamorphique moins élevé, de faciés amphibolite, également rétro-morphosées.

**Conclusion.**

Les gneiss migmatitiques, les migmatites et les granites potassiques post et syn-tectoniques de la région de Buur représentent la presque totalité des unités lithologiques affleurantes du socle. Ils prédominent largement dans le secteur S-W de la région.

Il faut souligner que de nombreux chercheurs, devant la complexité tectono-métamorphique de la région, ont eu tendance à la traiter comme un ensemble homogène isolé, sans chercher à établir de corrélations avec les régions voisines.

## (II).1. LE COMPLEXE DE FACIES GRANULITE.

Le complexe granulitique comprend un ensemble méta-igné et un ensemble métasédimentaire :

- (1) L'ensemble méta-igné est constitué en :
  - (a) roches mafiques et ultramafiques, observées et décrites par Haider (1987), représentées par des amphibolites, des amphibolo-pyroxénites, des pyroxénites, des hornblendites, et des trémolites;
  - (b) roches de composition intermédiaire, représentée par des gneiss dioritiques rubanés.
  - (c) roches acides représentées par des gneiss migmatitiques, (de composition tonalitique-granodioritique-monzonitique et granitique).
  - (d) gneiss leucocrates à composition rhyolitique.
- (2) L'ensemble métasédimentaire est composé de :
  - (a) quartzites à sillimanite ( parfois avec des reliques de grenat),
  - (b) gneiss pélitiques à grenat et à sillimanite,
  - (c) gneiss calco-silicatés et marbres,
  - (d) et de la formation ferrifère à hypersthène.

L'étude détaillée du "complexe granulitique" fera l'objet des chapitres III, IV et V.

La liste des associations lithologiques qui vient d'être présentée n'est sans doute pas exhaustive. De plus, il faut bien souligner que tous les échantillons récoltés proviennent d'affleurements, car ceux des sondages ne sont malheureusement pas accessibles, aussi bien dans les services publics que dans les organismes privés.

Certaines roches, comme les metabasites, les méta-ultrabasites, les gneiss rubanés dioritiques, ont été étudiées avec un soin particulier pour deux raisons :

- 1°) elles montrent une relation étroite avec la formation ferrifère.
- 2°) ce sont des faciés susceptibles de donner d'éventuelles indications sur le contexte de mise en place et la genèse du gisement de fer.
- 3°) on remarquera enfin qu'elles sont susceptibles d'être facilement repérées par prospection géophysique, ce dont il faut tenir compte lors de la prospection de ces gisements.

D'autres types pétrographiques, comme les gneiss migmatitiques n'ont pu être examinés avec la même précision, par suite :

- 1°) de la rareté des données antérieures,
- 2°) de leur très grande variabilité, ce qui entraîne des similitudes, au niveau de l'affleurement, avec les migmatites auxquels ils sont associés, et rend l'échantillonnage difficile. Au total l'ensemble de ces raisons ne permet pas de cerner efficacement ce problème dans le cadre de ce travail.

Par conséquent, il est fort probable qu'en ce qui concerne les roches acides nous avons regroupé des produits d'origine et d'âge différents, en raison des similitudes étroites qui apparaissent aussi bien dans le mode de gisement que dans leur aspect à l'affleurement.

On rencontre aussi des granulites probablement kinsigites (métasédiments alumineux à sillimanite et grenat) mylonitisés et rétro-morphosés dans une carrière située à proximité du village de Leego. Le tout est recoupé de sills de granodiorite altérée.

Enfin, la subdivision adoptée en présentant l'inventaire lithologique du socle de Buur n'a rien de définitif. En effet, il est très vraisemblable que des méthodes plus sophistiquées de datation seraient susceptibles de mettre en évidence l'existence d'ensembles d'âges variés, les méthodes utilisées jusqu'ici (Rb/Sr et K/Ar) étant insuffisantes. Toutefois, l'inventaire présenté s'appuie sur l'histoire tectono-métamorphique de l'ensemble des unités lithologiques présentées.

## (II). 2. LES ROCHES "SANS RELIQUE GRANULITIQUE".

Des affleurements de roches moins métamorphiques s'observent très localement le long de l'oued Shiikh Casharow à 5 Km de Baydhaba sur plus de 500 m parallèlement aux couches. Ils ne forment pas de reliefs et sont représenté par des schistes quartzitiques à tourmaline souvent altérées et fracturées. Ces roches sont caractérisées par une foliation horizontale, due à l'alternance de niveaux lithologiques de composition différente, et à un litage probablement d'origine sédimentaire. Cette disposition contraste avec l'allure régionale des foliations qui sont presque systématiquement sub-verticales (NW-SE).

Pétrographiquement, ces roches présentent une texture litée à grain variable. Elles sont constituées de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite, de muscovite et probablement de cordiérite. Comme minéraux accessoires, on observe de l'apatite et de la tourmaline. Le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique se présentent en petits cristaux xénomorphes, jointifs, à sutures lobées. Localement, le plagioclase se transforme en séricite ; les mâcles y sont fréquentes. La muscovite et la biotite sont les principaux phyllosilicates et se présentent souvent en grandes lames subautomorphes orientées parallèlement à la foliation.

Ces roches sont dépourvues de tout indice permettant de mettre en évidence un épisode de métamorphisme antérieur et de plus haut degré que l'épisode de type amphibolite responsable des paragenèse actuelles. Compte-tenu de l'absence de contact visible, il n'est pas possible de mettre en évidence leurs relations avec les roches ayant subi le métamorphisme granulitique. Il est possible qu'il s'agisse de la partie supérieure moins métamorphisée du même ensemble. Une autre hypothèse, celle de l'existence d'une nappe, ne peut être retenue dans l'état actuel des connaissances, malgré sa structuration horizontale, qu'on ne retrouve dans le socle de Buur que très à l'Est, dans les quartzites granulitiques de la Carrière de Leego. Cependant, on peut envisager cette hypothèse, compte-tenu de l'originalité géochimique de ces matériaux très riches en alumine; à moins que le sommet de la série supposée unique ait été précisément plus riche en alumin....

### (II).3. LES MIGMATITES ET LES GRANITOÏDES POTASSIQUES POST ET SYN-TECTONIQUES.

Si l'on se base sur les affleurements disponibles, ces roches prédominent dans le socle de Buur, en particulier dans le secteur SW.(figure 2). Leur aspect est varié. Il est surtout fonction du taux de fusion, du degré de différenciation du liquide, et de la nature des roches.

A l'affleurement, l'abondance des minéraux anatectiques leur confère souvent un aspect de granitoïdes plus ou moins massif et seuls quelques vagues schlierens de minéraux noirs viennent souligner le caractère métamorphique de ces roches. Cet aspect est généralement renforcé par la prédominance des faciès acides quartzo-feldspathiques où les niveaux basiques sont souvent absents ou réduits à de petits nodules boudinés. Sur certains affleurements les lambeaux de metabasites, de gneiss calco-silicatés, semblent "flotter" dans une "masse fluidale" où on observe presque tous les types de structures migmatitiques (agmatitiques, ptygmatisées, nébulitiques, artéritiques etc..... ), décrits par Menhert (1968). Cependant, on note localement, un rubanement en grand (1 à 2 m de puissance) formé de nombreuses différenciations pegmatitiques en bouffées ou en veines à contours diffus, formant plusieurs générations.

Il paraît évident que la migmatisation qui affecte l'ensemble du complexe granulitique du socle, intéresse d'une part des métasédiments (quartzites à sillimanite, marbres, gneiss calco-silicatés, et la formation ferrifère), et d'autre part des formations méta-ignées (gneiss migmatitiques, gneiss rubanés, metabasites, méta-ultrabasites). Il est toutefois très difficile de distinguer sur le terrain les gneiss migmatitiques à faciès granulite, les produits anatectiques issus de la migmatisation et les massifs de granitoïdes.

La solution d'un tel problème ne peut être éventuellement fournie que par des travaux très détaillés de cartographie et de géochimie conduits dans un cadre géochronologique serré et précis, travaux qui dépassent le cadre de la présente étude.



#### (II).4. LA COUVERTURE MESOZOÏQUE.

Dans le NW de la région étudiée, le socle est recouvert de formations carbonatées sub-horizontales d'âge mésozoïque. Elles sont représentées par :

- la Formation de Deleb (conglomérat et quartzo-arénite).
- la Formation de Waney (calcaire marneux, marne et calcarénite).
- la Formation de Baydhaba (calcarénite bioturbé et calcilutite).
- la Formation de Galooda. (calcarénite, calcilutite et dolomite).

Elles forment un plateau dont l'altitude est de l'ordre de 400 m. Ce relief est limité par une cuesta SW-NE au tracé rectiligne, parallèle à la côte de l'Océan Indien. Il est fort probable qu'il s'agisse d'une ligne de faille, comme l'interprète Angellucci et al. (1981).

La surface de ce plateau apparaît faiblement karstifiée, mais les recouvrements postérieurs peuvent masquer une telle morphologie. Ainsi, la tranchée de la route nationale Mogadisho-Baydhaba recoupe la cuesta liassique (coordonées lambert W56-N46) en montrant un relief karstique bien développé.

##### (II).4.1. LA SURFACE DE BASE ET LES PREMIERS NIVEAUX TRANSGRESSIFS.

Les niveaux de base affleurent mal dans la région de Buur. La zone de contact cristallin-couverture est signalée par Angellucci et al.(op.cit.). On y retrouverait les conglomérats et grès continentaux de type Karoo connus ailleurs en Somalie et dans l'Est de l'Afrique. Dans la région étudiée ils correspondraient à la formation de Deleb. Cet épisode grésio- conglomératique de base est typiquement hétérochrone dans l'Afrique de l'Est et on peut remarquer les points suivants :

- (1) dans la région occidentale de l'Afrique de l'Est (Bur Mayo- Tarbaj) au Kenya des évaporites s'intercalent dans ces dépôts, mais dans la région étudiée ici les évaporites sont beaucoup plus précoces, datées au début de Mésozoïque,
- (2) les bassins sédimentaires de Jubba, Luuq-Mandheera, Mudug, qui (figure 6), bordent le domaine étudié à l'Ouest et au Nord, présentent également ces formations continentales,

(3) sur les zones hautes les dépôts détritiques de base sont plus récents. Il y a donc une transgression lente de l'Ouest vers l'Est, des bassins considérés vers la région de Buur.

(4) le remplissage des deux bassins de Luuq-Mandheera et Mudug est de type de "rift valley" sous climat tropical à tendance aride. En effet on y trouve l'association typique :

- (I) de sédiments de type "série rouge continentale", à la base,
- (II) de sédiments évaporitiques, intercalcaires, d'âge jurassique et atteignant le millier de mètres,
- (III) de sédiments carbonatés marins, au sommet,

De plus, un volcanisme basaltique y est bien représenté, avec en particulier des niveaux intercalés dans le bassin de Luuq-Mandheera (Kassim et al.1985). Ce volcanisme est subalcalin à tholéitique et se met en place du Tertiaire (20 M.a.) à l'Actuel en trois épisodes principaux.

L'interprétation de la surface de base et des niveaux détritiques peut être résumée de la manière suivante :

- la région de Buur apparait comme une zone haute qui est atteinte tardivement par la transgression mésozoïque. Elle est limitée au NW et au nord par deux "rift valleys" à remplissage caractéristique. Le bassin de Jubba, qui la limite au SE, se prolonge vers le Canal du Mozambique avec un remplissage moins typique, essentiellement formé de carbonates marins jurassiques;
- la surface de base de la transgression (Lias) est une pénéplaine développée sur un socle cristallin précambrien;
- l'aridité du climat persiste du Jurassique à l'Oligocène (Migliorini.1956).

Plus précisément, les évaporites connues en Somalie se distribuent ainsi :

- (I) dans le Membre de Macow (mao) de la formation de Garbahaare probablement jurassique supérieur,
- (II) dans la Formation gypseuse principale d'âge jurassique supérieur.
- (III) dans la Formation de Ferfer, cénomanienne,
- (IV) dans la Formation de Talex de l'Eocène inférieur à moyen.

## Le pédiment des Buurs : surface néoformée ou héritée ?

Il est très vraisemblable qu'une morphologie de type pédiment a existé pendant toute cette période sur les zones émergées. Sur de tels secteurs, s'il en existe, il y aurait donc eu localement continuité de la morphologie de l'époque de la transgression jurassique jusqu'à l'Actuel, à deux réserves près :

- (1) il existe des témoins d'un sidérolitique dans la région de Buur,
- (2) on connaît des sépiolites associées au gisement d'uranium au nord de la région étudiée.

Or on sait que ces formations sont liées à des phénomènes climatiques complexes, nécessitant des périodes humides (Milot 1964). Les relations entre période humide et sidérolitique sont évidentes, à la suite de l'évolution classique sol ferrallitique - cuirasse ferrifère- remaniement sidérolithique. Elles sont moins évidentes dans le cas des sépiolites, souvent liées à des phases de lessivage intense du continent (Milot, op. cit.), mais dont les concentrations peuvent aussi apparaître en domaine plus aride.

Par ailleurs, le pédiment actuel pose un certain nombre de problèmes : il apparaît brutalement à la hauteur de la faille de Baydhaba, en présentant toutes les caractéristiques d'une surface de glacis, mais sans arrière-pays formé de hauteurs autres que la cuesta de Baydhaba. Cette absence de reliefs susceptible de fournir d'importantes venues d'eaux en nappe fait *a priori* problème. Nous l'examinerons plus loin dans le chapitre géomorphologie.

### (II).4. 2. LES NIVEAUX CARBONATES.

Dans le secteur étudié, il s'agit des autres formations de la série jurassique, soit de bas en haut :

- la Formation de Waney, qui succède aux grès et conglomérats de la formation de Deleb. Elle contient encore une certaine proportion de grès. Il s'y adjoint des shales, des marnes et des calcaires,
- la Formation de Baydhaba, composée de calcaires micritiques à niveaux oolitiques,
- enfin, la Formation de Galooda, constituée de calcaires sparitiques et oolitiques.

Cet ensemble représenterait le Lias . La sédimentation carbonatée continue au Jurassique moyen avec la Formation Canoole, qui affleure plus à l'Ouest.

## (II).5. LA STRUCTURE REGIONALE.

Daniels (1965) est le premier à fournir des données relatives à la géologie structurale de la région de Buur après une étude basée sur l'interprétation des photos aériennes.

Cet auteur observe à plusieurs endroits (figure 2) : Buur Qalin, Buur Geel Way, Diinsoor et le long de la route Buur Hakaba et Baydhaba, que les alignements structuraux représentent le litage. Cependant, dans le secteur SW et extrême sud, il souligne que par endroit, la foliation coupe le litage.

La structure régionale issue du travail de Daniels (1965) est résumé dans la figure (3). La région de Buur peut être convenablement divisée en deux secteurs (NE et SW) :

- Dans le secteur Nord-Est l'axe des plis et le litage ont une direction générale (NW-SE). Les roches dans ce secteur présentent une série de plis serrés parallèles et sub-parallèles. La direction du plan axial sub-vertical est  $N55^{\circ}W$ . Localement, on observe d'une manière occasionnelle des plis de direction NE-SW, qui modifient légèrement la structure générale (NW-SE). Ces dernières directions (NE-SW) sont considérées comme le résultat d'une deuxième phase de plissement qui est beaucoup plus accentuée dans le secteur SW.

- Le secteur Sud-Ouest est structuralement plus complexe. La comparaison des diagrammes des axes des plis dans les deux secteurs (figure 3) montre que la direction structurale majeure est WNW-ESE et que les directions axiales sont plus dispersées dans le secteur SW que dans le secteur NE. Une direction structurale (NE-SW) importante est également présente dans ce secteur, où la foliation régionale est modérément inclinée. Cette dernière direction est de moindre importance dans le secteur NE. Elle est considérée comme l'expression d'une deuxième phase de plissement, responsable de la dispersion et de la courbure des axes des plis de direction NW-SE dans le secteur SW. Le secteur en question peut être subdivisé en une partie centrale, de forme triangulaire et de structure complexe, bordée de zones marginales de structure relativement simple. Il semble que les marges Ouest et NE formeraient les flancs d'un large plis plongeant, alors que la partie centrale représenterait un noyau plissé et intrudé par une grande masse granitique (figure 2).

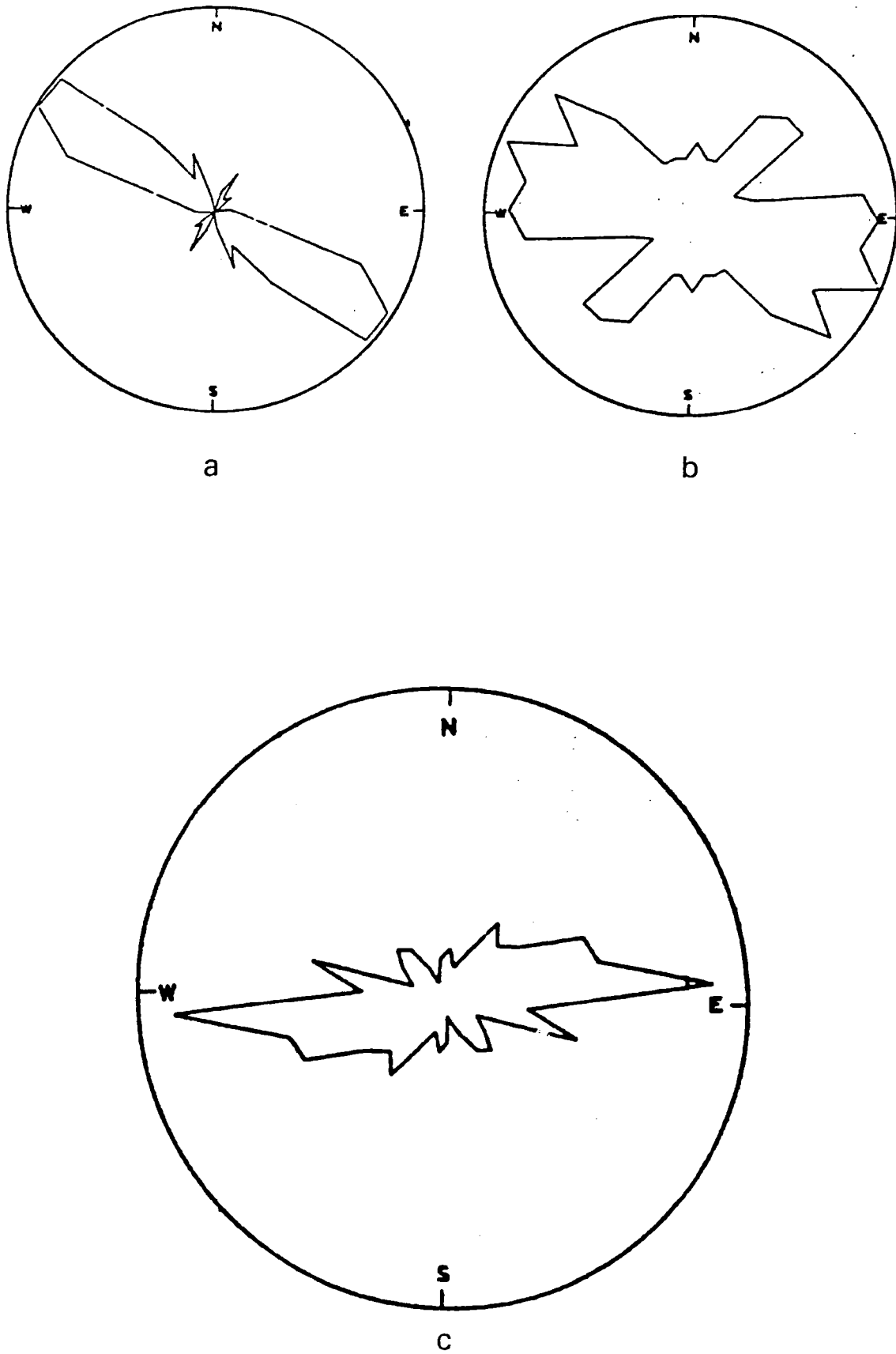


Figure (3) Diagramme des axes de plis dans le secteur NE (3a) et dans le secteur SW (3b), et le diagramme de 178 failles dans l'ensemble de la région de Buur (d'après Daniels 1965).

En ce qui concerne les failles, Daniels (1965) en compilant sur un diagramme la direction de 178 failles (figure 3 c), révèle la présence :

- d'un groupe de failles dominantes, de direction E-W,
- d'un groupe de failles moins importantes, de directions variables.

L'examen photogéologique montre que le groupe de failles dominantes (E-W) se concentre en deux axes majeurs. Le premier passe à proximité de la localité de Yaaq Brawe, et le second à côté de l'affleurement de Buur Geel Way.

De plus, Daniels a avancé que le mouvement du groupe principal de failles E-W s'est effectué à la fois, pendant la fracturation anté-jurassique du socle, et après le Jurassique. La fracturation anté-Jurassique est démontrée par l'existence d'un petit affleurement intact de calcaire Jurassique, à environ 18 km au SW de Diinsoor, déposé sur le socle fracturé.

La seule différence entre les deux secteurs réside dans l'intensité de l'effet de la deuxième phase de plissement, qui est plus accentuée dans le secteur SW et s'accompagne de l'intrusion de matériaux granitiques en quantités importantes.

En ce qui concerne l'âge de ces phases de plissement, aucune datation radiométrique ne permet de cerner la question. Dans le cadre de ce travail (voir plus loin chap. IV) nous pensons que la seconde phase de plissement est probablement synchrone du métamorphisme rétrograde qui s'accompagne des migmatisations et des intrusions granitiques d'âge pan-Africain. Par contre, la première phase de plissement est probablement synchrone au faciès granulite, et est sans doute antérieure à l'événement pan-African.

Celà nous donnerait un argument supplémentaire quant'à l'identité de l'évolution métamorphique dans les deux secteurs.

## (II).6. GEOMORPHOLOGIE.

La région considérée est formée de deux unités séparées par une cassure rectiligne orientée N50°E, déjà signalée par les auteurs précédents, dès Angelucci et al.(1981). Nous l'appellerons faille de Baydhaba. On peut ainsi subdiviser le secteur étudié en trois unités :

- au NW un plateau calcaire,
- la zone charnière, de part et d'autre de l'accident de Baydhaba,
- au SE un plateau cristallin, la zone des Buur.

### Le plateau calcaire.

Il est formé des calcaires jurassiques. Faiblement ondulé, il est recouvert de placages sableux. On y trouve localement des poches de dépôt ferrifère pisolithique, en particulier dans le secteur SW, . Ce plateau est faiblement incliné N 60 à 90° W (soit N 300 à 270° E). C'est dire qu'il descend en direction du cours moyen du fleuve Juba, selon une pente très faible, de l'ordre de 0,4 m/100 m. Quelques cours d'eaux plus ou moins permanents forment des vallées peu marquées (figures : 4a et 4b).

### La faille Baydhaba et ses marges.

Le plateau calcaire est limité au SE par un accident d'extension régionale, qui correspond à une faille (Angelucci et al.1981). Sa direction va de N 30° à N 50°E, cette dernière orientation étant la plus fréquente. Il faut souligner que cette dernière direction correspond à celle du littoral somalien, et qu'une autre faille (faille de Buur Sud) parallèle N 50°E limite le Plateau cristallin au SE.

Au long de cette cassure on note quelques sources permanentes comme celles de Baydhaba et de Daalandole qui sortent de cavités karstiques tapissées de travertins à Garbada à proximité de Baydhaba.

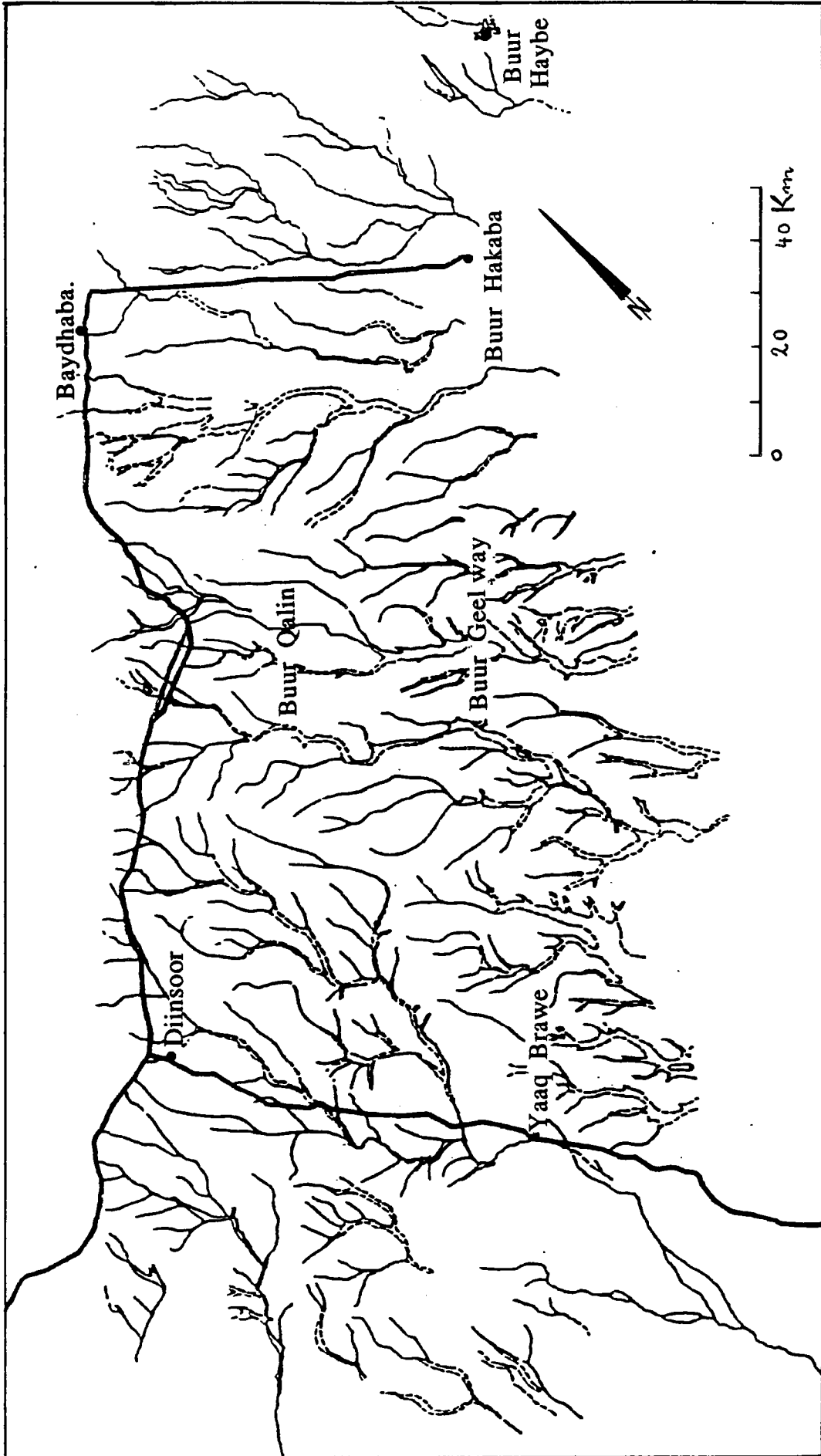


Figure (4a) Carte de drainage de la région de Buur (d'après Daniels, 1965 modifiée).



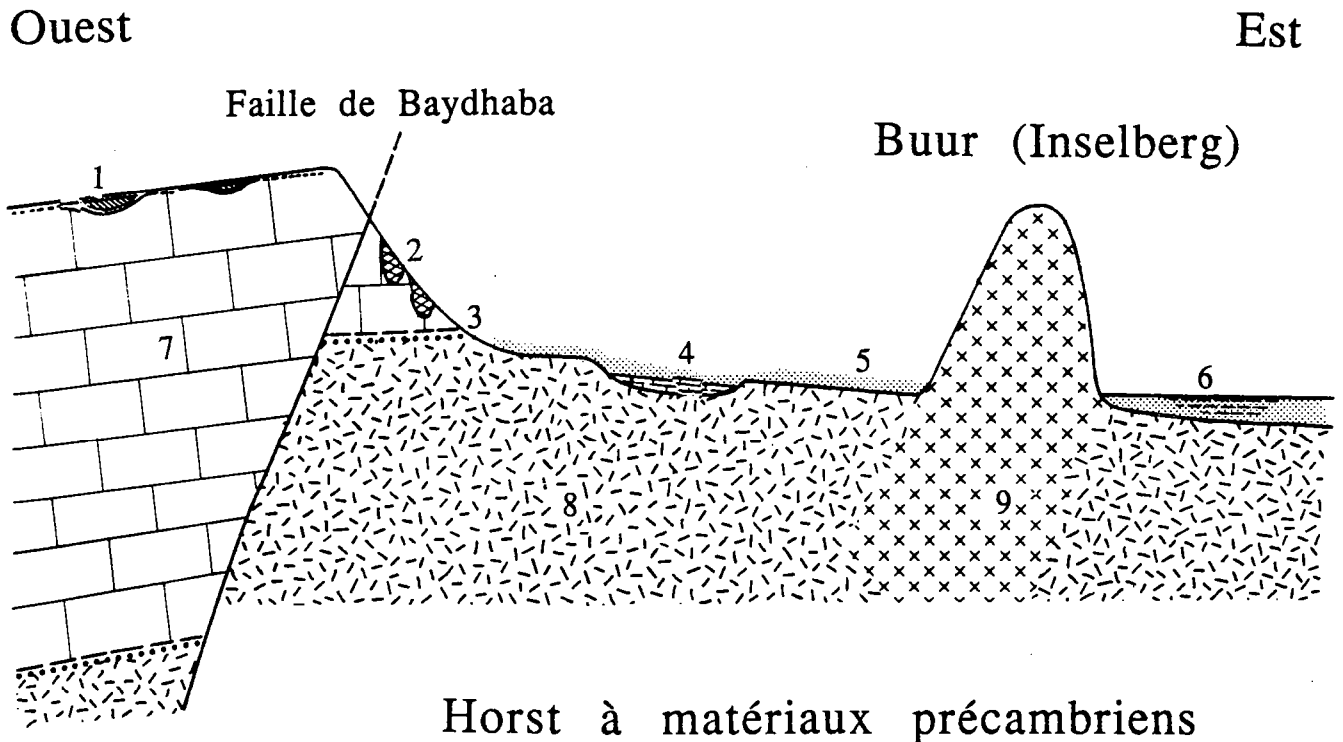
Dans cette zone charnière, le raccord entre plateau calcaire en surplomb et plateau cristallin, se fait par l'intermédiaire d'une pente karstifiée, dont les cavités sont remplies d'argilites blanches plus ou moins mêlées de calcite, recoupées par un maillage centimétrique de matériaux colorés par des hydroxydes de fer. On observe ce phénomène sur la coupe de la route Modagishu - Baydhaba. (voir figure 4b). Ce raccord plateau-pédiment s'effectue d'une manière plus complexe plus à l'Ouest dans le même secteur, là où apparaissent des placages de calcaires sur les schistes cristallins. Il s'agit des affleurements de l'Oued de Shiikh Casharow en dessous de la ville de Baydhaba. Sur la rive nord, les calcaires jurassiques affleurent en placage, en continuité apparente avec le plateau calcaire en surplomb. Sur sa rive sud les schistes cristallins (schistes quartzitiques à tourmaline) sont localement affectés par une altération profonde et irrégulière. Elle permet le développement d'argilites blanches dans les fractures du substrat (planche I photo 3). Ce profil est surmonté d'un niveau de 2 m d'encroûtements carbonatés bréchiques à conglomératiques (ou pseudoconglomératique?), de type caliche ou calcrête. Ces carbonates peuvent simplement provenir du remaniement superficiel à courte distance du Jurassique, avant que la vallée actuelle n'ait été creusée. Ces encroûtements auraient alors la même origine que le composant calcitique des remplissages karstiques du front de cuesta.

En première approche, le jeu vertical de la faille de Baydhaba paraît donc important, supérieur à plusieurs centaines de mètres. En effet, si le plateau calcaire surplombe de quelque 100 m le plateau cristallin dans le secteur de Baydhaba, l'épaisseur cumulée du Jurassique atteindrait 900 m (Angelucci 1981). Cependant l'importance et le sens du jeu de la faille apparaissent mal sur le terrain, les calcaires effondrés surplombant le socle cristallin surélevé. (voir figure 4b).

### Le plateau cristallin

Il est incliné vers la côte de l'Océan Indien, soit N 135° E, perpendiculairement à la faille de Baydhaba. Sa pente décroît rapidement à partir de cet accident. De l'ordre de 0,75 m/100 m, il passe à quelques 0,2 m/100 m dans l'angle SE de la feuille topographique de Dhenforur au 1/100.000. A l'Ouest du plateau cristallin, un placage de calcaires jurassiques apparaît dans la région de Yaaq Braawe. Il est partiellement limité par des failles, mais il repose aussi normalement sur ce socle. C'est aussi, comme on vient de le voir plus haut, ce que l'on observe en allant de la ville de Baydhaba à la vallée de l'Oued Shiikh Casharow. Ces observations permettent de supposer que la surface anté-calcaires (liassique) et la surface actuelle sont donc très proches. (voir figure 4b).

Figure (4b) Une coupe schématique de la géologie de la région de Buur.



- |   |                   |   |                       |
|---|-------------------|---|-----------------------|
| 1 | Sol Sidérolitique | 5 | Arènes                |
| 2 | Karst ( Kaolin)   | 6 | Placages Argileux     |
| 3 | Paleo-surface     | 7 | Calcaires jurrasiques |
| 4 | Oued (calcrête)   | 8 | Socle précambrien     |
|   |                   | 9 | granito-gneiss        |

### Détails de la surface pédimentaire.

De nombreux inselbergs parsèment cette région. Leur hauteur relative est de l'ordre de 100 à 200, sinon 250 m, au dessus du plateau. Leur origine est sans doute à relier à la morphologie triasique, dont ils seraient un simple héritage. Il faut supposer qu'ils auraient formé autant d'îlots pendant le dépôt des calcaires jurassiques. Nous avons souligné plus haut l'uniformité de leur composition pétrographique, à base de granito-gneiss.

Les vallées actuelles sont rares et très peu marquées. En moyenne elles semblent relativement mieux marquées en amont, vers le plateau calcaire, que plus en aval, vers le littoral. Le drainage suit les directions structurales N 135 E.

Le recouvrement actuel est surtout formé d'arènes rougeâtres sur lesquelles la principale végétation permanente est composée d'épineux de plus ou moins bonne venue. Ces arènes sont remarquablement perméables et l'eau des violents orages qui s'abattent épisodiquement, mais localement, est rapidement absorbée. A certains endroits, comme aux alentours de Buur Hakaba, le sol est formé d'argiles grises, plus fertiles (culture de Sorgho). Ce type de sol se distribue en placages irréguliers. Enfin les affleurements du fond des oueds sont plus ou moins recouverts de dépôts carbonatés de type calcrète.

En marge des inselbergs, la végétation est souvent plus abondante, avec de grands arbres. Des points d'eau permanents (mares) s'y rencontrent. Sur ces reliefs la végétation manque ou est assez abondante. Cette caractéristique est en relation avec la lithologie, les granitoïdes sont dépourvus de végétation, la formation ferrifère et les quartzites sont recouverts d'une végétation souvent assez dense (planche V photo 1 et planche VI photo 1). De la zone haute du NW à la région sub-littorale du SE, les conditions évoluent sensiblement :

- en un premier temps le réseau hydrographique devient de moins en moins marqué dans le relief, même si sa densité toute relative se maintient,
- ensuite les dépressions des oueds disparaissent totalement et les eaux dues aux précipitations orageuses ne circulent plus à la surface qu'en nappes de type *sheet flood*,

- en parallèle, on note que l'épaisseur des sédiments augmente en allant vers la côte. Faible à proximité de la faille, elle atteindrait entre 35 et 85 m sur la partie sud-orientale du plateau. Cette augmentation d'épaisseur permet l'apparition de nappes importantes à l'intérieur des arènes et, la pénétration rapide en profondeurs des eaux de précipitation. Autre conséquence, les seuls affleurements existant au SE sont ceux des inselbergs.

### **Interprétation.**

L'aspect actuel du plateau cristallin correspond à un glacis ou pédiment. Ce type de morphologie se développe sous climat chaud à saison alternées. Le climat actuel de la région correspond bien à un tel modelé et la rareté des traces de pédogenèse "latéritique" (sols ferralitiques et ferrugineux plus ou moins évolués et remaniés en sidérolitiques...) montre que depuis l'émersion des calcaires jurassiques (et en particulier aux périodes récentes) les épisodes de climats chauds et humides ont été rares et brefs dans cette région de l'Afrique. Cette constatation devient d'ailleurs classique à l'échelle de tout l'Est africain et explique entre autres faits que cette région ait été privilégiée pour l'émergence et la spécialisation des espèces steppiques, en particulier des hominidés.

Cependant il faut remarquer que le pédiment de cette région est aussi hérité de la surface anté-triassique, précisément développée sous des conditions climatiques très semblables. Plus précisément, il est difficile d'imaginer qu'une surface de type glacis puisse débiter très brutalement à la hauteur de la faille de Baydhaba, sans par exemple mordre sur la masse carbonatée qui forme le plateau calcaire. Tout laisse penser, au contraire, que la surface du socle ait acquis précédemment ce modelé, c'est à dire au Trias. Les mouvements verticaux liés à l'ouverture de l'Océan Indien et à la formation des grabens de Luuq-Mandheera, de Juba et de Mudug auraient découpé et surelevé le socle de Buur, de telle manière que sa surface soit à mi-hauteur de la série calcaire des panneaux encaissants. Le décapage de la couverture calcaire sur le socle a ensuite été plus rapide. Ce phénomène aurait débuté par une érosion régressive à partir de la région côtière. Il aurait alors été aidé par l'existence du niveau imperméable en dessous des altérites du toit du cristallin. L'existence de quelques lambeaux témoins de calcaire jurassique, comme au sud de Diinsoor montre que ce processus n'est pas terminé. Arrivé à la hauteur de la faille de Baydhaba, les phénomènes de décapage du socle se seraient interrompus, sans entamer le plateau calcaire, sans doute en raison du réseau karstique développé en profondeur, à un niveau inférieur à la surface actuelle, et qui ne relaye pas latéralement la surface imperméable du socle.

### **Incidence sur la recherche métallogénique.**

Cet héritage surface triassique-surface actuelle risque d'avoir des incidences au niveau de la métallogénie du pédiment, en particulier dans les accumulations d'altérites, plus ou moins remaniées. Dans le cas de métaux facilement lessivables comme l'uranium, il n'est pas impossible que le stock métal ait été déplacé au Trias. Il conviendrait alors de reconstituer les directions et les intensités d'écoulement à cette époque, sans se fonder exclusivement sur les traits actuels de la distribution des détritiques sur le pédiment. On remarquera cependant que les directions d'écoulement actuelles suivent les directions structurales, et qu'il en sans doute été de même au Trias, sans préjuger de l'inclinaison du pédiment à cette époque (même sens ou sens inverse!).

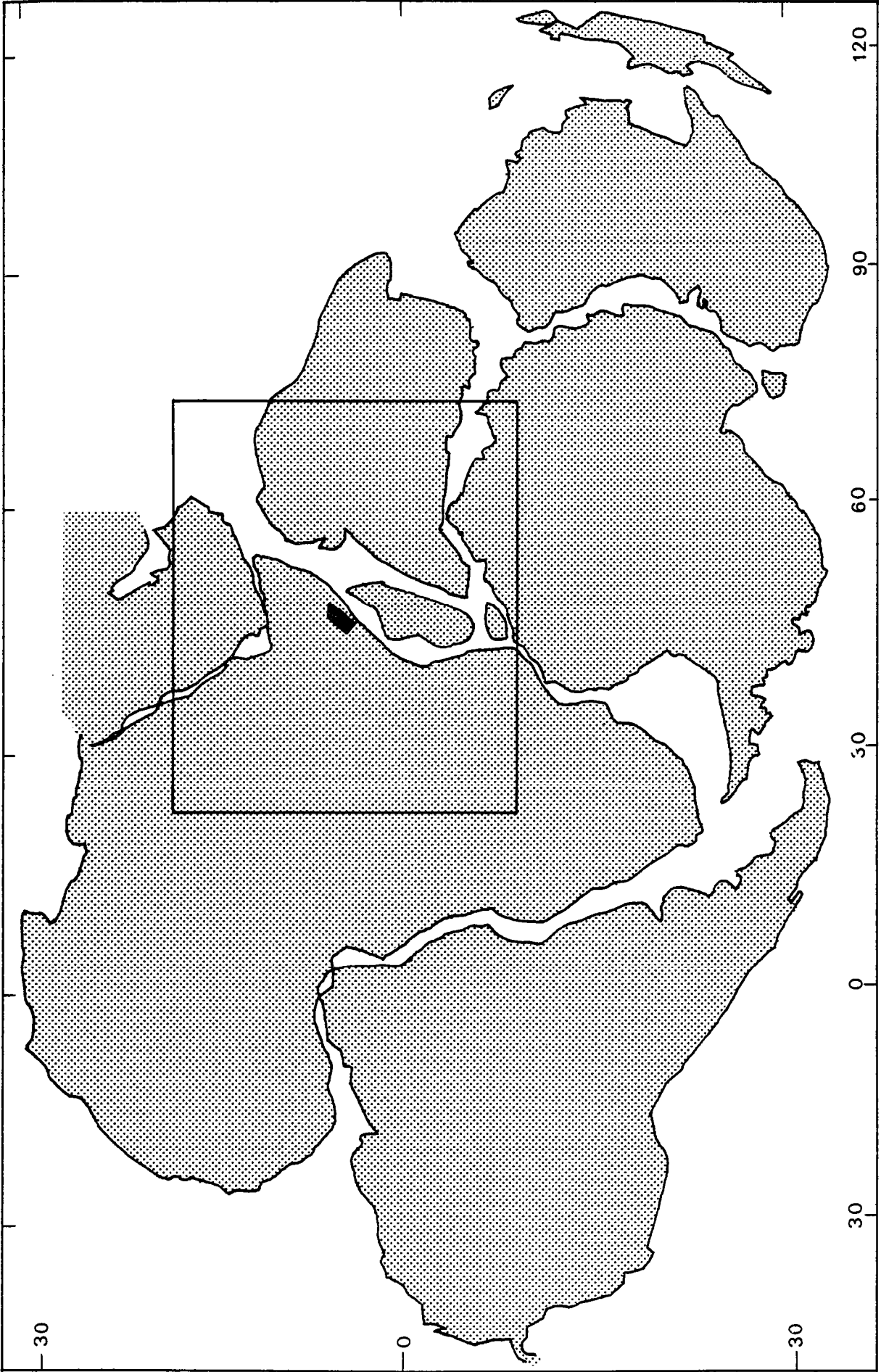


Figure (5) Position du socle de Buur dans le continent de Gondwana (d'après Smith & Hallam 1970).

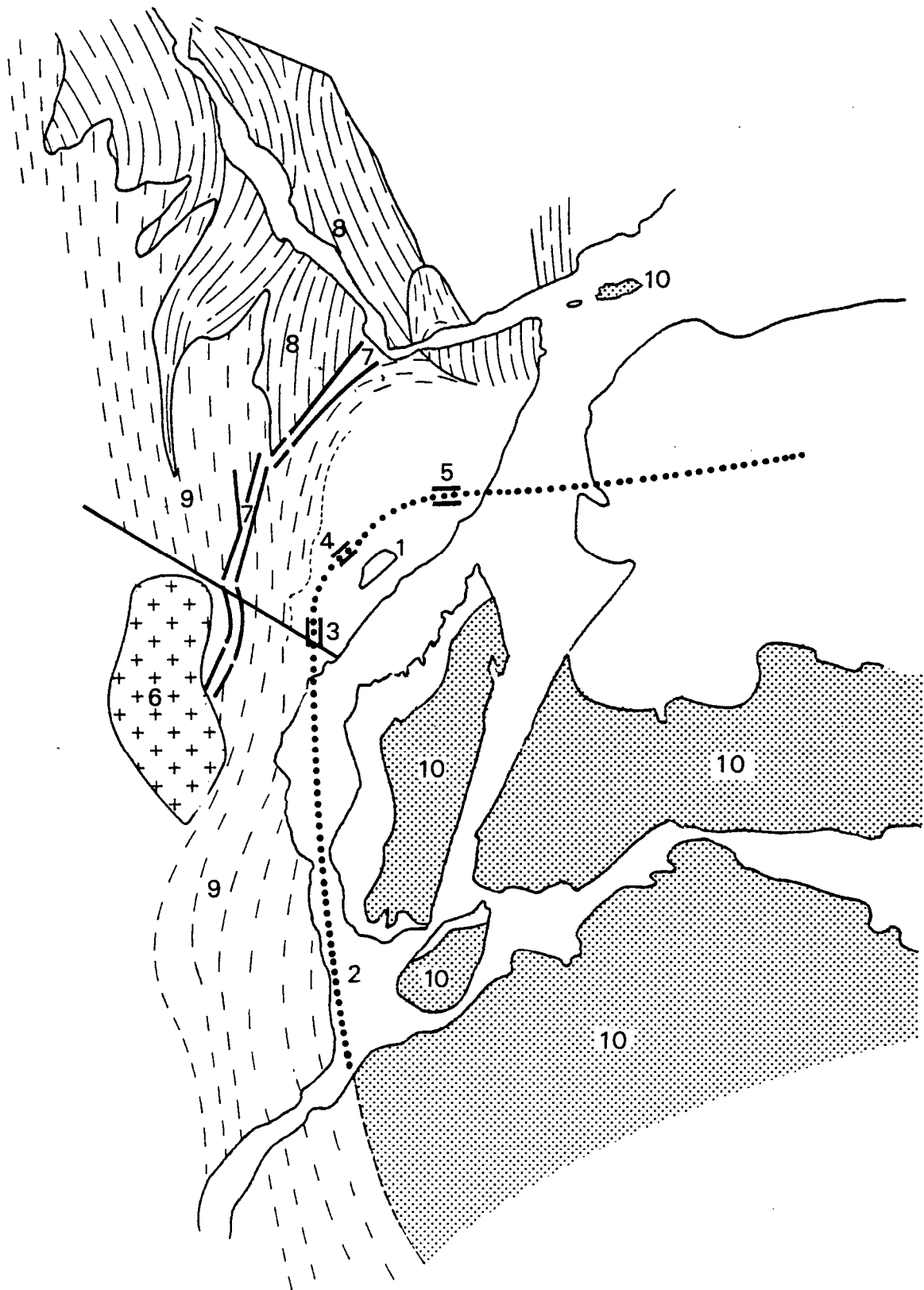


Figure (6) Une tentative d'interprétation du socle de Buur dans l'Est du continent Gondwana. (1) Socle de Buur, (2) Canal de Mozambique, (3), Bassin de Jubba, (4) Bassin de Lung. Mandheera, (5) Bassin de Mudug, (6) Craton tanzanien, (7) Rift Est-Africain, (8) Protérozoïque supérieur. (9) Chaîne mozambicaine, (10) Est Gondwana Précambrien (d'après Toens, 1984 modifiée).

## (II).6. CONCLUSION.

Il ressort de cette étude géologique, que le socle de Buur est constitué :

- d'un complexe granulitique migmatisé, vraisemblablement d'origine mixte magmatique et sédimentaire. Il est caractérisé par des gneiss migmatitiques, des metabasites, des quartzites, des gneiss calco-silicatés, des marbres et de la formation ferrifère.
- d'un ensemble de migmatites et de granites syn-et post tectoniques.
- d'un ensemble moins métamorphiques de faciès amphibolite représentées par des mica schistes et des schistes quartzitiques.

L'ensemble des migmatites présente des reliques du métamorphisme de faciès granulite. Ces reliques sont absentes dans l'ensemble des roches à faciès amphibolite.

Nous pensons que l'ensemble des roches du complexe granulitique du socle de Buur appartient à une même entité lithologique, et montre une évolution tectono-métamorphique semblable.

Les affinités géologiques du socle de Buur tendent plus vers Madagascar et l'Inde que vers le socle précambrien du Nord de la Somalie, de l'Ethiopie et du Kenya. En effet la série lithologique diffère de celle de la chaîne Mozambicaine par l'absence d'une formation métasédimentaire puissante de bas degré métamorphique et par la présence de la formation ferrifère d'un métamorphisme granulitique.

En définitive, ces dernières caractéristiques la rapproche du socle Malgache formé d'Archéen repris par le Pan-Africain. (voir Tableaux : 1,2 et 3). L'examen des cartes structurales traduit et confirme ce point de vue (figure.6), On y remarque :

- que le bassin de Juba qui borde au Sud-Ouest le horst du socle de Buur est une dépression Nord-Sud à peu près parallèle au Rift est-africain au Nord du Kenya;
- que le bassin de Luuq-Mandheera, qui le limite à l'Ouest, présente une orientation SW-NE connue dans la partie éthiopienne du Rift.
- et qu'enfin le bassin de Mudug, qui le borde au Nord, est parallèle au Golfe d'Aden (WSW-ENE).



Il apparait donc clairement qu'une suite de dépressions (Juba, Luuq-Mandheera et Mudug), parallèle à la suite Rift est-africain et Golfe d'Aden, cerne le horst du socle de Buur et le sépare du Continent africain. Après leur ouverture, cette suite de dépressions n'aurait plus évolué, les zones principales de distention passent 1) à l'Est par l'Océan Indien (bassin de Somalie-Dorsale de Carlsberg), où l'on a un fond océanique avec des basaltes de type MORB et 2) à l'Ouest et au Nord selon la ligne Rift est-africain-Golfe d'Aden.

Cette évolution distensive avortée, n'empêche pas la présence d'un volcanisme plus ou moins discret, avec un premier massif basaltique situé entre les bassins de Luuq-Mandheera et de Mudug, des filons de basalte de direction N340 et un massif rhyolite recoupant le socle de Buur (Bakos et al. 1987). Il est à remarquer que ces manifestations volcaniques tertiaires ont été mises en relation avec le Rift est-africain (Kassim et al. 1985). En fait il apparait plus simple de les relier aux phénomènes de distension beaucoup plus proches qui ont créé la succession de grabens Juba, Luuq-Mandheera et Mudug.

On peut donc proposer:

- que le horst du Buur est séparé de la chaîne Mozambicaine par une suite de grabens de type rift-valley, d'âge mésozoïque à cénozoïque, qui peuvent correspondre à la reprise d'accidents antérieurs, plus précisément de veilles zones de faiblesse selon des directions plus au moins Nord-Sud et Est-Ouest que l'on retrouve dans tout le continent,
- que la nature lithologique et l'histoire évolutive du socle de Buur se rapprochent de la géologie précambrienne de l'Est de Gondwana et en particulier de celles de Madagascar, de l'Inde et de Ceylan,
- que ces deux régions (socle de Buur et Madagascar) feraient la liaison entre le Précambrien de l'Afrique orientale, de la Péninsule indienne et de Ceylan qui montrent une forte analogie lithologique et une évolution métamorphique identique. Nous aurions donc là une zone intermédiaire, où le pan-Africain perdrait de son importance en allant vers l'Est. Cette dernière hypothèse est en accord avec les mesures géochronologiques du Socle malgache, où l'on a des âges de plus en plus anciens en allant vers l'Est (Hottin 1976), ce qui est l'expression de la distribution des actions pan-africaine dans cette direction.

### III. PETROGRAPHIE DU COMPLEXE GRANULITIQUE

#### III.1. Gneiss Migmatitiques

##### Description macroscopique

A l'affleurement, l'aspect des gneiss migmatitiques est extrêmement variable et dépend de l'intensité de la migmatisation. En effet, l'anatexie, parfois très largement développée, affecte les gneiss en modifiant totalement leur structure. Les niveaux les plus affectés par l'anatexie se présentent sous forme de masses homogènes de couleur grise plus ou moins claire, à grain fin parfois moyen. La trame "gneissique" résulte d'une distribution des minéraux ferromagnésiens sous forme de vagues traînées granulaires discontinues dans un fond quartzo-feldspathique sensiblement équigranulaire. Parfois, c'est l'aspect massif de "type plutonique", sans répartition préférentielle des éléments sombres, qui prédomine. L'habitus granulaire des pyroxènes et la faible teneur en éléments colorés contribuent à renforcer ce caractère, car, dès que la teneur des minéraux noirs augmentent, la foliation métamorphique devient plus nette. Cette foliation n'est d'ailleurs visible que sur la patine d'altération de la roche : à l'état frais c'est l'aspect granitoïde qui apparaît, car la couleur brunâtre des feldspaths masque toute foliation métamorphique.

##### Description microscopique

La texture des gneiss migmatitiques est granoblastique hétérogranulaire. Les limites entre les cristaux sont rectilignes ou curvilignes, rarement amiboïdes; ils ont donc une texture granoblastique polygonale parfois lobée. Les textures définies ci-dessus sont loin de couvrir tout l'éventail des différents modes d'agencement des minéraux dans les gneiss migmatitiques. Les minéraux ferromagnésiens sont représentés par des traînées de clinopyroxènes, d'amphiboles et de biotites qui soulignent la texture gneissique. (voir planche II, photo 2 et 4).

Du point de vue des associations minéralogiques, il est possible de distinguer deux faciès :

(1) Pl (An. 27-37%) + KF (microcline) + Cpx + Qz ± Gr + Amph + Epid.

(2) Kf (microcline) + Pl (An.16- 18) + Qz + Biot + Amph + Epid.

Les minéraux accessoires sont représentés par la magnétite, l'hématite, l'ilménite, le sphène, l'apatite, la monazite et le zircon. La muscovite, la calcite et la chlorite sont les principaux minéraux secondaires.

Quartz : C'est le minéral le plus abondant (environ 35% de la roche.) Il se présente en cristaux subautomorphes et xénomorphes, en mosaïque dans les autres minéraux, avec une extinction ondulante. La taille des cristaux est très variable bien qu'il s'agisse le plus souvent de petits cristaux regroupés en amas polycristallins, allongés parallèlement à la foliation.

Plagioclase : Il s'agit d'oligoclase dans le second faciès (An.16-18 %) et d'andésine dans le premier (An. 27-37%). Le plagioclase, dans les deux cas, représente 20% de la roche. Il est automorphe et subautomorphe. Sa taille est variable, atteignant au maximum 2 mm. Les grandes plages contiennent parfois du quartz et du microcline qui montrent une texture anthiperthitique.

Feldspath potassique : il s'agit de microcline. Ce microcline se présente, soit sous forme de gros cristaux xénomorphes, soit en petits grains associés au quartz et au plagioclase et qui développent une texture myrmékitique. On observe aussi de belles textures perthitiques et antiperthitiques dans ce deuxième faciès. L'abondance de ce minéral est très variable et parfois c'est le constituant le plus abondant.

Clinopyroxène (environ 7% de la roche) : Il se présente en cristaux automorphes souvent zonés. Dans certains échantillons (XG 12 et DH 2), il est associé sans trace de rétro-morphose au grenat, à l'ilménite et un plagioclase (An 27-37 %) . Dans d'autres échantillons (XW 2, XG 12 et XG 11), il passe à une amphibole vert clair dans ses clivages et à ses bordures.

Grenat : Le grenat apparaît dans certains échantillons, où il peut représenter jusqu'à 5 % de la roche. Il se présente en cristaux automorphes et subautomorphes de taille 0,5 mm, souvent allongés parallèlement à la texture gneissique de la roche. Il ne montre aucune trace relictuelle et appartient bien à la même paragenèse que le clinopyroxène et le plagioclase basique.

**Amphibole** : Dans le premier faciès, il s'agit de hornblende magnésienne xénomorphe, à la périphérie du clinopyroxène. Dans le second faciès, l'amphibole est automorphe, fortement pléochroïque, parfois déstabilisée en biotite. Il s'agit de hornblende ferro-édénitique qui dessine la texture gneissique de la roche.

**Biotite** : Elle se présente uniquement dans le second faciès. Fortement pléochroïque, elle est 1) rétomorphe dans l'amphibole; elle recoupe alors la texture gneissique de la roche ; 2) sous forme de paillettes allongées parallèlement à la foliation. Elle est souvent altérée et présente alors des exudations d'oxyde de fer. Elle constitue environ 6% de la roche avec l'amphibole.

**Epidote** : Elle apparaît tardivement, associée à l'amphibole. Elle se présente également sous forme de petits granules dans les plagioclases altérés.

**Sphène** : Il forme des cristaux subautomorphes ou xénomorphes et possède fréquemment des inclusions d'ilménite et parfois de magnétite ou d'hématite.

**Zircon** : Il est automorphe (parfois subautomorphe) et il est souvent zoné. Il peut atteindre 0.1 mm de long et devient abondant dans le faciès à clinopyroxène-grenat. Dans le faciès à amphibole-biotite, il forme des petits agrégats de cristaux en inclusion dans la biotite. (voir planche II, photo 5).

**Monazite** : Elle n'est pas très abondante. Dans le faciès à amphibole-biotite, elle se présente en cristaux de taille 0,3 mm qui sont automorphes et zonés.

**Apatite** : Ce n'est pas un minéral accessoire fréquent. Elle apparaît en grains de taille variable.

Les minéraux opaques sont relativement abondants. En lumière réfléchie on peut reconnaître de la magnétite et de l'hématite titanifère qui contient des lamelles d'exsolutions d'ilménite.

En conclusion, l'étude pétrographique des gneiss migmatitiques permet de distinguer :

- Une paragenèse de haut degré à :

quartz + plagioclase + FK (perthitique) + clinopyroxène + grenat.

Cette paragenèse est stable dans le faciès granulite (voir chapitre V).

- Une paragenèse rétrograde à :

hornblende + épidote + plagioclase 2 + FK + biotite, stable dans le faciès amphibolite.

- Une paragenèse tardive à :

chlorite + épidote + calcite + muscovite.

### III.2. Gneiss dioritiques rubanés

#### Description macroscopique

Les gneiss rubanés sont présents dans le complexe granulitique des deux secteurs NE et SW. Ils prédominent dans le secteur NE. Tantôt grossièrement foliées, tantôt finement litées, ces roches de composition très hétérogène forment des ensembles où alternent des bancs clairs et sombres. Ces alternances sont de puissance variables, et elles se répètent à toutes les échelles.

On y distingue trois faciès :

un faciès basique riche en minéraux ferromagnésiens,

un faciès intermédiaire,

un faciès acide où les minéraux clairs (quartz et feldspaths) représentent la presque totalité des phases minéralogiques présents.

Ce dernier faciès montre une texture cataclastique bien développée. Les trois types de faciès sont étroitement associés, et leur contact est difficile à cerner, car, d'une part, ils montrent des passages graduels lorsque la proportion des minéraux sombres et des minéraux clairs évolue, et, d'autre part, il y a souvent un manque de continuité au niveau des affleurements.

Dans les deux secteurs, des metabasites, des marbres, des gneiss calcosilicatés et des roches de la formation ferrifère sont également associés à ce type pétrographique. Cependant, on peut noter que dans le secteur SW, la migmatisation l'affecte.

Dans ce dernier secteur, les gneiss rubanés montrent des figures d'association migmatitiques liées au développement de mobilisats souvent grossiers qui affleurent, soit en bancs subconcordants, soit en bouffées grises à contours diffus. Les contacts sont tantôt progressifs, tantôt francs avec des injections de masses acides dans les niveaux basiques, ce qui donne localement des structures typiques d'agmatites.

Les xénolithes basiques, emballés dans leur leucosome, peuvent être anguleux ou ovoïdes. Dans certains cas, le boudinage d'anciens niveaux basiques aboutit à des plages de nodules essaimés sur une bande de taille variable et noyés dans une masse granitoïde. Ce matériel granitique, probablement produit de l'anatexie partielle des gneiss rubanés, se charge par endroit de schlierens de ferromagnésiens venant mouler les restites basiques. Il en résulte une texture fluidale qui atteste du stade migmatitique par lequel ce matériel est passé (planche IV photo 2).

Dans l'affleurement de Buur Qalin où la migmatisation est moins intense, on observe que les gneiss rubanés sont associés au métabasites, aux marbres, aux gneiss calco-silicatés et à la formation ferrifère.

Par contre, dans le secteur NE, les gneiss rubanés forment des masses allongées, parallèlement au rubanement des métabasites environnantes. ( planche III photo 1 et 2) L'ensemble constitue des bancs de puissance variable n'excédant pas quelques mètres. Ces gneiss sont difficiles à distinguer des métabasites associés, surtout quand ils sont riches en éléments ferromagnésiens. Ils sont associés aussi à la formation ferrifère et aux méta-ultrabasites dans la carrière située le long de la route Baydhaba, Buur Hakaba à côté du village de Rooble Shiikh.

### **Description microscopique.**

Au microscope, la texture des gneiss rubanés est granoblastique de type polygonal. Localement, elle devient proche du type grenu. Ces roches présentent souvent un rubanement bien marqué, celui-ci est souligné par l'alternance de lits à feldspaths et quartz dominants et de lits à minéraux ferro-magnésiens (amphibole et clinopyroxène).

La composition minéralogique est la suivante :

- Quartz (15-25%), plagioclase (18-20%), avec de rares feldspaths potassiques, clinopyroxène(25-18%), amphibole(20-18%). Biotite, chlorite, épidote et calcite représentent les minéraux secondaires environ (5%).

Comme minéraux accessoires environ (7%) on observe le sphène, l'apatite, le zircon, l'ilménite, la titano-magnétite et la tourmaline.

L'amphibole est une hornblende verte subautomorphe à automorphe. Elle forme une mince auréole autour des clinopyroxènes déstabilisés. Parfois, elle se transforme en chlorite magnésienne et épidote, et englobe souvent des cristaux automorphes de sphène.

Le plagioclase (An.60-77 %) se présente en deux générations. La première forme de grands cristaux xénomorphes basiques. Parfois, il a recristallisé en petits grains néoformés de plagioclase plus acide, associés au quartz et à de rares microclines.

Le clinopyroxène est une salite et l'on observe le développement de hornblende dans les clivages et en bordure des cristaux. On note qu'il est en équilibre avec le plagioclase le plus basique de première génération.

Le quartz est généralement en petits cristaux pris entre les autres minéraux, mais on observe aussi de grandes plages présentant une extinction ondulante. Celles-ci sont associées aux feldspaths dans les lits clairs.

La biotite s'observe, soit dans les couronnes, soit à l'intérieur de la hornblende où elle ne présente aucune orientation préférentielle. Elle montre un caractère nettement rétomorphique. Les transformations qui l'affectent sont tardives.

Les petits cristaux de sphène se présentent en deux générations : la première, automorphe, située à l'intérieur de la hornblende, contient des lamelles d'ilménite ; la seconde, tardive et xénomorphe, forme une auréole autour de la titano-magnétite.

Au total, l'évolution métamorphique des gneiss rubanés est la suivante :

Une paragenèse de haut degré caractérisée par l'association à quartz + plagioclase 1 + clinopyroxène + ilménite + titano-magnétite.

Une paragenèse rétrograde de faciès amphibolite caractérisée par l'assemblage à hornblende + plagioclase 2 + sphène + quartz.

Une paragenèse tardive à chlorite + biotite + épidote.



### III.3. Gneiss leucocrates.

Ces sont des roches essentiellement quartzofeldspathiques, qui se présentent en intercalations décimétriques à métriques dans la formation ferrifère, les gneiss calco-silicatés, les metabasites, et les méta-ultrabasites. Bien que présentes dans tout le socle de Buur, elles semblent très peu abondantes. Elles constituent des niveaux clairs, d'aspect rubané à grain variable. Compte tenu des transformations métamorphiques, les caractères texturaux ne sont pas préservés et seules les données géochimiques permettent de proposer une origine magmatique.

Les meilleurs affleurements sont visibles :

- dans la carrière le long de la route Buur Hakaba-Baydhaba, où ils se présentent sous forme de lentille avec la formation ferrifère et les méta-ultrabasites,
- dans la colline de Buur Qalin, où ils sont associés aux gneiss calco-silicatés, aux metabasites et à la formation ferrifère,
- dans le fond de l'oued à côté du village de Shimbir où ils affleurent très mal, et où aucun autre type lithologique n'a été observé.

Macroscopiquement, les gneiss leucocrates sont caractérisés par la présence de plagioclase, de feldspaths potassiques perthitiques automorphes, et de sphène, ressortant dans un fond sub-isogranulaire quartzofeldspathique. Les minéraux ferromagnésiens sont représentés par des rares amphiboles plus au moins transformées en chlorite. Comme accessoires, on note surtout la présence d'apatite, de sphène et de minéraux opaques.

- Le quartz (50-60%) est souvent recristallisé, il se présente en agrégats polycristallins subautomorphes allongés parallèlement à la foliation ou en mosaïque entre les minéraux. Dans le secteur NE où la migmatisation est plus importante, la recristallisation est plus accentuée, et on observe des grandes plages de quartz présentant une extinction ondulante.

- Le plagioclase (18-25%) se manifeste généralement en grains xénomorphes, orientés parallèlement à la foliation. Il est souvent auréolé de petits cristaux subautomorphes de néoformation, de quartz et de feldspaths potassiques. Parfois, il présente des mâcles mécaniques (en biseau) courbés. On observe également des sous-grains, évoquant encore un phénomène de recristallisation.

- Le feldspath potassique (10-16%) se présente sous forme de microcline perthitique en porphyroclastes déformés. Il est partiellement recristallisé avec le développement de texture myrmékitique au contact du plagioclase.

Ces deux minéraux appartiennent à la même paragenèse.

Ce faciès pétrographique est souvent associé à la formation ferrifère, aux gneiss calco-silicatés, aux marbres et aux metabasites et fait partie intégrante du complexe granulitique. Cependant, il ne montre pas de paragenèses minérales caractéristiques du faciès granulite.

### III.4. Métabasites et méta-ultrabasites

Les roches mafiques et ultramafiques affleurent très mal et sans continuité. Dans le secteur NE du socle de Buur, elles se présentent, soit sous forme d'enclaves dans les migmatites (Buur Haybe), soit localisées au fond des oueds Urugay, Godobay et à côté du village de Farta, (voir figure 7), en amas chaotiques de grosses boules noyées dans le sable arénitique de fond d'oued (planche IV photol), soit en lentilles allongées parallèlement à la direction tectonique régionale majeure (NW-SE).

Les métabasites sont représentées principalement par des amphibolites et des amphibolo-pyroxénites associées parfois à quelques pyroxénites et à des roches subordonnées : hornblendites et trémolitites. Dans les deux secteurs, les métabasites sont liées aux gneiss calco-silicatés, aux marbres et aux gneiss rubanés.

Parfois, elles sont associées à la formation ferrifère. Ainsi, dans le fond de l'Oued, à côté du village de Farta on observe des bandes et des lentilles de métabasites associées aux quartzites à grenats qui représentent le faciès silicaté de la formation ferrifère (voir figure 7) ; ou encore sur l'affleurement de Buur Qalin les métabasites sont liées au plus important gisement de la formation ferrifère du socle (voir plancheIV photo 2). Enfin, dans une carrière située sur la route Buur Hakaba-Baydhaba à 3 Km au SE de Lughabaro, on note des méta-ultrabasites associés à la formation ferrifère, mais cela ne constitue pas une règle absolue. Il existe, en effet, des affleurements indépendants de toute formation ferrifère, par exemple dans le fond des Oueds Urugay et Godobay.

Cependant cette distinction ne semble pas avoir de valeur pratique et l'étude qui va suivre concernera aussi bien les métabasites et méta-ultrabasites à l'écart des concentrations ferifères que celles qui sont liées aux gisements de fer, aussi bien dans le secteur NE que dans le secteur SW, le domaine des migmatites.

### **Description macroscopique des metabasites**

Sur le terrain, ces metabasites vert sombre sont généralement à grain moyen à gros, tantôt foliées, tantôt massives. Un litage peut apparaître par différenciation de niveaux centimétriques à composition minéralogique différente. Les cassures fraîches montrent une alternance plus ou moins foustre de lits successivement riches en amphibole et en plagioclase. L'altération différentielle creuse souvent des rigoles parallèles qui soulignent le litage métamorphique ou magmatique épargné par le métamorphisme. La couleur vert foncé, presque noire, de ces roches, est due à la présence de hornblende brune. Il existe des faciès plus foncés, surtout dans le domaine des migmatites. Les faciès massifs, non lités, se reconnaissent à l'affleurement par leur altération en "alvéoles".

### **Description microscopique des metabasites**

Au microscope, les metabasites présentent une texture isogranulaire ou hétérogranulaire de type granoblastique polygonale. Une texture granonématoblastique est cependant marquée, lorsque la roche est litée par l'orientation préférentielle des grandes plages d'amphiboles, de pyroxènes et de plagioclases. La proportion d'amphibole et de clinopyroxène est fonction de l'échantillonnage, car elle varie d'un bout à l'autre de l'affleurement. Ainsi, du point de vue de la composition minéralogique, on peut distinguer :

- un faciès à amphibole et plagioclase;
- un faciès à clinopyroxène, amphibole et plagioclase;
- un faciès à clinopyroxène, grenat, amphibole et plagioclase.

Dans ces metabasites, ces trois faciès présentent les mêmes caractéristiques. Elles ne diffèrent que par l'absence, la présence ou la proportion d'une phase minérale par rapport aux autres.

Les associations minérales de l'ensemble des metabasites sont constituées, en proportions évidemment différentes, d'amphibole (15-30%), de clinopyroxène (0-35%), de plagioclase(15-40%), de grenat(0-5%), de quartz (5-15%) et de rares feldspaths potassiques tardifs et de biotite. Les minéraux secondaires sont la chlorite, la pumpellyite, la séricite, l'épidote et la calcite.

L'amphibole est une hornblende magnésienne de couleur brun-vert. Elle se présente en grands cristaux englobant tous les minéraux accessoires et en petits cristaux disséminés dans la roche. Parfois, elle forme une couronne autour des clinopyroxène (planche IV photo 5) et dans leurs clivages. Elle se transforme en hornblende verte qui se développe en bordure du minéral. Des petits cristaux d'ilménite auréolés de sphène croissent souvent sur la hornblende magnésienne et sur la hornblende verte. Ces deux générations d'amphiboles sont ultérieurement transformées en chlorite, pumpellyite et épidote.

Le clinopyroxène (salite) se présente en petits et grands cristaux automorphes à subautomorphes. Il cristallise en plages gris-vert, non pléochroïques, souvent riches en inclusions de hornblende brune. Il est pseudomorphosé localement en amphibole vert pâle associée parfois à des traces de calcite secondaire. Dans certains échantillons, c'est le minéral prédominant.

Le plagioclase est généralement peu mâclé. Quand les mâcles existent, elles sont de type albite/péricline avec individus à terminaison biseauté. Il se présente en cristaux de taille variable. Les grands cristaux sont xénomorphes. Les petits cristaux subautomorphes sont de deuxième génération et sont plus acides.

La basicité des cristaux varie de An 38-45 au coeur du minéral, à An 50 ou 70 à la périphérie, atteignant parfois même An 80 dans les franges réactionnelles. Cependant, dans le domaine des migmatites, la teneur en anorthite peut descendre jusqu'à 27 %.

Le plagioclase en grands cristaux et le plagioclase de deuxième génération sont ultérieurement transformés en séricite, épidote et calcite dans les plages rétrotransformées à amphibole vert clair.

Le grenat (Alm. 55-60 %, Gross. 22-29 %, Pyr. 15-17 %, Spess. 2-3 %) se présente en petits et grands cristaux subautomorphes à xénomorphes de forme variable; on distingue des formes globuleuses et des formes en atolls très craquelées. Les craquelures sont remplies de chlorite, de plagioclase, et d'épidote. Le grenat englobe des plagioclases, de l'ilménite, du quartz. Il est en équilibre avec le clinopyroxène (voir plus loin chap.IV) .

Le quartz est généralement en petits cristaux xénomorphes entre les autres minéraux. Il possède une extinction roulante et le plus souvent il s'agit de petits cristaux regroupés en amas polycristallins, allongés parallèlement à la foliation.

Le feldspath potassique est très rare. Il se présente sous forme de microcline principalement dans le domaine des migmatites.

La biotite montre un caractère nettement rétro-morphique par rapport à l'amphibole. Elle appartient à une paragenèse rétrograde et tardive.

De cette analyse pétrographique, les paragenèses suivantes peuvent être retenues pour l'évolution de l'ensemble des metabasites :

Une paragenèse à clinopyroxène, grenat, plagioclase, quartz, ilménite stable dans le faciès granulite.

Une paragenèse rétrograde à amphibole, plagioclase, quartz, sphène stable dans le faciès amphibolite.

Une paragenèse tardive à chlorite, pumpellyite, épidote, calcite stable dans le faciès schiste vert.

#### **Description macroscopique des méta-ultrabasites.**

Les méta-ultrabasites sont souvent liées aux metabasites. Elles sont représentées par des pyroxénites, hornblendites et trémolitites. Ces méta-ultrabasites sont associés à la formation ferrifère dans la carrière le long de la route Buur Hakaba-Baydhaba.

Ces roches, d'aspect massif et de couleur très sombre, se situent à la base de la formation ferrifère. Les metabasites, les méta-ultrabasites, et la formation ferrifère montrent une relation étroite dans le secteur NE, mais cette relation est difficile à cerner du fait de la discontinuité des affleurements. Ces mauvaises conditions nous apportent peu d'informations de terrain, si ce n'est que les méta-ultrabasites sont, tantôt associés aux metabasites pouvant contenir du grenat, tantôt à la formation ferrifère.

### **Description microscopique des méta-ultrabasites.**

Les méta-ultrabasites présentent une texture massive parfois. Nous avons rencontré :

- 1) un premier faciès presque exclusivement constitué de hornblende à laquelle s'ajoutent des magnétites martitisées,
- 2) un deuxième faciès totalement composé de trémolite,
- 3) un troisième faciès qui est représenté par pyroxénite situé à la base de la formation ferrifère. L'association minérale constituant plus de 90% de la roche est composée de clinopyroxène, d'orthopyroxène et de hornblende rétrogradique.

- L'orthopyroxène montre un léger pléochroïsme avec des teintes rosées caractéristiques de l'hypersthène. Il se pseudomorphe en amphiboles.

- Le clinopyroxène est en équilibre avec l'hypersthène. Il est de type salite avec un pléochroïsme gris-vert. On observe également de l'augite subcalcique métastable qui se transforme en salite.

- L'amphibole est un hornblende rétrograde qui se développe dans les clivages et aux bordures des deux types de pyroxène.

L'évolution métamorphique des méta-ultrabasites est la suivante :

- Assemblage de faciès de haut degré caractérisé par l'association à orthopyroxène + clinopyroxène.
- Paragenèse rétrograde de faciès amphibolite caractérisé par le développement de hornblende au dépend des pyroxènes.

Du fait que ces méta-ultrabasites présentent une composition minéralogique qui permet d'évaluer le degré métamorphique atteint et leur lien avec la formation ferrifère nous a conduit à les choisir comme référence, afin d'estimer les conditions et l'évolution métamorphique de cette formation ferrifère et de son encaissant.



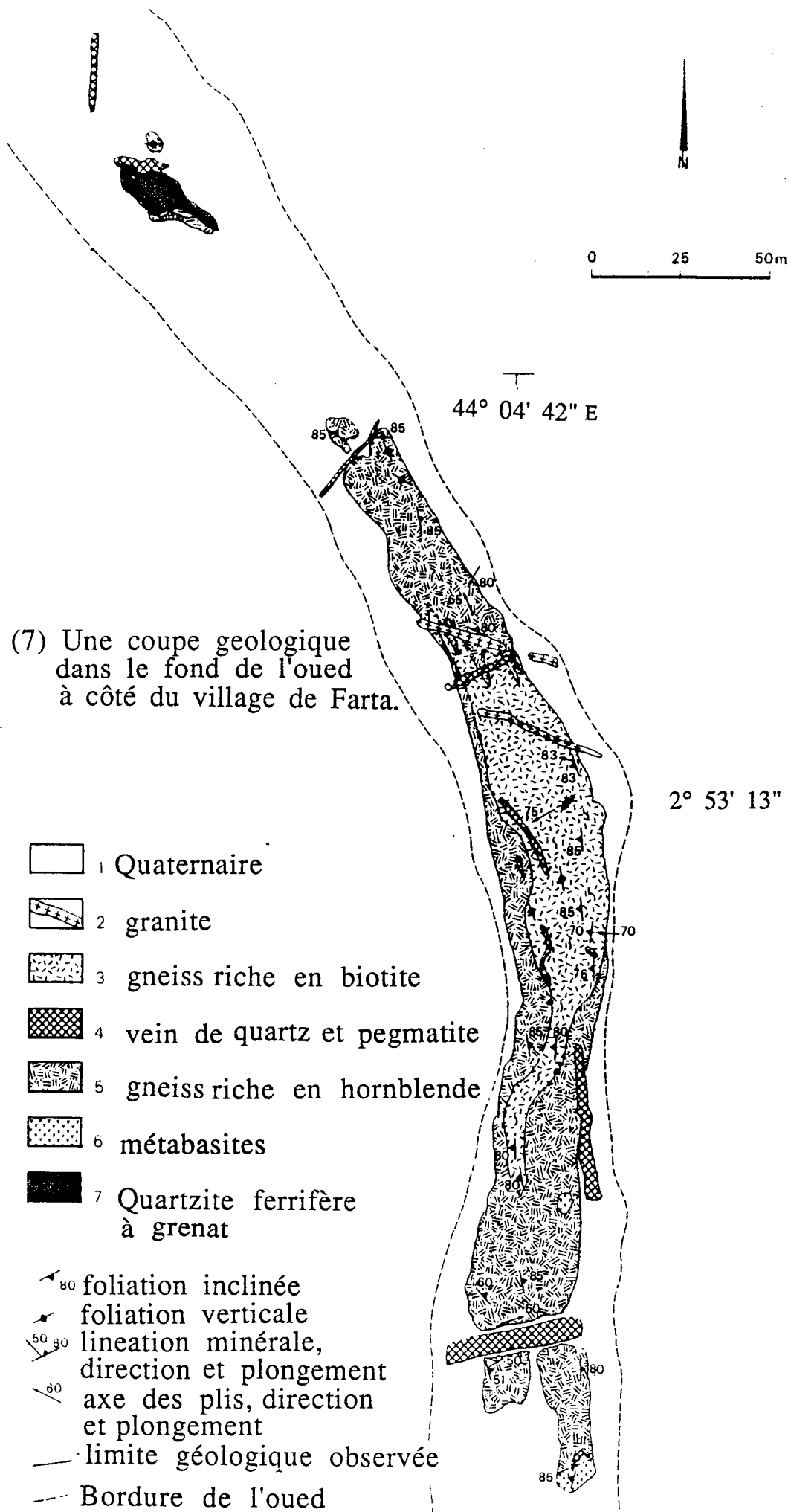


Figure (7) Une coupe geologique dans le fond de l'oued à côté du village de Farta.

### III.5. La formation ferrifère

Les socles précambriens sont souvent caractérisés par la présence de roches riches en fer. Les premiers géologues, qui ont pu travailler sur ce type de roches, ne s'intéressaient qu'à leur aspect économique. Ces roches ont été étudiés et décrits d'une manière tout à fait indépendante dans différentes régions ; cela a aboutit à une classification et à une nomenclature très variées.

En Amérique latine par exemple, on parle d'"Itabirite", ce qui veut dire roche compacte (mot d'origine indienne Tupi-Guarani). Ce terme fut utilisé pour la première fois pour le minerai de fer du Minas Gerais au Brésil. Ensuite, cette dénomination fut utilisée par des géologues pour désigner des formations équivalentes au Vénézuéla (Gross, 1973) et en Afrique de l'Ouest (Gross et Sims, 1973). En Afrique du Sud et en Inde les termes "Ironstone" et "BHQ" (Banded Hematite Quartzite) étaient respectivement adoptés. Dans les années soixante dix, les australiens étaient les seuls à ne pas utiliser des termes spécifiques pour ces formations. Ils employaient les noms de "jasper" et "jaspilite". A l'heure actuelle, c'est sont les australiens qui ont introduit dans la littérature le terme de "BIF" (Banded Iron Formation) qui est employé de façon générale.

Les essais de caractérisation plus détaillée des formations ferrifères n'ont fait qu'accentuer la confusion. En effet, des géologues d'Amérique du Nord ont introduit la notion de classification des faciès (faciès oxydé, faciès silicaté, faciès carbonaté et faciès sulfuré, James, 1954), ainsi qu'une classification, (Gross, 1965), de "type" de faciès (type Algoma, type Lake Superior). Le résultat de tout cela, fut d'avoir dans la littérature, pour un même type de roche, des appellations complètement différentes ayant tantôt une origine génétique, tantôt lithostratigraphique, voir même paléogéographique. Précisons que toutes ces classifications détaillées ont été réalisées à partir des formations ferrifères peu métamorphisées.

Aux congrès de Kiev et de Duluth en 1970, on a essayé de mettre au point une nomenclature internationale. Mais, malheureusement, la parution de nombreuses suggestions innovatrices a créé davantage de confusion. La conclusion qu'on peut tirer est d'adopter un terme purement descriptif : la formation ferrifère.

La formation ferrifère de la région de Buur affleure dans l'ensemble précambrien en petites collines d'altitude comprise entre 12 et 45 m, et portant un couvert végétal, ce qui les distingue des inselbergs nus formés de matériaux cristallins. Les affleurements les plus importants sont concentrés dans le secteur SW : Buur Deymir, Buur Qalin, Buur Kulay-Kulay, et probablement d'autres collines qui attendent d'être explorées, car l'inventaire lithologique du socle de Buur est loin d'être complet.

Les plus beaux sites se trouvent à Buur Qalin où on observe deux collines parallèles décalées d'environ 250 m en direction EW. Leur direction d'allongement est N60W, et correspond à celle des formations qui les composent et qu'on peut ici suivre continu sur environ 2 km. Dans ce gisement, la formation ferrifère est associée aux gneiss calco-silicatés, aux marbres et aux metabasites migmatisées. Ces metabasites se présente sous forme de lentilles concordantes, le contact avec la formation ferrifère paraissant progressif.

La formation ferrifère est souvent caractérisée par une ségrégation silice-fer qui se traduit par un rubanement régulier millimétrique à centimétrique typique des formations ferrifères de type "Banded Iron Formation" (micro et mesobanding des auteurs de la langue anglaise). Les faciés massifs sont également présents et montrent une grande variabilité de taille des grains.

En grand elle comprend plusieurs niveaux minéralisés, qui se présentent en général sous forme de quartzites à magnétite et hématite très résistantes à la migmatisation ainsi qu'à l'érosion, et qui constituent un excellent niveau repère pour la compréhension de l'histoire tectono-métamorphique qui affecte la région.

Dans le faciès massif généralement à gros grains et de structure pegmatitique, formé de gros cristaux de quartz et de magnétite-hématite, toute anisotropie disparaît. L'apparition de ce faciès massif peut correspondre parfois à une augmentation de teneur des minéraux silicatés (HF38), lesquels se développent en cristaux poëcilitiques qui détruisent le fin rubanement de la roche. Il existe aussi un faciès intermédiaire où le litage du quartz et l'oxyde de fer, bien que rythmique, n'est pas suffisamment contrasté pour aboutir à la texture franchement rubanée.

En général, l'altération, qui atteint jusqu'à 30 m de profondeur, donne à la roche une couleur ocre. Dans le faciès rubané, l'altération souligne nettement le rubanement par érosion préférentielle des lits plus pauvres en silice grâce à des vides dus à la dissolution des microlits riches en minéraux ferromagnésiens. Cette altération se traduit par la transformation des silicates en nontronite et par l'apparition d'hydroxyde de fer.

L'association minérale la plus fréquente dans la formation ferrifère se caractérise par une minéralogie simple. Elle comprend essentiellement du quartz et des oxydes de fer (magnétite, martite et hématite), auxquelles s'ajoutent des silicates ferromagnésiens subordonnés tels qu'orthopyroxène et clinopyroxène plus au moins totalement rétrotransformés en amphiboles (grunérite puis hornblende ferrifère ou cummingtonite puis actinote). Notons la rareté des minéraux accessoires : on observe uniquement de l'apatite et de rares grains de phosphosidérite.

Le quartz, avec les oxydes de fer, constitue plus de 90 % de la roche. Il est subautomorphe à automorphe, de taille variable selon le faciès (lité, intermédiaire et massif). Il se présente en agrégats, mosaïques de plages qui sont, soit fortement engrenées et à extinction roulante, soit à contours hexagonaux, soit encore en agrégats orientés parallèlement au litage. Souvent, il contient des grains de silicates en inclusion. On note également du quartz cryptocristallin et de la calcédoine issue de l'altération supergène.

La magnétite, la martite et l'hématite sont les principaux représentants des minéraux opaques. Ces deux phases sont souvent associées et se concentrent dans des lits plus ou moins continus sous forme de grandes plages englobant parfois des minéraux silicatés. L'altération intense en climat chaud et humide induit l'apparition des hydroxydes de fer.

L'orthopyroxène est représenté par de l'hypersthène, peu coloré. C'est dans les niveaux de forte concentration en silicate qu'il prend des teintes rosées, plus soutenues. Dans les faciès fortement rubanés, l'hypersthène se concentre selon des lits préférentiels. Ce minéral passe souvent à une amphibole incolore très légèrement verdâtre appartenant à la série cummingtonite-grunérite. Cette amphibole se développe en touffes qui envahissent l'hypersthène dans les cassures et dans les clivages.

Le clinopyroxène est de type salite en équilibre avec l'hypersthène. Il cristallise en plages gris-vert non pléochroïques, souvent riches en inclusions de petits grains de quartz. Dans certains niveaux, il constitue le minéral prédominant (au sommet de l'affleurement de Buur Qalin) et se présente alors en grandes plages bien automorphes. Contrairement à l'hypersthène, il présente rarement des traces de rétro-morphose.

L'amphibole est essentiellement représentée par la cummingtonite en grandes plages bien individualisées souvent maclées polysynthétiquement et dérivant le plus souvent de l'hypersthène. Dans certains échantillons (HF2 et HF39) la cummingtonite en grandes plages automorphes constitue à elle seule la phase silicatée. Cependant, on observe la présence d'actinote soit sous forme de lamelle vert pâle passant progressivement à la cummingtonite incolore, soit en petits grains automorphes disséminés dans la roche.

Ces faciès rubanés ou massifs à oxydes dominants et silicates accessoires doivent être rapportés au faciès oxydé des B.I.F. (Gross, 1980) et constituent l'essentiel de la formation ferrifère de la région de Buur.

Outre les B.I.F. à faciés oxydé il faut signaler la présence très localisée de quartzites à grenat et grunérite ayant une composition minéralogique et chimique de B.I.F. à faciés silicatés. L'affleurement principal situé à proximité du village de Farta (voir figure 7) est d'extension restreinte et ne permet pas de définir la géométrie de la minéralisation (lentille, tête de plis à axe redressé) dans lequel les quartzites à grenat et à grunérite sont associés à des metabasites et à des gneiss dioritiques rubanés. Les oxydes de fer sont rares et le quartz est associé à de l'almandin (alm.71-75%) et à de la grunérite plus au moins "rétromorphosée" en hornblende ferrifère.

Les faciés carbonatés et sulfuré n'ont pas été mis en évidence.

Les associations minérales de la formation ferrifères qui viennent d'être décrites, sont le résultat d'un métamorphisme de haut degré et il est impossible sur la base des compositions minéralogiques de reconstituer le sédiment primaire. Pour les mêmes raisons, l'interprétation du rubanement se heurte à l'importance possible mais indéterminable des phénomènes de ségrégations métamorphiques et les textures actuellement observables ne permettent pas de faire la part entre le litage sédimentaire et foliation métamorphique.

Grâce à la présence des silicates, les principales associations paragenétiques primaires et leur évolution postérieure (rétromorphose et altération supergène) ont été mises en évidence. Nous pouvons donc retenir les paragenèses suivantes :

paragenèses de haut degré :

- |                  |                     |
|------------------|---------------------|
| (a) faciés oxydé | (b) faciés silicaté |
| Qz+Magn+Opx+Cpx  | Qz+Grenat+Grunérite |

paragenèses rétrograde :

- |                       |                      |
|-----------------------|----------------------|
| (a) faciés oxydé      | (b) faciés silicaté  |
| cummingtonite+martite | hornblende ferrifère |

paragenèse de l'altération supergène du faciés oxydé

calcédoine + goethite + limonite + nontronite.

### III.6 - Gneiss calco-silicatés et marbres

Ces types de roches se rencontrent dans l'ensemble du socle de Buur, parfois en proportions relativement importantes (à côté du village de Mode-Mode, dans l'Oued de Godobay, entre les villages de Shimbir et Lughabaro, sur l'affleurement de Buur Qalin, et le long de la piste, près de Buur Duur, qui mène au village de Dhafaad Furka). Ils sont associés aux metabasites, aux gneiss dioritiques rubanés et à la formation ferrifère.

Ces roches se présentent, soit sous forme d'enclaves ovoïdes métriques à centimétriques, soit sous forme de gros boudins de diamètre de 10 à 60 cm, et de longueur de 3 à 5 mètres. Elles peuvent aussi former des lentilles de plusieurs mètres interstratifiées dans leur encaissant.

Elles montrent une zonation marquée par des niveaux concordants de compositions minéralogiques différentes. Les gneiss calco-silicatés sont hétérogranulaires à grain fin avec une cassure conchoïdale. Par contre, les marbres sont isogranulaires à gros grains parfois saccharoïdes.

#### Description microscopique

Les marbres sont généralement des roches monominérales à gros grain formées essentiellement de calcite. Cependant, on observe des niveaux riches en éléments ferromagnésiens (hornblende, salite, phlogopite et épidote), qui leur confère une certaine zonalité. Ces roches présentent des couleurs différentes en fonction de la proportion de tel ou tel minéral ferromagnésien. Ainsi, on observe des marbres verts, rosés et blancs. La calcite est le minéral dominant, elle est complètement recristallisée avec des clivages rhomboédriques parfaits.

Les gneiss calco-silicatés sont des roches très hétérogènes à grain fin, de texture granoblastique, finement rubanées. Ils sont composés en différentes proportions de quartz, plagioclase, feldspath potassique, scapolite, clinopyroxène, amphibole, grenat, épidote et calcite.

Le quartz est assez abondant et se présente en cristaux subautomorphes à extinction roulante, parfois inclus dans les porphyroblastes de clinopyroxène et de feldspaths.

Les feldspaths sont surtout représentés par des plagioclases riches en calcium, jusqu'à (97% d'anorthite), plus ou moins séricitisés et peu mâclés. Dans d'autres échantillons, le plagioclase, qui devient le minéral le plus abondant (15-20%), est souvent mâclé polysynthétiquement et renferme du zircon et du sphène, mais il est calciques (90 % d'anorthite). Le feldspath potassique est représenté par des petits cristaux de microcline parfois concentrés dans des microlits associés au quartz et à la scapolite.

La scapolite riche en calcium (méionite) est relativement abondante. On y distingue deux générations : une qui provient de la transformation des plagioclases et l'autre qui se présente en cristaux automorphes jointifs donnant à la roche une belle texture granoblastique polygonale. Cette dernière est la plus fréquente.

Le clinopyroxène est du type salite. Il est zoné et assez abondant dans certains échantillons. Il se présente en grands et en petits cristaux automorphes à subautomorphes à contours plus ou moins réguliers et montre des transformations en amphibole, chlorite et épidote. Parfois, il contient des inclusions de minéraux opaques.

L'amphibole se présente en grains de taille variable, subautomorphes à xénomorphes qui forment souvent une couronne autour des clinopyroxènes et pénètrent dans leurs clivages. On observe également que l'amphibole auréole le grenat et pénètre dans ses craquelures, montant ainsi un caractère nettement rétrograde. Elle a une teinte de polarisation anormale (violacée) due à une forte dispersion du minéral. Par contre, dans l'échantillon (D.Sh.2) on n'observe aucune trace d'amphibole.

Le grenat se présente en cristaux poëcilitiques très xénomorphes dispersés dans un fond plus riche en plagioclase sous forme de vermicules d'aspect "myrmékitique". On observe également des reliques de clinopyroxène dans le grenat. Le grenat est plus abondant dans les zones sans clinopyroxène et scapolite. Il forme des textures exceptionnelles et surprenantes où la relation entre phases minérales est assez complexe, car même le grenat néoformé est parfois "déstabilisé" en amphibole.(Planche V Photo 6).



Les minéraux accessoires sont la magnétite, la pyrite, le sphène, l'apatite et le zircon. L'épidote et la calcite sont les principaux minéraux secondaires.

Bien qu'il soit difficile d'établir la chronologie des différentes paragenèses de ces roches, on peut tout de même retenir les associations suivantes :

Paragenèse de haut degré :

clinopyroxène + scapolite 1 + plagioclase 1 + grenat + magnétite.

Paragenèse rétrograde :

amphibole + plagioclase 2 + scapolite 2 + sphène + épidote.

### III. 7. Les quartzites

Il s'agit de quartzites blanc plus ou moins riche en sillimanite (planche V photo 2). Ils sont plus abondants dans le secteur SW où ils forment des reliefs importants de plusieurs centaines de mètres de long. Les plus beaux affleurements se rencontrent à proximité de l'affleurement de Buur Goray auxquels se joint le modeste affleurement de Buur Qadiye. Dans ce dernier affleurement les quartzites sont associés à la formation ferrifère. Par contre, dans le secteur NE, les quartzites blancs ne sont pas très importants, et leurs relations avec d'autres unités lithologiques du complexe granitique sont difficiles à cerner à cause des mauvaises conditions d'affleurement.

Le plus souvent, les quartzites blancs ont une texture à grands cristaux de quartz engrenés de taille variable, pouvant atteindre 3 mm. Ils sont entièrement dépourvus de minéraux autres que le quartz, de rares micas tardifs et du zircon.

Le faciès à silicate d'alumine (sillimanite) est peu développé bien que réparti dans tout le socle, c'est à dire dans les deux secteurs NE et SW. Il affleure en intercalations décimétriques souvent boudinées au sein des gneiss calcosilicatés, de la formation ferrifère et des gneiss migmatitiques.

Sur le terrain, les quartzites à sillimanite, à grain fin à moyen sont faciles à reconnaître, car ils tranchent nettement par leur aspect rubané et par leur richesse en sillimanite qui souligne la foliation.

La structure des quartzites à sillimanite est granoblastique hétérogranulaire. Elle présente souvent un rubanement bien marqué ; celui-ci est souligné par l'alternance de lits de quartz et de lits de feldspaths, avec de la sillimanite qui domine, associée à du zircon, de l'ilménite, de l'hématite, du spinelle (gahnite), et des mica tardifs. Les grains de quartz ont une taille moyenne de 0.5 mm et atteignent parfois 3 mm dans les zones à cristallinité grossière. La sillimanite se présente sous son faciès le plus fréquent en touffes fibrolitiques dispersées parallèlement à la foliation de la roche, mais elle est souvent sous forme de cristaux automorphes prismatiques de 0.3 mm de section qui recoupent la foliation. Ce habitus, remarquable, correspond à une formation des conditions profondes. Les feldspaths sont représentés par le microcline perthitique. Des micas tardifs, dentelliformes, se développent aux dépens de la sillimanite. Le zircon est relativement fréquent, et a une nette tendance à se concentrer dans certains lits où il est accompagné par l'ilménite, l'hématite et le spinelle. Ces concentrations rappellent les films de minéraux lourds fréquents dans certains types de sédiments d'origine détritique ultérieurement métamorphisés.

En conclusion, l'étude des assemblages minéraux dans ce faciès pétrographique permet de distinguer :

- Une paragenèse minérale relictuelle marquée par la présence de spinelle (gahnite). Ce spinelle pourrait correspondre à la phase prograde de métamorphisme antérieure au stade granulitique.

- Une paragenèse minérale de faciès de haut degré à quartz + feldspath potassique (microcline perthitique) + sillimanite + ilménite.

- Une paragenèse minérale rétrograde soulignée par la fibrolite et l'hématite.

- Une paragenèse tardive correspondant au développement de micas.

### III.8. CONCLUSION.

De cette étude pétrographique de la région de Buur, il ressort que l'ensemble des unités lithologiques du socle est caractérisé par un complexe à reliques de faciès granulitique, vraisemblablement d'origine magmatique et sédimentaire, qui comprend un très bon niveau repère, la formation ferrifère.

Ce complexe granulitique est affecté par un événement rétrograde dans le faciès amphibolite accompagné par une migmatisation surtout développée dans le secteur SW du socle de Buur. Ainsi les paragenèses de faciès granulite sont absentes ou relictuelles des formations migmatitisées. En d'autres termes, la formation ferrifère et son encaissant semble donc appartenir au même ensemble antérieur aux manifestations migmatitiques et magmatiques. Pour l'instant, nous n'avons aucun calage chronologique de ces deux événements. Cependant, la présence de la formation ferrifère indiquerait un âge au moins Protérozoïque inférieur pour le complexe "granulitique".

L'hypothèse avancée par Ilyin (1965), D'amico et al.(1981) et Bakos et al.(1987), distingue un ensemble inférieur migmatisé, probablement archéen (formation d'Olontole) et un ensemble supérieur métasédimentaire (quartzites, marbres et formation ferrifère) probablement du protérozoïque inférieur, alors que ces différentes roches sont associées spatialement et ont peut-être suivi une même évolution tectono-métamorphique.

Les roches de faciès amphibolite, représenté par des micaschistes, des schistes quartzitiques n'ont peut-être pas la même évolution tectono-métamorphique que le complexe granulitique. C'est pour cela que nous considérons que ces roches à faciès amphibolite peuvent correspondre soit à une nappe, soit à une couverture sédimentaire en contact normale avec le socle "granulitique" rétomorphosé.

#### (IV). GEOCHIMIE DU COMPLEXE GRANULITIQUE

Les données de terrain et l'étude pétrographique dans les chapitres II et III nous ont permis de caractériser dans la région de Buur un complexe granulitique composé de plusieurs formations. Il s'agit dans ce chapitre de présenter leur principaux caractères chimiques.

Des échantillons représentatifs des principales formations du complexe granulitique ont été analysés pour les éléments majeurs et en trace. Les éléments majeurs et les traces (à l'exception des Terres Rares) ont été analysés par la spectrométrie XRF et par l'absorption atomique pour Na (Govindaraju et Montanari ; 1978) au C.R.P.G. (Nancy). La précision analytique est de l'ordre de 1% pour les majeurs et de l'ordre de 5 à 10% pour les éléments en traces dont les teneurs sont respectivement supérieures ou inférieures à 20 ppm. Les Terres Rares ont été analysées par la méthode I.C.P. au C.R.P.G. de Nancy (Govindaraju 1980). La précision analytique est estimée à 5% pour les teneurs en Terres Rares normalisées par rapport aux chondrites supérieures à 10 et de l'ordre de 10% lorsque les teneurs normalisées sont inférieures à 10.

Les caractères pétrographiques des principales formations du complexe granulitique, ainsi que le report des analyses chimiques de ces différentes roches sur les diagrammes discriminant les tendances magmatique et sédimentaire (De La Roche, 1965 ; 1968 ; Moine et De La Roche, 1968) indiquent l'existence dans ce complexe granulitique :

- de roches d'origine sédimentaires composées de quartzites, de gneiss; calco-silicatés, de marbres et d'une formation ferrifère ;
- de roches d'origine magmatique composées de gneiss migmatitiques, de gneiss rubanés dioritiques et enfin de metabasites et méta-ultrabasites.

Dans l'ensemble du complexe granulitique, ces caractères chimiques nous aideront à définir les protolites probables et leur site géotectonique des différents groupes pétrographiques définis aux chapitres II, III.

#### **(IV).1. CARACTERE CHIMIQUE DE L'ENSEMBLE METASEDIMENTAIRE**

Cet ensemble est représenté par les quartzites blancs et à sillimanite que l'on évoquera rapidement, les gneiss calco-silicatés, les marbres qu'on va étudier d'une façon assez détaillée et la formation ferrifère. Cette dernière formation fera l'objet d'une étude détaillée au chapitre VI.

##### **(IV).1.1. QUARTZITES**

L'origine détritique des quartzites blancs et de ceux à sillimanite est suggérée par :

- La nature terrigène de certains éléments,
- La présence de minéraux lourds d'origine clastique (zircon et spinelle en lits associés aux niveaux de sillimanite).

##### **(IV).1.2. GNEISS CALCO-SILICATES ET LES MARBRES**

Les gneiss calco-silicatés et les marbres se caractérisent (Tableau 4) :

- Par de fortes teneurs en calcium ( $10 < \text{CaO} < 55 \%$ ), magnésium ( $0,3 < \text{MgO} < 12 \%$ ), fer ( $0,4 < \text{Fe}_2\text{O}_3\text{T} < 13 \%$ ),
- Par des teneurs en  $\text{SiO}_2$  variables (2 à 60 %) et relativement faibles en alcalins ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 6,3 \%$ ).

Le fait que CaO et MgO sont bien corrélés, tandis que fer et magnésium présentent des corrélations fortement négatives montre que chaux et magnésium appartenant à une même phase minérale probablement de la dolomite.

Compte tenu de tous ces caractères, il apparaît que la majeure partie de l'alumine est représentative d'une phase argileuse ; ceci est confirmé par des rapports  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,02 à 0,1 ; moyenne à 0,06) identique à ceux des shales. Les gneiss calco-silicatés étaient donc certainement constitués d'une fraction précipitée et d'une fraction détritique.

Ces roches sont riches en Sr (jusqu'à 1964 ppm maximum) comparées aux teneurs données par Sighinolfi (1974) pour les roches à silicates calciques du faciès granulite (64 ppm), les teneurs en Sr des gneiss calco-silicatés de la région de Buur sont très élevées (moyenne 511 ppm).

Il est à noter que les échantillons riches en Sr sont également riches en calcium et magnésium. CaO et Sr présentent une corrélation nettement positive. Cette corrélation positive suggère une origine évaporitique pour le Sr. Notons en outre que l'échantillon le plus riche en Sr (BQ 11) est également riche en scapolite (précipitation de Ca et Sr ?). Notons également qu'en ce qui concerne les alcalins, tous les échantillons sont plus riches en Na<sub>2</sub>O (NaCl ?) par rapport au potassium ; à l'exception de l'échantillon BQ12 (Tableau 4) qui est plus riche en K<sub>2</sub>O.

Les teneurs en Rb sont relativement faibles (moyenne 23 ppm) alors que les teneurs en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> sont très faibles (0,04 à 0,60 %) excluant ainsi la présence de phosphate.

Nous avons mentionné dans le chapitre III la présence quasi constante de la scapolite dans les gneiss calco-silicatée sans souligner la signification et l'importance de ce minéral.

Les scapolites : (Na, Ca, K)<sub>4</sub> (Al<sub>3</sub> (Al, Si)<sub>3</sub> Si<sub>6</sub>O<sub>24</sub>) (Cl CO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub>, OH) sont des solutions solides entre marialite (pôle sodique) et méionite (pôle calcique) ; Shaw (1960). La formation de ce minéral nécessite la présence d'une quantité notable de volatile (SO<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, F, Cl ...).

Elles furent considérées comme des mélanges binaires par de nombreux auteurs, mais Evans et al. (1969) montrent que les solutions solides des scapolites ne sont pas des mélanges simples de deux pôles, mais des mélanges complexes dont les solutions riches en Ca ont des teneurs faibles en chlorure et notables en SO<sub>3</sub>. Ils notent que les pôles purs ne se rencontrent pas dans la nature. Goldsmith (1976) montre que l'absence des pôles purs est due aux conditions de température et de pression élevées nécessaire pour leur formation.

La présence de ce minéral dans les gneiss calco-silicates du faciès granulite a depuis longtemps attiré l'attention des géologues : Serdyuchenko, (1955, 1956 et 1975) fut le premier à s'y intéresser. Il conclut à la suite de ces nombreux travaux sur les granulites du bouclier Aldan (U.R.S.S.) que les scapolites proviennent du métamorphisme d'anciens sédiments salins, car ils sont les seuls minéraux pouvant fixer les éléments volatiles de ce type de sédiments.

Cependant, les conditions de stabilité de la scapolite restaient inconnues. Depuis de nombreuses recherches expérimentales ont été faites à ce sujet. C'est ainsi que : Orville (1975), Newton et Goldsmith (1975) et Ellis (1978) placent la stabilité des scapolites riches en calcium (Méionite > 64%) dans une zone à haute température et pression.

Tableau (4) Analyses chimiques, éléments majeurs (% en poids oxydes) et traces en ppm des gneiss calco-silicatés, des marbres et des quartzites de la région de Buur.

Majeurs %	BQ9	BQ11	BQ12	GOD14	LSB9	DSH1	DSH2	XG7	BQ7	HF25	HF31A	LSB1	SH9	SH10	XG1	XG9	HF42	HF44	
SiO2	60.06	41.63	56.22	46.54	56.71	55.62	53.06	45.25	55.4	5.38	5.74	37.05	2.75	1.61	82.74	78.4	94.35	98.84	
Al2O3	14.36	26.13	13.82	18.83	13.85	14.99	14.69	19.85	14.16	0.78	0.86	1.15	0.66	0.57	9.59	12.27	3.68	0.18	
Fe2O3 T	4.33	7.79	5.93	7.35	6.01	9.27	9.02	13.42	8.71	0.41	0.72	2.82	1.65	1.4	5.22	5.88	0.21	0.14	
MnO	0.06	0.06	0.2	0.23	0.13	0.28	0.27	0.39	0.11	0.03	0.04	0.16	0.1	0.1	0.08	0.05	trace	trace	
MgO	2.38	1.33	2.59	4.57	4.02	2.19	2.66	2.33	4.23	0.33	0.4	11.76	0.75	0.68	0.29	0.28	trace	trace	
CaO	11.57	20.23	13.79	19.18	10.25	15.64	16.51	14.25	11.05	55.31	50.29	26.16	93.2	94.78	trace	trace	0.07	0.07	
Na2O	3.75	0.25	1.82	0.92	4.17	0.6	0.76	1.16	4.26	0.02	0.12	0.26	0.12	0.12	0.15	0.3	trace	trace	
K2O	0.75	0.1	3.09	0.08	2.12	0.2	0.14	0.11	0.53	0.31	0.26	0.12	0.23	0.22	0.83	1.45	0.03	0.03	
TiO2	0.44	0.47	0.6	1.01	0.65	0.9	0.74	1.69	0.45	0.08	0.07	0.09	0.05	0.05	0.32	0.48	0.04	trace	
P2O5	0.15	0.2	0.12	0.6	0.16	0.09	0.09	0.1	0.3	0.25	0.16	0.04	0.49	0.47	trace	trace	trace	trace	
Pf	1.97	0.68	2.2	0.21	1.06	0.4	0.66	1.14	0.32	41.26	41.4	14.54			0.46	0.33	0.96	0.44	
Total	99.82	99.87	100.38	99.52	99.13	100.18	98.6	99.69	99.52	100.16	100.06	94.15			99.68	99.44	99.35	99.71	
Mineurs(µg/Kg)																			
Ba	492	45	827	293	915	111	184	140	152	131	67	181	154	223	49	77	10	<10.00	
Co	51	75	44	82	36	93	90	102	58	12	13	46	4	3	150	134	33	26	
Cr	84	179	97	57	144	157	126	180	61	-	-	33	1	2	<10.00	14	-	-	
Cu	77	14	12	12	14	12	10	13	10	<10.00	<10.00	10	n.d.	n.d.	12	16	<10.00	32	
Ni	56	78	77	68	68	108	96	196	78	-	-	51	1.7	1.3	61	63	-	-	
Sr	369	1964	153	1288	555	254	291	154	1159	376	342	91	97	62	13	11	<10.00	<10.00	
V	98	215	117	204	130	178	170	242	147	67	70	66	n.d.	n.d.	38	39	25	17	
Rb	14	<10.00	115	<10.00	45	<10.00	<10.00	10	10	26	25	<10.00	16	18	16	30	<10.00	<10.00	
Zr													74	57					
Zn													24.9	25.3					

Les gneiss calco-silicatés.

les marbres.

Les quartzites.



Ils montrent que le type riche en calcium est le type couramment rencontré dans les gneiss calco-silicatés du faciès granulite. Ce type est pauvre en chlorure et riche en  $\text{SO}_3$  (jusqu'à 4 %). Les scapolites calciques riches en soufre sont de préférence dans les faciès de haute pression (Lovering et White, 1964).

Compte tenu de toutes ces études, les scapolites ont été utilisées avec succès comme marqueurs d'anciennes roches évaporitiques au sens large (Sendyuchenko, 1975 ; Jarousse et al., 1978 ; Ramsay et Davidson, 1970), dans de nombreux domaines granulitiques (Yakutia en U.R.S.S. ; Sud Australie ; Adirondack en Amérique du Nord, région Baltique et Canada).

Les scapolites constituent donc des marqueurs indirects d'anciennes roches salines. Il faut cependant remarquer que les fluides mis en évidence ne sont pas nécessairement hérités d'une sédimentation évaporitiques (cas des fluides métasomatiques).

Pour Sendyuchenko (1975), les scapolites issues d'anciens niveaux salins donnent des roches à textures saccharoïdales dans lesquelles la scapolite est souvent associée à la magnétite. Pour cet auteur la présence des scapolites dans les gneiss à silicates calciques a une signification génétique, car elle caractérise un processus d'origine sédimentaire sous des conditions d'accumulation progressive de sédiments riches en volatiles (OH, Cl,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{CO}_2$ , ...).

Selon Ramsay et Davidson (1970), la formation des scapolites dans les gneiss à silicates calciques est due à un métamorphisme isochimique de niveaux évaporitique ou salins disséminés dans des argiles et marnes.

Les recherches de ces différents auteurs permettent donc de conclure que les scapolites apparaissent dans le faciès granulite comme le principal minéral concentrant des éléments volatiles présents dans les sédiments originaux. Ce minéral apparaît comme un marqueur d'anciens sédiments évaporitiques ou salins. Ils sont la signature des milieux riches en sulfures,  $\text{CO}_2$ , carbonate, chlorure, fluor et bore.

#### (IV). 2. CARACTERE CHIMIQUE DE L'ENSEMBLE META-IGNE

Un examen rapide des analyses chimiques de l'ensemble méta-igné du complexe granulitique (Tableau 5, 6, 7 et 8) permet de constater que sa composition est tout à fait comparable à celle des roches magmatiques peu altérées, de composition basique, intermédiaire et acide. L'origine magmatique de cet ensemble méta-ignée granulitique ne fait aucun doute ; elle est clairement établie à partir de l'étude pétrographique (textures de roches ignées des metabasites et des méta-ultrabasites, ainsi le caractère intrusif des gneiss migmatitiques) et de l'utilisation de plusieurs diagrammes chimiques appropriés parmi lesquelles nous avons retenu celui de De La Roche (1965).

Dans le diagramme de représentation des roches totales (figure 8) de De La Roche (1965), l'ensemble méta-igné définit une tendance très proche de celle d'une série ignée caractérisée par la présence de termes dioritiques ( $52\% < \text{SiO}_2 > 62\%$ ) et par la prépondérance des termes basiques (gabbroïques) d'une part et des termes acide d'autre part. Si la distribution de l'ensemble des points évoque principalement une série ignée, celle-ci est tout de même attirée vers la gauche du diagramme et en direction du pôle quartz. Cependant, cette influence n'a pas entraîné des modifications importantes sur le comportement des éléments chimiques. Ceci permet également de penser que le métamorphisme dans ces roches était isochimique, si on ne considère pas les éléments volatiles.

Les roches méta-ignées du socle de Buur couvrent un large éventail chimique où les teneurs en  $\text{SiO}_2$  varient de 45 à 76 % (voir tableaux 5, 6 et 7). Dans la grille de classification chimico-minéralogique de Debon et Le Fort (1982), (figure 9) ce complexe constitue une ou plusieurs suites de roches à composition gabbroïque, dioritique, monzonitique, tonalitique, granodioritique et granitiques qui montre une variation continue suggérant une différenciation magmatique, par ailleurs nous pensons, sur la base des observations de terrain, que les roches acides (les gneiss migmatitiques) sont intrusives dans les roches basiques et intermédiaires. Les limites des différents groupes pétrographiques ont été fixées en s'appuyant en partie sur ce diagramme ; ainsi on distingue dans l'ensemble des métaplutonites :

(a) des gneiss migmatitiques à composition monzonitique-tonalitique-granodioritique et granitique ; (b) des gneiss leucocrates à composition rhyolitique ; (c) des gneiss rubanés à composition dioritiques ; (d) des metabasites et méta-ultrabasites.

Tableau (5) Analyses chimiques, éléments majeurs (% en poids oxydes), traces et Terres Rares en ppm des metabasites et des méta-ultrabasites.

Mejeurs %	Les metabasites														Les méta-ultrabasites.						
	GOD2	BQ5	FAR9	SAF1	GOD3	UR7	GOD13	LIM1FAR20B	UR8	FAR19	FAR20	UR6A	UR4A	UR5	LGC3	BHC1	GOD8	FAR6	LSB6		
SiO2	48.29	47.97	49.17	50.19	48.02	45.82	46.1	46.28	47.22	48.08	48.16	47.28	44.36	46.24	52.24	51.01	55.64	48.01	48.49		
Al2O3	13.28	13.46	13.69	13.97	14.48	13.18	13.64	13.53	15.07	15.72	14.47	13.6	14.44	14.37	3.72	4.99	4.48	7.32	3.71		
Fe2O3 Total	14.67	15.09	14.23	15.21	13	14.26	14.02	13.89	12.37	9.96	12.67	11.61	14.42	13.5	22.47	15.78	7.52	13.13	13.29		
MnO	0.22	0.22	0.24	0.19	0.23	0.27	0.23	0.21	0.28	0.19	0.26	0.26	0.18	0.21	0.17	0.29	0.12	0.26	0.19		
MgO	6.06	6.5	6.29	5.87	7.08	9.24	8.94	8.4	6.7	6.76	5.64	7.56	7.7	7.13	9.22	12.9	17.29	14.88	19.27		
CaO	10.15	10.12	9.47	9.18	10.73	12.85	12.78	12.61	14.37	11.84	14.13	13.89	13.39	14.52	8.96	12.31	12.43	9.95	12.03		
Na2O	2.48	3.47	3.32	2.86	2.51	1.88	2.02	1.95	2.25	2.96	2.12	2.17	2.12	1.8	0.65	0.64	0.94	0.78	0.58		
K2O	0.65	1	1.08	0.61	0.48	0.36	0.27	0.19	0.77	0.64	0.24	0.38	0.48	0.13	0.32	0.22	0.32	0.3	0.2		
TiO2	2.02	1.44	1.42	0.92	1.25	1.02	0.95	0.87	0.86	0.86	0.85	0.78	0.75	0.72	0.49	0.51	0.36	0.64	0.4		
P2O5	0.24	0.21	0.16	0.18	0.13	0.8	0.09	0.09	0.06	0.03	0.06	0.09	0.09	0.06	0.14	0.11	0.13	0.1	0.06		
Pf	0.57	0.73	0.6	0.67	0.66	0.87	0.89	0.65	0.52	1.46	0.59	0.94	0.72	0.37	1.75	1	0.94	5	1.87		
Total	98.63	100.21	99.67	99.85	98.57	99.83	99.93	98.67	100.47	98.5	99.19	98.56	99.25	99.05	100.22	99.75	100.16	100.37	100.09		
Mineurs(µg/Kg)																					
Ba	215	266	160	157	374	279	58	64	328	507	1130	734	338	164	1599	79	82	192	805		
Co	85	65	57	48	114	92	75	96	136	65	70	76	76	89	36	58	91	85	118		
Cr	71	103	100	110	98	276	230	218	287	259	209	256	203	246	340	954	2256	1508	1335		
Cu	128	37	46	43	98	49	133	162	76	27	40	23	83	181	128	44	12	13	21		
Ni	123	106	93	110	139	127	185	175	166	137	145	172	146	164	66	144	575	472	417		
Sr	250	213	223	147	148	210	178	153	185	241	205	226	175	151	102	36	83	76	61		
V	344	323	322	280	298	319	325	297	296	212	278	267	313	320	277	309	135	183	247		
Rb	22	12	18	<10.00	16	10	11	12	17	12	10	12	9	11	<10.00	<10.00	<10.00	<10.00	12		
Zr	128.21	116.15	102.45	106	76.74	31.4	28.69	36.41	38.32	24.34	38.32	12	35.03	27.37	<5.00	97	24				
Nb	17.51	20.39	12	7	14.07	8.1	9.48	13.83	10.84	8.81	10.84	11.3	10.04	9.04	69.57	43					
Y		29.5		35	24.45			17.83	2.03					19.41							
La		11.02		5.79	5.79			2.03	8.4					2.43							
Ce		25.83		18.65	18.65			8.4	4.83					10.94							
Nd		14.17		10.42	10.42			4.83	1.82					5.72							
Sm		4.2		3.18	3.18			1.82	0.9					2							
Eu		1.34		1.15	1.15			0.9	2.03					0.66							
Gd		3.92		3.64	3.64			2.03	2.41					2.41							
Dy		4.2		4.06	4.06			2.41	1.4					1.53							
Er		2.26		2.29	2.29			1.5	1.5					1.67							
Yb		2.34		2.26	2.26			1.5	1.5					1.67							
Lu		0.28		0.31	0.31			0.2	0.2					0.92							

Tableau (6) Analyses chimiques, éléments majeurs (% en poids oxydes) et traces en ppm des gneiss dioritiques et gneiss leucocrates de la région de Buur.

Majeurs %	Les gneiss dioritiques rubanés.											Les gneiss leucocrates			
	FAR3	FAR4	FAR7	FAR22	FAR13	FAR10	LIM2	LIM4	GOD9	BQ8	SH1	DSH3			
SiO2	57.55	54.16	61.32	58.26	57.73	61.98	59.06	52.32	69.28	71.92	74.84	72.53			
Al2O3	15.38	14.55	15.03	16.02	14.51	15.25	16.53	11.14	16.46	14.90	14.52	14.88			
Fe2O3 Tota	7.85	9.87	6.44	7.72	7.27	6.43	7.59	11.84	1.92	1.69	0.39	0.71			
MnO	0.14	0.13	0.12	0.11	0.14	0.12	0.12	0.27	0.06	0.27	0.02	0.02			
MgO	4.36	5.55	3.10	3.43	4.91	3.06	2.65	6.15	1.03	0.16	0.03	0.03			
CaO	9.45	9.64	7.56	8.32	7.75	7.33	6.79	8.86	4.79	0.74	1.25	0.95			
Na2O	3.21	3.03	3.42	2.99	3.94	3.50	4.71	2.47	5.15	4.26	4.18	3.23			
K2O	0.55	0.52	0.50	0.43	1.15	0.60	1.25	2.88	0.42	4.92	4.19	5.75			
TiO2	0.59	0.69	0.51	0.67	0.57	0.57	0.75	0.92	0.07	0.09	0.07	0.09			
P2O5	0.14	0.32	0.12	0.16	0.32	0.13	0.39	0.95	0.05	0.16	trace	trace			
Pf	0.60	0.88	0.40	0.64	1.20	0.56	0.58	0.92	0.40	0.50	0.70	0.82			
Total	99.82	99.34	98.52	98.75	99.49	99.53	100.42	98.99	99.64	99.36	100.19	99.01			
Mineurs(µg/Kg)															
Ba	273.00	112.00	175.00	459.00	359.00	292.00	368.00	852.00	209.00	2475.00	170.00	2447.00			
Co	87.00	79.00	113.00	91.00	51.00	61.00	54.00	65.00	54.00	32.00	43.00	19.00			
Cr	244.00	230.00	108.00	99.00	754.00	118.00	43.00	175.00	22.00	10.00	<10.00	<10.00			
Cu	26.00	20.00	24.00	<10.00	<10.00	<10.00	16.00	12.00	16.00	36.00	20.00	12.00			
Ni	141.00	87.00	109.00	83.00	167.00	83.00	31.00	75.00	36.00	<10.00	12.00	<10.00			
Sr	295.00	522.00	192.00	293.00	496.00	285.00	585.00	381.00	471.00	554.00	113.00	216.00			
V	160.00	197.00	104.00	167.00	162.00	129.00	159.00	241.00	50.00	20.00	<10.00	<10.00			
Rb	<10.00	<10.00	<10.00	10.00	12.00	<10.00	14.00	50.00	<10.00	129.00	169.00	232.00			

Tableau (7) Analyses chimiques, éléments majeurs (% en poids oxydés), traces et Terres Rares en ppm des gneiss migmatitiques.

Majeurs %	XW2	XW3	XW5	XW7	XW9	DH1	DH2	BQ13	BO4	HF34	XG3	XG5	XG10	XG11
SiO2	60.88	57.16	66.24	70.79	76.41	64.81	74.23	76.41	64.73	66.33	67.46	73.71	70.71	68.82
Al2O3	14.93	13	12.92	14.88	11.16	14.38	12.92	12.14	15.43	14.86	13.64	12.3	11.24	13.3
Fe2O3 Tota	8.18	13.52	8.07	3.1	4.24	5.62	3.52	1.96	5.26	4.35	6.77	4.42	4.56	5.26
MnO	0.12	0.15	0.15	0.06	0.03	0.11	0.04	0.04	0.06	0.06	0.03	0.02	0.07	0.1
MgO	1.31	1.39	0.81	0.7	0.01	0.97	0.01	Trace	2.24	1.59	0.29	0.01	1.22	0.81
CaO	4.56	2.73	2.53	1.33	0.37	3.26	1.7	0.68	3.42	2.45	0.94	0.42	2.24	3.01
Na2O	3.66	3.88	4.49	3.27	3.54	3.94	4.95	3.65	3.81	3.74	2.55	2.4	2.02	3.71
K2O	4.28	3.57	1.65	5.2	3.7	4.46	1.05	4.17	3.04	4.1	5.97	5.74	6.07	3.31
TiO2	1.15	2.14	1.42	0.22	0.35	0.84	0.39	0.21	0.73	0.51	0.7	0.41	0.47	0.7
P2O5	0.25	0.88	0.73	0.01	0.05	0.15	0.03	0.09	0.17	0.22	0.02	0.01	0.05	0.1
Pf	0.46	0.11	0.44	0.72	0.34	0.38	0.39	0.39	0.58	0.95	0.35	0.39	0.45	0.46
Total	99.78	98.8	99.45	100.27	100.19	98.92	99.22	99.74	99.47	99.16	98.72	99.81	99.1	99.58
Mineurs(µg/Kg)														
Ba	1342	1038	364	1712	347	897	1044	577	1237	1110	1874	2629	1217	824
Co	37	25	50	38	41	32	65	50	45	<10.00	.28	31	49	46
Cr	68	16	<10.00	<10.00	<10.00	12	<10.00	10	65	672	12	11	26	28
Cu	<10.00	<10.00	<10.00	<10.00	<10.00	<10.00	<10.00	<10.00	37	11	<10.00	10	10	<10.00
Ni	24	11	14	<10.00	11	17	24	10	45	2315	<10.00	<10.00	24	29
Sr	304	168	135	211	42	138	96	68	537	450	254	164	108	208
V	82	149	72	13	22	71	23	<10.00	107	93	41	11	18	47
Rb	103	109	49	122	55	101	10	76	97	121	153	106	176	60
Zr														
Nb														
Y														
La							39.59	42.47						
Ce							40.07	15.48						
Nd							79.98	46.82						
Sm							36.76	17.59						
Eu							7.99	5.55						
Gd							1.84	1.01						
DY							7.18	5.17						
Er							6.89	5.9						
Yb							3.52	3.21						
Lu							3.51	3.65						
							0.46	0.45						



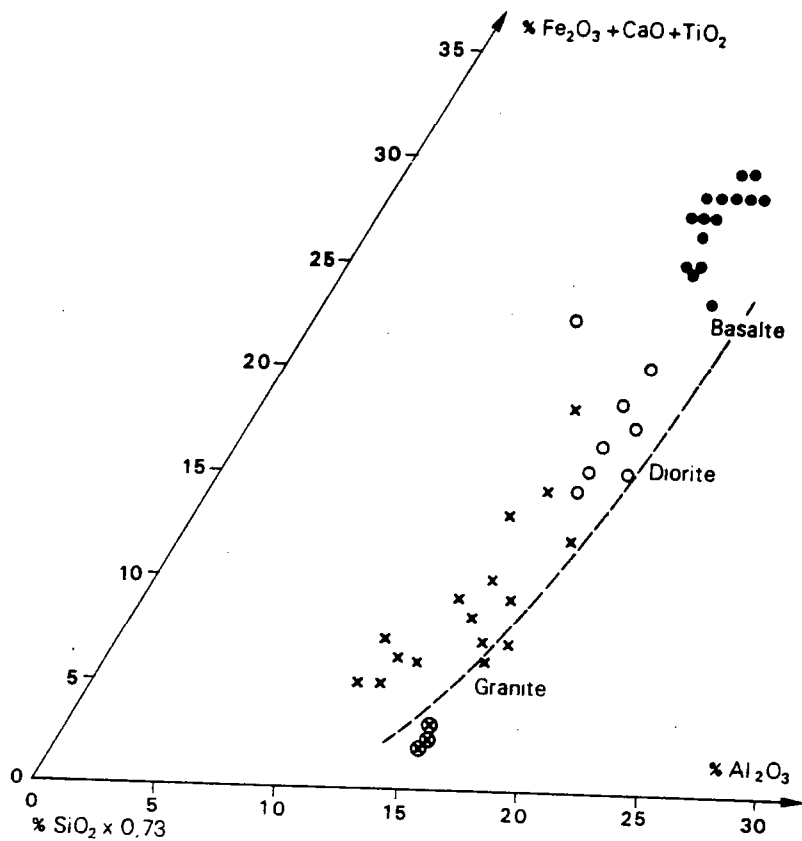


Figure (8) Diagramme (De La Roche 1965), pour l'ensemble méta-igné du complexe granulitique du socle de Buur, ● metabasites, ○ Gneiss dioritiques rubanés, × gneiss migmatiques, ⊗ gneiss leucocrates.

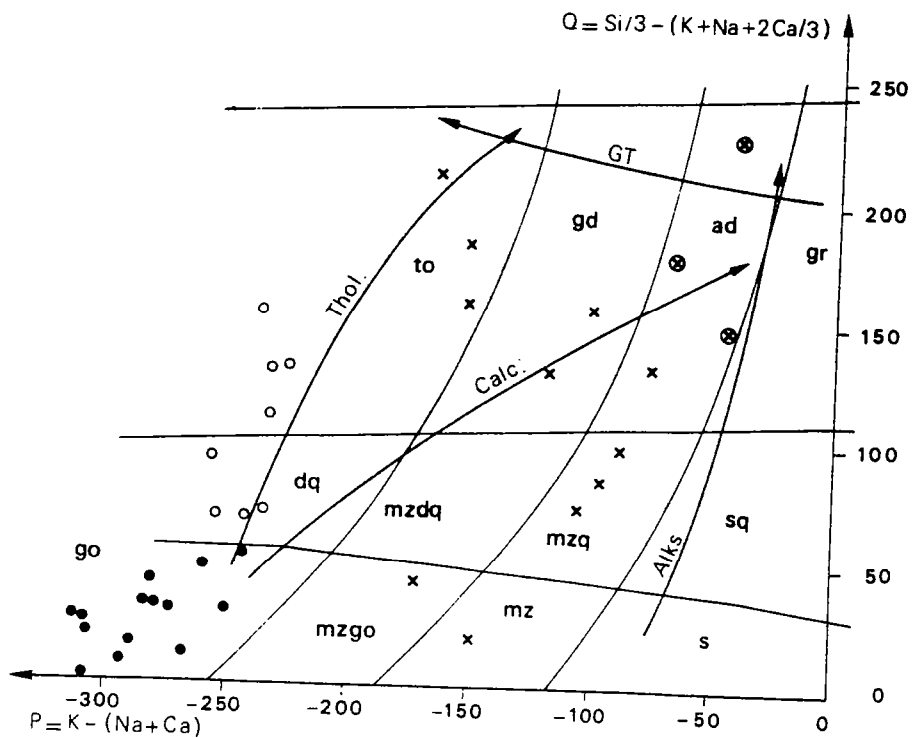


Figure (9) Diagramme de Debon et Lefort (1982), pour l'ensemble méta-igné du complexe granulitique du socle de Buur (même légende que figure 12).

#### (IV).2.1. GNEISS RUBANES ET GNEISS MIGMATITIQUES

Les gneiss rubanés et les gneiss migmatiques de la région de Buur apparaissent ainsi caractérisés par une dominance tonalitique et granodioritique des termes acides. Les spectres de Terres Rares de deux échantillons de ces gneiss migmatitiques rappelle une affinité calco-alkaline et montrent un enrichissement en Terres Rares légères et un appauvrissement en Europium (figure 11) Par contre, les Terres Rares d'un échantillon dosé de granite potassique montre un spectre assez fractionné. La répartition des gneiss rubanés de la région de Buur dans le diagramme AFM (figure 10) est celle d'une série calco-alkaline typique. Ce trait pétrographique ne lui est pas spécifique, il caractérise la grande majorité des complexes gneissiques archéens, qu'ils soient ou non de faciès granulitique. Il s'observe dans les gneiss lewisiens d'Ecosse : ceux-ci montrent le même éventail de composition, mais les formations granulitiques y apparaissent dans un ensemble plus basique que les gneiss dioritiques du faciès amphibolite.

Ce caractère se retrouve par ailleurs dans les gneiss de type Uivak I au Labrador et dans les complexes rubanés de Nûk et Amitsoq au Groenland (Mcgregor et Mason, 1977). Une différence réside cependant dans la tendance bimodale plus marquée dans ces derniers avec une forte représentation des individus du pôle acide et une disparition des faciès intermédiaires.

La similitude avec les autres formations archéennes est visible au niveau de quelques rares éléments en traces. Les fortes teneurs en Ba et Sr, et les faibles taux de Rb traduisent cette "dualité" de comportement des éléments lithophiles que souligne Tarney (1975). Selon cet auteur, l'appauvrissement en Rb, K et l'enrichissement en Ba, Sr caractérisent tous ces vieux complexes archéens.

A côté de ces ressemblances, de petites différences sont à signaler : ainsi les gneiss rubanés de la région de Buur apparaissent relativement plus riche en chrome et fer, (voir tableau 6), que leurs équivalents pétrographiques dans les autres socles archéens (Groenland, Canada).

Ces gneiss rubanés de la région de Buur ont aussi la particularité de présenter, comme la série charnockitique des Indes, un éventail pétrographique complet des gabbros aux granites dans le faciès granulite, et dans la même unité géographique.



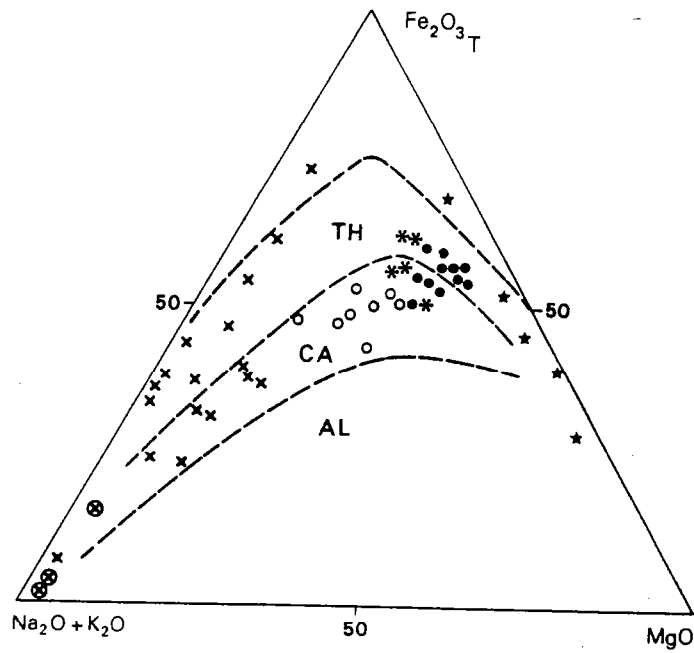


Figure (10) Diagramme de A.F.M. (Kuno 1968), pour l'ensemble méta-igné du complexe granulitique du socle de Buur. ⊙ Gneiss leucocrates, • metabasites d'affinité tholéitiques \* metabasites d'affinité alcalines, ○ gneiss dioritiques rubanés, × gneiss migmatitiques + méta-ultrabasites,

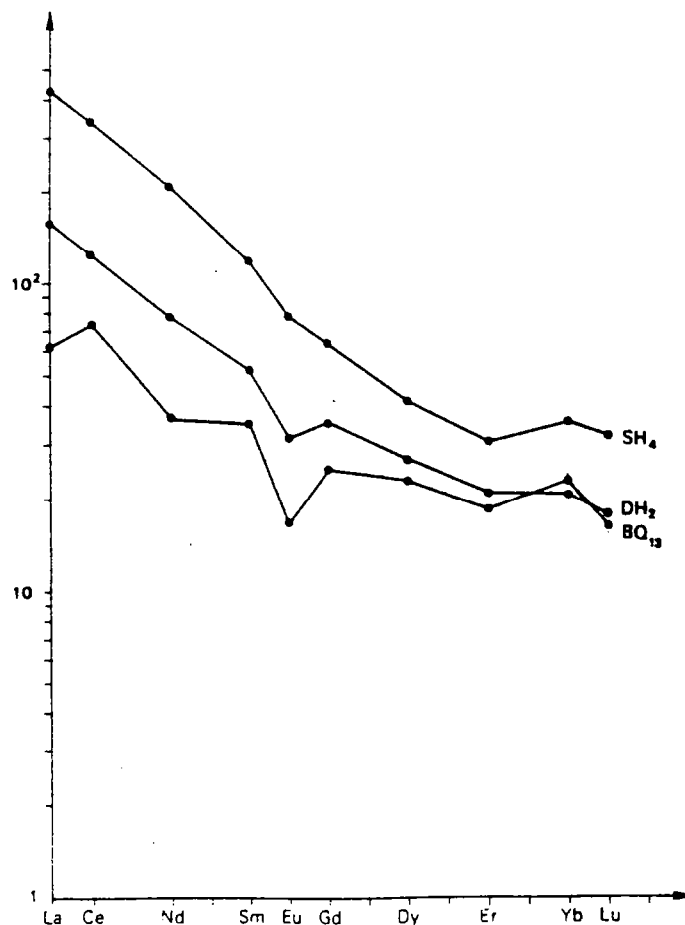


Figure (11) Diagramme de Terres Rares normalisées par rapport aux chondrites (Evensen et al. 1978) de deux échantillons de gneiss migmatitiques (B13 et DH2) et un échantillon de granite potassique (SH4).

#### (IV).2.2. METABASITES ET META-ULTRABASITES

Dans le but de rechercher l'origine des metabasites de la région de Buur, quinze analyses chimiques (éléments majeurs, traces, et dosages de zirconium et niobium) et cinq analyses de Terres Rares ont été réalisées. Le tableau (5) donne la composition de 15 metabasites et 5 méta-ultrabasites prélevées dans l'ensemble de la région de Buur, certaines étant directement liées à la formation ferrifère.

Les metabasites ont une composition chimique caractéristique des roches peu différenciées d'affinité basique avec des teneurs en  $\text{SiO}_2$  comprises entre 44-50 %, un rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  égal ou inférieur à 2. Les teneurs en alcalins sont relativement basses et inférieures à 5 %, la prédominance des plagioclases sur les feldspaths potassiques correspond la composition chimique de ces roches où les teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  dominant toujours sur celles en  $\text{K}_2\text{O}$ .

Les analyses chimiques des metabasites ont été reportées dans les diagrammes géochimiques appropriées à l'étude des roches basiques. Dans le diagramme de Moine et de La Roche (1968) les points représentatifs de la composition chimique de ces roches se situent dans le champ des roches magmatiques. L'origine magmatique de ces roches est confirmée par le diagramme de Van De Kamp (1969) qui montre une corrélation positive entre  $\log C_{\text{Cr}}$  et le rapport  $\text{mg} = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{Tot}})$  ainsi qu'une forte teneur en chrome, contrairement aux sédiments qui ont corrélation négative et une faible teneur en chrome (Haider, 1987).

En plus, le rapport de Rb/Sr des metabasites de Buur (0,07 en moyenne) est plus proche de celui des roches magmatiques basiques et intermédiaires (de 0,003 à 0,33) que de celui des shales (0,50 en moyenne).

L'étude géochimique d'un corps basique métamorphisé doit tenir compte de la mobilité éventuelle de certains éléments. Cette question a été abordée par différents auteurs tels que Pearce (1974), Miyashiro (1975), Beccaluva et al. (1979), Shervais (1982). La synthèse de tous ces travaux permet de préciser les points suivants :

- La migration des éléments est importante dans le métamorphisme au niveau du faciès schiste vert, elles l'est moins dans le faciès amphibolite;
- les éléments considérés comme les plus mobiles sont K, Na, Rb, Ca etc, par contre, Ti, V, Cr, Zr, Nb et Y sont relativement immobiles.

Les Terres Rares sont elles aussi considérées comme immobiles. Cependant, le travail de Hellman et al. (1979) a montré, qu'au cours du métamorphisme dans le faciès schiste vert, il pouvait y avoir un enrichissement en Terres Rares légères qui se traduit par la variation du rapport La /Yb.

Du fait de la relative immobilité du zirconium opposé à la mobilité reconnu du potassium au cours de l'altération post-magmatique, le couple Zr-K peut rendre compte des éventuelles transformations secondaires. Dans le cas des metabasites de Buur, on constate que les échantillons analysés montrent une corrélation linéaire entre zirconium et potassium, ce qui veut dire que le rapport K/Zr initial de ces roches basiques n'a pas changé.

On peut donc considérer que la composition chimique des metabasites de la région de Buur est peu différente de la composition chimique des roches ignées basiques dont elles dérivent.

La caractérisation du magmatisme reste cependant délicate. En effet, de nombreux indices suggèrent la présence de cumulats : présence de roches ultrabasiques, caractère lité de certains metabasites. Or la plupart des diagrammes de classification des roches basiques dans la littérature ne prennent en compte que la composition de liquides basaltiques.

Toutefois, les metabasites de Buur peuvent être classées en deux groupes :

- Le premier groupe (les cinq premiers échantillons du tableau 5) est caractérisé par de fortes teneurs en  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  et de faibles teneurs en Cr, Ni et Ca. Les Terres Rares, dosées dans deux échantillons (BQ5 et GOD3) de ce groupe, montrent un enrichissement en Terres Rares légères.

- Le second groupe (les dix derniers échantillons du tableau 5), largement représenté montre des teneurs faibles en  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , mais des fortes teneurs en Cr, Ni et Ca. Les Terres Rares dosées dans deux échantillons montrent un profil plat (UR5 et FAR20B).

Les spectres des Terres Rares et les "spidergrammes" normalisés par rapport aux chondrites figures (12 et 13) des metabasites montrent que :

- le premier groupe présente des caractères de basaltes transitionnels à alcalins ;
- le second groupe montre des affinités de tholéiite de ride. Une relative richesse en Nb pourrait cependant traduire un certain caractère transitionnel, beaucoup moins marqué que dans les roches du premier groupe.

Ces deux groupes se distinguent également par les teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  plus élevées dans le premier groupe que dans le second. Cela prouve que les teneurs en alcalins n'ont pas été bouleversées par le métamorphisme. Le groupe tholéiitique est riche en calcium comparé au groupe alcalin.

Le groupe alcalin présente un caractère différencié, car le chrome est relativement faible. La composition chimique des méta-ultrabasites est présentée dans le tableau (5). Dans le diagramme (10) les metabasites et méta-ultrabasites montrent un enrichissement en fer et l'existence d'un "Feuner trend" qui caractérise les séries tholéiitiques. De plus, dans le même diagramme les teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  distinguent, malgré un certain recouvrement, le groupe tholéiitique et le groupe alcalin.

Par ailleurs, le tableau (9) montre la forte similitude chimique entre les metabasites de Buur et celles du Canada et du Groenland d'âge archéen. Les formations du Canada montrent un plus faible taux de calcium. La ressemblance chimique apparaît ainsi plus étroite avec les metabasites du Groenland où Rivalenti (1975) décrit es "amphibolites tholéiitiques" du type Fiskenaesset (A1) et de Frederikshad (A2).

Tableau (9) Comparaison des données chimiques des metabasites de Buur, celles de Groenland et de Canada. B=moyenne de 15 metabasites du socle de Buur ; A1=moyenne de 22 metabasites tholéiitiques de type Fiskena en Groenland, A2=moyenne de 23 metabasites tholéiitiques de type Frederkshad, et C=moyenne de 162 metabasites Archéennes du Canada.

	B	A1	A2	C
Majeurs en %				
SiO <sub>2</sub>	47.18	49.50	50;16	48.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.04	14.43	14.53	14.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.60	3.24	2.55	2.14
FeO	-	8.39	10.27	9.03
MnO	0.22	0.20	0.20	0.20
MgO	7.31	6.90	6.72	6.72
CaO	12.16	10.55	10.48	8.74
Na <sub>2</sub> O	2.39	2.78	1.92	2.51
K <sub>2</sub> O	0.51	0.46	0.36	0.45
TiO <sub>2</sub>	1.02	1.12	1.10	1.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	-	-	-
Mineurs en ppm				
Ba	339	20	-	-
Rb	13	11	-	-
Sr	195	121	-	-
Cr	191	366	244	-
Ni	141	141	83	-

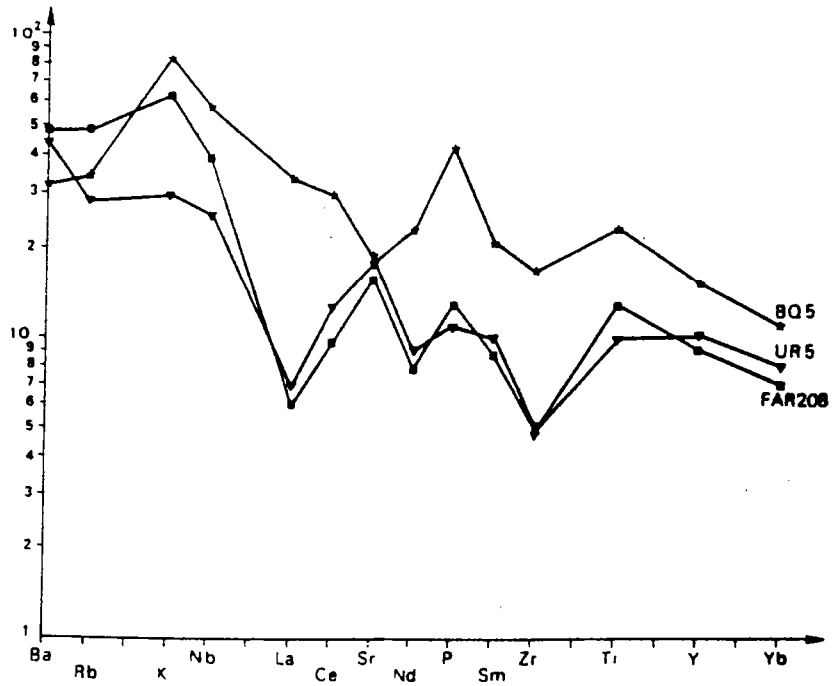


Figure (12) Diagramme multi-éléments (Spidergramme) normalisés aux chondrites (Thompson, 1984) des metabasites.

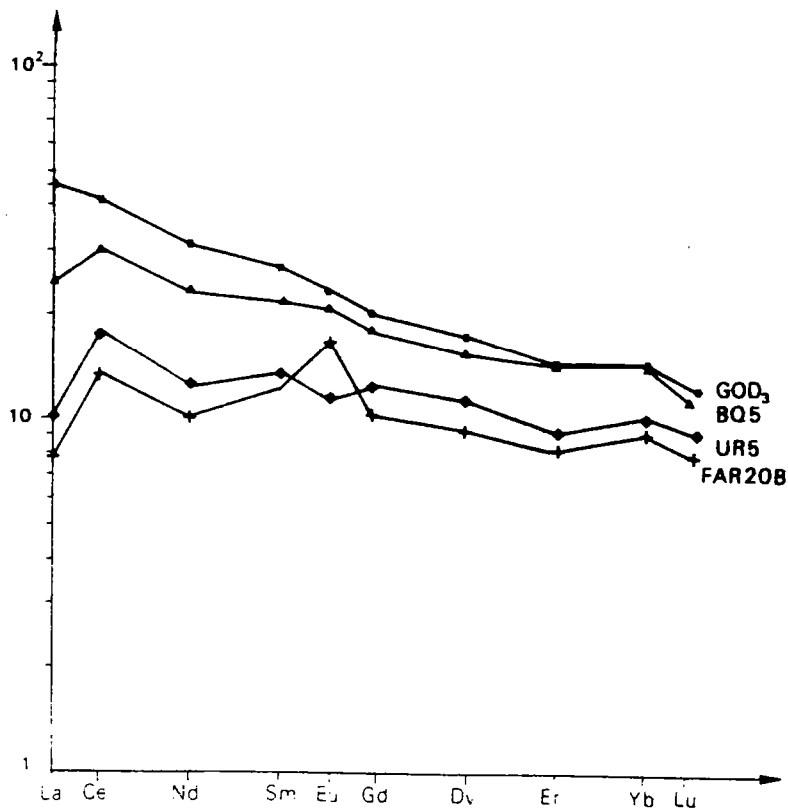


Figure (13) Diagramme de Terres Rares normalisées par rapport aux chondrites (Evensen et al. 1978) des metabasites.

Si la moyenne des 15 metabasites de Buur se rapproche à celle du Groenland, la majeure partie des metabasites de Buur se rattache, également par leur teneur en magnésium, aux metabasites du bouclier Canadien. Par rapport au volcanisme archéen du Canada (Tableau 9) les metabasites de Buur apparaissent légèrement plus riches en fer. Cette tendance se retrouve vis-à-vis des tholéiites actuelles. Les metabasites de Buur, par leur affinité avec les tholéiites océaniques et leur pauvreté relative en titane pour des teneurs sensiblement plus fortes en Fe et Ni, réunissent les caractéristiques géochimiques propres aux roches mafiques des complexes basiques - ultrabasiques archéens définis par Glikson (1971).

En conclusion, nous pouvons dire que les metabasites de la région de Buur pourraient correspondre à d'anciennes roches gabbroïques d'affinité tholéiitique à alcaline. A ces roches gabbroïques ont, sans doute, été associés des cumulats ultramafiques subordonnés représenté par des pyroxénites, des hornblendites et des trémolitites. Cependant, certaines caractères présentes par ces roches, en particulière la richesse en Terres Rares de l'échantillon LGC3 soulèvent des problèmes non résolus.

#### (IV).3. CONCLUSION

L'étude des caractères chimiques du complexe granulitique de la région de Buur met en évidence un ensemble métasédimentaire et un ensemble méta-igné. Ce dernier contient des roches basiques et ultrabasiques à tendance tholéiitique à alcaline.

La forte affinité avec les roches du Groenland situées dans un environnement géologique et métamorphique comparable, nous conduit à préférer le modèle de Rivalenti (1975). Pour cet auteur, l'association des roches basiques et ultrabasiques auraient pris naissance au niveau des rides océaniques, par soulèvement et "rifting" de la proto croûte, sous haut gradient géothermique. Ce phénomène de distension de la croûte précoce, dont l'existence est fort probable dans la région de Buur, serait à l'origine du bassin sédimentaire où se sont déposés les quartzites à sillimanite, les gneiss calco-silicatés, les marbres et la formation ferrifère précambrienne de cette région.

## (V). GEOTHERMO-BAROMETRIE ET EVOLUTION P-T- AU COURS DU TEMPS.

Le principal objectif de cette partie est de caractériser, à partir de l'analyse des associations minérales dans les différents faciès pétrographiques du socle, les conditions de pression et de température se rapportant à l'évolution métamorphique dans la région de Buur. Ce genre d'étude n'a jamais été réalisée dans la région étudiée. Plus généralement, on note une absence de toutes données analytiques concernant le socle de Buur.

L'évolution du métamorphisme dans la région de Buur est apparemment très complexe. Rappelons que, pour résoudre les problèmes posés par le métamorphisme et la tectonique de cette région, Ilyin (1965), D'Amico et al. (1980) et Bakos et al. (1987) ont proposé :

- de diviser le socle en deux séries (série d' Olontole et série de Diinsoor) sur des critères purement lithologiques,
- ont discuté de l'évolution du métamorphisme au sein de chacune des deux séries supposées affleurant respectivement au NE et au SW. Au total, leur discussion n'a pas abouti à établir les conditions de pression et de température du métamorphisme du socle en raison du manque de minéraux indicateurs. Par conséquent, ils ignorent si le socle a connu un seul épisode de métamorphisme dans les deux séries (conditions identiques ou différentes) ou deux épisodes différents.

Dans le chapitre III et IV, l'étude des metabasites, des gneiss calco-silicatés et de la formation ferrifère provenant des deux secteurs considérés (NE et SW) montre qu'ils sont de même nature pétrographique et géochimique. Dans l'étude présente nous prendrons comme référence ces types de roches, en particulier la formation ferrifère, qui est un très bon niveau régional, et les metabasites qui s'expriment sous forme de bandes et de lentilles allongées parallèlement à la direction régionale majeure NW-SE dans le secteur NE et sous forme d'enclaves dans les migmatites du secteur SW

L'étude des assemblages minéraux de ces repères lithologiques et des gneiss migmatitiques du secteur SW (voir chapitre III) met en évidence dans l'ensemble du socle de Buur pour la première fois l'existence :

- d'un métamorphisme de faciès granulite, (P et T maximal) correspondant le pic du métamorphisme,
- d'un métamorphisme rétrograde de faciès amphibolite accompagné d'une migmatitisation.

Au total la formation ferrifère et son encaissant montrent que l'ensemble des roches méta-ignées et métasédimentaires du socle de Buur ont subi une même évolution métamorphique depuis le faciès, et même avant, granulite jusqu'aux faciès amphibolite.

Les associations minérales que l'on peut rapporter au faciès granulite sont visibles dans tous les types pétrographiques. Cependant, on n'y a pas toujours les assemblages minéraux nécessaires à la détermination quantitative des pressions et des températures :

- d'une part, la formation ferrifère et les méta-ultrabasites contiennent le couple orthopyroxène - clinopyroxène, indicateur de la température, mais ne contiennent pas de minéraux indicateurs de pression,
  - d'autre part, dans les quartzites à sillimanite, on peut estimer la pression sans qu'on puisse cerner la température,
- Enfin, le métamorphisme rétrograde est bien représenté dans l'ensemble du socle précambrien où il s'exprime sous forme de faciès amphibolite puis faciès schiste vert.



## **(V).1. LE METAMORPHISME GRANULITIQUE.**

Dans le secteur SW (domaine des migmatites), les associations minérales sont relictuelles et on les observe principalement dans les gneiss migmatitiques à clinopyroxène-grenat, les metabasites à clinopyroxène, les quartzites à sillimanite, la formation ferrifère (faciés oxydé à orthopyroxène-clinopyroxène) et les gneiss calco-silicatés à clinopyroxène-plagioclase-scapolite-grenat. Ces associations sont absentes dans les migmatites, dans les roches granitoïdes, ainsi que dans les injections quartzo-feldspathiques syn-à-post tectoniques.

Par contre, dans le secteur NE, où la migmatisation est moins intense, les assemblages granulitiques sont bien exprimés et se rencontrent dans les gneiss dioritiques rubanés à clinopyroxène, les metabasites à clinopyroxène-grenat, les méta-ultrabasites et la formation ferrifère à orthopyroxène-clinopyroxène, et dans les gneiss calco-silicatés à clinopyroxène-plagioclase-scapolite.

Les associations caractéristiques du faciès granulite sont donc développées dans l'ensemble des unités lithologiques de tout le socle, même si elles sont relictuelles dans le secteur SW.

### **(V).1.1. Les assemblages paroxysmaux du métamorphisme granulitique.**

#### **(V).1.1.1. dans la formation ferrifère.**

Ce type de faciès affleure bien dans l'ensemble du socle que ce soit dans le secteur SW, où il est plus abondant, ou dans le secteur NE. La phase paroxysmale du métamorphisme granulitique dans cette formation est représentée par l'association :

Orthopyroxène + Clinopyroxène

- L'orthopyroxène est de l'hypersthène en équilibre avec le clinopyroxène, qui est une salite riche en enstatite (XMg=69-72%). L'hypersthène est souvent aurolé par une amphibole rétrograde de type cummingtonite avec des très belles macles polysynthétiques, montrant des exsolutions d'actinote.

**(V).1.1.2. dans les méta-ultrabasites.**

la phase paroxysmale y est définie par la paragenèse : orthopyroxène-clinopyroxène, comme dans la formation ferrifère à laquelle les méta-ultrabasites sont associés dans le secteur NE. La chimie de ces minéraux est identique dans les deux formations.

**(V).1.1.3. dans les metabasites à clinopyroxène-grenat-plagioclase.**

Le métamorphisme granulitique y caractérisé par l'association :

Quartz + plagioclase + clinopyroxène + grenat.

- Le grenat qui ne présente pas de zonation marquée, est de l'almandin (Alm.55-60%) riche en grossulaire (Gross.22-27%) la teneur moyenne en pyrope est 15-17% et la teneur en spessartine varie entre 2 et 3%.

- Le clinopyroxène est texturalement en équilibre avec le grenat et le plagioclase. Il a une composition de salite (XMg=61 à 63%).

-Le plagioclase a une composition d'andésine(An.45 à 48%).

- L'amphibole est largement représentée dans les metabasites ; elle est essentiellement liée à la phase métamorphique rétrograde.

**(V).1.1.4. dans les gneiss migmatitiques à clinopyroxène-grenat-plagioclase.**

La phase paroxysmale du métamorphisme granulitique est caractérisée par l'association :

Quartz + plagioclase + FK(microcline) + clinopyroxène +grenat.

- Le grenat est de l'andradite (And. 76 à 85%) riche en grossulaire (Gross. 13 à 19%) Les teneurs en spessartine varient entre 2% et 6%.Le pourcentage en pyrope est généralement inférieur à 3%.

- Le clinopyroxène (salite) montre une zonation marquée : il est plus riche en fer au coeur, plus riche en magnésium, manganèse et calcium à la périphérie. Il est en équilibre avec le grenat et le plagioclase.

- Le plagioclase est de type oligoclase-andésine souvent antiperthitique avec une tendance mésoperthitique. On observe que le plagioclase, dans le faciès sans grenat et clinopyroxène, est plus acide. C'est pourquoi, pour l'estimation des conditions P.T. de la phase paroxysmale du métamorphisme, nous utiliserons les compositions basiques en équilibre avec le grenat et le clinopyroxène.

Dans les gneiss calco-silicatés, la paragenèse granulitique est représentée probablement par l'assemblage :

Clinopyroxène + plagioclase + scapolite.

**(V).1.2. Les traces de l'étape initiale de l'évolution métamorphique dans le faciès granulite.**

Dans les quartzites à sillimanite la présence de spinelle relique, fréquente dans ces roches, peut correspondre à l'étape initiale du métamorphisme.

**(V).1.3. Estimation des conditions P.T. du métamorphisme granulitique.**

L'estimation des conditions de pression et de température du métamorphisme et leurs variations au cours du temps (chemins P.T. au cours du temps.) a été effectuée à partir :

- de la formation ferrifère (HF38) et des méta-ultrabasites (LGC3) à orthopyroxène - clinopyroxène,
- des gneiss migmatitiques (XG12) et des metabasites (LUG1) à clinopyroxène - grenat-plagioclase. Les échantillons étudiés proviennent de l'affleurement de Buur Goray (XG12) dans le secteur SW, du fond de l'oued situé à côte du village de Lughabaro (LUG1) dans le secteur NE, de la carrière située le long de la route Buur Hakaba - Baydhaba (LGC3) et de l'affleurement de Buur Qalin (HF38) dans le secteur SW.

Les résultats d'analyses chimiques à la microsonde (CAMEBAX université de Nancy I) ainsi que les formules structurales des principales phases minérales présente dans ces roches sont exposés dans ce chapitre et dans l'annexe.

**(V).1.4. Methode et conditions analytiques.**

Les analyses des minéraux utilisés pour les calculs des pressions et des températures au cours du métamorphisme ont été effectuées à la microsonde CAMEBAX du service commun de micro-analyse de Nancy-Besançon-Strasbourg. Les conditions analytiques ont été les suivantes :

- courant échantillon : 10 a.
- Tension d'accélération : 15 KV.
- Temps d'analyse : 6 s par groupe de 3 éléments.
- Taille du faisceau : 1 micron.
- Programme de correction MBXCOR DE HENOC, J. et TONG, M. (1987). Sur la CAMEBAX, trois spectromètres sont utilisés :
- LIF : fluorure de lithium, domaine d'analyse pour les raies du Sc au Sr et pour les raies L du Te à l'U.
- PET : penta erythriol ( $C_5H_{12}O_4$ ), domaine d'analyse pour les raies K du Si au Fe et pour les raies L du Sr à l'Ho et pour les raies M du W à l'U.
- TAP : phtalate acide de thalium ( $C_8H_5O_4Tl$ ), domaine d'analyse pour les raies K du F au P, pour les raies L du Mn au Mg et pour les raies M du La au Hg.  
Sur le LIF, ont été dosées les raies de  $K\alpha$  de : Fe, Mn, Ni, et Zn.  
Sur le TAP, ont été dosées les raies de  $K\alpha$  de : Si, Al, Mg, et Na.  
Sur le PET, ont été dosées les raies de  $K\alpha$  de : Ti, Ca, K, et Cr.

Les éléments alcalins ont été dosés en premier et les standards sont les suivants :

Na	Albite
K	Orthose
Al	Corindon ou Albite
Si	Albite
Fe	Hématite
Mg	Forstérite
Ca	Apatite
Cr	Chromite
Ti	Rutile
Mn	Rhodonite
Ni	Busenite
Zn	Zincite

L'ensemble des données est stocké sur des disquettes d'Apple II sous la forme des fichiers du laboratoire de Caractérisation des Gîtes Minéraux à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy. Ces données peuvent être fournies à toute demande.

### (V).1.5. Thermométrie et barométrie dans le faciès granulite.

On a calculé le KD (coefficient de distribution) entre les minéraux à l'équilibre en considérant que les coeurs et les périphéries des minéraux "granulitiques" sont à l'équilibre, même s'il ne sont pas en contact (Triboulet et al. sous presse) ; cela ne pose jamais de problème pour les périphéries des minéraux souvent au contact, mais ils ne donnent que des valeurs de pression et de température de fin du chemin au cours de temps.

Parmi les six thermomètres clinopyroxène - grenat disponibles, nous avons retenu les calibrations d'Ellis et Green (1979) et de Ganguly (1979), qui sont les mieux adaptés aux types de roches étudiés.

Pour calculer la température, il est nécessaire de connaître la pression. On a fixé arbitrairement deux valeurs de la pression à 4 et 8 kb. Cette forte variation de pression a peu d'influence sur la température (tableaux 2 et 3).

En ce qui concerne la pression, on a utilisé le baromètre de Perkins et Newton (1982), en fixant deux valeurs arbitraires de températures : 700°C et 800°C (tableaux 2 et 3).

L'écart de température entre les valeurs obtenues par les deux géothermomètres ( $\Delta T$ ) et l'écart de pression correspondant aux valeurs maximum et minimum obtenues par les calibrations de Perkins et Newton ( $\Delta P$ ) délimitent en coordonnées pression et température des surfaces (surfaces d'erreurs) à travers lesquelles passe le chemin pression et température au cours de temps (voir Triboulet et al. sous presse) pour une roche donnée (gneiss migmatitiques et metabasites, figure 14a et 14b).

Le calcul effectué en considérant à l'équilibre les coeurs et les périphéries des minéraux, dans une roche donnée, donne deux surfaces qui représentent le début et la fin du chemin enregistré par cette roche. On ignore la forme du trajet (rectiligne ou non) entre ces deux points. La juxtaposition des données acquises sur plusieurs roches permet de tracer la courbe évolutive réelle durant le métamorphisme (voir figure 16).

**Tableau (10) Valeurs de pression et de température calculées dans les gneiss migmatitiques (XG12).**

Géothermomètre : clinopyroxène-grenat. (compositions extrêmes).						
			Ellis et Green(1979)		Ganguly(1979).	
			T°C	Kd	T°C	Kd
Coeur	Gt. 14	P4kb	698°C	57	627°C	57
	Cpx. 1	P=8kb	705°C	57	633°C	57
Périphérie	Gt. 18	P=4kb	829°C	57	721°C	57
	Cpx. 3	P=8kb	837°C	57	728°C	57

Géobaromètre : Clinopyroxène-grenat-plagioclase.						
Perkins et Newton (1982).						
			P (min). kb	P (max). kb.	Kd	
coeur	Cpx. 1					
		T=700°C	3 kb	5.8kb	0.024	
	Pl. 8	T=800°C	4.6kb	6.1kb	0.023	
Périphérie	Gt.14					
	Cpx. 3					
		T=700°C	8 kb	9.5kb	0.068	
	Pl. 9	T=800°C	8.6kb	10.2kb	0.066	
	Gt. 18					

**Tableau (11) Valeurs de pression et de température calculées dans les metabasites (LUG1).**

Géothermomètre : clinopyroxène-grenat. (compositions extrêmes).						
			Ganguly (1979) (1979).		Ellis et Green	
			T°C	Kd	T°C	Kd
Coeur	Gt. 24	P=4kb	816°C	6.02	725°C	6.56
	Cpx.11	P=8kb	826°C	6.02	737°C	6.56
Périphérie	Gt. 10	P=4kb	853°C	6.56	798°C	6.02
	CPx.12	P=8kb	862°C	6.56	810°C	6.02

Géobarométrie : Clinopyroxène-grenat-plagioclase.						
Perkins et Newton (1982).						
			P (min). kb	P (max). kb.	Kd	
Coeur	Cpx.11					
	Pl. 6	T=700°C	5.79kb	7.27kb	0.036	
	Gt.24	T=800°C	6.43kb	7.98kb	0.037	
Périphérie	Cpx.12					
	Pl.19	T=700°C	7.30kb	8.78kb	0.056	
	Gt. 10	T=800°C	8.04kb	9.58kb	0.056	

ANALYSES DES FELDSPATES DES GNEISS MIGMATITIQUES

ANALYSE	DH2/68	DH2/71	XG12/7	XG12/8	XG12/9	XW2/43	XW2/44	XW2/45	DH2/67	XW2/47
SiO2	65,44	66,82	60,99	60,75	61,10	61,96	61,56	61,97	64,72	64,71
Al2O3	22,13	22,13	25,78	25,55	25,88	24,41	24,39	24,63	18,81	18,69
FeO	0,16	0,45	0,39	0,25	0,35	0,36	0,27	0,23	0,07	0,07
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05
MgO	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	3,22	3,21	7,68	7,41	8,40	6,24	6,28	6,02	6,27	0,00
Na2O	9,39	9,30	7,45	7,55	7,68	8,27	8,32	8,61	0,91	0,44
K2O	0,37	0,33	0,28	0,26	0,27	0,52	0,21	0,16	14,93	16,24
TiO2	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,74	102,27	102,60	101,77	103,74	101,78	101,06	101,65	105,73	100,26

Si	2,862	2,877	2,659	2,666	2,644	2,717	2,715	2,715	2,878	2,987
Ti	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002
Al	1,141	1,123	1,325	1,321	1,320	1,262	1,268	1,272	0,986	1,017
Fe3+	0,006	0,016	0,014	0,009	0,013	0,013	0,010	0,008	0,003	0,003
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Mg	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Z	4,010	4,018	4,000	3,997	3,979	3,994	3,993	3,997	3,868	4,011
Ca	0,151	0,148	0,359	0,348	0,389	0,293	0,297	0,283	0,299	0,000
Na	0,796	0,776	0,630	0,642	0,644	0,703	0,711	0,731	0,078	0,039
K	0,021	0,018	0,016	0,015	0,015	0,029	0,012	0,009	0,847	0,956
X	0,968	0,943	1,004	1,005	1,049	1,026	1,020	1,023	1,224	0,996
Total	4,977	4,961	5,004	5,002	5,028	5,019	5,013	5,020	5,092	5,006
Ab	82,28%	82,37%	62,72%	63,90%	61,44%	68,57%	69,75%	71,50%	6,41%	3,96%
An	15,59%	15,71%	35,73%	34,65%	37,14%	28,59%	29,09%	27,63%	24,40%	0,00%
Or	2,13%	1,92%	1,55%	1,45%	1,42%	2,84%	1,16%	0,87%	69,19%	96,04%





ANALYSES DES GRENATS DES GNEISS MIGMATITIQUES

ANALYSE	DH2/70	DH2/73	XG12/12	XG12/13	XG12/14	XG12/15	XG12/16	XG12/17	XG12/18
SiO2	35,88	35,93	36,71	37,48	37,52	37,47	37,20	37,23	37,12
Al2O3	2,43	2,47	3,01	3,32	2,85	2,76	3,71	4,00	3,90
FeO	24,64	24,54	24,25	22,68	23,09	23,04	22,34	22,44	21,72
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	2,00	2,04	1,24	1,58	1,77	1,23	1,38	1,26	0,84
MgO	0,25	0,25	0,24	0,30	0,10	0,17	0,34	0,38	0,36
CaO	31,15	31,26	32,40	32,47	32,43	32,76	32,43	32,76	32,93
TiO2	0,92	0,87	0,54	0,80	0,44	0,39	0,78	0,64	0,77
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,27	97,36	98,39	98,63	98,20	97,86	98,18	98,71	97,64
Si	3,225	3,226	3,240	3,269	3,300	3,303	3,253	3,238	3,252
Al IV	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Somme	3,225	3,226	3,240	3,269	3,300	3,303	3,253	3,238	3,252
Al VI	0,257	0,261	0,313	0,341	0,295	0,287	0,382	0,410	0,403
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Ti	0,062	0,059	0,036	0,052	0,029	0,026	0,051	0,042	0,051
Fe 3+	1,455	1,454	1,411	1,337	1,376	1,381	1,314	1,311	1,295
Somme	1,775	1,774	1,760	1,731	1,700	1,697	1,747	1,762	1,748
Fe 2+	0,398	0,389	0,379	0,317	0,323	0,317	0,320	0,321	0,296
Mn	0,152	0,155	0,093	0,117	0,132	0,092	0,102	0,093	0,062
Mg	0,033	0,033	0,032	0,039	0,013	0,022	0,044	0,049	0,047
Ca	3,000	3,007	3,064	3,035	3,056	3,094	3,038	3,052	3,091
Somme	3,584	3,585	3,567	3,508	3,523	3,526	3,505	3,516	3,496
PYROP	1,30%	1,30%	1,22%	1,55%	0,52%	0,89%	1,74%	1,91%	1,85%
ALMAN	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
SPESS	5,93%	6,03%	3,58%	4,64%	5,26%	3,66%	4,02%	3,60%	2,45%
GROSS	7,80%	7,91%	13,36%	14,15%	11,89%	12,61%	16,78%	18,32%	19,43%
OLIVAR	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,17%	0,00%	0,00%	0,00%
ANDRA	84,96%	84,76%	81,84%	79,66%	82,32%	82,67%	77,46%	76,17%	76,28%
SCHOR	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
Somme	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%
% C ut.	85,62%	85,76%	86,20%	83,92%	83,56%	83,54%	84,80%	86,03%	84,88%

ANALYSES DES PLAGIOCLASES DES METABASITES

ANALYSE	LUG1/6	LUG1/7	LUG1/19	LUG1/20	LUG1/29	LUG1/30	LUG1/31	G0D3/48	G0D3/49	G0D3/50
SiO2	57,43	57,30	57,33	57,57	57,12	57,41	57,24	56,82	56,62	56,88
Al2O3	26,99	27,00	27,70	27,16	27,38	27,24	27,63	37,73	27,37	27,61
FeO	0,10	0,00	0,23	0,16	0,10	0,19	0,24	0,07	0,06	0,00
MnO	0,06	0,07	0,00	0,02	0,09	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00
CaO	9,33	9,77	10,10	9,79	9,32	9,37	10,01	10,11	10,10	10,15
Na2O	6,32	6,10	5,92	6,15	6,08	6,21	5,92	5,85	5,88	5,70
K2O	0,16	0,06	0,19	0,12	0,19	0,14	0,23	0,17	0,10	0,14
TiO2	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09	0,00	0,00	0,06	0,00
TOTAL	100,39	100,65	101,47	101,06	100,30	100,68	101,33	110,76	100,23	100,48
Si	2,568	2,564	2,541	2,561	2,557	2,562	2,542	2,307	2,541	2,541
Ti	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,423	1,424	1,447	1,424	1,444	1,433	1,446	1,806	1,448	1,454
Fe3+	0,004	0,000	0,009	0,006	0,004	0,007	0,009	0,002	0,002	0,000
Mn	0,002	0,003	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000
Z	3,997	4,003	3,996	3,995	4,010	4,002	4,001	4,116	3,993	3,995
Ca	0,447	0,468	0,480	0,467	0,447	0,448	0,476	0,440	0,486	0,486
Na	0,548	0,529	0,509	0,530	0,528	0,537	0,510	0,461	0,512	0,494
K	0,009	0,003	0,011	0,007	0,011	0,008	0,013	0,009	0,006	0,008
X	1,004	1,001	0,999	1,004	0,985	0,993	0,999	0,909	1,003	0,988
Total	5,001	5,004	4,995	4,999	4,995	4,996	5,000	5,025	4,996	4,983
Ab	54,57%	52,87%	50,92%	52,84%	53,54%	54,09%	51,02%	50,66%	51,01%	50,00%
An	44,52%	46,79%	48,01%	46,48%	45,36%	45,10%	47,67%	48,38%	48,42%	49,20%
Or	0,91%	0,34%	1,08%	0,68%	1,10%	0,80%	1,30%	0,97%	0,57%	0,81%



ANALYSES DES GRENATS DES METABASITES

ANALYSE	LUG1/8	LUG1/10	LUG1/22	LUG1/23	LUG1/24	LUG1/25	LUG1/26	LUG1/27	LUG1/28
SiO2	39,65	39,47	39,04	39,00	38,92	39,29	39,89	39,28	39,29
Al2O3	22,11	22,01	21,53	21,51	21,44	21,60	21,66	21,81	21,75
FeO	26,29	24,92	25,97	26,61	26,67	25,94	24,50	24,40	24,97
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,11	0,75	1,11	1,12	1,31	1,08	1,12	0,91	0,90
MgO	3,97	3,81	4,15	4,27	3,74	4,07	4,04	4,05	3,90
CaO	8,41	10,18	8,64	7,67	7,94	9,03	9,42	9,16	8,90
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
TOTAL	101,54	101,14	100,44	100,22	100,02	101,05	100,63	99,67	99,71

Si	3,045	3,038	3,037	3,041	3,048	3,038	3,076	3,056	3,061
Al IV	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Somme	3,045	3,038	3,037	3,041	3,048	3,038	3,076	3,056	3,061
Al VI	2,001	1,997	1,974	1,977	1,979	1,969	1,968	2,000	1,997
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Somme	2,001	1,997	1,974	1,979	1,979	1,971	1,968	2,004	1,997
Fe 2+	1,689	1,604	1,690	1,736	1,747	1,678	1,580	1,588	1,627
Mn	0,072	0,049	0,073	0,074	0,087	0,071	0,073	0,060	0,059
Mg	0,454	0,437	0,481	0,496	0,437	0,469	0,464	0,470	0,453
Ca	0,692	0,839	0,720	0,641	0,666	0,748	0,778	0,764	0,743
Somme	2,907	2,929	2,964	2,947	2,936	2,966	2,896	2,881	2,882

PYROP	15,63%	14,92%	16,25%	16,84%	14,87%	15,89%	16,04%	16,30%	15,71%
ALMAN	58,08%	54,75%	56,96%	58,90%	59,48%	56,38%	54,56%	55,11%	56,45%
SPESS	2,48%	1,67%	2,47%	2,51%	2,96%	2,40%	2,53%	2,08%	2,06%
GROSS	23,80%	28,66%	24,32%	21,75%	22,69%	25,34%	26,88%	26,44%	25,78%
ULVAR	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,06%	0,00%
ANDRA	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
SCHOR	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
Somme	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%
% C ut.	96,91%	97,65%	98,71%	98,22%	97,87%	98,43%	96,52%	96,03%	96,07%

**Tableau (12) Valeurs de températures calculées dans la formation ferrifère (HF38) et les méta-ultrabasites (LGC3).**

<b>Géothermomètre : Orthopyroxène-Clinopyroxène (compositions extrêmes).</b>			
		<b>Wells (1977)</b>	
<b>- Dans la formation ferrifère, (HF38)</b>		<b>T°C</b>	<b>Kd</b>
Coeurs	Opx. 3	825°C	0.098
	Cpx . 49		
Périphéries	Opx. 11	845°C	0.118
	Cpx. 55		
<b>- Dans les méta-ultrabasites, (LGC3)</b>			
Coeurs	Opx. 10	804°C	0.114
	Cpx. 3		
Périphéries	Opx.9	883°C	0.187
	Cpx.1		

ANALYSES D'ORTHOPYROXENE ET CLINOPYROXENE DE LA FORMATION FERRIFERE.

ANALYSE	HF38/2	HF38/3	HF38/4	HF38/11	HF38/40	HF38/42	HF38/49	HF38/53	HF38/55
SiO2	53,49	53,56	53,47	53,35	53,45	54,60	53,60	53,85	54,10
Al2O3	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	26,03	25,48	25,61	26,76	11,56	9,08	10,39	10,95	9,60
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,25	0,26	0,24	0,21	0,12	0,05	0,03	0,13	0,08
MgO	19,13	20,22	19,46	19,27	14,36	14,10	13,54	13,89	13,67
CaO	0,57	0,63	0,61	0,56	20,56	22,56	22,44	21,03	22,63
Na2O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,30	0,41	0,49	0,32	0,34
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	99,48	100,17	99,40	100,16	100,35	100,82	100,49	100,17	100,43

Si	2,030	2,015	2,028	2,018	1,999	2,017	2,002	2,013	2,013
Al IV	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	2,030	2,015	2,028	2,018	1,999	2,017	2,002	2,013	2,013
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al VI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,550	0,577	0,559	0,552	0,689	0,727	0,699	0,688	0,712
Fe 2+	0,420	0,408	0,413	0,430	0,311	0,263	0,301	0,304	0,281
M2	0,970	0,985	0,973	0,982	1,000	0,990	1,000	0,993	0,993
Mn	0,008	0,008	0,008	0,007	0,004	0,002	0,001	0,004	0,003
Ca	0,023	0,025	0,025	0,023	0,824	0,893	0,898	0,842	0,902
Na	0,000	0,001	0,001	0,001	0,022	0,029	0,035	0,023	0,025
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,532	0,557	0,540	0,535	0,104	0,049	0,046	0,086	0,046
Fe 2+	0,406	0,394	0,399	0,417	0,047	0,018	0,020	0,038	0,018
M1	0,970	0,985	0,973	0,982	1,000	0,991	1,000	0,993	0,994
X Mg	0,567	0,586	0,575	0,562	0,689	0,735	0,699	0,693	0,717
Act. Mg	0,311	0,331	0,320	0,306	0,071	0,036	0,032	0,060	0,033
R Fe+Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,013	0,000	0,000
R Sites	0,060	0,030	0,055	0,036	0,000	0,019	0,000	0,014	0,014

ANALYSES DES ORTHOPYROXENES ET CLINOPYROXENES DES METACUMULATS -

ANALYSE	LGC3/1	LGC3/3	LGC3/4	LGC3/2	LGC3/5	LGC3/6	LGC3/8	LGC3/9	LGC3/10
SiO2	51,87	51,56	51,80	46,49	45,63	45,54	49,89	50,41	51,50
Al2O3	0,87	0,87	0,78	6,56	6,16	6,21	0,27	0,20	0,21
FeO	11,70	11,31	11,62	17,45	15,33	15,85	30,41	31,34	31,04
Fe2O3	1,17	1,13	0,91	0,00	3,56	1,93	0,00	0,00	0,00
MnO	0,24	0,12	0,24	0,07	0,09	0,15	0,35	0,50	0,55
MgO	11,00	11,24	11,17	10,83	11,34	11,10	15,51	15,00	15,51
CaO	21,78	21,89	21,94	10,70	10,99	11,13	0,61	0,52	0,54
Na2O	0,56	0,47	0,46	1,15	1,19	1,12	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO2	0,00	0,02	0,09	0,85	0,87	0,89	0,00	0,14	0,01
Cr2O3	0,03	0,02	0,00	0,03	0,11	0,10	0,03	0,01	0,00
TOTAL	99,22	98,63	99,01	94,13	95,27	94,02	97,07	98,12	0,00

Si	2,000	1,997	1,997	1,869	1,871	1,866	1,998	2,004	2,013
Al IV	0,000	0,003	0,003	0,131	0,129	0,134	0,002	0,000	0,000
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,004	2,013
Cr	0,001	0,001	0,000	0,001	0,004	0,003	0,001	0,000	0,000
Ti	0,000	0,001	0,003	0,026	0,027	0,027	0,000	0,004	0,000
Al VI	0,040	0,036	0,032	0,180	0,169	0,166	0,011	0,009	0,010
Mg	0,601	0,615	0,609	0,415	0,455	0,446	0,469	0,450	0,459
Fe 2+	0,359	0,347	0,356	0,376	0,345	0,357	0,516	0,528	0,515
M2	1,000	1,000	1,000	0,997	0,999	1,000	0,997	0,992	0,985
Mn	0,008	0,004	0,008	0,002	0,003	0,005	0,012	0,017	0,018
Ca	0,900	0,908	0,906	0,461	0,483	0,489	0,026	0,022	0,023
Na	0,042	0,035	0,034	0,090	0,095	0,089	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,031	0,034	0,033	0,233	0,238	0,232	0,457	0,439	0,445
Fe 2+	0,019	0,019	0,019	0,211	0,181	0,186	0,503	0,514	0,499
M1	1,000	1,000	1,000	0,997	0,999	1,000	0,997	0,992	0,985
X Mg	0,626	0,639	0,631	0,525	0,569	0,555	0,476	0,460	0,471
Act. Mg	0,019	0,021	0,020	0,098	0,108	0,103	0,215	0,201	0,211
R Fe+Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
R Sites	0,000	0,000	0,000	0,006	0,001	0,000	0,005	0,017	0,031



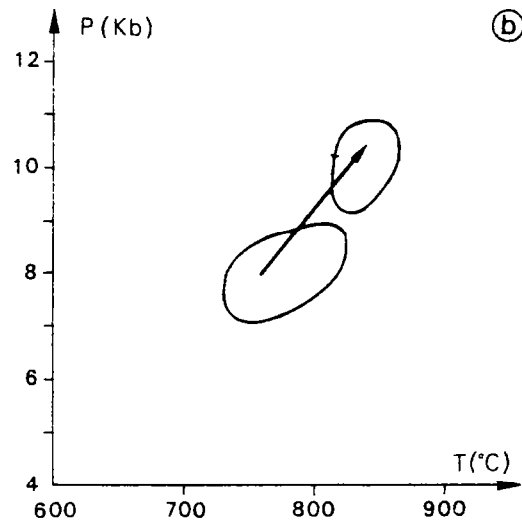
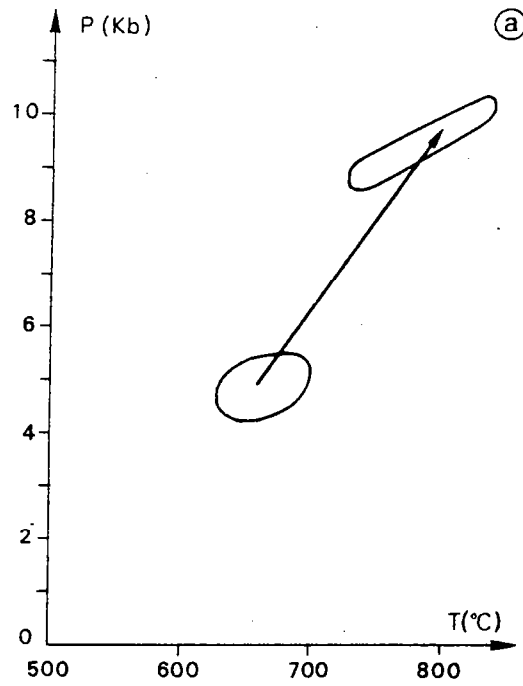


Figure (14) Estimation des conditions de P.T. du métamorphisme de faciés granulite dans les gneiss migmatitiques ( a) et dans les metabasites (b) à l'aide du thermobaromètre cpx-gren-plag-quartz. Les ellipses sont inscrites dans un quadrilatère défini par  $\Delta P$  et  $\Delta T$ .

Dans la figure (14a), on observe une évolution prograde de pression et de température en considérant les coeurs et les périphéries des couples clinopyroxène - grenat à l'équilibre, mais on n'a aucune information sur les étapes intermédiaires. (variations relatives de pression par rapport à la température). Dans les metabasites le cheminement prograde est caractérisé par deux points intermédiaires entre ceux obtenus dans les gneiss migmatitiques (figure 14b).

L'estimation des conditions de pression et de température du métamorphisme granulitique subi par les gneiss migmatitiques et les metabasites de la région de Buur peut être résumée de la manière suivante :

	Ellis et Green(1979)	Ganguly (1979)	Perkins et Newton (1982)
- Les gneiss migmatitiques :	767 ± 66°C	677 ± 47°C	7 ± 3 Kb.
- Les metabasites :	768 ± 37°C	839 ± 18°C	8 ± 2 Kb.

Cela implique un cheminement prograde puis rétrograde essentiellement marqué par la variation en température et qui s'effectue dans le sens inverse des aiguilles d'une montre.(Figure 16).

En ce qui concerne la formation ferrifère (HF38) et les méta-ultrabasites (LGC3), on a utilisé le thermomètre orthopyroxène-clinopyroxène de Wells (1977). Les températures obtenues à l'aide de ce thermomètre sont présentées dans le tableau 12. On constate que la formation ferrifère enregistre des températures de l'ordre de 825°C pour les coeurs des couples orthopyroxène-clinopyroxène à l'équilibre et de l'ordre de 845°C pour les bordures. Les températures calculées dans les méta-ultrabasites sont de l'ordre de 804°C pour les coeurs des couples orthopyroxène-clinopyroxène à l'équilibre et de 883°C pour les bordures. La fourchette de température donnée par les méta-ultrabasites recouvre donc celle de la formation ferrifère, et la température maximum (883°C) est voisine à celle donnée par les assemblages clinopyroxène-grenat dans les gneiss migmatitiques et dans les metabasites. En définitive, dans la figure (16) on peut donc considérer que cette température correspond au pic du métamorphisme granulitique. Le début réel du chemin prograde est caractérisé par la présence de spinelle relique riche en gahnite dans les quartzites à sillimanite ( moyenne de quatre analyses : gahnite 76%, hercynite 11.3%, spinelle 12.7%), ce qui implique des températures bien inférieures à 700°C (Montel et al. 1986), chemin déduit en pointillés (figure 16).

## (V).2. LE METAMORPHISME RETROGRADE POST-GRANULITIQUE.

Les associations minérales qu'on peut rapporter à cette phase s'observent dans toutes les roches à assemblages granulitiques décrites précédemment, (gneiss migmatitiques, metabasites, méta-ultrabasites, formation ferrifère, et gneiss calco-silicaté). Elles sont clairement rétro-morphiques et se développent en ambiance migmatitique plus marquée dans le secteur SW. Les paragenèses les plus précoces de cet épisode sont caractéristiques du faciès amphibolite et évoluent progressivement vers des assemblages de moins en moins "chauds" (faciès schiste vert).

### (V).2.1. Les assemblages du métamorphisme rétrograde de faciès amphibolite.

Bien qu'il soient largement représentés dans l'ensemble du socle de Buur, on les rencontre surtout dans les metabasites où ils sont définis par la paragenèses :

Amphibole + plagioclase<sup>2</sup> + épidote + biotite + chlorite + sphène.

- L'amphibole est une hornblende verte formant une couronne (blindage) autour des clinopyroxènes.
- Le plagioclase est moins basique que le plagioclase "granulitique" ; il a une composition d'oligoclase (AN. 25\_30%).
- L'épidote provient de réaction à partir des plagioclases et des clinopyroxènes.
- La biotite apparaît tardivement en cristaux de tailles différentes.
- La chlorite est une chlorite magnésienne.

Dans les schistes quartzitiques de l'affleurement de Shiikh Casharow où on observe aucune trace de métamorphisme granulitique, le faciès amphibolite est définies par l'assemblage :

Quartz + albite + biotite + muscovite.

Dans les metabasites, on constate des associations minérales de faciès schiste vert sont représentées par l'assemblage :

Chlorite + pumpellyite + actinote (cette dernière auréole la hornblende).

Ces assemblages sont tardifs mais dans la plupart des cas représentent un prolongement de l'événement métamorphique rétrograde.

La transformation des associations paroxysmales de faciès granulite en associations rétrogrades de faciès amphibolite dans les metabasites, permet de penser que le complexe "granulitique" de la région de Buur a subi une évolution prograde/rétrograde.

### (V).2.3. Estimation des conditions P.T. du métamorphisme rétrograde.

Pour évaluer les températures et les pressions atteintes au cours de l'événement rétrograde, nous avons utilisé le thermo-baromètre amphibole-chlorite-épidote (Triboulet et Audern, 1988) dans les metabasites. Le choix de cet assemblage dans ce type de roche n'est pas seulement dû fait qu'elles montrent ici une évolution métamorphique prograde puis rétrograde en continuité, mais aussi parce qu'elles affleurent dans les deux secteurs NE et SW du socle en question, ce qui peut donner des indications sur les corrélations éventuelles dans l'ensemble de la région étudiée. Les échantillons considérés proviennent du fond de l'oued Urugy (UR7) et de l'oued situé à côté du village de Farta, (FAR19), (voir figure 7 et plancheII, photo2).

Les types d'amphiboles analysés sont ceux qui blindent le clinopyroxène, et montrent un caractère nettement rétrograde (voir planche IV photo 5 ). Les analyses à la microsonde de ces amphiboles ont été utilisées pour caculer les coefficients de distribution ( KD) pour les couples édénite/trémolite/magnésio-hornblende en équilibre avec chlorite et épidote. Les résultats (Tableau 13) projetés dans la figure (15a) de Triboulet et Audren (1988) montrent :

- pour l'échantillon (UR7) une forte variation de pression et une faible variation de température. Les points s'alignent le long d'un chemin rétrograde, en fonction de l'évolution du coeur à la périphérie des amphiboles,
- pour l'échantillon (FAR19), on trouve le même chemin rétrograde que dans l'échantillon (UR7), mais ce chemin est déplacé dans le domaine des hautes pressions en raison de richesse de fer des amphiboles (Triboulet et Audren, travaux en cours).

Cette partie de trajet rétrograde en pression et en température dans le faciès amphibolite est en continuité avec le cheminement du métamorphisme prograde, car les amphiboles auréolent le clinopyroxène du faciès granulite, et prolongent le trajet qui avait été amorcé après le pic du métamorphisme granulitique dans la figure (16).

**Tableau (13) Géothermo-barométrie à partir des amphiboles zonées, en équilibre avec épidote et chlorite dans les metabasites.**

Triboulet et Audren (1988)

<b>Echantillon : UR7</b>					
points d'analyses	LnKD Ed/MgHbl	LnKDTr/Ed	Chlorite	Epidote	
24 périphérie	- 81.071	0.521	0.088	0.451	
25 coeur	- 80.523	0.483	0.088	0.451	
26 coeur	- 83.474	0.738	0.065	0.451	
27 périphérie	- 82.472	0.732	0.065	0.451	
28 périphérie	- 70.335	- 0.009	0.088	0.451	
29 coeur	- 81.479	- 0.532	0.065	0.451	
30 périphérie	- 80.527	0.677	0.088	0.451	
31 coeur	- 77.071	0.469	0.065	0.451	
32 périphérie	- 82.088	0.457	0.088	0.451	
33 périphérie	- 80.297	0.442	0.088	0.451	
34 coeur	- 80.399	0.669	0.065	0.451	
35 périphérie	- 75.992	0.131	0.088	0.451	
36 coeur	- 78.069	0.566	0.065	0.451	
37 périphérie	- 77.158	0.020	0.088	0.451	
38 périphérie	- 80.916	0.676	0.074	0.415	
39 coeur	- 75.789	0.493	0.065	0.451	
63 coeur	- 65.699	0.527	0.011	0.451	
64 périphérie	- 61.451	- 0.589	0.088	0.451	
65 coeur	- 73.628	0.340	0.065	0.451	
66 coeur	- 78.668	0.649	0.065	0.451	
67 coeur	- 80.851	0.637	0.065	0.451	
68 périphérie	- 71.017	0.129	0.088	0.451	
69 périphérie	- 77.426	0.499	0.088	0.451	
70 périphérie	- 71.038	0.024	0.088	0.451	
76 coeur	- 76.207	0.689	0.065	0.451	
77 coeur	- 72.399	0.353	0.065	0.451	
79 coeur	- 78.936	0.826	0.065	0.451	
80 périphérie	- 79.733	0.800	0.088	0.451	
<b>Echantillon : FAR19</b>					
Points d'analyses					
91 périphérie	- 94.733	1.288	0.088	0.451	
92 périphérie	- 103.340	1.514	0.088	0.451	
93 coeur	- 99.502	1.415	0.065	0.451	
94 périphérie	- 103.772	1.455	0.088	0.451	
100 périphérie	- 99.204	1.079	0.074	0.451	

Ces valeurs ont été reportées dans le diagramme de Triboulet et Audren (1988), figure (12a).

ANALYSES DES AMPHIBOLES DES METABASITES

ANALYSE	BQ5/37	BQ5/39	BQ5/42	BQ/54	FAR/19	FAR19/64	FAR19/81	FAR19/82	FAR19/90
SiO2	51,40	42,62	42,30	55,11	44,36	43,09	43,47	43,05	44,82
Al2O3	5,14	10,44	10,37	2,60	10,72	10,92	9,22	10,50	10,02
FeO	13,17	16,47	17,42	11,19	20,69	20,89	18,98	19,34	16,86
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,34	0,36	0,34	0,34	0,28	0,22	0,21	0,35	0,36
MgO	14,35	9,65	9,91	16,31	7,54	7,10	7,57	7,17	10,10
CaO	12,12	11,89	11,48	12,60	11,92	11,87	12,03	11,79	12,24
Na2O	0,65	1,45	1,61	0,41	1,19	1,48	1,04	1,31	1,31
K2O	0,34	1,72	1,45	0,13	0,44	0,58	0,50	0,54	0,54
TiO2	0,25	2,06	1,71	0,03	0,93	1,11	0,91	0,80	0,80
Cr2O3	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
TOTAL	97,77	96,69	96,60	98,72	98,07	97,26	93,93	94,87	97,07

Si	7,396	6,512	6,436	7,774	6,669	6,588	6,841	6,722	6,720
Al IV	0,604	1,488	1,564	0,226	1,331	1,412	1,159	1,278	1,280
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,268	0,392	0,295	0,207	0,568	0,555	0,551	0,655	0,491
Cr	0,001	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002
Ti	0,027	0,237	0,196	0,003	0,105	0,128	0,108	0,094	0,090
Fe 3+	0,300	0,000	0,377	0,068	0,281	0,162	0,000	0,000	0,190
Mg	3,078	2,198	2,247	3,429	1,690	1,618	1,776	1,669	2,257
Fe 2+	1,285	2,104	1,840	1,252	2,320	2,509	2,498	2,526	1,924
Mn	0,041	0,047	0,044	0,041	0,036	0,028	0,028	0,046	0,046
C	5,000	4,981	5,000	5,000	5,000	5,000	4,960	4,992	5,000
Fe 2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,869	1,946	1,871	1,904	1,920	1,944	2,028	1,973	1,966
Na	0,131	0,054	0,129	0,096	0,080	0,056	0,000	0,027	0,034
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,028	2,000	2,000
Na	0,050	0,376	0,346	0,017	0,267	0,383	0,317	0,369	0,347
K	0,062	0,335	0,281	0,023	0,084	0,113	0,100	0,108	0,103
A	0,112	0,711	0,628	0,040	0,351	0,496	0,418	0,477	0,450
X Mg (1)	0,660	0,511	0,503	0,722	0,394	0,377	0,415	0,398	0,516
X Mg (2)	0,705	0,511	0,550	0,733	0,421	0,392	0,415	0,398	0,540

(1) Mg / (Fe2 (B,C) (C)+Mg (B,C)) (2) Mg / (Fe2 (B,C)+Mg (B,C))

! Valeurs recalculées

Fe2O3	2,77	0,00	3,29	0,64	2,49	1,40	0,00	0,00	1,69
FeO	10,68	16,47	14,46	10,61	18,45	19,63	18,98	19,34	15,34
H2O	2,08	1,96	1,97	2,12	1,99	1,96	1,90	1,92	2,00
Total	100,13	98,65	98,90	100,91	100,31	99,36	95,83	96,79	99,24

ANALYSES DES AMPHIBOLES DES METABASITES

ANALYSE	UR4A/19	UR4A/20	UR4A/21	URS/41	URS/42	URS/47	UR7/60	UR7/62	UR7/69
SiO2	44,30	43,89	45,50	45,14	48,95	45,48	47,81	46,00	47,07
Al2O3	10,17	10,55	9,56	10,19	7,26	9,42	7,81	9,55	8,89
FeO	18,19	17,99	17,63	15,85	14,66	15,03	14,79	15,75	15,42
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,17	0,26	0,33	0,30	0,24	0,32	0,22	0,21	0,27
MgO	9,21	9,16	9,94	11,24	12,56	11,20	12,44	11,54	11,64
CaO	11,77	11,82	11,82	12,01	12,20	12,20	12,56	12,45	12,30
Na2O	1,64	1,77	1,41	1,53	0,78	1,32	0,95	1,39	1,25
K2O	0,09	0,08	0,11	0,26	0,15	0,20	0,18	0,26	0,20
TiO2	1,11	1,18	1,00	1,10	0,48	0,85	0,67	0,80	0,81
Cr2O3	0,02	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
TOTAL	96,67	96,76	97,33	97,62	97,28	96,02	97,46	97,95	97,85

Si	6,679	6,621	6,769	6,650	7,146	6,815	7,012	6,764	6,904
Al IV	1,321	1,379	1,231	1,350	0,854	1,185	0,988	1,236	1,096
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,487	0,497	0,445	0,420	0,395	0,479	0,362	0,419	0,441
Cr	0,002	0,007	0,004	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
Ti	0,126	0,134	0,112	0,122	0,053	0,096	0,074	0,088	0,089
Fe 3+	0,280	0,254	0,362	0,409	0,289	0,176	0,224	0,272	0,218
Mg	2,070	2,060	2,204	2,468	2,733	2,501	2,719	2,529	2,545
Fe 2+	2,013	2,016	1,831	1,544	1,501	1,708	1,590	1,665	1,674
Mn	0,022	0,033	0,042	0,037	0,030	0,041	0,027	0,026	0,034
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe 2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,901	1,910	1,884	1,896	1,908	1,959	1,974	1,961	1,933
Na	0,099	0,090	0,116	0,104	0,092	0,041	0,026	0,039	0,067
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,381	0,428	0,291	0,333	0,129	0,342	0,244	0,358	0,288
K	0,017	0,015	0,021	0,049	0,028	0,038	0,034	0,049	0,037
A	0,398	0,444	0,312	0,382	0,157	0,380	0,277	0,407	0,326
X Mg (1)	0,474	0,476	0,501	0,558	0,604	0,570	0,600	0,566	0,574
X Mg (2)	0,507	0,505	0,546	0,615	0,645	0,594	0,631	0,603	0,603

(1) Mg/ (Fe2 (B,C) (C)+Mg (B,C)) (2) Mg/ (Fe2 (B,C)+Mg (B,C))

! Valeurs recalculées

Fe2O3	2,47	2,23	3,24	3,69	2,63	1,56	2,03	2,45	1,97
FeO	15,97	15,98	14,72	12,53	12,30	13,63	12,96	13,54	13,65
H2O	1,99	1,99	2,01	2,03	2,05	2,00	2,04	2,04	2,04
Total	98,90	98,97	99,67	100,02	99,60	98,18	99,71	100,23	100,09

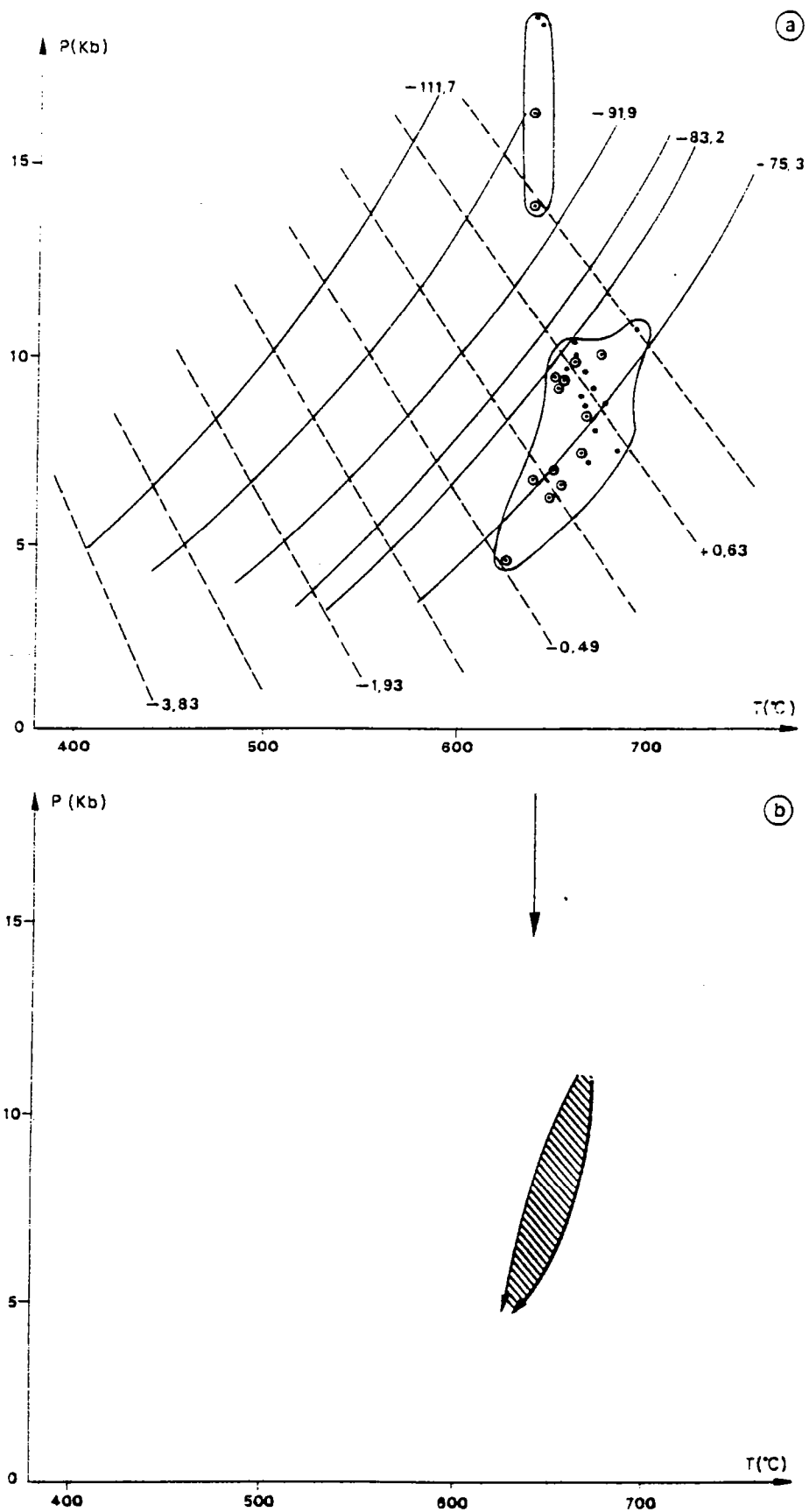


Figure 15) : (a) Estimation des conditions de P.T. du métamorphisme rétrograde à faciès amphibolite dans les metabasites, à l'aide de thermobaromètre amph-épid-chl. (• coeur ○ périphérie) (Triboulet et Audren 1988).  
 $\text{LnKD}$  de trémolite/édénite (---) et  $\text{LnKD}$  de édénite/Mg-hornblende (—).  
 (b) L'évolution du métamorphisme rétrograde dans les metabasites à reliques granulitiques.



A des fins de comparaison, nous avons utilisé les thermomètres de Perchuk et Riabchikov (1976), Plyusnina (1982) et Spear (1980). Ce dernier thermomètre donne des valeurs très différentes des autres, car les minéraux utilisés pour la calibration ne sont pas tous à l'équilibre. (Graham et Navrosky, 1986). Par contre, les deux autres thermomètres sont en accord et montrent de très faibles variations de température entre les coeurs et les périphéries, aux alentours de 630°C et de 2Kb de pression d'après Plyusnina.

Soulignons que nous avons considéré le faciès des metabasites à relique granulitique (UR7 et FAR19). Dans ce faciès, les couples amphibole-plagioclase, qui ont enregistré une variation très faible de température et de pression de l'ordre de 2 Kb, d'après le géothermomètre de Perchuk et Riabchikov (1976) et le géothermo-baromètre de Plyusnina (1982), appartient à la décompression isotherme durant le trajet rétrograde (paragenèse terminale de l'histoire métamorphique). La paragenèse granulitique a été probablement effacée.

La fin du chemin rétrograde est située à environ 630°C et 4.5 Kb dans la figure (16). Ce métamorphisme serait syn-migmatitique comme en témoigne la présence de mésoperthite dans certains gneiss migmatitiques ; la stabilité de ce minéral indique au moins que la température critique du solvus des feldspaths alcalins était dépassée. Les mobilisats anatectiques liés à cette phase ne sont pas faciles à distinguer sur le terrain. Dans ce domaine migmatitique, on ne dispose pas d'associations minérales adéquates pour estimer la pression et la température d'associations liées au métamorphisme rétrograde. On sait seulement qu'elles se développent en ambiance migmatitique ( $T > 650^{\circ}\text{C}$ , température minimale de fusion). Puisque les associations du métamorphisme rétrograde sont de pression intermédiaire à forte, on peut penser que ces conditions n'étaient pas fondamentalement différentes dans le domaine des migmatites.

La fin réelle du chemin peut être estimée à une température inférieure à 450°C à basse pression, d'après l'équilibre chlorite-pumpeyllite-actinote (cette dernière se développe au dépend des hornblendes).

Dans la figure (16) on constate que toute l'évolution de pression et température calculée s'effectue dans le champ de stabilité de la sillimanite (Althaus et al. 1970).

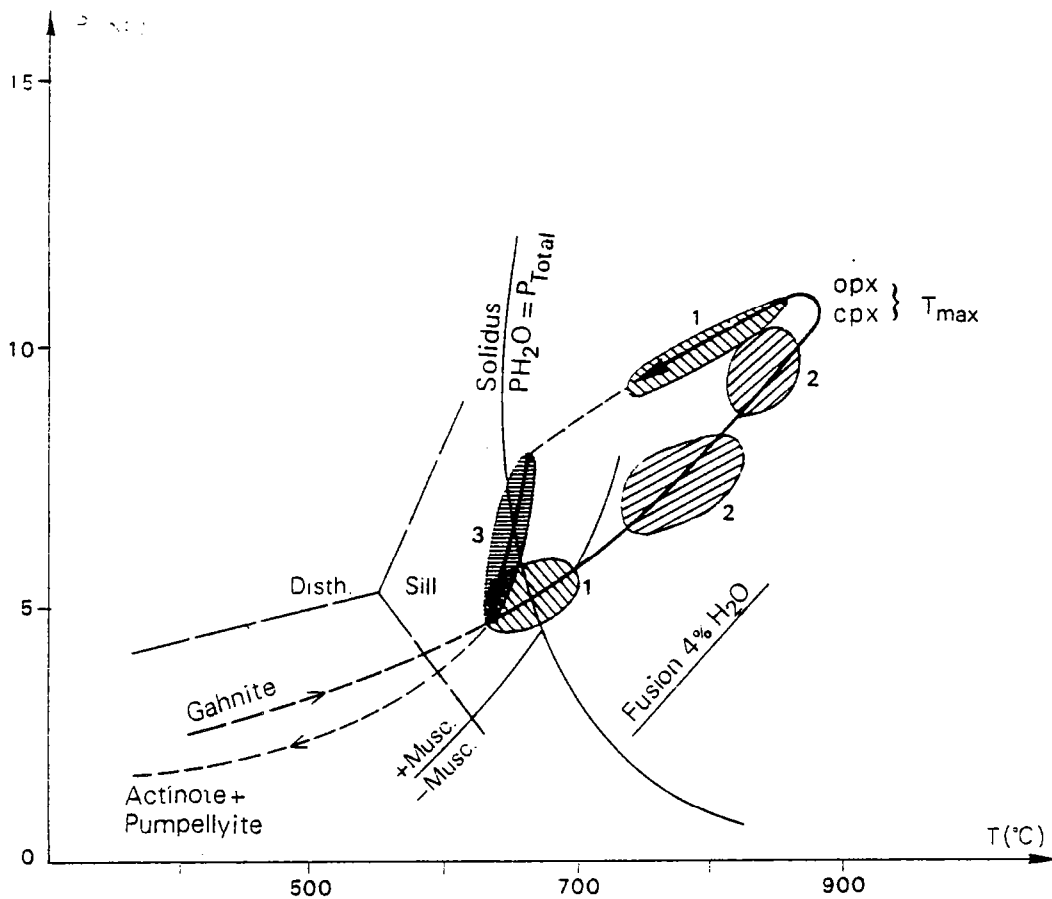


Figure (16) Evolution de P.T. du métamorphisme à faciès granulite puis rétrograde à faciès amphibolite de la région de Buur à partir des assemblages des gneiss migmatitiques, des metabasites, des méta-ultrabasites et de la formation ferrifère.

(1) gneiss migmatitiques (cpx-gren-plag-quartz). (2) metabasites (cpx-gren-plag-quartz). (3) metabasites (amph-épid-chl). Trait plein correspond à chemin calculé trait pointillé correspond à chemin déduit.

Les seules datations radiométriques connues dans le socle sont :

- isochrone Rb-Sr sur les roches granitoïdes (roches totale) donne un âge d'environ 600 M.a. (Borsi 1965). Il a obtenu aussi deux âges à  $531 \pm 18$  M.a. et à 490 M.a. par la méthode Rb-Sr respectivement sur une muscovite et deux biotites des granites de Buur Hakaba,
- isochrone Rb-Sr sur les "younger granitoids" (roche totale) donne un âge d'environ 500 M.a. (Carmignani et al. 1987),
- isochrone Rb-Sr sur les granito-gneiss de Buur Muun, (roche totale) donne un âge d'environ 700 M.a. ( Sighinolfi inédit).

D'Amico et al. (1982) attribuent un âge de 600 M.a. au seul événement métamorphique, dans le chemin rétrograde, qu'ils ont observé, faciés amphibolite accompagné de migmatisation. De plus, ils interprètent les âges  $531 \pm 18$  M.A. sur muscovite et 490 M.a sur biotite comme ceux des refroidissement de ces minéraux.

Toutefois, le fait qu'on observe localement des mylonites et des cataclasites dans le socle pourrait laisser penser que les roches de Shiikh Casharow à faciés amphibolite, qui ne présentent aucune trace de métamorphisme granulitique, correspondent à une nappe ou une simple sédimentation sur le socle.

Le problème qui se pose, s'il s'agit d'une nappe, est là relation entre la mise en place éventuelle d'une nappe et le métamorphisme granulitique :

- La mise en place de la nappe peut être anté-métamorphique. Dans ce cas , il y aurait un gradient entre le pic du métamorphisme granulitique du socle et le pic du métamorphisme schiste vert de l'ensemble des schistes (figure 17a).
- La structuration de la nappe peut se faire au cours du chemin rétrograde. Dans ce cas la ensemble de schiste vert subit le métamorphisme du socle au cours de l'évolution rétrograde de ce dernier (figure 17b).

Nous pensons que la deuxième hypothèse est plus plausible, car on n'observe pas deux pics de métamorphisme. Cependant il pourrait s'agir d'une série supérieure complètement érodée au cours du soulèvement du socle correspondant à la décompression isotherme durant le trajet rétrograde.

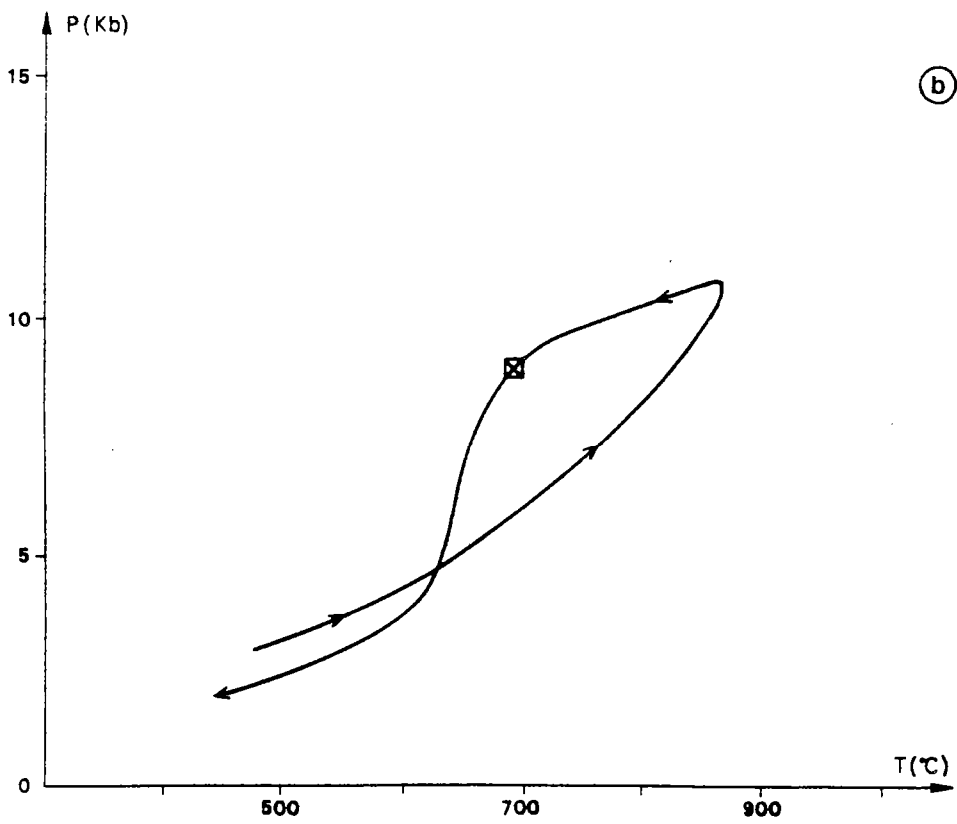
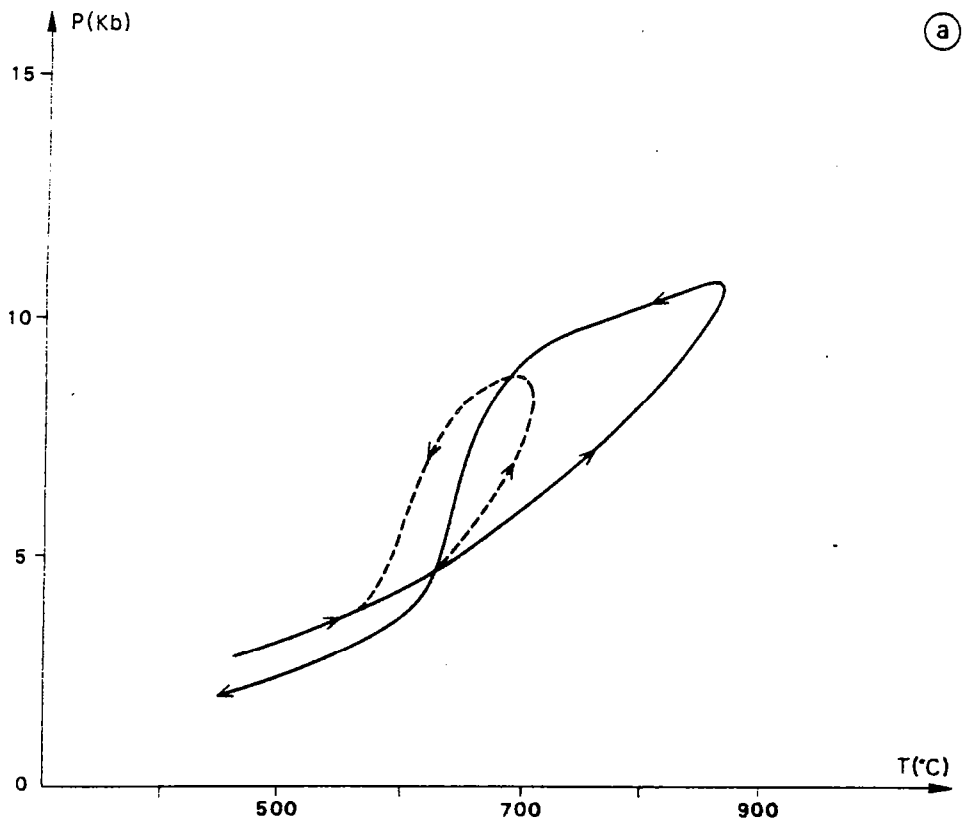


Figure (17) : (a) L'antériorité de la mise en place de la nappe par rapport le métamorphisme granulitique. (b) La structuration de la nappe se fait au cours du chemin rétrograde.

### (V).3. CONCLUSION.

L'analyse des associations minérales dans la région de Buur met en évidence les points suivants :

- dans le secteur NE comme dans le secteur SW (domaine des migmatites), il existe un événement métamorphique montrant une évolution prograde puis rétrograde avec un pic de haute température et moyenne à haute pression dans le faciès granulite. L'évolution de pression et température au cours de temps s'effectue dans le sens inverse des aiguilles d'une montre dans le diagramme de pression et de température (figure 16). Les paragenèses de haut degré de métamorphisme évoluent ensuite, par une chute de pression puis de température, dans les conditions du faciès amphibolite.

Les metabasites et les gneiss migmatitiques, à clinopyroxène-grenat-plagioclase, la formation ferrifère, les méta-ultrabasites à orthopyroxène-clinopyroxène et les gneiss calco-silicatés à clinopyroxène-plagioclase-scapolite-grenat gardent en mémoire cette histoire complexe. On la retrouve aussi dans les migmatites, mais ses témoins sont moins bien représentés : l'association paraît s'être équilibrée dans des conditions de pression et de température relativement plus basse (faciès granulite de pression intermédiaire à faciès amphibolite de pression moyenne).

Les estimations des conditions de pression et de température de ce métamorphisme prograde à l'aide de différents thermomètres et baromètres dans les metabasites, les gneiss migmatitiques, la formation ferrifère et les méta-ultrabasites varient entre 5 et 10 Kb pour les pressions et entre 700 et 800°C pour les températures. La température de 883°C donnée par les méta-ultrabasites est interprétée comme celle du pic du métamorphisme granulitique.

L'évolution de l'événement métamorphique prograde vers le métamorphisme rétrograde s'accompagne de la déstabilisation de la paragenèse granulitique dans le faciès amphibolite de moyenne à faible pression. L'événement rétrograde syn-migmatitique, a lieu à des températures de l'ordre de 630°C pour des pressions variant entre 10 et 5 Kb.

L'évolution du métamorphisme rétrograde se poursuit par le développement d'associations minérales de type schistes verts, de températures inférieure à 450 °C à basse pression (stabilité des chlorite-pumpellyite-actinote).

Les roches de l'affleurement très limité de Shiikh Casharow sont uniquement affecté par cette phase finale du métamorphisme rétrograde, car on n'y observe aucune trace de métamorphisme granulitique. Cela pourrait éventuellement prouver que les roches en question correspondent à une nappe de socle qui s'est mise en place sur le complexe de faciés granulite au cours de la phase finale du métamorphisme rétrograde.

En dehors de cette zone précise de l'ensemble de faciés amphibolite, il n'est pas possible de tracer une zonéographie du métamorphisme, les principales unités lithologiques du socle présentent le même degré d'évolution prograde puis rétrograde. Les seules différences résident dans l'intensité de la migmatisation et dans la fréquence des granitoïdes. Ces deux phénomènes affectent préférentiellement le secteur SW, et ont respectivement pour effet 1°) d'oblitérer la plus grande partie des associations de faciés granulitique dans ce secteur 2°) d'affecter la direction structurale majeure (NW-SE). Plus précisément on note que :

- le métamorphisme rétrograde à faciés amphibolite est très répandu,
- la direction structurale passerait au NE-SW.

L'ensemble de ces différents caractères est compatible avec une évolution monocyclique mais polyphasée (prograde puis rétrograde) affectant le complexe "granulitique" du socle de Buur. Dans tous les cas, le développement d'amphibole brun vert autour des pyroxènes dans les metabasites à clinopyroxène-grenat traduit une hydratation des paragenèses granulitiques initiales. Il faut encore souligner que l'analyse des associations minérales montre que l'évolution prograde, paroxysmale, de faciés granulite, puis rétrograde, de faciés amphibolite est continue dans le temps et correspond probablement à un seul et même événement métamorphique.

En ce qui concerne, l'évolution globale de la région de Buur, on s'aperçoit que l'histoire prograde/rétrograde affecte indifféremment et sans discontinuité l'ensemble des unités lithologiques qui appartiennent donc à un même complexe. Puisque, le métamorphisme rétrograde est syn-migmatitique, nous pensons que l'âge des migmatites de 700 M.a. (cit.op.) correspond à celui du métamorphisme de faciés amphibolite ; le métamorphisme granulitique serait antérieur.

## (VI). METALLOGENIE DE LA FORMATION FERRIFERE.

La présence de roches riches en fer (Iron Formation) est caractéristique de tous les socles précambriens. Plus de 50% de ces formations ont un âge supérieur à 2500 M.a. Cependant, dans la synthèse des travaux sur les formations ferrifères, (numéro spécial d'"Economic Geology" vol. 68, 1973), il apparaît que ces formations couvrent toute la période du Précambrien. On les observe aussi bien dans les métasédiments à 800 M.a. des zones mobiles du "Damara Belt" d'Afrique du Sud, que dans les sédiments supracrustaux à 3600-3800 M.a. de la série d'Isua en Groënland, dans la série des Highlands en Sri Lanka (Ceylan), dans les ceintures archéennes de gneiss granulitique du sud de l'Inde, en particulier dans les régions de Tamil Nandu, de Karnataka, de Kerala et d' Andhra Pradesh, dans les séries de Beforana, d'Alaotra, d'Andriamena, d'Androna et de Maevatanana à Madagascar, dans le groupe de Hamerseley en Australie occidentale, dans la région des lacs du bouclier canadien et beaucoup d'autres régions.

Cependant, dans leur grande majorité, ces gisements se situent entre 2600 M.a. et 3500 M.a., (Goldich 1973), c'est-à-dire à l'Archéen. A partir de 1500 M.a, la fréquence des formations ferrifères diminue et ils sont pratiquement absents des séries postérieures au Protérozoïque.

Les raisons de cette localisation doivent être recherchées dans les conditions particulières d'environnement qui caractérisent cette phase précoce de l'histoire de la Terre, et qui expliquent, en grande partie, la genèse de ces roches.

Il convient que nous rappelions brièvement les caractéristiques essentielles des formations ferrifères précambriennes. Ainsi leur mise en place peut être liée, soit à des périodes d'activité volcanique, soit à des phénomènes d'ordre strictement sédimentaire.

Le premier cas est représenté par les formations ferrifères de type "Algoma", qu'on rencontre dans les ceintures archéennes. Elles présentent une puissance qui varie entre quelques mètres à une centaine de mètres. Lenticulaires, elles sont fréquemment associées à des roches volcaniques, et l'action des phénomènes exhalatifs sous marins est souvent invoquée pour expliquer leur genèse, (Gross 1965, 1980).

A l'inverse, les formations ferrifères de type "Lac Supérieur" sont essentiellement d'âge protérozoïque. On considère généralement qu'elles se sont déposées dans des bassins ou sur des zones de marge continentale où elles sont souvent associées à des dépôts détritiques, des carbonates, surtout dolomitiques, des argilites et schistes noir, (Goodwin 1973).

Tous les quartzites ferrugineux ne sont pas aisément classables dans l'un ou l'autre type, car certains d'entre eux peuvent présenter des paramètres intermédiaires. Pour essayer de régler ces problèmes Bronner Chauvel et Triboulet (sous presse) ont récemment proposé la séparation du type Lac supérieur en deux types :

- Type Lac supérieur correspondant à des quartzites ferrugineux souvent oolithiques et/ou intraclastiques, à rubanement peu marqué, et présentant des figures sédimentaires.

- Type Hamersley caractérisé par des quartzites ferrugineux dépourvu d'oolithes et d'intraclastes. Le rubanement est bien marqué et régulier sans aucune figure sédimentaire.

Par ailleurs, en raison des relations étroites qui existent entre leurs associations minérales et les environnements de sédimentation, les formations ferrifères ont été classées en faciès définis par des paramètres Eh-PH (James, 1954) :

- Le faciès oxydé à bandes alternantes de cherts et de magnetite et/ou hématite. La magnétite implique de faibles valeurs de Eh et des eaux marines alcalines ou neutres. L'hématite implique généralement des Eh plus élevés et des valeurs plus dispersées du Ph. L'absence de la sidérose indique une faible pression partielle en CO<sub>2</sub>.

- Le faciès carbonaté, qui se caractérise par la présence de sidérite. Cela implique des conditions réductrice. Les carbonates associés sont l'ankérite, la dolomite et la calcite.

- Le faciès silicaté, à silicates riches en fer et souvent dépourvus d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Pour certains d'entre eux il n'est pas aisé de préciser si ces silicates s'individualisent pendant la sédimentation ou au cours des épisodes métamorphiques.



- Le faciès sulfuré, à pyrite et pyrrhotite mêlées de carbonates et quartz, le tout interstratifié avec des cherts, et des shales noires carbonatés à pyrites disséminées. La formation de ce faciès est favorisée par un environnement fortement réducteur avec une production de  $H_2S$  ou HS.

La signification du rubanement caractéristique des formations ferrifères est difficile à préciser. Pour les quartzites ferrugineux oolitiques et intraclastiques de type Lac Supérieur, le rubanement, souvent mal individualisé, est surtout lié à des variations verticales rapides de paragenèses et de texture. La grande variabilité de taille des grains et la présence éventuelle de figures sédimentaires montrent que ce type de minerai s'est mis en place dans des conditions correspondant à des niveaux d'énergie variables.

En ce qui concerne les formations ferrifères à rubanement régulier et dépourvu de toutes figures sédimentaires (type Algoma et Hamersley) l'interprétation est beaucoup plus difficile et plusieurs hypothèses sont possibles :

- Ou bien on considère le rubanement comme primaire et lié directement à la sédimentation, et dans ce cas, on doit considérer que le milieu de dépôt est de très bas niveau d'énergie. La ségrégation silice-fer pourrait ici résulter, soit d'un tri gravitaire de particules fines sous forme de séquences de type varve, soit d'une alternance "saisonnaire" des conditions physico-chimiques de dépôt (voir Trendall, 1973).

- Ou bien on considère que le rubanement est au moins en partie secondaire et résulte de transferts des éléments et de recristallisations liées à la diagenèse et/ou au métamorphisme (voir Bronner et Chauvel, 1979).

Il faut noter ici qu'aucun caractère ne permet d'affirmer de manière indiscutable que les formations ferrifères se sont toutes déposées en milieu marin.

Dans la région qui nous intéresse, l'épaisseur des bancs de la formation ferrifère atteint 50 m à 100 m sans que l'on puisse certifier qu'il s'agisse de la puissance originelle, car la formation a subi des déformations superposées.

La structure de la formation ferrifère de la région de Buur est souvent finement rubannée sur des dizaines de mètres et on n'observe ni texture oolitique et intraclastique, ni figure sédimentaire. Par contre, on y observe des cristaux de quartz de grande taille, dus sans doute à la recristallisation de ces roches, sous des conditions de haut degré métamorphique (faciès granulite).

Le lien du magmatisme est constant dans la formation ferrifère de la région de Buur. Il est moins évident dans le secteur SW où la formation et son encaissant (le complexe granulitique) ont subi une intense migmatisation, par rapport au secteur NE où les relations de la formation ferrifère avec son encaissant granulitique est observable. La grande majorité du matériel igné est représentés par des metabasites et des méta-ultrabasites. Ces metabasites montrent d'affinité tholéïtique à alcaline (voir chapitre IV).

## (VI).I. GEOCHIMIE DE LA FORMATION FERRIFERE DE BUUR.

Les constituants majeurs ainsi que les éléments traces (dont l'or) ont été déterminés sur des échantillons de surface de la formation ferrifère de la région de Buur.

Les résultats sont groupés dans les tableaux 14 et 15 avec une teneur moyenne en fer total calculée (42-39 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). La silice est, en moyenne, en proportion plus élevée (56-61 %  $\text{SiO}_2$ ). Sa distribution entre les différents échantillons analysés est hétérogène. Elle est plus élevée dans les échantillons fortement altérés (silicification secondaire ou d'un lissivage de fer). Il faut noter que le fer et la silice constituent plus de 90 % des éléments chimiques présents dans la formation ferrifère de la région de Buur, comme dans les plupart des formations ferrifères dans tous les socles précambriens.

Les teneurs en Ca et Mg de presque tous les échantillons tendent à varier de pair, et fluctuent dans un domaine relativement restreint (CaO trace - 3,56 % ; MgO trace - 5,37 %). Les carbonates étant pratiquement absents, le calcium et la magnésium doivent provenir de phases silicatées (hypersthène-salite-cummingtonite).

En ce qui concerne les éléments (Al, Na, K) qui dérivent probablement d'une fraction "détritique", leurs teneurs sont très basses.

La géochimie des éléments traces de la formation ferrifère de la région de Buur est marquée par des teneurs extrêmement faibles des éléments sidérophiles (Ni, Co, V et Zn) et chalcophiles (Cu). Les teneurs en Sr, Ti, et Zr représentatifs du "détritisme" possible, restent également très en dessous de celles enregistrées dans les différentes formations ferrifères de tous les socles précambriens.

Pour les métaux précieux, le Pd est pratiquement absent, alors que les échantillons de Buur Deymir (SH16 et SH17) présentent des traces appréciables en Au et Ag assez inattendues.

Les analyses des marbres (Tableau 15) confirment qu'ils sont presque exclusivement formés de carbonates de calcium et en moindre quantité de magnésium. Les éléments traces de l'influence détritiques apparaissent en très faibles proportions.

Les analyses isotopiques effectuées sur ces échantillons ont livré les résultats suivants :

	$\delta O^{18}$ (SMOW)%	$\delta C^{13}$ (PDB)%
SH9 (Marbre gris blanc)	+14.6	+4.1
SH10 (Marbre rose)	+30-33	+3.9

La composition isotopique en carbone des marbres de l'affleurement de Buur Qalin est plutôt riche en  $\delta C^{13}$  par rapport à celles des carbonates marins récents.

Les carbonates des dépôts précambriens riches en fer ont fréquemment montré un déficit en  $\delta C^{13}$ , considéré par certains auteurs (Perry and Tan, 1973 ; Becker and Clayton, 1972) comme la preuve d'une activité organique durant le dépôt de la formation ferrifère.

Il faudrait remarquer que les carbonates de "Buur Qalin" ne résultent pas de phases carbonatées coprécipitées avec la silice et le fer, mais de carbonates déposés dans le même bassin, sous des conditions sédimentaires distinctes.

Un enrichissement en  $\delta C^{13}$  des carbonates peut se produire postérieurement à leur dépôt par échanges entre les phases et les eaux cônés durant la diagène (Degens et Epstein, 1962) ou par d'autres processus secondaires.

Toutefois, cet "effet d'âge" de la chimie isotopique de carbone reste encore débattu (voir Veizer et Hoefs, 1976).

Au contraire, en ce qui concerne l'isotope de l'oxygène, "l'effet d'âge" unanimement admis est que les carbonates s'appauvrissent progressivement en  $\delta O^{18}$  au fur et à mesure de leur vieillissement.

Les valeurs du  $\delta O^{18}$  des échantillons de "Buur Qalin" s'inscrivent bien dans le domaine des valeurs des carbonates marins d'âge précambrien (Schidlowski, 1976 ; Sighinolfi et al., 1980 ; Sighinolfi et Torquato, 1984). Ainsi les données isotopiques tendent à suggérer un âge précambrien de la formation ferrifère de la région de Buur.



Tableau (15) Analyses chimiques, en éléments majeurs (%en poids oxydes), traces, Terres Rares en ppm et (Au,Ag et Pd) en ppb de la formation ferrifère de la région de Buur. ( Analyses dans Haider et al. , 1983, recalculer à 100 en base anhydre pour les échantillons portant le sigle SH).

	SH4	SH5	SH6	SH7	SH8	SH15	SH16	SH17	SH18	FAR1	FAR21	FAR27
<b>Majeurs %</b>												
SiO2	55.77	60.62	52.84	54.44	61.48	58.63	61.51	62.8	63.66	58.79	44.4	44.21
Al2O3	0.48	0.47	0.59	0.06	0.45	0.53	0.53	0.74	0.51	10.39	3.93	3.18
Fe2O3 Tota	42.24	34.36	44.33	42.58	35.5	40.27	37.49	35.82	35.37	23.54	32.53	43.9
MnO	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.02	0.13	0.24	0.08
MgO	0.91	2.95	0.91	1.16	1.22	0.16	trace	0.2	0.19	2.25	7.97	2.31
CaO	0.32	1.27	0.87	0.94	1.03	0.22	0.23	0.16	0.09	3.83	7.02	3.09
Na2O	0.13	0.11	0.13	0.07	0.11	0.09	0.09	0.1	0.07	0.05	0.44	0.36
K2O	0.03	0.04	0.05	0.06	0.05	0.02	0.04	0.04	0.02	0.06	0.14	0.1
TiO2	0.02	0.03	0.15	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.37	0.71	0.39
P2O5	0.07	0.12	0.11	0.11	0.11	0.04	0.05	0.09	0.07	0.31	0.6	0.38
Pf										-0.57	0.56	1.06
Total										99.57	98.54	99.06
<b>Mineurs(µg/Kg)</b>												
Ba	70	121	263	216	298	65	58	50	85	1331	1112	506
Be												<.50
Co	6	4	7	7	5	6	7	6	4	120	89	8
Cr	20	36	41	38	37	19	15.5	78	114	58	168	25
Cu	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	67	68	58
.NI	1.1	1.5	0.9	0.9	1.6	0.7	0.8	1.1	2.6	93	90	18
Sr	10	10	10	10	10	10	10	10	10	46	55	33
V	3.4	5	4.8	5.6	5.6	4.8	2.1	2.5	11.2	153	234	59
Rb	10	10	10	10	10	10	10	10	10	<10.00	13	<10.00
Sc												
Zr	10.4	5	1.5	11.2	11	3.3	9	6.1	5.6			36
Zn	32.1	27.3	33.3	37.7	26.1	22	24.9	32.9	24.1			49
<b>Met.préc.(µg/T)</b>												
Pd	<2.00	<2.00	<2.00	<2.00	<2.00	nd.	<2.00	<2.00	2.5			
Au	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	nd.	45	90	<5.00			
Ag	<10.00	<10.00	<10.00	<10.00	<10.00	nd.	10	15	<10.00			

Faciés oxydé.

Faciés silicaté.

## (VI).2. COMPARAISON AVEC QUELQUES GISEMENTS DE FER DANS LE MONDE.

La formation ferrifère dans le socle Sud de la Somalie montre une similitude chimique et minéralogique avec les formations ferrifères précambriennes, en particulier archéennes de différents continents. Par exemple, les gisements de fer dans les schistes Kanbui de Sierra Leone, dans la série de Nimba de Libéria, dans la ceinture de Limpopo en Afrique de Sud, dans la province de Tiris en Mauritanie, dans les régions de Tamil Nadu, Sud de Karnataka, Kerala et Andhra Pradesh au Sud de la péninsule indienne, dans la province de Hebei en Chine, dans la région de L'Ukraine en URSS, dans le complexe Imataca d Vénézuéla, dans les gneiss Amitsoq de l'Ouest de Groenland, (Prasad & al.1982).

Le trait commun de tous ces gisements de fer est :

- qu'ils sont associés aux quartzites blancs, aux gneiss calco-silicatés, aux marbres et aux metabasites d'origine magmatique,

- que la formation ferrifère et son encaissant se trouvent dans des importants sédiments supracrustaux,

- que la formation ferrifère et son encaissant sont affectés d'une intense déformation et un métamorphisme de faciès granulite à pression entre 7-12 Kb dans la croûte inférieure archéenne.

Afin de comparaisons, nous allons décrire les formations ferrifères de la péninsule indienne. Ils sont de trois types : jaspé-hématite, rubané, (b) quartzite-magnétite rubanée, (c) magnétite titanifère. Ces trois types de minerais de fer datent du Précambrien, (Krishnan, 1970)

Les minerais à jaspé-hématite rubanés ont été déposés dans la succession sédimentaire du système de Dharwar de Mysore, dans les séries de minerai de fer d'Orissa et dans les séries de Bailadila de Maydha Pradesh, c'est-à-dire à une époque comprise entre 2,3 et 2,5 milliard d'années. Dans tous les cas, la succession contient des laves basiques d'origine sous marine associées à des grés, des argiles schisteuses et des roches ferrugineuses. Le rubanement dans les roches ferrugineuses est marqué par l'alternance d'hématite et de jaspé, dont l'épaisseur varie de 3 à 5 mètres. Ce type de minerai de fer ressemble à celui du lac supérieur avec toutefois cette exception que dans quelques cas les dépôts originaux contenaient de la sidérite au lieu d'hématite et que les silicates de fer sont virtuellement absents.

Il semble raisonnable d'assigner une origine volcanique sous-marine à une partie de fer. La formation ferrugineuse a été transformée en riches minerais d'hématite, compact à la surface. Elle peut atteindre une profondeur dépassant 100 m. Les lentilles de minerais brun foncé poussiéreux qu'on trouve à une certaine profondeur dans la plupart des gisements, sont attribués à la cristallisation de l'hydroxyde de fer original en hématite fine pendant une période de lixivation des dépôts par les eaux météoriques. Ce minerai poussiéreux est constitué presque uniquement d'hématite pure, avec, dans certains cas, des traînées de kaolin blanc.

Le jasper hématitique rubané a été transformé en quartzite rubané à magnétite dans quelques-uns des dépôts de la partie méridionale de Mysore, dans les régions de Madras et d'Andhra où ils ont subi un métamorphisme modéré. Ce sont des couches de cristaux grossiers, mais en tout cas très semblable aux couches de jasper-hématite.

Dans le Singhbhum oriental (Bihar), dans la partie Sud de Mysore, on rencontre des lentilles de magnétite titanifère associées à des roches ultrabasiques telles que des pyroxénites et des gabbros. Ces lentilles sont apparemment des ségrégations magmatiques. La magnétite contient jusqu'à 15 % d'oxyde de titane ; elle contient aussi jusqu'à 2 % d'oxyde de vanadium dans le Singhbhum et une quantité équivalente d'oxyde de chrome dans le Mysore. Ces minerais n'ont pas encore été exploités.

Dans le tableau (16), on constate une forte similitude chimique entre le minerai de fer du socle de la région de Buur et ceux de l'Inde et de l'Australie (Hamersley). Cependant, une différence réside dans la teneur en CaO et MgO moins élevée dans le minerai de fer de l'Inde. De plus le minerai de fer de l'Inde montre en outre un plus faible taux au niveau des éléments en traces.



**Tableau (16) La composition chimique de certaines formations ferrifères Précambriennes.**

Majeurs %	A	L	H	B	O
SiO <sub>2</sub>	48.9	47.1	43.51	50.3	47.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.70	1.50	0.36	0.23	0.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.9	28.2	43.83	45.84	44.18
FeO	13.3	10.9	-	-	8.28
MnO	0.24	0.23	0.07	0.07	0.06
MgO	2.00	1.93	3.03	1.41	0.13
CaO	1.87	2.24	1.81	0.59	0.17
Na <sub>2</sub> O	0.43	0.13	0.03	0.06	0.10
K <sub>2</sub> O	0.62	0.20	0.06	0.03	0.13
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.06	0.03	0.08	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.08	0.20	0.17	0.7
Mineurs ppm					
Ba	190	160	113	87	5
Co	41	28	2	52	<10
Cr	118	112	14	-	35
Cu	149	14	101	12	15
Ni	103	37	12	-	17
Sr	116	37	53	22	20
V	109	42	14	83	35
Rb	-	-	31	10	<10

(A) Composition moyenne de 447 échantillons de formation ferrifère de type Algoma (d'après Gross et McLeod, 1980), (L) Composition moyenne de 201 échantillons de formation ferrifère de type Lac Supérieur, (H) Composition pondérée de formation ferrifère de type Hamlersley (d'après Bronner, Chauvel et Triboulet sous press), (B) Composition moyenne de 13 échantillons de formation ferrifère du socle de Buur (résultats exposés dans cet ouvrage), (O) Composition moyenne de 11 échantillons de formation ferrifère d'Orissa en Inde (d'après Majumder et al., 1982).

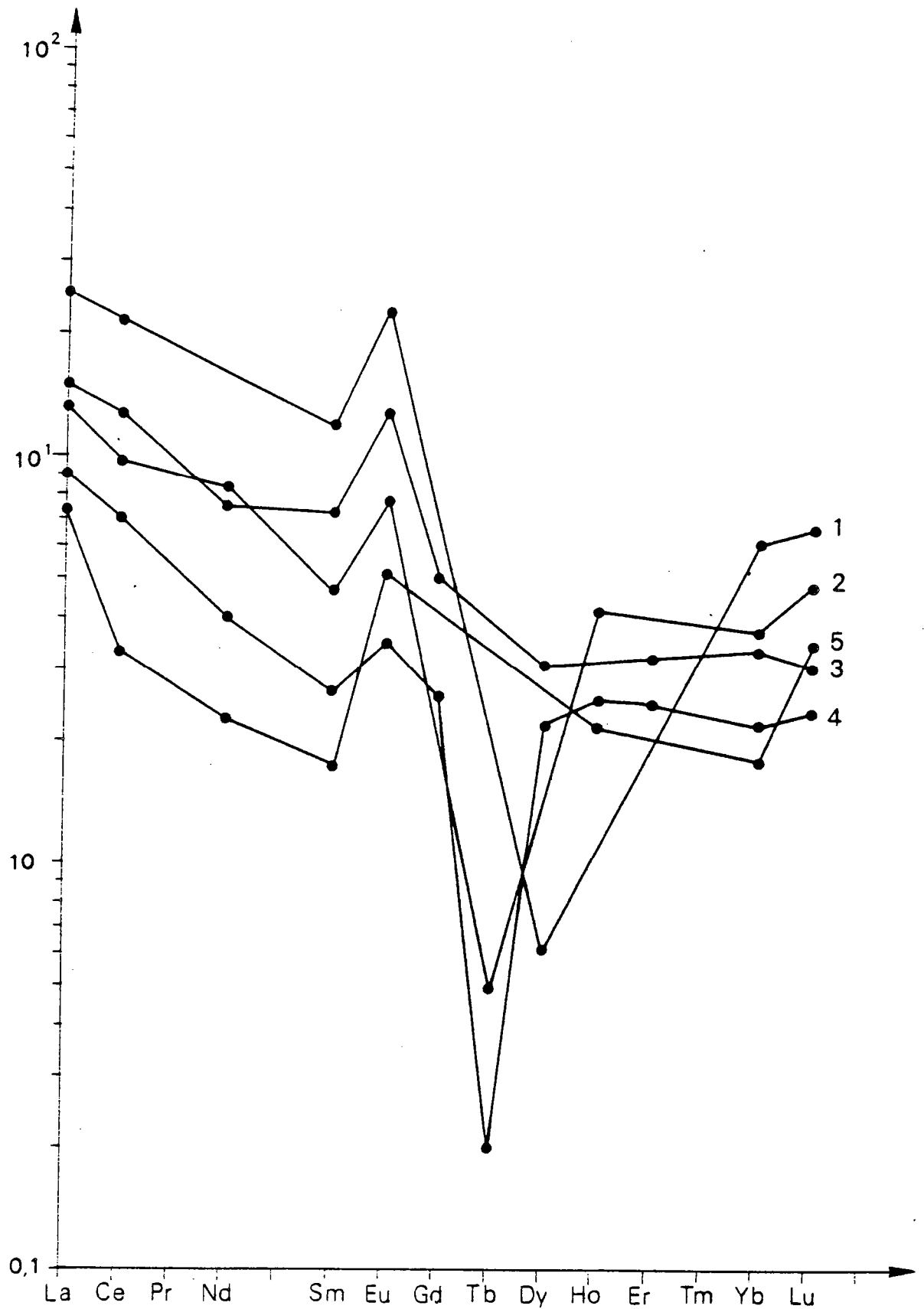


Figure (18) Diagramme de comparaison de spectre de Terres Rares normalisées aux chondrites (Evensen et al. 1978) des formations ferrifères archéennes dans différents continents et la formation ferrifère de la région de Buur.

- (1) Karnataka (Inde), dans Basavanna et mahbaleshwar, 1988,
- (2) N.E de Finlande (5), Temagami (Canada), (4) Wyoming (USA) dans Fryer, 1977 et (3) Buur (Somalie) dans ce mémoire.

Les données relatives aux dosages des Terres Rares dans les formations ferrifères ne sont pas très abondantes. Cependant, d'après Fryer (1983), les Terres Rares peuvent être très utiles en ce qui concerne la genèse de ces roches. Cet auteur a été le premier à noter que le comportement de l'Europium est fonction du temps, car la presque totalité des formations ferrifères archéennes et protérozoïques inférieures montrent une richesse relative en Europium (figure 18).

De plus, Barret et al. (1988), montrent que les compositions en éléments de Terres Rares de ces formations ferrifères peuvent être indicatives en ce qui concerne leur milieu de dépôt.

Les analyses des Terres Rares des trois échantillons (HF2, HF38 et Hf39) de la formation ferrifère de la région de Buur ont été effectuées. L' échantillon HF39 dans le tableau 14 entre autres, a été retenu parce que les teneurs de Terres Rares des deux autres échantillons (HF2 et HF38), sont très faible et la précision analytiques n'est plus suffisante pour que le spectre puisse être considéré significatif.

L'examen des spectres des Terres Rares des formations ferrifères archéennes de différents continents (Inde, Finlande, Canada, et Etats Unis d'Amérique) comme le spectre de Terres Rares de l'échantillon HF39 de la formation ferrifère de la région de Buur (figure 18) montrent une forte ressemblance. Cette similitude est marquée par une anomalie positive d'Europium.

Cette signature géochimique permet de proposer une origine archéenne de la formation ferrifère du socle de Buur. Cette formation ferrifère et son encaissant granulitique qui constituent ce socle, serait alors d'âge archéen.

### (VI).3. CONCLUSION.

A la lumière de l'environnement géologique régional, des études pétrographique et géochimique et de la discussion des différentes hypothèses génétiques envisageables des formations ferrifères précambriennes, nous proposons le modèle génétique suivant pour le minerai de fer Précambrien du socle Sud de la Somalie.

Rappelons d'abord que le minerais actuel est sous forme de magnétite et/ou hématite intimement associée d'une part à des marbres et gneiss calco-silicatés représentant des niveaux évaporitiques et d'autre part aux metabasites ortho dérivés d'affinité tholéïtiques à alcalin. Par sa minéralogie et sa géochimie, le minerai de fer de Buur se rapproche des gîtes associés aux roches magmatiques de l'Inde et du Hamersley en Australie. L'étude pétrographique et géochimique a permis de montrer qu'il s'agissait de minéralisation essentiellement constituées de magnétite contenue dans un complexe granulitique d'origine métasédimentaire et méta-igné.

Le modèle métallogénique envisagé est celui de minéralisations sédimentaires de quartzites ferrugineux rubanés (B.I.F.) "Banded Iron Formation" des auteurs anglo-saxons, déposées avec des carbonates dans un environnement de bassin confiné. Les roches mafiques à composition tholéïtique à alcaline et ultramafiques (métacumulats?) associé au minerai de fer pourraient correspondre à la participation magmatique au stock initial de fer.

## (VII). DISCUSSION ET INTERPRETATION.

Entre autres résultats, l'étude géologique régionale du socle de Buur a permis de mettre en évidence quatre faits marquants :

- 1) l'existence d'un seul complexe métamorphique (à une réserve près, l'incertitude qui s'attache aux affleurements de Shiikh Casharow),
- 2) l'existence de roches basiques d'affinités tholéitiques à alcalines, ce qui évoquerait une mise en place en domaine distensif,
- 3) une évolution métamorphique prograde de faciès granulite puis rétrograde de faciès amphibolite,
- 4) une liaison entre les minéralisations ferrifères et un magmatisme basique.

Tous les caractères recueillis permettent aussi d'envisager une relation entre le socle de Buur et les cratons du Dekkan et de Ceylan. Le sud de la Somalie et Madagascar apparaîtraient ainsi comme des zones intermédiaires entre ces vieux noyaux et le domaine mobile mozambicain.

### Résultats lithologiques :

Les roches du socle de Buur forment un complexe granulitique constitué respectivement de métasédiments et de roches méta-ignées. Les premières sont formées de quartzites, de gneiss calco-silicatés, de marbres calcaires et dolomitiques, et de la formation ferrifère. Associée à des manifestations magmatiques basiques, cette formation ferrifère est un excellent niveau repère à l'échelle de la région, où on la retrouve d'Ouest en Est. Les roches d'origine magmatiques sont représentées par des méta-ultrabasites, des metabasites, des orthogneiss dioritiques et enfin par des orthogneiss migmatitiques.

Enfin, le complexe granulitique, qui forme une seule entité lithologique, est affecté par une migmatisation d'importance inégale selon les différents secteurs, et par des intrusions granitoïdes. Ces phénomènes sont particulièrement répandus dans le secteur SW.

L'allure structurale dans les deux secteurs de la région de Buur est apparemment différente. Cela pourrait suggérer une discontinuité. Cependant, 1) les similitudes lithologiques, 2) la présence de la formation ferrifère dans les deux secteurs, et 3) le fait que dans les deux secteurs on observe la même évolution structurale, tous ces faits excluent toute forme de discontinuité, qu'elle soit tectonique ou stratigraphique.

**Acquis géochimiques :**

Les caractères chimiques des métasédiments montrent qu'il s'agit d'une série à prédominance carbonatée, admettant des intercalations de minerais de fer à magnétite-hématite. Ces faciès évoquent un environnement de mer peu profonde, voire de domaine côtier confiné à tendances évaporitiques (scapolites).

Les caractéristiques du magmatisme permettent d'établir que :

- 1) les roches basiques se classeraient dans les séries d'affinité tholéïtique à alcaline,
- 2) les roches à composition dioritique montreraient des affinités calco-alcalines.

L'ensemble des caractères des formations métasédimentaires et métaignées étudié se serait donc comporté comme une zone en distension.

On remarquera que les caractéristiques sédimentaires concordent avec cette interprétation géochimique des roches basiques et dioritiques : à l'origine le socle de Buur aurait formé un domaine de plateforme en distension.

### L'évolution métamorphique :

L'étude des assemblages minéraux indique d'une manière indiscutable l'existence d'un métamorphisme granulitique. La phase prograde est caractérisée par les deux paragenèses suivantes, à :

- 1°) clinopyroxène + grenat + plagioclase + quartz,
- 2°) orthopyroxène + clinopyroxène.

Les estimations des conditions de pression et de température au cours de temps à l'aide des différents thermobaromètres indiquent des pressions de l'ordre de 7 à 10 Kb, et des températures de l'ordre de 763°C à 883°C. *Le chemin de pression et de température au cours du temps montre une évolution en sens inverse des aiguilles d'une montre.* Ce métamorphisme prograde à faciès granulitiques est suivi de la déstabilisation des paragenèses granulitiques dans le faciès amphibolite de pression intermédiaire à forte. L'événement métamorphique rétrograde est syn-migmatitique et les températures sont de l'ordre 630 ± 20°C.

Une évolution (polyphasée) où un métamorphisme de faciès granulite est suivi d'une rétrogenèse en faciès amphibolite, affecte donc le complexe métamorphique du socle de Buur. (On peut estimer que cette évolution est continue dans le temps, et qu'elle est donc monocyclique.

A partir des estimations de pression et de température (P = 7-10 Kb et T = 763 à 883°C), on peut penser que ces phénomènes se sont vraisemblablement déroulés à la base d'une croûte. Les phénomènes magmatiques puis métamorphiques observés suggèrent une accréation crustale.

### **Caractéristiques métallogéniques :**

Deux métaux sont connus dans le socle de Buur, le fer et l'uranium. On peut y ajouter l'or, qu'on trouve en traces dans le minerai de fer, et le phosphore, rencontré en indices dans les métasédiments. Pour le moment, les données dont nous disposons sur l'uranium sont insuffisantes pour renouveler les conclusions préexistantes, fondées sur des faits inédits. Le fer montre une paragenèse simple, soit oxydée, à magnétite martitisée, soit silicatée, à grunérite accompagnée de grenat.

### **Cadre géodynamique :**

Les affinités géologiques du socle de Buur tendent plus vers Madagascar et l'Inde que vers le socle précambrien du Nord de la Somalie, de l'Ethiopie et du Kenya. En effet, cet ensemble diffère de la chaîne Mozambicaine (Nord de la Somalie, Ethiopie, Kenya, par l'absence:

- 1) d'une puissante formation d'origine sédimentaire, qui soit simplement affectée d'un métamorphisme de faible degré,
- 2) d'une structuration qui soit exclusivement orientée Nord-Sud,

et par la présence :

- 1) d'une formation ferrifère, liée au magmatisme basique,
- 2) d'un métamorphisme granulitique quasi-omniprésent,
- 3) de metabasites d'affinité tholéitique à alcaline.

Par contre, les socles archéens de l'Inde, de Sri-Lanka (Ceylan) et de Madagascar, montrent également :

- 1) la présence de formations ferrifères de faciés granulite sous les appellations différentes de quartzites à magnétite et de " banded hematite quartzite,
- 2) une évolution métamorphique prograde de faciés granulite puis rétrograde.

Enfin, le socle de Buur montre des affinités étroites avec les régions gondwaniennes plus orientales. Il faut donc le séparer du domaine Est-Africain.



## BIBLIOGRAPHIE

- ABDI M. (1973). Etude géologique et hydrologique du bassin Central Somalien. Thèse de l'Université de Franche-Comte.
- ALIOSI P., DE ANGELIS A.M. (1938). Le rocce effusive e gli scisti cristallini della Somalia Italiana ; in geologia della Somalia.vol. 2, Ed. R.Soc. Geografica, Bologna., 2, 1-166.
- ALMOND D.C. (1983). The concepts of "Pan-African Episode" and "Mozambique belt" in relation to the geology of East and North-East Africa.Bull. Fac. Earth Sci., King Abdulaziz Univ. 6, 71-87.
- ALTHAUSE E., KAROTKE E., NITCH K.H. & WINKLER H.G.I. (1970). An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. NEVES Journ. Mineral. Monat S.h., 325-336
- ARTH J.G., BAKER F., PETERMAN Z.E. & FRIEDMAN I. (1981) Geochemistry of the Gabbro-Diorite-Tonalite-Trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the Origin of Tonalitic and Trondhjemitic magmas. Journ. Petrol. 19, 2, 289-316.
- AZZAROLI A. & FOIS V. (1964). Geological outlines of the northern and of the horn Africa. Intern. Geol. Congr., New Delhi, India.
- AZZAROLI A. PASSERINI P. (1965). Lineamenti geologici della regione dei Bur in Somalia. Att. Soc. Tosc. Nat., a., 72, 537-547.
- BAKER B.H. (1970). The structural pattern of the Afro-Arabian rift system in relations to plate tectonics. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A., 267, 383-391.
- BAKER F. & ARTH J.G. (1976). Generation of trondhjemite-tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemite - basalt suit. Geology, 4, 596-600.
- BAKER F.& PETERMAN Z.E. (1974). Bimodal tholeiitic - dacitic magmatism and the early precambrien crust. Precambrian Res. 1, 1-12
- BAKOS F., IBRAHIM H. A., SASSI F. P., VISONA D. & ZIRPOLI G. (1987). Contribution to the knowledge on the cristalline basement of Bur area (southern Somalia). Intern. meet. on the geology of Somalia and surrounding regions. Mogadisho, 23 Nov.-30Nov. (asbtract).

- BAKOS F., SASSI F. P. & ABDULLAHI ABDI YUSUF. (1987). preliminary report on tertiary (?) acidic volcanism in the Buur region (southern Somalia). Intern. meet. on the geology of Somalia and surrounding regions. Mogadisho, 23 Nov.-30Nov. (abstract).
- BAKOS F. & SASSI F.P. (1980). The crystalline basement in the Buur area (Southern Somalia). Mem. Soc. Geol. Padova. (abstract).
- BALAKRISHAN S. & RAJAMANI V. (1987). Geochemistry and petrogenesis of granitoids around the Kolar schist belt, South India : constraints for the evolution at the crust in the Kolar area. Journ.Geol. 95, 219-240
- BARETT T. J. FRALICK P.W. & JARVIS I. (1988). Rare earth elements geochemistry of some Archean iron formations north of Lake Superior, Ontario. Can. Earth Sci. 25, 570-580.
- Basaltic volcanism study project (1981). Basaltic terrestrial planets. Pergamon Press, Inc., New York, 1286p.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D. & OHNENSTETTER M.. (1979). Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites application to some ophiolites. Can. J. Earth Sci., 16, 1874-1884.
- BECKER R.H. & CLAYTON R.N. (1972). Carbon isotopic evidence for the origin of a banded iron-formation in Western Australia Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 577-595.
- BELLIENI G., A. HAIDER M., IBRAHIM H. A., SASSI F. P. & ZIRPOLI G. (1980). Caratteri geochimici-petrografici dei graniti dei Buur (Somalia meridionale). Quad. Geol. Som., 4, 98-114.
- BELTRANDI M.D. & PYRE A. (1973). Geological evolution of southwest Somalia. In. Blant G. ed., Sedimentary basins of African coasts. Ass. Serv. Geol. Africains; Paris, pt 2, 159-178.
- BERGER A.R. & JAYASINGHE N.R. (1976). Precambrian structure and chronology in the highland series of Sri Lanka. Precambrian Res. 3, 139-148.
- BOHLEN S.R. (1987). P.T.t. Paths and tectonic model for the evolution of granulites. Journ. Geol., 95, 617-632.

- BORSI S. (1965). Determinazioni di eta con il metodo Rb/Sr in alcune rocce della regione dei Bur in Somalia. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 72, 3-6.
- BOULIER A.M. & BARBEY P. (1988). A polycyclic two-stage Corona growth in the Iforas Granulitic Unit (Mali). J. Metamorphic Geol., 6, 235-254
- BOZHKO N.A. (1970). The Mozambique belt and some features of the upper Precambrian "Activated" zones of Africa. Geotectonics 6, 338-343.
- BRONNER G. & CHAUVEL J.J. (1977). Les quartzites ferrugineux rubanés du groupe d'Ijil (Kediat Ijil, Dorsale Reguibat, Mauritanie). 4<sup>o</sup> réunion, Ann. Sci. Terre, Rennes, 113 p.
- BRONNER G. & CHAUVEL J.J. (1979). Precambrian banded iron formations of the Ijil groupe (Kediat Ijil, Reguibat shield, Mauritania). Econ. Geol., 74, 77-94
- BRONNER G., CHAUVEL J.J. & TRIBOULET C. (in prep.) P.T.t. evolution of the catazonal Sfariat Formation (Archean basement of the Reguibat Shield, W. Africa).
- BRYAN B.W., FREY F.A. & THOMPSON G. (1976). Inferred geological and differentiation in basalts from the deep-sea drilling project. J. Geophys. Res., 81, 4285-4304.
- CAHEN L. (1983). Geochronological correlation of the late Precambria sequences on and around the stable zones of Equatorial African. Precam. Research. 18, 73-86.
- CANNON R.T., HOPKINS D. A., THATCHER E. C., PETER E. R., KEMP J., GASKELL J. L., & RAY G. E. (1969). Polyphase Deformation in the Mozambique belt, Northern Malami. Geol. Soc. Am. Bull. 80, 2615-2622.
- CANNON R.T., HAJI A. A. & M. G. M. GULIN (1984). Report on the geology of Buur inlier. Geol. Surv. Som. unpub. rept.
- CARMIGNANI L., FERRARA G., RICCI C.A., SASSI F. P., TONARINI S. & VISONA D. (1987). New radiometric ages on the " younger granites " of the Bur area ( southern Somalia). Intern. meet. on the geology of Somalia and surrounding regions. Mogadisho, 23 Nov.-30Nov. (abstract).

- CECIONI G. (1940). I Buur della Somali Riv., Colonie, 14/10, 1427-1437.
- CHATER A.M. & GILBOY C.F. (1970). Stratigraphic of structural relations in the Shakiso. Arero region of southern Ethiopia. Ann. Rep. Res. Ist. Afr. Geol. Univ. Leeds, 14, 8-11.
- CHOROWICZ J. & NA BANTU MUKONKI M. (1980). Linéaments anciens, zones tranformantes récentes et géotectonique des fosses de l'Est Africain. D'après la Télédétection et la microtectonique. Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren (Belg.) Dépit. Géol. Min. Rapp. Ann., 1979,143/167.
- CHRISTAMANN P. LAGNY P. LESCUYER J.L. & SHARAF AD DIN A. (1983). Résultats de trois années de prospections en République Arabe du Yemen. Découverte du gisement de Jaboli. (Zn-Pb-Ag) dans la couverture Jurassique. Chron. Rech. Min. n° 473, 25-58.
- CONDIE K. C. (1981). Archean greenstone belts. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam- Oxford-New York.
- COORY P.G. (1961). Charnockites and their associated gneisses in the precambrian of Ceylan. Quat. Journ. Geol. Soc., 471, 239-273.
- CRAWFORD A.R. (1969). India, Ceylan and Pakistan : New age data and comparisons with Australia. Nature, 223, 380-384.
- CUNEY M., BRONNER G. & BARBEY P. (1975). Les paragènes catazonales des quartzites à magnétite de la province ferrifère du Tiiris. Précambrien de la dorsale Reguibat Mauritanie). Petrologie, t. I, n°2, 103-120.
- D'AMICO C., IBRAHIM H. A. & SASSI F. P. (1981). Outline of the Somalian basement. Geol. Rundsch. band 70, 882-896.
- DANIELLI G. (1943). Geologia della africa oreintale. Acc. Ital., vol. 4.
- DANIELS J.L. (1965). A photogeological interpretation of the Bur region, Somali Republic. Overseas geology and mineral resourses, 2, 4, 427-437.

- DANIELS J.L., SKIBA W.J. & SUTTON J. (1965). The deformation of some banded gabbros in the northern Somalia fold-belt. *Quart. J. Geol. Soc., London*, 121, 111-142.
- DEER W. A., HOWIE R. A. & ZUSSMAN J. (1965). *Rock forming minerals*. Ed. Longmans.
- DEGENS E.T. & EPSTEIN S. (1972). Relationship between  $O^{18}/O^{16}$  ratios in coexisting carbonates, cherts, and diatomites. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 46, 534-542.
- DRURY S.A. & HOLT R.W. (1980). The tectonic framework of the South Indian craton : a reconnaissance involving LANDSAT imagery. *Tectonophysics*, 65 T1-T15.
- DRURY S.A., HARRIS N.;B.W., HOLT R.W., REEVE-SMITH G.J.& WIGHTMAN R.T. (1984). Precambrian tectonics and crustal evolution in south India. *journ. Geol.* 92, 3-20
- DEBON F. & LEFONT P. (1982). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburg Earth Sci.* 73, 135-150.
- ELLIS D.E. (1978). Stability and phase equilibria of chlorite and carbonate bearing scapolites and 750°C and 4000 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 42, 1271-1281.
- ELLIS D.J. & GREEN D.H. (1979). An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe - Mg exchange equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 13-22.
- EVANS B.W., SHAM D.M. & HAUGTON D.R. (1969). Scapolite stoichiometry *Contrib. Mineral. Petrol.* 24, 293-305.
- EVENSEN N. M., HAMILTON P.J., & O'NIONS R.K. (1978). Rares earths abundance in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 199-1212.
- EWERS W. E. & MORRIS R.C. (1981). Studies of the Dales Gorge Member of the Brokman iron formation, Western Australia. *Econ. Geol.* 76, 1929-1953.

- FLEET A.J., HENDERSON P. & KEMPE D.R.C. (1976). Rare earth elements and related chemistry of some drilled southern indian ocean basalts and volcanogenic sediments. *J. Geophys. Res.*, 81, 4257-4268.
- FLOYD P.A. & WINCHESTER J.A. (1975). Magma type and tectonic setting using immobile elements. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 27, 211-218.
- GALE G.H. & PEARCE J.A. (1981). Geochemical pattern in Norwegian greenstone. *Can. J. Earth Sci.*, 19, 385-397.
- GANGULY J. (1979). Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry based upon Fe-Mg distribution coefficient. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1021-1030
- GARSON M.S. & KRS M. (1976). Geophysical and geological evidence of the relationship of Red sea transverse tectonics to ancient fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 169-181.
- GASS I.G. (1977). The evolution of the Pan-African basement in NE African and Arabia. *J. Geol. Soc. London*, 134, 129-138.
- GATTO G.O., IBRAHIM H. A., SAASI F. P. & VISONA D. (1987). A tentative lithostratigraphic classification of the crystalline basement of northern Somalia. Intern. meet. on the geology of Somalia and surrounding regions. Mogadisho, 23 Nov-30 Nov. (abstract).
- GELLATLY D.C., DANIELS J.L. & ROOKE J.M. (1971). Molybdenum in carbonatite and associated alkaline rocks from Darkainle, Somali Republic, Overseas *Geol. and Min. Res.*, vol. 10, n° 4, 678-691
- GLIKSON A.Y. (1971). Primitive archaean elements distribution patterns : Chemical evidence and geotectonic significance. *Earth and Planet. Sci.*, 12, 285-293.
- GOLDICH S. S. (1973). Age of precambrian banded iron formations . *Econ. Geol.*, 68, 1126-1134.
- GOLDSMITH J.R. (1976). Scapolite, granulite and volatiles in the lower crust. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 161-168

- GOLDSMITH J.R. & NEWTON R.C. (1977). Scapolite - plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - $\text{CaCO}_3$ - $\text{CaSO}_4$ . *Am. Mineral* 62, 1063-1081.
- GOLE M.J. & KLEIN C. (1981). Banded iron-formations through much of Precambrian time. *Journ. Geology*, 89, 169-183.
- GOODWIN A.M. (1973). Archean iron formation and tectonic basins of the Canadian shield. *Econ. Geol.* 68, 915-933
- GOVINDARAJU K. (1980). Rapport in three GIT-ING rocks reference souple : Anorthosite from Greenland KN-C ; Basalte d'Essey-la-côte, BE-N ; Granite de Beauvoir, MA-N, *Geostandards News letters*, 4, 49-138
- GOVINDARAJU K. & MONTANARI R. (1978). Routine performance of a montrix correction free X-ray fluorescence spectrometric for rock analysis. *X-ray spectrometric*, 7, 13-31
- GRAHAM C.M. & NAVROSTSKY A. (1986). Thermo-chemistry of the tremolite - edenite amphiboles using fluorine analogues and applications to amphibole - plagioclase quartz equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 18-32
- GREW E.S. & MANTON W.I. (1986). A new correlation of sapphirine granulite in the Indo-Antarctic metamorphic terrain : late proterozoic dates from Eastern Ghats province of India. *Precambrian Res.* 33, 123-137.
- GREW E.S., MANTON W.I. & JAMES P.R. (1988). U-Pb data on granulite facies rocks from fold Island, Kemp Coast, East Antarctica. *Precambrian Res.*, 42, 63-75
- GROSS G.A. (1965). Geology of iron deposits in Canada. I. General Geology and evaluation of iron deposits. *Geol. Surv. Can. Econ. Geol. Rep.*, 22.
- GROSS G.A. (1980). A classification of iron formations based on depositional environments. *Canad. Mineral.*, 18, 215-222.
- GROSS G. A. & McLEOD C. R. (1980). A preliminary assesment of the chemical composition of iron formations in Canada. *Can. Mineral.* 18, 223-229.

- HAIDER A. (1987). Origine magmatique des amphibolites précambriennes de la région de Buur (Sud de Somalie), contexte géotectonique de mise en place. Intern. meeting on the geology of Somalia and surrounding regions. Mogadisho, 23 Nov.-30 Nov.
- HAIDER A., SIGHINOLFI G. P. & GORGONI C. (1983). Preliminary geochemical investigation on the banded iron formation from southern Somalia (Somalia meridionale). *Quad. Geol. Som.*, 7, 55-68.
- HARLEY S.L. (1986). A pyroxene - bearing meta-ironstone and other pyroxene-granulites from Tonagh Island, Enderby Land, Antarctica : further evidence for very high temperature ( $> 980^{\circ}\text{C}$ ). Archaean regional matamorphism in the Napier Complex. *Journ. metamorphic Geol.*, 15, 341-356
- HARRIS N.W.B. & al. (1984). Crustal evolution in north-east and east Africa from model Nd ages. *Nature*, London, 309, 773-6.
- HASSAN DAHIR M. & SUFI KRAMA H.N. (1984). Report on the field activities in Buur Hakaba-Baydhaba. *Geol. Surv. Somalia*, unpub. rept.
- HAWA HERSI HUSSEN (1987). The granitoides of Bur Heybe (southern Somalia). Intern. meet. on the geology of Somalia and surrounding regions. Mogadisho, 23 Nov.-30Nov. (abstract).
- HELLMAN P.L., SMITH R. E. & HENDERSON P. (1979). The mobility of the rare earth elements : evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contrib. Mineral. petrol.*, 71, 23-44.
- Henoc, J. et JONG. M. (1987). Automatisation de la microsonde J. micros. spectrosc. electron., 3, 247-254.
- HEPWORTH J. V. (1979). Does the Mozambique orogenic belt continue into Saudi Arabia?. (Proc. E. M. A. N. S. Symp. Jeddah, 1978). I. A. G. King Abdulaziz Univ., Jeddah, Bull. N° 3, Vol. 1, 39-52.
- HOLMES A. (1951). The sequence of Precambrian orogenic belts in South and Central Africa. 18 th Int. Geol. Congr., London, 1948, 14, 245-269.
- HOMES R.J. (1954). A reconnaissance survey of the mineral deposits of Somalia (former Italian Somaliland). A report of Technical Assistance Mission (T.A-45-125). New York : World mining consultants Inc.



- HOTTIN G. (1976). Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. Bull. B.R.G.M. (2), IV, 117-153.
- IBRAHIM H.A. & SASSI F.P. (1977). Il basamento cristallino della Somalia. Quad. Geol. Somalia, 1, 1-18.
- IBRAHIM H.A. & SUFI KARAMA H.N. (1973). Short geological report of Dinsor area. Geol. Surv. Som., unpub. rept.
- ILYIN A. (1967). Geology of the Buur area Explanatory note to the geological map of Buur area, Scale 1:200.000. Geol. Surv. Som., unpub. rept.
- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8, 524-548.
- JACKSON N.J. (1980). Correlation of late proterozoic stratigraphics NE Africa and Arabia : Summary of an IGCP 164 project Report. Journ. Geol. Soc. London 137, 629-34.
- JACKSON N.J. & RAMSAY C. (1980). Time-space relationship of upper Precambrian volcanic and sedimentary Units in the Central Arabian Shields. Jour. Geol. Soc. London, 137, 617-628
- JANARDHAN A.S., NEWTON R.C. & HANSEN E.C. (1982). The transformation of amphibolite facies gneiss to charnokite in southern KARNATAKA and Northern Tamil Nadu, India. Contrib. Mineral. Petrol., 79, 130-149
- JANARDHAN A.S., NEWTON R.C. & SMITH J.V. (1982). Ancient crustal metamorphism at low  $P_{H_2O}$  : charnokite formation at Kabbal-dunga, South India. Nature 278, 511-518
- JAROUSSE J., MOINE B. & SAUVAN P. (1978). Etude chimique des séries évaporitiques en vue de leur identification dans les ensembles métamorphiques. C.R. Acad. Sci. Paris, 286, 1057-1060
- JOURDE G. & VIALETTE Y. (1980). La chaîne de Lurio (Nord Mozambique) un témoin de l'existence de chaînes Kibaniennes (800-1350 M.a.) en Afrique orientale. Direction des recherches et du développement minières, D.G.M., B.R.G.M. Orléans, 75

- KATZ M.B. (1971). The Precambrian metamorphic rocks of Ceylan. *Geol. Rundschau*, 60, 1523-1549.
- KATZ M.B. (1974). Paired metamorphic belts in precambrian granulite rocks in Gondwanaland. *Geology*, 2, 237-241
- KATZ M.B. (1987). East African rift and north east lineaments : Continental spreading-transform system. *Journ. African Earth Sci.* 6, 1, 103-107.
- KATZ M.B. & PREMOLI C.(1979). India and Madagascar in Gondwanaland based on matching precambrian lineaments. *Nature*, 279, 312-315.
- KAZMIN V. SHIFERAW A. & BALCHA T. (1978). The Ethiopian basement : stratigraphy and possible manner of evolution. *Geol. Rdsch.*, 67, 73-86
- KAZMIN V., SHIFERAW A., MENGESHA T., SEIFE BERHEM & CHOWAKA S. (1979). Precambrian structure and metallogeny of western Ethiopia. *Ann. Geol. Surv. Egypt*, IX, 1-8.
- KENNEDY A. (1964). The structural differentiation of Africa in the Pan-African ( $\pm 500$  M.a.) tectonic episode : *Res. Inst. Afr. Geol., Univ. of Leed*, 8<sup>th</sup> Ann. Rep., 48-49.
- KIMBERLEY M.M. (1975). Proposal of iron formation origin by cycles of aragonite sedimentation, cover by volcanic ash or terrigenous mud, weathering, organic acid leaching of mud, acid-base aragonite replacement, and mud erosion : a Quaternary analogue. *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs*, 7, 1146-1147 (abstract).
- KIMBERLEY M.M. (1979). Geochemical distinctions among environmental types of iron formations. *Chem. Geol.*, 25, 185-212.
- KIMBERLEY M.M. (1978). Paleoenvironmental classification of iron formations. *Econ. Geol. Geology*, 73, 215-229.
- KLEIN C. & GOLE M.J. (1981). Mineralogy and petrology of parts of the Marra Mamba iron Formation, Hamersley Basin, Western Australia. *Am. Miner.*, 66, 507-525.
- KOZERENKO V.N. (1972). Geological map of Somalia, 1:1.000.000, U.N.D.P. (unpublished), Mogadisho.

- KRAUSKOPF K.B. (1967). Introduction to Geochemistry : New York, MacGraw-Hill Book Co., 721p.
- KRISHNAN M. S. (1970). Occurrence and origin of iron ores of India. In genesis of precambrian iron & manganese deposits, proc. Kiev symp. (1970), 69-76.
- KRÖNER A. (1977). The Precambrian Geotectonic Evolution of Africa Plate accretion versus plate destruction. Precambrian Res. 4,163-213.
- KRÖNER M. (1979). Pan-African plate tectonics and its repercussions on the crust of north east Africa. Geol. Rundsch band 68, 565-583.
- KRÖNER A. (1980). Pan-African crustal evolution. Episode, 2, 3, 8.
- KRÖNER A. (1981). Precambrian crustal evolution and continental drift. Geol. Runds. 70, Heft 2, 412-428.
- KRUMBEIM W.C. & GARRELS R.M. (1952). Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. Jour. Geol., 60, 1-33.
- KUNO H. (1968). Differentiation of basalt magma . In "the poldervaart treatise, on rocks of basaltic composition". H. H. Hess and A. Poldervaart (editors),. Intersciences publishers 2, 623-688.
- LA ROCHE H. de (1965). Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des pyrénées Luchannaises. Geol. Rdsch. 55, 274-301.
- LE ROEX A. P., DICKS H. J. B., RIED A. M., FREY F. A., ERLANK A. J. & HART S. R. (1985). Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antartic ridge, southern ocean : implications for the west-ward influence of the Bouvet mantle plume. Contrib. Mineral. Petrol., 90, 367-380.
- LEAKE B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. Min. Mag., 42, 533-63.
- LEGGO P.J. (1974). A geochronological study of the basement complex of Uganda. Jour. Geol. Soc. Lond., 130, 263-277.
- LIARD J. & ALBEE A.J. (1981). Pressure, temperature and time indicators in mafic schists : their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. Am. J. Sc., 281,127-175.

- LOVERING J.F. & WHITE A.J.R. (1964). The significance of primary scapolite in granulitic inclusions from deep-seated pipes. *Journ. Petrol.* 5, 195-218.
- MABOKO M.A. & BASU N.K. (1987). The geochemistry of mafic and ultramafic rocks in the Wami River granulite complex, Central Coastol Tanzania. *Journ. African Earth. Sci.*, 6, 6, 845-850
- MAJUMDER T. CHAKRABORTY K. L. & BHATTACHARYYA A. (1982). Geochemistry of banded iron formation of Orissa. *India. Mineral. deposita* 17, 107-118.
- MARINI F. (1988). "Phase" sarde et distension ordovicienne du domaine sud-varisque, effets de point chaud ? Une hypothèse fondée sur les données nouvelles du volcanisme albegeois. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 306, Série II, 443-450
- MARTIN R.F. & BONIN B. (1976). Water and magma genesis. The association hypersolvus granite-subsolvus granite. *Canadian Mineral*, 14, 228-237
- MARZOCCHI G. (1973). Note minerarie sulla Somalie. *Indus. Mineraria*, 4, 173-175.
- MASSOLI-NOVELLI R. (1980). Il deposito ferrifero precambrico di Bur Galan. *Quad. Geol. Somalia*, 4, 44-68.
- McGREGOR V.R. & MASON B. (1977). Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amîtsoq gneiss, West Hreenland. *Am. Min.* 62, 887-904.
- MIYAKE A. (1984). Phase equilibria in the hornblende bearing basic gneisses of the Urete area, Central Kenya. *Jour. Metamorph Geol.* 2, 165-177.
- MIYASHIRO A. & SHIDO F. (1975). Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium vanadium chromium and nickel. *Am. J. Sc.*, 275, 265-277.
- MOINE B. & LA ROCHE H. de (1968). Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sc. paris*, 267, 2084-2087.

- MONTEL J.M., WEBER C. & PICHAVANT M. (1986). Biotite-sillimanite spinel assemblages in high grade metamorphic rocks : occurrences, chemographic analysis and thermobarometric interest. *Bull. Mineral.*, 109, 555-573
- NAHA K. & MAJUMBAR A. (1971). Structure of the Rajnagar Marble band and its bearing on the early Precambrian stratigraphy of central Rajasthan, Western India. *Geol. Rundschau*, 60, 1550-1571.
- NEWTON R.C. & GOLDSMITH J.R. (1975). Stability of the scapolite meionite ( $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-CaCO}_3$ ) at high pressures and storage of  $\text{CO}_2$  in the deep crust. *Contrib. Mineral. petrol.* 49, 49-62.
- NEWTON R.C. & PERKINS D., III (1982). Thermodynamic calibration of geobarometric based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *Am. Mineral.* 67, 203-222.
- NICOLLET C. (1983). Existence de granulite de haute pression à clinopyroxène - granat dans les formations précambriennes du Vihibory (SW Madagascar). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 297, II, 145-148
- NICOLLET C. (1985). Les gneiss rubanés à cordiérite et grenat d'Ihosy : un marqueur thermo-barométrique dans le sud de Madagascar. *Precambrian Res.* 28, 175-185
- NICOLLET C. (1988). Granulites in Madagascar : their place in the Mozambic belt. 9 th Alfred WAGNER Conference, granulite conference. Clermont-Ferrand (France). In *Terra cognita* (Abstract).
- NUCLEAR SOMALA (1972). Repporto sul terzo anno d'attività nel N.P.L. N .1, Alio ghelle, Somalia, Nuclear Somala.
- ORVILLE P.M. (1975). Stability of scapolites in the système Ab-An-NaCl-CaCO<sub>3</sub> at 4 Kb and 75 C. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 39, 1091-1105.
- PEARCE J. A. & CANN J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 19, 290-300.
- PEARCE J. A. (1975). Basaltic geochemistry used to investigate post tectonic environments on cyprus. *Tectonophys.*, 25, 41-67.

- PERCHUK L.L. & RIABCHIKOV I.D. (1976). Relation des phases dans les minéraux .  
Ed. Nedra.
- PERKINS D. & CHIPERA S.J. (1985). Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz  
barometry : refinement and application to the English River subprovince  
and the Minnesota River Valley. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 69-80
- PERRY E.C., JR. & AHMAD S.H. (1977). Carbon isotope composition of  
graphite and carbonate minerals from 3.8 - AE metamorphosed  
sediments, Isukasia, Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 280-284.
- PERRY E.C.J., TAN F.C. & MOREY G.B. (1973). Geology and stable isotope  
geochemistry of the Biwabik iron formation, northern Minnesota. *Econ Geol.*  
68, 1110-1125.
- PICHAMUTHU C.S. (1974). On the banded iron formations of precambrian age in  
India. *Journ. Geol. Soc. India*, 15, 1, 1-30
- PICOT P. & JOHAN Z. (1977). Atlas des Minéraux métalliques, édition du B.R.G.M.
- PITCHER W.S. (1987). Granites and yet more granites forty years on. *Geologische  
Rundschan*, 76/1, 51-59
- PLYUSNINA L.P. (1982). Geothermometry and geobarometry of plagioclase-  
hornblende bearing assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 140-146.
- POHL W. & HORTEL A. (1980). Note on the geology and mineral resources of the  
Mtito Andei-Taita Area (Southern Kenya). *Mitt. Österr. Geol. Fes.* 73, 135-  
152.
- PRASAD C. V. R. K., REDDY N. S. & WINLEY B.F. (1982). Iron formations in Archean  
granulite gneiss belts with special reference to southern India. *Journ. Geol.  
Soc. India*, 23, 112-122.
- PROCHASKA W. & POHL W. (1984). Petrochemistry of some mafic and ultramafic  
rocks from the Mozambique belt, northern Tanzania. *J. Afr. Earth. Sci.*, 1,  
183-192.
- RAASE P. (1974). Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and  
temperature of regional metamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.* 45, p. 231-  
236.

- RABINOWITZ Ph.D., MILLAR F.C. & FALVEY D. (1982). Salt diapirs bordring the continental margin of Northern Kenya and Southern Somalia. *Science* 251, 663-665.
- RABINOWITZ Ph. D., MILLARD F.C. & FALVEY D. (1983). The separation of Madagascar and Africa. *Science*, 220, 67-69
- RAHEIM A. & GREEN D.H. (1974). Experimental determination of the temperature and pressure dependance of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48, 179-203
- RAMSAY C.R. & DAVIDSON L.R. (1970). The origin of scapolite in the regionally metamorphosed rocks of many Kathleen, Queensland, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25, 41-51
- REEVES C.V., KARAJA F.M. & MacLEOD I. N. (1986/87). Geophysical evidence for failed Jurassic rift and triple juntion in Kenya. *Earth Plant. Sci. Letters* 81, 299-311.
- REMY P. (1987). Le magmatisme basique des Mauritanides centrales : une ouverture océanique limité d'âge protérozoïque supérieur en Afrique de l'Ouest. Thèse de Doctorat, Nancy I, 281.
- RIVALENTI G. (1975). Geochemistry of metavolcanic amphibolites from South-West Greenland. In : *Early history of the Earth.* (Windley, B.F. Ed.), Wiley Intersciences public (London), 213-223.
- ROLLINSON H.R., WINDLEY B.F. & RAMAKRISHNAN M. (1981). Contrasting high and Intermediate pressure of metamorphism in the Archean SARGUR schists of southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 420-429
- ROOBOL M.J., RAMSAY C.R., JACKSON N. J. & DARBISHIRE D. P. F. (1983). Late proterozoic lavas of the Central Arabian shield. Evolution of and sucient volcanic arc system. *J. Geol. Soc.London*, 140, 185-202.
- ROUBAULT M. (1963). Détermination des minéraux de roches aux microscopes polarisant. Ed. Lamarre-Pionat.
- RUCKLIDGE, J. et.GASPARINI. E.L. (1969). Electron microprobe analytical data redution. *Depart. geol. university Toronto, Canada*, 34 P.

- SAMAMA J.C. (1986). Ore fields and continental weathering. Ed. Van Nastrand Reinhold Company. New York, 326 p.
- SAMPSON G.A. & FAWCETT J.J. (1977). Coexisting amphiboles from Hastings region of Southern Ontario. *Can. Mineral.* 15, 283-296.
- SARAVANAN S. (1969). Origine of iron ores of Kanjamalai, Salem district, Madras State *Indian Mineral.* 10, 236-244.
- SARKAR S.N. & SAHA A.K. (1977). The present status of the precambrian stratigraphy, tectonics and geochronology of Singhbhum -Keonjhar - Mayurbhanj, region, Eastern India. *Indian Journ. Earth Sci.* 5. Ray volume, 37-65
- SARKAR S.N., SAHA A.K., BOELRIJK N.A.I.M. & HEBEDA E.H. (1979). New data on the Geochronology of the Older metamorphic group and the singbhum granite of Singbhum-Keonjhar-Mayurbhanj Region Eastern India. *Indian Journ. of Earth Science*, 2, 1, 32-51
- SATAYANARAYANA K., NAQVI S. M., DIVIKARA R. & HUSSAIN S. M. (1974). Geochemistry of Archean Amphibolites from Karnataka state, Peninsular India. *Chem. Geol.* 14., 305-315.
- SCHIDLOWSKI M. (1976). Archean atmosphere and evolution of the terrestrial oxygen budget. In : *The Early History of the Earth* (ed. B.F. Windley) Wiley, London, 525-535.
- SERDYUCHENKO D.P. (1955). Potassic scapolites from Southern Yuktia. *Prolemy Geologii Azii*, vol. 2, Acad. Sci. USSR, 742-756
- SERDYUCHENKO D.P. (1956). On some scapolite and apatite types of sedimentary metamorphic mineralogenesis. *Viprosy Mineral. Osad. Obrasov.*, 3-4, 486-515
- SERDYUCHENKO D.P. (1959). Origin of the archean iron ores of southern Yakutia. *IZV. Acad. Sci. USSR*, 8, 34-49.
- SERDYUCHENKO D.P. (1975). Some precambrian scapolite bearing rocks evolved from evaporites. *Lithos.*, 8, 1-7



- SERDYUCHENKO D.P., GLEBOV A.V., KADENSKAYA M.I., LEONAVA N.P., KADENSY A.R. & PAVLOV V.A. (1960). The iron ores of southern Yakutia. Moscou, Acad. Sci. USSR, 37-42
- SERRI G. (1981). The petrochemistry of ophiolite gabbroic complex : a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. Earth planet. Sc. lett., 52, 203-212.
- SHACKLETON R.W. (1986). Precambrian collision tectonics in Africa. In : COWARD M.P. et RIESS A.C. (eds), Collision tectonics, Geological Society Special publication 19, 329-349
- SHAW D.M. (1960). The geochemistry of scapolite. part I and part II. Journ. Petrol. 218-285.
- SHERVAIS J. W. (1982). Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planet. Sci. Lett., 59, 101-118.
- SIGHINOLFI G.P. (1974). geochemistry of early precambrian carbonate rocks from the brasilian shields : implications for archean carbonate sedimentation Contrib. Minéral. Petrol; 46, 189-200.
- SIGHINOLFI G.P., KRONBERG B.I., GORGONI C. & W.S. (1980). Geochemistry and genesis of sulphide-anhydrite bearing Archean carbonate rocks from Bahia (Brazil). Chem. Geol., 29, 323-331.
- SMITH A. G. & HALLAM A. (1970). The fit of the southern continents. Nature, 225, 139-144.
- SPEAR Frank S. (1980). NaSi=CaAl Exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. Contrib. Mineral. Petrol., 72, p.33-41.
- STEFANINI G. (1918). Osservazione geologiche nella Somalia italiana meridionale. Inst. Agr. Colon.
- STEFANINI G. (1925). Sulle costituzione geologiche della Somalia italiana meridionale. C.R. 13, Congr. Geol. Intern., Liège.
- STEFANINI G. & PAOLI G. (1916). Ricerche geo-idrologiche, botaniche e entomologiche nella Somalia meridionale. Inst. Agric. Colon, Florence. 172-224.

- TARNEY J. (1975). Geochemistry of archaean high grade gneiss with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust. In : The early history of the earth, (Windley B.F. ed.), Wiley intersciences public. (London), 405-417
- THOMPSON A.O. & DODSON R.G. (1960). Geology of Bur Mayo-Tarbaj area. Geol. Surv. Kenya, Rep., 47, 49.
- THOMPSON A.O. & DODSON R.D. (1958). Geology of the Derkali-melka-Murri area. Report n° 43. Geol. Surv. Kenya.
- THOMPSON R. N., MORRISON M. A., HENDRY G. L. & PARRY S. J. (1984). An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis : an elemental approach . Phil. Trans. Roy. Soc. London A 310, 549-590.
- TOENS P. D. (1984). The time-bound character of uranium mineralising process, with special reference to the proterozoic of Gondwana. Precambrian Res., 25, 13-36
- TOTEU S.F., MICHARD A., BERTRAND J.M. & ROCCI G. (1987). U/Pb Dating of precambrian rocks from northern Cameroun, orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of central Africa. Precambrian Res. 37, 71-87.
- TRENDALL A.F. (1973). Varve cycles in the Weeli Wolli formation of the Precambrian Hamersley group, western Australia. Econ. Geol., 68 (7), 1089-1097.
- TRENDALL A.F. & BLOCKLEY J.G. (1970). The iron formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia, with special reference to the associated crocidolite. Geol. Surv. Western Australia, Bull. 119, 366.
- TRENDALL A.F. & MORRIS R.C. (1973). Iron-Formation facts and Problems. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New-York, Tokyo.
- TRIBOULET C., AUBREN C., TEGYEY M. & FEYBESSE J.L. (sous presse).
- TRIBOULET C. & AUDREN C. (1985). Evolution des amphibolites et de leur associations au cours d'un métamorphisme progressif polyphase dans les metabasites de Vilaine (Bretagne méridionale). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 65, 279-298.

- TRIBOULET C. & AUDREN C. (1988). Controls on P.T.t. deformation path from amphibole zonation during progressive matamorphisme of basic rocks (estuary of the River Vilzaine, South Brittany, France). *Journ. Metamorphic Geol.*, 6, 117-153
- TUTTLE O.F. & BOWEN N.L. (1958). Origin of the granite on the light of experimental studies in the system  $\text{NaAl}_3\text{SiO}_3\text{-KAl}_3\text{SiO}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 74, 153
- UNESCO (1973). Genése des formations précambriennes de fer et de manganèse. Acte du colloque de Kiev, 20-25 Août 1970.
- USONI L. (1952). Risorse Minerarie dell'Africa orientale : Eritrea-Etiopia-Somalia, Ministero dell'Africa Italiana, 553 p. (Rome).
- VAIL J.K. (1983). Pa-African crustal accretion in north-east African. *J. Afr. Earth Sci.* 1, 285-294.
- VALLEY J.W. & TAYLOR H.P. Jr. (1986). Stable isotopes in high temperature geological processes. Ed. Mineral. Soc. America.
- VAN DE KAMP P.C. (1969). Origin of amphibolites in the Beartooth mountains, Montana, Wyoming : new data and interpretation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1127-1136.
- VEARNCOMBE J.R. (1983a). A dismembered ophiolite from the Mozambique belt, West Pokot, Kenya. *J. Afr. Earth Sci.* 1, 133-143.
- VEARNCOMBE J.R. (1983b). A proposed continental margin in the Precambrian of western Kenya. *Geol. Rdsch.* 72, 662-668.
- VEIZER J. & HOEFS J. (1976). The nature of  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1387-1395.
- VETTER U; & TESSENHON F. (1987). S and I. type granitoids of North Victoria Land, Antarctica, and their inferred geotectonic setting. *Geol. Rundsch.* 76/1, 233-243.
- WARDEN A. (1960). Brief note on the geology of the South-Western part of the Buur region, near Dinsor. Somaliland Protect. Geol. Surv., unpub. rept.

- WARDEN A.J. (1981). Correlation and evolution of the Precambrian of the horn of Africa and Southern Arabia. unpubl. Ph. D. Thesis, Leoben University, Austria, 348 p.
- WARDEN A.J. & DANIELS J.L. (1983). Evolution of the Precambrian of northern Somalia. Bull. Fac. Earth Sci., King Abdulaziz University. 6, 45-164.
- WARDEN A.J., KAZMIN V., KIESL W. & POHL W. (1982). Some geochemical data of the mafic-ultramafic complex of the Tulu-Dimitri, Ethiopia, and their genetic significance. Ost. Akad. Wiss. Math. Naturh. 191, 111-131.
- WELLS P.R.A. (1977). Pyroxène thermometry in simple and complex systèmes. Contrib. Mineral. Petrol., 62, 129-139.
- WENDT T., BESSANG C., HARRE W., KREUZER H., LENZ H. & MULLER P. (1972). Age determination of granitic intrusion and metamorphic events in the Early Precambrian of Tanzania. 24, Int. Geol. Congr. Montreal, Section, I, 314.
- WINDLEY B.F. (1983). Banded iron formations in Proterozoic greenstone belts : Call for further studies. Precam. Research. 20, 585-588
- WINKLER H. G. F. (1974). Petrogenesis of metamorphic rocks Springer-Verlag, 5th edition, New York, 320 p.

**ANNEXES**  
**ET**  
**PLANCHES**  
**PHOTOGRAPHIQUES**



## Prononciation des noms de lieux.

La transcription en caractères latins de la langue somalienne date de 1972. Auparavant les noms de lieux étaient transcrits selon les trois principales langues, soit l'Italien et l'Arabe au Sud, l'Anglais et l'Arabe au Nord (et le Français dans la République de Djibouti).

En Somalien les voyelles se prononcent ainsi :

a, i , o, comme les voyelles françaises, e comme é, u comme ou.

Le doublement de ces voyelles correspond à la prononciation longue.

w et y correspondent aux semi-consonnes françaises ou et y

Les consonnes ont la prononciation française sauf, g, toujours dur,

h qui est aspiré, sh qui correspond à ch. Cinq gutturales sont transcrites

par c = a (Cf. aïn arabe), dh = d dur, kh = c'h (jota), q = gutturale très profonde et x = jota faible.

ANALYSES DES PLAGIOCLASES DES METABASITES

ANALYSE	G003/51	G003/55	URS/49	FR19/68	LIM1/54	URS/53	LIM1/48	FR20837	FR19/73	FR19/74
SiO2	56,32	56,70	52,83	53,34	52,47	48,23	50,03	54,29	48,82	49,76
Al2O3	27,52	27,65	29,65	30,15	30,10	32,81	31,78	28,67	33,32	32,57
FeO	0,07	0,08	0,07	0,05	0,09	0,11	0,15	0,07	0,00	0,12
MnO	0,05	0,00	0,05	0,06	0,00	0,00	0,04	0,05	0,03	0,00
MgO	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	9,97	10,13	12,45	13,07	12,65	15,61	14,44	11,27	16,90	15,86
Na2O	5,91	5,84	4,54	4,19	4,49	2,58	2,92	5,27	2,08	2,50
K2O	0,17	0,13	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,10	0,00	0,03
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,01	100,53	99,63	100,94	99,81	99,39	99,38	99,73	101,15	100,84

Si	2,533	2,535	2,403	2,396	2,383	2,220	2,291	2,460	2,211	2,254
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,459	1,457	1,590	1,596	1,611	1,780	1,715	1,531	1,778	1,739
Fe3+	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,004	0,006	0,003	0,000	0,005
Mn	0,002	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000
Mg	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Z	3,996	3,995	3,999	3,997	3,998	4,006	4,014	3,996	3,990	3,997
Ca	0,480	0,485	0,607	0,629	0,616	0,770	0,709	0,547	0,820	0,770
Na	0,515	0,506	0,400	0,365	0,395	0,230	0,259	0,463	0,183	0,220
K	0,010	0,007	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,006	0,000	0,002
X	1,006	0,999	1,007	0,996	1,011	1,001	0,968	1,016	1,003	0,991
Total	5,002	4,994	5,006	4,992	5,009	5,007	4,983	5,012	4,993	4,988
Ab	51,25%	50,68%	39,76%	36,65%	39,11%	23,00%	26,77%	45,57%	18,22%	22,16%
An	47,78%	48,58%	60,24%	63,18%	60,89%	76,89%	73,17%	53,86%	81,78%	77,67%
Or	0,97%	0,74%	0,00%	0,17%	0,00%	0,12%	0,06%	0,57%	0,00%	0,17%



ANALYSES DES FELDSPATHS DES GNEISS DIORITIQUES

ANALYSE	HF34/7	HF34/8	HF34/10	HF34/11	HF34/15	HF34/12	HF34/28	HF34/29	HF34/30	HF34/31
SiO2	62,26	62,15	62,48	62,39	64,01	64,70	64,82	65,00	64,69	64,60
Al2O3	23,79	24,00	24,17	23,69	23,73	17,94	18,52	18,63	18,64	18,55
FeO	0,13	0,08	0,12	0,16	0,11	0,09	0,08	0,04	0,02	0,05
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,09	0,00	0,03	0,00
MgO	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	5,19	5,32	5,31	5,12	5,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	8,52	8,47	8,34	8,64	8,41	1,59	0,79	1,21	1,19	0,87
K2O	0,28	0,22	0,17	0,21	0,24	14,02	14,98	14,82	14,97	15,32
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,20	100,24	100,61	100,22	101,55	98,34	99,28	99,70	99,54	99,39
Si	2,757	2,749	2,751	2,761	2,787	3,015	3,001	2,995	2,991	2,993
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,241	1,251	1,254	1,235	1,218	0,985	1,011	1,012	1,016	1,013
Fe3+	0,005	0,003	0,004	0,006	0,004	0,004	0,003	0,002	0,001	0,002
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000
Mg	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Z	4,004	4,004	4,011	4,003	4,008	4,004	4,019	4,009	4,008	4,008
Ca	0,246	0,252	0,251	0,243	0,235	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,731	0,726	0,712	0,741	0,710	0,144	0,071	0,108	0,107	0,078
K	0,016	0,012	0,010	0,012	0,013	0,833	0,885	0,871	0,883	0,906
X	0,993	0,991	0,972	0,996	0,958	0,977	0,956	0,979	0,989	0,984
Total	4,998	4,995	4,984	4,999	4,967	4,981	4,975	4,988	4,998	4,992
Ab	73,62%	73,30%	73,25%	74,43%	74,08%	14,70%	7,42%	11,04%	10,78%	7,95%
An	24,78%	25,44%	25,77%	24,37%	24,53%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
Or	1,59%	1,25%	0,98%	1,19%	1,39%	85,30%	92,58%	88,96%	89,22%	92,05%

ANALYSES DES FELDSPATHS DES GNSISS MIGMATITIQUES

ANALYSE	BQ13/35	BQ13/36	BQ13/37	BQ13/38	BQ13/39	BQ13/40	BQ13/41	BA13/42	BQ13/43	XW3/89
SiO2	66,10	66,07	65,51	65,91	65,40	65,78	64,05	64,48	64,62	65,24
Al2O3	20,90	20,56	20,76	20,59	20,58	20,34	18,00	17,96	18,04	23,26
FeO	0,09	0,15	0,00	0,02	0,00	0,14	0,07	0,00	0,05	0,07
MnO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,01
MgO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
CaO	2,00	2,02	2,29	1,95	1,86	1,40	0,00	0,00	0,00	3,90
Na2O	10,18	10,01	10,01	10,34	10,06	10,60	1,08	1,11	0,94	9,68
K2O	0,27	0,25	0,27	0,72	0,51	0,05	15,26	15,27	14,78	0,37
TiO2	0,09	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	99,63	99,08	98,86	99,56	98,44	98,35	98,46	98,83	98,49	102,55

Si	2,915	2,926	2,911	2,916	2,919	2,933	3,001	3,007	3,014	2,814
Ti	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,086	1,073	1,087	1,074	1,082	1,069	0,994	0,987	0,992	1,183
Fe3+	0,003	0,006	0,000	0,001	0,000	0,005	0,003	0,000	0,002	0,003
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000
Mg	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Z	4,008	4,006	3,998	3,992	4,002	4,008	3,997	3,995	4,010	4,001
Ca	0,094	0,096	0,109	0,092	0,089	0,067	0,000	0,000	0,000	0,180
Na	0,870	0,860	0,862	0,887	0,871	0,916	0,098	0,100	0,085	0,810
K	0,015	0,014	0,015	0,041	0,029	0,003	0,912	0,909	0,879	0,020
X	0,980	0,969	0,987	1,020	0,988	0,986	1,010	1,009	0,964	1,010
Total	4,988	4,976	4,985	5,012	4,991	4,994	5,007	5,004	4,975	5,011
Ab	88,81%	88,66%	87,40%	86,95%	88,07%	92,93%	9,71%	9,95%	8,81%	80,14%
An	9,64%	9,89%	11,05%	9,06%	9,00%	6,78%	0,00%	0,00%	0,00%	17,84%
Or	1,55%	1,46%	1,55%	3,98%	2,94%	0,29%	90,29%	90,05%	91,19%	2,02%

ANALYSES DES FELDSPATHS DES GNEISS MIGMATITIQUES

ANALYSE	XW3/77	XW3/78	XW3/81	XW3/82	XW3/83	XW3/84	XW3/85	XW3/86	XW3/87	XW3/88
SiO2	65,22	65,60	65,44	64,77	65,11	65,16	64,94	63,51	65,21	64,91
Al2O3	18,65	18,95	22,53	22,88	22,83	22,83	22,55	22,02	22,92	22,67
FeO	0,00	0,00	0,17	0,00	0,10	0,06	0,12	0,00	0,07	0,16
MnO	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,10	0,00	0,10
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
CaO	0,00	0,00	3,77	3,77	3,69	3,79	3,70	3,62	3,76	3,62
Na2O	1,88	1,08	9,81	9,86	9,97	10,03	9,76	9,52	9,79	9,81
K2O	16,20	15,59	0,49	0,41	0,37	0,42	0,31	0,40	0,41	0,49
TiO2	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
TOTAL	102,02	101,28	102,24	101,70	102,10	102,34	101,41	99,19	102,16	101,84
Si	2,972	2,987	2,834	2,818	2,823	2,821	2,832	2,834	2,823	2,826
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Al	1,002	1,017	1,150	1,173	1,167	1,165	1,159	1,158	1,170	1,163
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,006	0,000	0,004	0,002	0,004	0,000	0,003	0,006
Mn	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,004
Mg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Z	3,976	4,006	3,991	3,992	3,994	3,990	3,996	3,996	3,995	4,002
Ca	0,000	0,000	0,175	0,176	0,171	0,176	0,173	0,173	0,174	0,169
Na	0,166	0,095	0,824	0,832	0,838	0,842	0,825	0,824	0,822	0,828
K	0,942	0,906	0,027	0,023	0,020	0,023	0,017	0,023	0,023	0,027
X	1,108	1,001	1,026	1,030	1,030	1,041	1,015	1,019	1,019	1,024
Total	5,084	5,007	5,017	5,023	5,024	5,031	5,011	5,016	5,014	5,026
Ab	14,99%	9,53%	80,31%	80,73%	81,37%	80,88%	81,28%	80,79%	80,66%	80,86%
An	0,00%	0,00%	17,05%	17,06%	16,64%	16,89%	17,03%	16,98%	17,12%	16,49%
Or	85,01%	90,47%	2,64%	2,21%	1,99%	2,23%	1,70%	2,23%	2,22%	2,66%

ANALYSES DES PLAGIOCLASES DES GNEISS CALCO-SILICATES

! ANALYSE !	! DSH1/61 !	! DSH1/63 !	! DSH1/52 !	! DSH2/90 !	! GOD1425 !	! GOD1431 !	! GOD1432 !	! BQ11/37 !	! XG7/3 !	! XG7/9 !
! SiO2 !	! 44,97 !	! 45,26 !	! 45,85 !	! 43,96 !	! 45,10 !	! 44,62 !	! 44,75 !	! 43,84 !	! 47,00 !	! 47,94 !
! Al2O3 !	! 34,55 !	! 34,64 !	! 34,05 !	! 35,77 !	! 34,36 !	! 35,15 !	! 34,85 !	! 34,80 !	! 33,87 !	! 33,51 !
! FeO !	! 0,26 !	! 0,27 !	! 0,38 !	! 0,01 !	! 0,24 !	! 0,16 !	! 0,18 !	! 0,22 !	! 0,20 !	! 0,15 !
! MnO !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,14 !	! 0,04 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,04 !	! 0,02 !
! MgO !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,02 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,04 !	! 0,00 !	! 0,02 !	! 0,05 !
! CaO !	! 18,76 !	! 18,50 !	! 18,13 !	! 18,83 !	! 17,87 !	! 18,00 !	! 18,21 !	! 18,49 !	! 17,19 !	! 16,86 !
! Na2O !	! 0,87 !	! 0,82 !	! 1,09 !	! 0,72 !	! 0,60 !	! 0,54 !	! 0,37 !	! 0,31 !	! 1,39 !	! 1,60 !
! K2O !	! 0,03 !	! 0,02 !	! 0,02 !	! 0,00 !	! 0,03 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,03 !	! 0,00 !	! 0,07 !
! TiO2 !	! 0,02 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !
! Cr2O3 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !	! 0,00 !
! ----- !	! !	! !	! !	! !	! !	! !	! !	! !	! !	! !
! TOTAL !	! 99,46 !	! 99,51 !	! 99,54 !	! 99,29 !	! 98,34 !	! 98,51 !	! 98,40 !	! 97,69 !	! 99,71 !	! 100,20 !

! Si !	! 2,089 !	! 2,098 !	! 2,124 !	! 2,044 !	! 2,111 !	! 2,084 !	! 2,092 !	! 2,069 !	! 2,163 !	! 2,193 !
! Ti !	! 0,001 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,000 !
! Al !	! 1,892 !	! 1,892 !	! 1,859 !	! 1,960 !	! 1,896 !	! 1,934 !	! 1,920 !	! 1,936 !	! 1,837 !	! 1,806 !
! Fe3+ !	! 0,010 !	! 0,010 !	! 0,015 !	! 0,000 !	! 0,009 !	! 0,006 !	! 0,007 !	! 0,009 !	! 0,008 !	! 0,006 !
! Mn !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,006 !	! 0,002 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,002 !	! 0,001 !
! Mg !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,001 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,003 !	! 0,000 !	! 0,001 !	! 0,003 !
! Z !	! 3,992 !	! 4,000 !	! 3,999 !	! 4,005 !	! 4,022 !	! 4,026 !	! 4,022 !	! 4,013 !	! 4,011 !	! 4,009 !
! Ca !	! 0,934 !	! 0,919 !	! 0,900 !	! 0,938 !	! 0,896 !	! 0,901 !	! 0,912 !	! 0,935 !	! 0,848 !	! 0,826 !
! Na !	! 0,078 !	! 0,074 !	! 0,098 !	! 0,065 !	! 0,054 !	! 0,049 !	! 0,034 !	! 0,028 !	! 0,124 !	! 0,142 !
! K !	! 0,002 !	! 0,001 !	! 0,001 !	! 0,000 !	! 0,002 !	! 0,000 !	! 0,000 !	! 0,002 !	! 0,000 !	! 0,004 !
! X !	! 1,014 !	! 0,994 !	! 0,999 !	! 1,003 !	! 0,953 !	! 0,949 !	! 0,946 !	! 0,965 !	! 0,972 !	! 0,972 !
! Total !	! 5,006 !	! 4,994 !	! 4,998 !	! 5,008 !	! 4,975 !	! 4,975 !	! 4,968 !	! 4,978 !	! 4,983 !	! 4,981 !
! Ab !	! 7,73% !	! 7,42% !	! 9,80% !	! 6,47% !	! 5,72% !	! 5,15% !	! 3,55% !	! 2,94% !	! 12,76% !	! 14,59% !
! An !	! 92,10% !	! 92,46% !	! 90,08% !	! 93,53% !	! 94,09% !	! 94,85% !	! 96,45% !	! 96,87% !	! 87,24% !	! 84,99% !
! Or !	! 0,18% !	! 0,12% !	! 0,12% !	! 0,00% !	! 0,19% !	! 0,00% !	! 0,00% !	! 0,19% !	! 0,00% !	! 0,42% !

ANALYSES DES FELDSPATIS DES QUARTZITES A SILLIMANITE

ANALYSE	XG1/2	XG1/4	XG1/15	XG1/19	XG9/65	XG9/66	XG9/67	XG9/69	XG9/70	XG1/11
SiO2	60,35	70,71	60,61	60,00	65,24	65,09	68,81	66,35	68,62	66,56
Al2O3	26,17	20,77	25,87	25,68	18,77	18,70	20,02	22,27	19,88	19,06
FeO	0,05	0,07	0,04	0,04	0,00	0,00	0,14	0,00	0,03	0,00
MnO	0,00	0,06	0,01	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	7,70	0,15	7,24	8,00	0,05	0,03	0,43	2,60	0,42	0,03
Na2O	7,24	8,72	7,11	7,06	1,67	1,57	11,83	10,54	11,91	3,11
K2O	0,31	3,59	0,18	0,16	14,68	14,57	0,10	0,07	0,13	12,04
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	101,82	104,07	101,06	100,94	100,56	100,06	101,33	101,83	100,99	100,82
Si	2,646	2,991	2,668	2,653	2,988	2,991	2,974	2,867	2,976	2,999
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,352	1,036	1,342	1,338	1,013	1,013	1,020	1,134	1,016	1,012
Fe3+	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,005	0,000	0,001	0,000
Mn	0,000	0,002	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Z	4,000	4,032	4,012	3,992	4,006	4,004	3,998	4,002	3,993	4,012
Ca	0,362	0,007	0,341	0,379	0,002	0,001	0,020	0,120	0,020	0,001
Na	0,615	0,715	0,607	0,605	0,148	0,140	0,991	0,883	1,001	0,272
K	0,017	0,194	0,010	0,009	0,858	0,854	0,006	0,004	0,007	0,692
X	0,994	0,916	0,958	0,993	1,008	0,995	1,017	1,007	1,028	0,965
Total	4,994	4,947	4,970	4,985	5,015	4,999	5,015	5,009	5,021	4,978
Ab	61,89%	78,10%	63,32%	60,94%	14,71%	14,05%	97,50%	87,67%	97,40%	28,15%
An	36,37%	0,74%	35,63%	38,16%	0,24%	0,15%	1,96%	11,95%	1,90%	0,15%
Or	1,74%	21,16%	1,05%	0,91%	85,05%	85,80%	0,54%	0,38%	0,70%	71,70%

ANALYSES DES AMPHIBOLES DES GNEISS CALCO-SILICATES

ANALYSE	DSH1/54	DSH1/55	DSH1/45	DSH1/46	DSH1/47	XG7/8	BQ11/33	HF35/38	HF35/39
SiO2	41,19	40,71	41,26	40,12	41,00	51,02	36,29	43,87	45,26
Al2O3	11,79	12,54	12,11	12,06	12,36	5,37	15,72	10,37	9,06
FeO	20,43	20,67	20,34	20,48	19,97	11,60	19,94	17,25	16,99
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,76	0,76	0,82	0,74	0,81	1,12	0,06	0,05	0,03
MgO	7,12	7,24	7,52	6,93	6,92	15,24	7,23	9,65	10,27
CaO	11,67	11,97	11,92	11,61	11,61	11,99	11,69	11,94	12,00
Na2O	0,98	0,93	0,82	0,98	0,94	0,30	0,00	1,27	1,13
K2O	1,95	1,73	1,99	1,99	1,84	0,23	3,90	0,87	0,76
TiO2	1,15	0,79	0,97	1,17	0,69	0,30	0,96	0,15	0,10
Cr2O3	0,05	0,08	0,18	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,09	97,42	97,93	96,13	96,18	97,17	95,79	95,42	95,60

Si	6,350	6,236	6,287	6,258	6,359	7,293	5,681	6,705	6,877
Al IV	1,650	1,764	1,713	1,742	1,641	0,707	2,319	1,295	1,123
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,492	0,500	0,462	0,476	0,618	0,198	0,581	0,573	0,500
Cr	0,006	0,010	0,022	0,006	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,133	0,091	0,111	0,137	0,080	0,032	0,113	0,017	0,011
Fe 3+	0,355	0,529	0,487	0,412	0,352	0,646	0,811	0,231	0,213
Mg	1,636	1,653	1,708	1,611	1,600	3,247	1,687	2,198	2,326
Fe 2+	2,279	2,119	2,105	2,260	2,239	0,741	1,799	1,974	1,946
Mn	0,099	0,099	0,106	0,098	0,106	0,136	0,008	0,006	0,004
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe 2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,927	1,965	1,946	1,940	1,929	1,836	1,961	1,955	1,954
Na	0,073	0,035	0,054	0,060	0,071	0,083	0,000	0,045	0,046
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,920	1,961	2,000	2,000
Na	0,220	0,241	0,188	0,237	0,212	0,000	0,000	0,332	0,287
K	0,383	0,338	0,387	0,396	0,364	0,042	0,779	0,170	0,147
A	0,604	0,579	0,575	0,633	0,576	0,042	0,779	0,501	0,434
X Mg (1)	0,383	0,384	0,397	0,376	0,382	0,701	0,393	0,499	0,519
X Mg (2)	0,418	0,438	0,448	0,416	0,417	0,814	0,484	0,527	0,544

(1) Mg/ (Fe2 (B,C) (C)+Mg (B,C)) (2) Mg/ (Fe2 (B,C)+Mg (B,C))

Valeurs recalculées

Fe2O3	3,06	4,59	4,24	3,51	3,01	6,01	6,89	2,01	1,86
FeO	17,68	16,54	16,52	17,32	17,26	6,20	13,74	15,44	15,32
H2O	1,94	1,96	1,97	1,92	1,93	2,10	1,91	1,96	1,97
Total	99,34	99,84	100,32	98,40	98,41	99,87	98,39	97,58	97,76

ANALYSES DES AMPHIBOLES DE LA FORMATION FERRIFERE

ANALYSE	HF38/12	HF38/13	HF38/14	HF38/17	HF38/47	HF38/48	HF38/51	HF38/52	HF38/46
SiO2	56,02	57,05	56,12	55,77	56,14	56,95	56,98	56,64	55,90
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO	21,28	17,94	20,91	21,05	20,16	8,04	20,70	20,67	20,17
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,26	0,06	0,21	0,24	0,19	0,12	0,29	0,25	0,26
MgO	19,56	19,81	19,89	19,97	20,09	19,41	20,30	19,57	20,14
CaO	0,52	3,74	0,43	0,78	1,59	12,47	0,82	0,82	1,13
Na2O	0,07	0,10	0,02	0,00	0,01	0,14	0,01	0,05	0,04
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,71	98,70	97,58	97,81	98,21	97,16	99,10	98,00	97,64

Si	8,061	8,061	8,066	8,020	8,021	7,984	8,057	8,098	8,028
Al IV	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	8,061	8,061	8,066	8,020	8,021	8,000	8,057	8,098	8,028
Al VI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,230	0,000	0,000	0,000
Mg	4,195	4,172	4,261	4,280	4,278	4,056	4,278	4,170	4,311
Fe 2+	0,805	0,828	0,739	0,720	0,722	0,700	0,722	0,830	0,689
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe 2+	1,756	1,292	1,774	1,812	1,687	0,000	1,726	1,642	1,733
Mn	0,032	0,007	0,026	0,029	0,023	0,000	0,035	0,030	0,032
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,080	0,566	0,066	0,120	0,243	1,873	0,124	0,126	0,174
Na	0,020	0,027	0,006	0,000	0,003	0,038	0,003	0,014	0,011
B	1,888	1,892	1,871	1,961	1,956	1,911	1,888	1,811	1,950
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000
A	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000
X Mg (1)	0,621	0,663	0,629	0,628	0,640	0,813	0,636	0,628	0,640
X Mg (2)	0,621	0,663	0,629	0,628	0,640	0,853	0,636	0,628	0,640

(1) Mg / (Fe2 (B,C) (C)+Mg (B,C))      (2) Mg / (Fe2 (B,C)+Mg (B,C))

! Valeurs recalculées

Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,30	0,00	0,00	0,00
FeO	21,28	17,94	20,91	21,05	20,16	5,97	20,70	20,67	20,17
H2O	2,08	2,12	2,08	2,08	2,10	2,14	2,12	2,10	2,09
Total	99,79	100,82	99,66	99,89	100,31	99,53	101,22	100,10	99,73

ANALYSES DES AMPHIBOLES DE LA FORMATION FERRIFERE

ANALYSE	HF30/22	HF30/24	HF30/25	HF39/41	HF39/42	HF39/43	HF39/44	HF17/57	HF17/59
SiO2	56,79	54,44	53,95	51,12	56,19	54,12	55,52	56,66	56,65
Al2O3	0,17	0,09	0,22	0,08	0,12	0,05	0,05	0,29	0,34
FeO	20,34	21,40	21,19	9,16	9,29	21,13	18,89	8,07	8,32
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,81	0,54	0,80	0,44	0,35	0,53	0,59	0,10	0,25
MgO	17,78	18,43	18,81	18,27	18,36	18,35	19,28	20,09	19,82
CaO	0,84	0,81	0,88	12,33	12,10	1,45	2,24	11,97	11,85
Na2O	0,01	0,00	0,01	0,08	0,14	0,09	0,06	0,25	0,29
K2O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,08	0,05
TiO2	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	96,74	95,75	95,86	91,48	96,56	95,72	96,65	97,51	97,57

Si	8,216	8,038	7,971	7,685	7,960	8,008	8,050	7,854	7,854
Al IV	0,000	0,000	0,029	0,014	0,020	0,000	0,000	0,047	0,056
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,301	0,020	0,000	0,000	0,098	0,090
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	8,216	8,038	8,000	8,000	8,000	8,008	8,050	8,000	8,000
Al VI	0,029	0,016	0,009	0,000	0,000	0,009	0,009	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,320	0,326	0,000	0,000	0,509	0,538
Mg	3,834	4,056	4,142	4,094	3,877	4,047	4,167	4,151	4,096
Fe 2+	1,137	0,926	0,849	0,530	0,755	0,944	0,825	0,329	0,337
Mn	0,000	0,000	0,000	0,056	0,042	0,000	0,000	0,012	0,029
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe 2+	1,324	1,716	1,769	0,000	0,000	1,671	1,466	0,000	0,000
Mn	0,099	0,068	0,100	0,000	0,000	0,066	0,072	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,130	0,128	0,139	1,986	1,837	0,230	0,348	1,778	1,760
Na	0,003	0,000	0,000	0,014	0,038	0,026	0,017	0,067	0,078
B	1,556	1,912	2,009	2,000	1,875	1,993	1,903	1,845	1,838
Na	0,000	0,000	0,003	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,004	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,014	0,009
A	0,000	0,004	0,003	0,009	0,002	0,000	0,004	0,014	0,009
X Mg (1)	0,609	0,606	0,613	0,828	0,782	0,608	0,645	0,832	0,824
X Mg (2)	0,609	0,606	0,613	0,885	0,837	0,608	0,645	0,927	0,924

(1) Mg/ (Fe2 (B,C) (C)+Mg (B,C)) (2) Mg/ (Fe2 (B,C)+Mg (B,C))

! Valeurs recalculées

Fe2O3	0,00	0,00	0,00	5,49	3,24	0,00	0,00	5,82	6,02
FeO	20,34	21,40	21,19	4,22	6,37	21,13	18,89	2,83	2,90
H2O	2,07	2,03	2,03	1,99	2,11	2,02	2,07	2,16	2,16
Total	98,81	97,78	97,89	94,02	99,00	97,74	98,72	100,25	100,33



ANALYSES DES AMPHIBOLES DE LA FORMATION FERRIFERE

ANALYSE	HF2/19	HF2/21	HF2/22	HF2/25	HF2/26	HF2/29	HF2/30	HF28/62	HF28/64
SiO2	56,86	57,34	55,71	56,77	55,94	57,08	56,15	56,32	56,20
Al2O3	0,12	0,18	0,06	0,16	0,03	0,18	0,04	0,05	0,26
FeO	9,55	9,31	19,99	9,04	19,04	8,85	19,98	20,02	11,09
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,25	0,17	0,66	0,03	0,55	0,11	0,70	0,32	0,15
MgO	19,19	19,40	19,87	19,27	20,09	19,55	20,34	20,14	19,29
CaO	12,42	12,12	0,95	12,18	2,37	12,03	0,70	0,82	9,53
Na2O	0,16	0,12	0,05	0,22	0,03	0,17	0,01	0,00	0,04
K2O	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
TiO2	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	98,57	98,66	97,30	97,67	98,06	97,97	97,92	97,69	96,56

Si	7,880	7,897	8,034	7,913	7,999	7,900	8,034	8,063	8,015
Al IV	0,020	0,029	0,000	0,026	0,001	0,029	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,101	0,074	0,000	0,061	0,000	0,070	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	8,000	8,000	8,034	8,000	8,000	8,000	8,034	8,063	8,015
Al VI	0,000	0,000	0,010	0,000	0,004	0,000	0,007	0,008	0,044
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,386	0,491	0,000	0,390	0,000	0,486	0,000	0,000	0,000
Mg	3,964	3,982	4,271	4,003	4,282	4,033	4,338	4,298	4,101
Fe 2+	0,620	0,507	0,719	0,603	0,714	0,468	0,655	0,694	0,856
Mn	0,029	0,020	0,000	0,004	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe 2+	0,000	0,000	1,692	0,000	1,563	0,000	1,735	1,703	0,467
Mn	0,000	0,000	0,081	0,000	0,067	0,000	0,085	0,039	0,018
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,844	1,788	0,147	1,819	0,363	1,784	0,107	0,126	1,456
Na	0,043	0,032	0,014	0,059	0,007	0,046	0,003	0,000	0,011
B	1,887	1,820	1,933	1,878	2,000	1,830	1,930	1,868	1,953
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,002	0,004	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000
A	0,002	0,004	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,004	0,000
X Mg (1)	0,798	0,800	0,639	0,801	0,653	0,809	0,645	0,642	0,756
X Mg (2)	0,865	0,887	0,639	0,869	0,653	0,896	0,645	0,642	0,756

(1) Mg/ (Fe2 (B,C) (C)+Mg (B,C)) (2) Mg/ (Fe2 (B,C)+Mg (B,C))

! Valeurs recalculées

Fe2O3	4,66	5,46	0,00	4,29	0,00	5,34	0,00	0,00	0,00
FeO	5,35	4,40	19,99	5,18	19,04	4,04	19,98	20,02	11,09
H2O	2,16	2,18	2,08	2,15	2,09	2,16	2,09	2,09	2,10
Total	101,20	101,38	99,38	100,25	100,15	100,67	100,01	99,78	98,66

ANALYSES DES AMPHIBOLES DE LA FORMATION FERRIFERE

ANALYSE	FAR1/42	FAR1/43	FAR1/46	FAR1/47	FAR1/49	FAR1/50	FAR1/52	FAR1/53	FAR1/54
SiO2	51,15	50,64	50,80	50,63	50,59	50,70	43,55	44,69	51,17
Al2O3	0,36	0,47	0,67	0,49	0,35	0,47	9,90	9,09	0,51
FeO	40,21	39,58	40,53	40,29	40,00	40,11	27,19	27,92	39,81
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,03	0,00	0,00	0,09	0,09	0,07	0,00	0,04	0,10
MgO	5,76	5,87	5,51	5,61	5,43	5,22	3,27	3,66	5,71
CaO	0,46	0,62	0,91	0,88	0,62	0,70	11,03	10,66	0,65
Na2O	0,00	0,06	0,14	0,05	0,02	0,00	1,00	0,80	0,04
K2O	0,03	0,01	0,11	0,01	0,01	0,01	0,73	0,61	0,00
TiO2	0,00	0,20	0,07	0,05	0,01	0,00	1,31	1,07	0,05
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06
TOTAL	98,00	97,45	98,74	98,10	97,13	97,28	97,98	98,54	98,10

Si	8,075	8,033	7,993	8,013	8,073	8,077	6,755	6,831	8,060
Al IV	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	1,245	1,169	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	8,075	8,033	8,000	8,013	8,073	8,077	8,000	8,000	8,060
Al VI	0,067	0,088	0,117	0,091	0,066	0,088	0,564	0,469	0,095
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,007
Ti	0,000	0,024	0,008	0,006	0,001	0,000	0,153	0,123	0,006
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,264	0,606	0,000
Mg	1,355	1,388	1,292	1,323	1,291	1,240	0,756	0,834	1,341
Fe 2+	3,578	3,500	3,582	3,579	3,640	3,672	3,263	2,963	3,551
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe 2+	1,731	1,750	1,751	1,753	1,698	1,672	0,000	0,000	1,693
Mn	0,004	0,000	0,000	0,012	0,012	0,009	0,000	0,000	0,013
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,078	0,105	0,153	0,149	0,106	0,119	1,833	1,746	0,110
Na	0,000	0,018	0,043	0,015	0,006	0,000	0,167	0,237	0,012
B	1,813	1,874	1,947	1,930	1,822	1,801	2,000	1,983	1,828
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,134	0,000	0,000
K	0,006	0,002	0,022	0,002	0,002	0,002	0,144	0,119	0,000
A	0,006	0,002	0,022	0,002	0,002	0,002	0,278	0,119	0,000
X Mg (1)	0,203	0,209	0,195	0,199	0,195	0,188	0,177	0,189	0,204
X Mg (2)	0,203	0,209	0,195	0,199	0,195	0,188	0,188	0,220	0,204

(1) Mg/ (Fe2 (B,C) (C)+Mg (B,C)) (2) Mg/ (Fe2 (B,C)+Mg (B,C))

! Valeurs recalculées

Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,26	5,27	0,00
FeO	40,21	39,58	40,53	40,29	40,00	40,11	25,15	23,18	39,81
H2O	1,90	1,89	1,90	1,89	1,88	1,88	1,93	1,96	1,90
Total	99,90	99,34	100,64	99,99	99,01	99,16	100,14	101,03	100,00

ANALYSES DES AMPHIBOLES DES ULTRABASITES (échantillon LSB6)

ANALYSE	23	24	29	31	32	35	37	40	41
SiO2	57,77	54,00	56,95	55,03	53,59	54,63	55,47	53,52	56,59
Al2O3	1,19	3,55	1,11	2,68	3,52	2,83	2,41	3,54	1,66
FeO	2,57	3,67	2,29	3,36	3,65	3,96	3,73	4,26	3,53
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,03	0,15	0,09	0,20	0,05	0,17	0,16	0,07	0,18
MgO	22,79	21,21	22,71	21,49	21,10	20,87	21,41	20,36	21,84
CaO	13,35	13,05	13,29	12,89	13,00	12,96	12,88	12,85	12,96
Na2O	0,24	0,64	0,27	0,56	0,70	0,46	0,51	0,65	0,33
K2O	0,07	0,14	0,04	0,13	0,17	0,26	0,15	0,21	0,06
TiO2	0,03	0,16	0,03	0,06	0,10	0,10	0,08	0,14	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	98,04	96,57	96,78	96,40	95,88	96,24	96,80	95,60	97,15

Si	7,877	7,539	7,866	7,672	7,543	7,669	7,709	7,582	7,809
Al IV	0,123	0,461	0,134	0,328	0,457	0,331	0,291	0,418	0,191
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,069	0,123	0,047	0,113	0,127	0,137	0,104	0,173	0,079
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,003	0,017	0,003	0,006	0,011	0,011	0,008	0,015	0,000
Fe 3+	0,072	0,202	0,069	0,177	0,166	0,102	0,170	0,098	0,180
Mg	4,632	4,414	4,675	4,466	4,427	4,367	4,435	4,299	4,492
Fe 2+	0,221	0,227	0,196	0,215	0,264	0,363	0,264	0,407	0,227
Mn	0,003	0,018	0,011	0,024	0,006	0,020	0,019	0,008	0,021
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe 2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,950	1,952	1,967	1,925	1,961	1,949	1,918	1,950	1,916
Na	0,050	0,048	0,033	0,075	0,039	0,051	0,082	0,050	0,084
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,014	0,125	0,039	0,077	0,152	0,075	0,055	0,129	0,004
K	0,012	0,025	0,007	0,023	0,031	0,047	0,027	0,038	0,011
A	0,026	0,150	0,046	0,100	0,182	0,121	0,082	0,167	0,015
X Mg (1)	0,940	0,912	0,946	0,919	0,912	0,904	0,911	0,895	0,917
X Mg (2)	0,954	0,951	0,960	0,954	0,944	0,923	0,944	0,914	0,952

(1) Mg / (Fe2 (B,C) (C)+Mg (B,C))      (2) Mg / (Fe2 (B,C)+Mg (B,C))

! Valeurs recalculées

Fe2O3	0,70	1,92	0,66	1,69	1,57	0,96	1,63	0,92	1,73
FeO	1,94	1,94	1,70	1,84	2,24	3,09	2,27	3,43	1,97
H2O	2,20	2,15	2,17	2,15	2,13	2,13	2,16	2,11	2,17
Total	100,31	98,91	99,02	98,72	98,17	98,47	99,12	97,81	99,49

ANALYSES DES AMPHIBOLES DES METABASITES

ANALYSE	GOD2/69	GOD2/70	GOD2/72	UR8/30	UR8/31	UR8/33	FAR9/42	FAR9/46	GOD2/73
SiO2	43,64	43,21	43,63	45,63	45,48	46,46	43,32	41,87	43,97
Al2O3	10,85	10,97	10,85	9,63	9,93	9,47	10,40	10,34	10,88
FeO	17,36	18,10	17,76	15,29	15,25	14,93	17,03	15,33	17,58
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,16	0,34	0,35	0,35	0,26	0,41	0,31	0,31	0,31
MgO	9,53	9,58	9,70	11,00	10,98	11,36	10,28	10,06	9,61
CaO	11,73	11,63	11,90	12,03	12,32	12,18	11,81	11,75	11,88
Na2O	1,49	1,57	1,43	1,07	1,31	0,96	1,59	1,63	1,63
K2O	0,83	0,87	0,88	0,50	0,53	0,52	0,93	1,14	0,78
TiO2	1,28	1,38	1,38	0,78	1,00	0,69	1,62	1,78	1,20
Cr2O3	0,04	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
TOTAL	96,91	97,65	98,00	96,28	97,06	96,98	97,29	94,27	97,84

Si	6,575	6,466	6,508	6,815	6,774	6,871	6,501	6,517	6,571
Al IV	1,425	1,534	1,492	1,185	1,226	1,129	1,499	1,483	1,429
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,502	0,400	0,415	0,510	0,518	0,521	0,341	0,414	0,488
Cr	0,005	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000
Ti	0,145	0,155	0,155	0,088	0,112	0,077	0,183	0,208	0,135
Fe 3+	0,246	0,473	0,369	0,245	0,072	0,221	0,354	0,008	0,245
Mg	2,140	2,137	2,156	2,449	2,438	2,504	2,300	2,334	2,141
Fe 2+	1,942	1,792	1,846	1,664	1,827	1,625	1,784	1,988	1,952
Mn	0,020	0,043	0,044	0,044	0,033	0,051	0,039	0,041	0,039
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe 2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,894	1,864	1,902	1,925	1,966	1,930	1,899	1,960	1,902
Na	0,106	0,136	0,098	0,075	0,034	0,070	0,101	0,040	0,098
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,329	0,320	0,315	0,235	0,345	0,205	0,362	0,451	0,375
K	0,160	0,166	0,167	0,095	0,101	0,098	0,178	0,226	0,149
A	0,488	0,486	0,483	0,330	0,445	0,303	0,540	0,678	0,523
X Mg (1)	0,495	0,485	0,493	0,562	0,562	0,576	0,518	0,539	0,493
X Mg (2)	0,524	0,544	0,539	0,595	0,572	0,606	0,563	0,540	0,523

(1) Mg/ (Fe2 (B,C) (C)+Mg (B,C)) (2) Mg/ (Fe2 (B,C)+Mg (B,C))

! Valeurs recalculées

Fe2O3	2,17	4,20	3,29	2,18	0,65	1,99	3,13	0,06	2,18
FeO	15,41	14,32	14,80	13,33	14,67	13,14	14,21	15,27	15,62
H2O	1,99	2,00	2,01	2,01	2,01	2,03	2,00	1,92	2,00
Total	99,12	100,07	100,34	98,50	99,14	99,20	99,60	96,20	100,06

ANALYSES DES AMPHIBOLES DES METABASITES

ANALYSE	FR20B/35	FR20B/36	G0D3/52	G0D3/53	G0D3/60	LUG1 /5	LUG1/15	LUG1/3	LUG1/4
SiO2	41,27	41,13	45,08	45,22	45,27	42,30	42,82	43,36	43,20
Al2O3	12,05	12,29	10,26	10,47	10,02	12,18	11,95	11,30	11,63
FeO	18,94	19,29	15,99	16,01	15,65	17,73	17,66	17,67	17,48
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00
MnO	0,24	0,38	0,33	0,16	0,38	0,13	0,00	0,17	0,02
MgO	8,42	8,24	10,79	10,74	10,68	9,03	9,53	9,39	9,46
CaO	11,88	11,86	11,98	11,86	12,04	11,61	11,38	11,42	11,35
Na2O	1,30	1,32	1,47	1,41	1,28	1,97	1,90	1,87	1,82
K2O	1,62	1,55	0,67	0,54	0,62	0,93	0,86	0,80	0,79
TiO2	1,10	1,21	0,99	1,14	1,07	2,17	1,86	1,86	1,79
Cr2O3	0,00	0,07	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,02
TOTAL	96,82	97,34	97,64	97,55	97,01	98,05	97,96	98,11	97,56

Si	6,320	6,267	6,681	6,684	6,748	6,344	6,378	6,474	6,455
Al IV	1,680	1,733	1,319	1,316	1,252	1,656	1,622	1,526	1,545
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,495	0,474	0,473	0,508	0,508	0,497	0,476	0,462	0,503
Cr	0,000	0,008	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,002
Ti	0,127	0,139	0,110	0,127	0,120	0,245	0,208	0,209	0,201
Fe 3+	0,331	0,409	0,262	0,292	0,170	0,188	0,385	0,288	0,326
Mg	1,922	1,871	2,384	2,366	2,373	2,019	2,116	2,090	2,107
Fe 2+	2,094	2,049	1,720	1,687	1,781	2,035	1,815	1,919	1,858
Mn	0,031	0,049	0,041	0,020	0,048	0,017	0,000	0,021	0,003
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe 2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,949	1,936	1,902	1,878	1,923	1,866	1,816	1,827	1,817
Na	0,051	0,064	0,098	0,122	0,077	0,134	0,184	0,173	0,183
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,335	0,326	0,325	0,282	0,293	0,438	0,365	0,368	0,344
K	0,316	0,301	0,127	0,102	0,118	0,178	0,163	0,152	0,151
A	0,652	0,627	0,451	0,384	0,411	0,616	0,528	0,520	0,495
X Mg (1)	0,442	0,432	0,546	0,545	0,549	0,476	0,490	0,486	0,491
X Mg (2)	0,479	0,477	0,581	0,584	0,571	0,498	0,538	0,521	0,531

(1) Mg/ (Fe2 (B,C) (C)+Mg (B,C)) (2) Mg/ (Fe2 (B,C)+Mg (B,C))

! Valeurs recalculées

Fe2O3	2,87	3,57	2,35	2,63	1,52	1,67	3,43	2,56	2,90
FeO	16,95	16,08	13,88	13,65	14,28	16,23	14,57	15,37	14,87
H2O	1,96	1,97	2,02	2,03	2,01	2,00	2,01	2,01	2,00
Total	99,06	99,66	99,90	99,84	99,17	100,21	100,32	100,37	99,86

ANALYSES DES AMPHIBOLES DES GNEISS DIORITTIQUES RUBANES

ANALYSE	BQ1/8	BQ1/9	FAR4/8	FAR4/9	BQ1/12	LIM4/4	BQ1/10	BQ1/15	LIM4/12
SiO2	41,36	41,87	44,69	45,22	43,09	43,66	41,56	42,79	44,03
Al2O3	10,27	10,29	10,08	9,95	10,69	9,86	10,09	10,24	10,05
FeO	17,11	17,46	17,54	17,69	17,36	17,62	17,52	17,36	17,76
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,39	0,22	0,20	0,22	0,48	0,33	0,49	0,26	0,29
MgO	10,34	10,41	9,88	9,82	10,17	10,10	10,63	9,88	10,19
CaO	11,85	12,47	12,17	12,28	11,39	11,71	11,60	11,51	11,30
Na2O	1,57	1,82	1,18	1,06	1,57	1,71	1,67	1,70	1,73
K2O	1,42	1,42	0,70	0,68	1,38	1,20	1,43	1,37	1,28
TiO2	1,85	1,94	1,00	0,79	1,93	0,98	1,88	1,93	1,23
Cr2O3	0,05	0,04	0,04	0,00	0,03	0,00	0,05	0,06	0,00
TOTAL	96,21	97,94	97,48	97,71	98,09	97,17	96,92	97,10	97,86

Si	6,330	6,344	6,684	6,745	6,420	6,593	6,296	6,482	6,573
Al IV	1,670	1,656	1,316	1,255	1,580	1,407	1,704	1,518	1,427
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,182	0,182	0,461	0,494	0,298	0,348	0,097	0,310	0,341
Cr	0,006	0,005	0,005	0,000	0,004	0,000	0,006	0,007	0,000
Ti	0,213	0,221	0,112	0,089	0,216	0,111	0,214	0,220	0,138
Fe 3+	0,427	0,168	0,249	0,223	0,493	0,315	0,640	0,262	0,451
Mg	2,359	2,351	2,203	2,183	2,259	2,273	2,400	2,231	2,267
Fe 2+	1,763	2,044	1,945	1,983	1,670	1,910	1,579	1,938	1,766
Mn	0,051	0,028	0,025	0,028	0,061	0,042	0,063	0,033	0,037
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe 2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,943	2,025	1,950	1,962	1,818	1,895	1,883	1,868	1,807
Na	0,057	0,000	0,050	0,038	0,182	0,105	0,117	0,132	0,193
B	2,000	2,025	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,409	0,535	0,292	0,269	0,272	0,395	0,373	0,367	0,308
K	0,277	0,274	0,134	0,129	0,262	0,231	0,276	0,265	0,244
A	0,686	0,809	0,426	0,398	0,534	0,626	0,650	0,632	0,552
X Mg (1)	0,519	0,515	0,501	0,497	0,511	0,505	0,520	0,504	0,506
X Mg (2)	0,572	0,535	0,531	0,524	0,575	0,543	0,603	0,535	0,562

(1) Mg/ (Fe2 (B,C) (C)+Mg (B,C)) (2) Mg/ (Fe2 (B,C)+Mg (B,C))

Valeurs recalculées

Fe2O3	3,71	1,48	2,21	1,99	4,40	2,77	5,62	2,30	4,02
FeO	13,77	16,13	15,55	15,90	13,40	15,12	12,47	15,29	14,15
H2O	1,96	1,98	2,00	2,01	2,01	1,98	1,98	1,98	2,01
Total	98,54	100,06	99,70	99,92	100,54	99,43	99,46	99,31	100,27

ANALYSES DES AMPHIBOLES DES GNEISS MIGMATITIQUES

ANALYSE	BQ13/95	BQ13/96	BQ13/98	BQ13/99	BQ13/100
SiO2	41,68	42,02	42,00	41,85	42,42
Al2O3	8,81	8,94	8,96	8,64	8,77
FeO	23,81	23,99	23,07	24,01	23,83
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,57	0,81	0,83	0,74	0,59
MgO	5,38	5,86	5,78	5,35	5,35
CaO	10,61	10,63	10,24	10,34	10,72
Na2O	2,12	2,05	2,19	1,94	1,73
K2O	1,32	1,29	1,27	1,29	1,33
TiO2	1,80	1,58	1,77	1,54	1,60
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	96,10	97,17	96,11	95,70	96,34

Si	6,621	6,563	6,618	6,645	6,696
Al IV	1,379	1,437	1,382	1,355	1,304
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe 3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,271	0,209	0,282	0,262	0,327
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,215	0,186	0,210	0,184	0,190
Fe 3+	0,145	0,420	0,299	0,348	0,175
Mg	1,274	1,364	1,358	1,266	1,259
Fe 2+	3,018	2,713	2,741	2,840	2,971
Mn	0,077	0,107	0,111	0,100	0,079
C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe 2+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,806	1,779	1,729	1,759	1,813
Na	0,194	0,221	0,271	0,241	0,187
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,459	0,400	0,398	0,356	0,342
K	0,268	0,257	0,255	0,261	0,268
A	0,726	0,657	0,653	0,618	0,610
X Mg (1)	0,287	0,303	0,309	0,284	0,286
X Mg (2)	0,297	0,335	0,331	0,308	0,298

(1) Mg/ (Fe2 (B,C) (C)+Mg (B,C)) (2) Mg/ (Fe2 (B,C))

! Valeurs recalculées

Fe2O3	1,21	3,58	2,52	2,91	1,47
FeO	22,72	20,77	20,80	21,39	22,51
H2O	1,89	1,92	1,90	1,89	1,90
Total	98,11	99,45	98,26	97,88	98,39

ANALYSES DES CLINOPYROXENES DES METABASITES

ANALYSE	UR8/39	UR8/40	BQ5/1	BQ5/2	BQ5/3	BQ5/4	BQ5/5	BQ5/36	BQ5/52
SiO2	52,75	52,68	53,61	53,73	53,03	53,05	53,62	53,48	54,12
Al2O3	1,86	1,59	1,13	1,23	1,50	1,32	1,16	1,19	0,69
FeO	8,78	9,11	10,22	10,04	9,30	10,10	9,99	10,22	8,60
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,37	0,31	0,42	0,54	0,53	0,33	0,45	0,31	0,42
MgO	12,61	12,57	12,09	12,18	11,91	11,86	12,10	12,11	12,79
CaO	22,31	22,69	22,44	22,61	22,07	22,55	22,39	22,73	23,76
Na2O	0,33	0,36	0,71	0,62	0,63	0,71	0,73	0,57	0,36
K2O	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04
TiO2	0,20	0,06	0,12	0,12	0,05	0,18	0,02	0,83	0,00
Cr2O3	0,00	0,12	0,00	0,03	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00
TOTAL	99,23	99,50	100,74	101,10	99,03	100,10	100,52	101,44	0,00

Si	1,981	1,979	1,997	1,994	2,001	1,990	2,000	1,980	2,006
Al IV	0,019	0,021	0,003	0,006	0,000	0,010	0,000	0,020	0,000
T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,006
Cr	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ti	0,006	0,002	0,003	0,003	0,001	0,005	0,001	0,023	0,000
Al VI	0,063	0,050	0,047	0,048	0,067	0,048	0,051	0,032	0,030
Mg	0,664	0,670	0,644	0,647	0,643	0,641	0,647	0,639	0,699
Fe 2+	0,259	0,272	0,306	0,299	0,282	0,306	0,300	0,302	0,264
M2	0,992	0,997	1,000	0,999	0,993	1,000	1,000	0,996	0,993
Mn	0,012	0,010	0,013	0,017	0,017	0,010	0,014	0,010	0,013
Ca	0,898	0,913	0,896	0,899	0,892	0,906	0,895	0,902	0,943
Na	0,024	0,026	0,051	0,045	0,046	0,052	0,053	0,041	0,026
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Mg	0,042	0,034	0,027	0,026	0,027	0,021	0,026	0,030	0,008
Fe 2+	0,016	0,014	0,013	0,012	0,012	0,010	0,012	0,014	0,003
M1	0,993	0,998	1,000	0,999	0,993	1,000	1,000	0,996	0,995
X Mg	0,719	0,711	0,678	0,684	0,695	0,677	0,683	0,679	0,726
Act. Mg	0,028	0,023	0,017	0,017	0,017	0,014	0,017	0,019	0,005
R Fe+Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
R Sites	0,016	0,005	0,000	0,002	0,013	0,000	0,001	0,008	0,014





ANALYSES DES CLINOPYROXENES DES METABASITES

ANALYSE	FAR9/47	FAR9/41	UR4A/9	UR4A/11	FR19/59	FR19/60	UR7/56	FAR9/48	FR19/61
SiO2	53,77	52,25	51,00	52,09	52,40	51,58	53,02	53,03	51,63
Al2O3	0,96	2,29	2,14	1,18	1,37	1,51	1,03	1,56	2,05
FeO	8,68	10,37	12,05	11,39	12,45	12,23	9,44	9,50	12,87
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,46	0,45	0,51	0,35	0,39	0,43	0,47	0,40	0,52
MgO	12,38	11,47	10,72	11,12	9,72	10,02	12,39	11,61	9,65
CaO	23,37	22,34	21,84	22,81	23,44	23,32	23,69	22,73	22,65
Na2O	0,54	0,94	0,40	0,34	0,41	0,41	0,31	0,70	0,52
K2O	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
TiO2	0,09	0,27	0,18	0,00	0,08	0,07	0,03	0,11	0,09
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
TOTAL	100,26	100,38	98,84	99,32	100,26	99,57	100,39	99,64	99,99

Si	2,003	1,960	1,957	1,985	1,989	1,973	1,984	1,994	1,968
Al IV	0,000	0,040	0,043	0,015	0,011	0,027	0,016	0,006	0,032
T	2,003	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,003	0,008	0,005	0,000	0,002	0,002	0,001	0,003	0,003
Al VI	0,042	0,061	0,054	0,038	0,050	0,041	0,029	0,063	0,060
Mg	0,682	0,618	0,577	0,611	0,549	0,571	0,679	0,638	0,536
Fe 2+	0,268	0,313	0,364	0,351	0,395	0,391	0,290	0,293	0,401
M2	0,995	1,000	1,000	1,000	0,997	1,006	1,000	0,997	1,000
Mn	0,015	0,014	0,017	0,011	0,013	0,014	0,015	0,013	0,017
Ca	0,933	0,898	0,898	0,931	0,953	0,956	0,950	0,916	0,925
Na	0,039	0,068	0,030	0,025	0,030	0,030	0,022	0,051	0,038
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,006	0,013	0,034	0,021	0,000	0,000	0,009	0,012	0,011
Fe 2+	0,002	0,007	0,021	0,012	0,000	0,000	0,004	0,006	0,008
M1	0,995	1,000	1,000	1,001	0,997	1,000	1,000	0,997	1,000
X Mg	0,718	0,663	0,613	0,635	0,582	0,594	0,701	0,685	0,572
Act. Mg	0,004	0,008	0,020	0,013	0,000	0,000	0,006	0,008	0,006
R Fe+Mg	0,000	0,016	0,004	0,000	0,000	0,006	0,004	0,000	0,002
R Sites	0,011	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,006	0,000

ANALYSES D'ORTHOPYROXENE ET CLINOPYROXENE DE LA FORMATION FERRIFERE

ANALYSE	HF38/1	HF38/2	HF38/3	HF38/4	HF38/7	HF38/44	HF38/45	HF38/52	HF38/50
SiO2	52,92	53,53	52,76	53,03	53,90	53,91	54,00	54,73	53,41
Al2O3	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
FeO	26,73	26,99	26,15	26,72	9,76	9,65	9,44	9,74	11,42
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,24	0,17	0,23	0,27	0,14	0,20	0,04	0,18	0,09
MgO	19,53	20,44	19,64	19,43	13,46	13,58	13,96	13,36	14,09
CaO	0,60	0,57	0,50	0,57	22,37	22,64	22,55	22,65	20,83
Na2O	0,00	0,06	0,00	0,05	0,39	0,43	0,39	0,47	0,33
K2O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
TiO2	0,00	0,02	0,00	0,12	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,03	101,83	99,28	100,20	100,02	100,41	100,39	101,18	100,17

Si	2,008	1,995	2,011	2,008	2,015	2,009	2,009	2,021	2,002
Al IV	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T	2,008	1,996	2,011	2,008	2,015	2,009	2,009	2,021	2,002
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al VI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Mg	0,561	0,574	0,566	0,557	0,705	0,714	0,723	0,699	0,687
Fe 2+	0,431	0,425	0,423	0,430	0,287	0,285	0,274	0,286	0,313
M2	0,992	1,000	0,989	0,991	0,992	0,998	0,998	0,986	1,000
Mn	0,008	0,005	0,007	0,009	0,004	0,006	0,001	0,006	0,003
Ca	0,024	0,023	0,020	0,023	0,896	0,904	0,899	0,896	0,836
Na	0,000	0,004	0,000	0,004	0,028	0,031	0,028	0,034	0,024
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Mg	0,543	0,556	0,550	0,539	0,045	0,041	0,051	0,036	0,094
Fe 2+	0,417	0,412	0,411	0,416	0,018	0,016	0,019	0,015	0,043
M1	0,993	1,000	0,989	0,991	0,992	0,998	0,998	0,988	1,000
X Mg	0,566	0,574	0,572	0,564	0,711	0,715	0,725	0,710	0,687
Act. Mg	0,309	0,319	0,318	0,306	0,032	0,029	0,037	0,026	0,065
R Fe+Mg	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008
R Sites	0,016	0,000	0,023	0,018	0,016	0,003	0,004	0,027	0,000







ANALYSES DES GRENATS DES GNEISS CALCO-SILICATES

ANALYSE	GOD1422	GOD1423	DSH2/72	DSH2/69	DSH2/71	DSH2/82	DSH2/85	DSH2/87	DSH2/83
SiO2	37,18	37,25	38,48	38,12	38,23	37,38	37,26	37,72	38,11
Al2O3	12,52	11,90	10,64	11,29	10,61	8,23	8,25	7,75	10,32
FeO	15,21	16,92	16,68	17,53	17,54	21,01	20,13	20,37	17,13
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,17	1,10	0,86	1,18	0,71	1,23	1,26	1,10	0,81
MgO	0,22	0,20	0,12	0,16	0,15	0,14	0,13	0,19	0,17
CaO	29,84	29,42	32,37	31,89	32,64	31,42	31,96	31,71	32,55
TiO2	0,45	0,47	0,46	0,36	0,56	0,43	0,44	0,35	0,16
Cr2O3	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
TOTAL	96,62	97,26	99,61	100,56	100,44	99,87	99,43	99,19	99,25

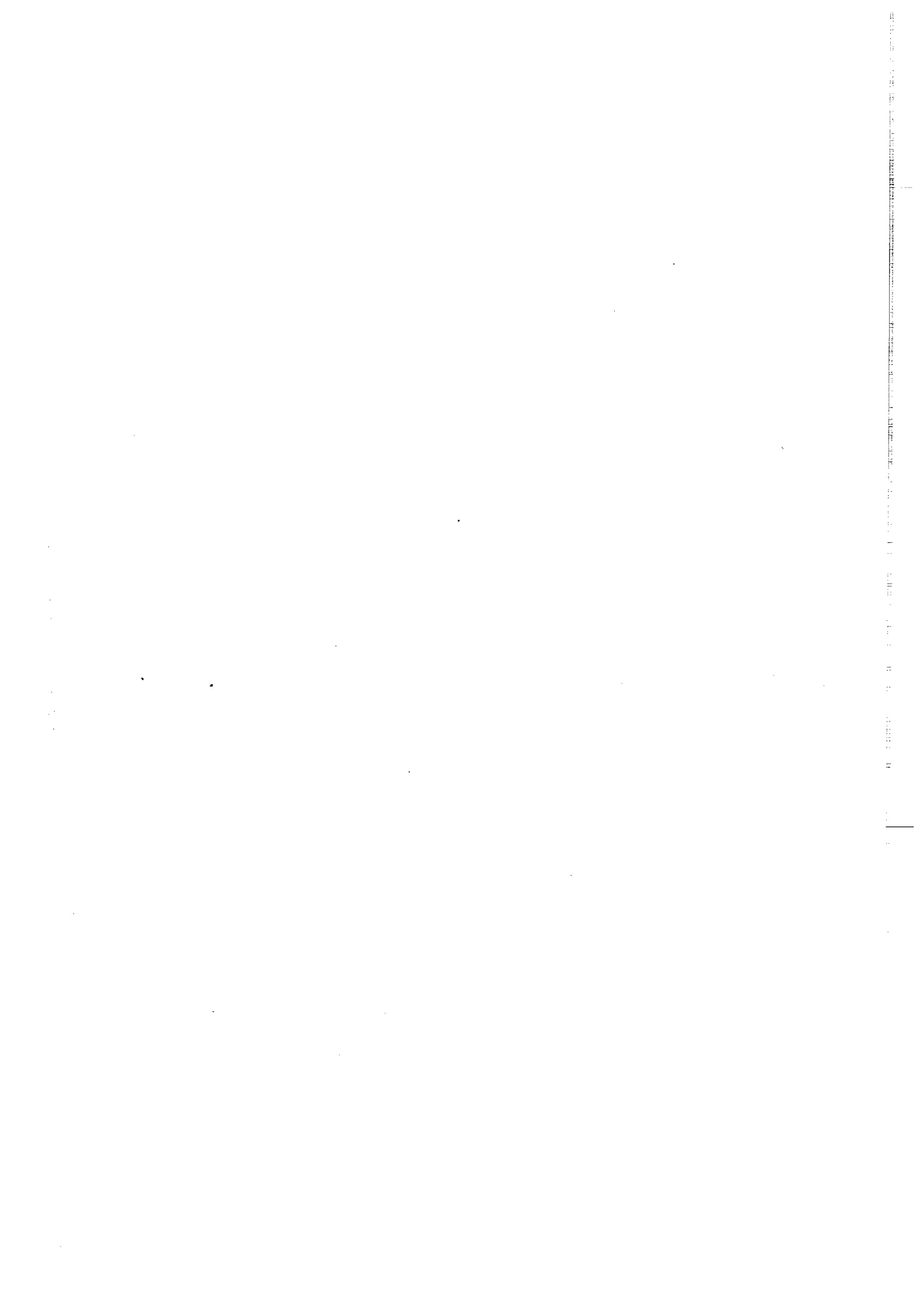
Si	3,115	3,123	3,163	3,115	3,131	3,148	3,146	3,190	3,157
Al IV	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Somme	3,115	3,123	3,163	3,115	3,131	3,148	3,146	3,190	3,157
Al VI	1,236	1,176	1,031	1,087	1,024	0,817	0,821	0,772	1,008
Cr	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Ti	0,028	0,030	0,028	0,022	0,034	0,027	0,028	0,022	0,010
Fe 3+	0,618	0,672	0,778	0,773	0,810	1,006	1,005	1,015	0,825
Somme	1,885	1,877	1,837	1,885	1,869	1,852	1,854	1,810	1,843
Fe 2+	0,448	0,514	0,368	0,425	0,391	0,474	0,417	0,425	0,362
Mn	0,083	0,078	0,060	0,082	0,049	0,088	0,090	0,079	0,057
Mg	0,027	0,025	0,015	0,019	0,018	0,018	0,016	0,024	0,021
Ca	2,679	2,642	2,851	2,792	2,864	2,835	2,892	2,873	2,889
Somme	3,237	3,260	3,293	3,318	3,323	3,415	3,415	3,401	3,329

PYRO	0,99%	0,90%	0,54%	0,70%	0,67%	0,64%	0,60%	0,89%	0,76%
ALMAN	0,00%	0,94%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
SPESS	2,98%	2,82%	2,21%	2,92%	1,79%	3,21%	3,29%	2,94%	2,07%
GROSS	62,63%	58,98%	54,23%	54,76%	53,37%	40,93%	41,09%	39,38%	52,15%
QUAR	0,11%	0,00%	0,00%	0,10%	0,00%	0,11%	0,00%	0,00%	0,00%
ANDRA	33,29%	36,37%	43,02%	41,52%	44,18%	55,11%	55,03%	56,79%	45,02%
SCHOR	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
Somme	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%
% C ut.	92,82%	92,38%	90,44%	93,13%	91,73%	91,22%	91,28%	89,39%	91,64%

ANALYSES DES BIOTITES DES GNEISS MIGMATITIQUES

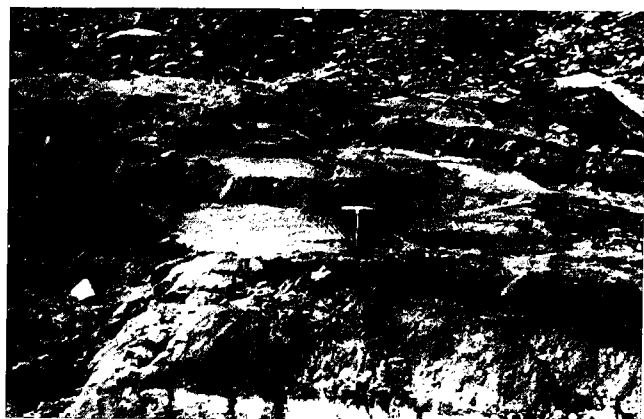
ANALYSE	XW3/90	XW3/91	XW3/92	XW3/93	BQ13/94
SiO2	37,78	37,97	38,09	38,18	36,09
Al2O3	14,74	14,90	14,72	14,99	13,99
FeO	16,19	16,25	16,16	16,12	24,54
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,24	0,04	0,20	0,29	0,25
MgO	13,31	13,48	13,17	13,30	7,30
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,13	0,03	0,08	0,06	0,03
K2O	9,82	9,68	9,71	10,16	9,38
TiO2	3,66	3,49	4,01	4,07	4,15
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	95,87	95,84	96,14	97,17	95,73
Si	5,651	5,665	5,669	5,635	5,640
Al	2,598	2,620	2,582	2,607	2,577
Al IV	2,349	2,335	2,331	2,365	2,360
S4	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	0,249	0,285	0,251	0,242	0,216
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,412	0,392	0,449	0,452	0,488
Mg	2,967	2,998	2,922	2,926	1,700
Fe*	2,025	2,028	2,011	1,990	3,207
Mn	0,030	0,005	0,025	0,036	0,033
S2	5,683	5,708	5,658	5,645	5,645
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,038	0,009	0,023	0,017	0,009
K	1,874	1,842	1,843	1,913	1,870
ALCA	1,911	1,851	1,867	1,930	1,879
X Fe	40,6%	40,3%	40,8%	40,5%	65,4%
X Mg	59,4%	59,7%	59,2%	59,5%	34,6%





## PLANCHE I

- Photo 1. Affleurement de quartzites, recoupé par un sill granodioritique. Carrière situé à côté du village de Leego environ 25 Km au Sud de Buur Hakaba .
- Photo 2. Gneiss alumineux à grenat et à sillimanite millonitisé. Carrière à proximité du village de Leego.
- Photo 3. Affleurement de schistes quartzitiques dans l'Oued Shiikh Casharow à 2 Km au Sud de Baydhaba.
- Photo 4. Schiste quartzitique à muscovite et à biotite. Vallée de l'Oued Shiikh Casharow. Remarquer les phyllosilicates orientés parallèlement à la foliation. Lumière polarisée; échelle graphique 0.6 mm.
- Photo 5. Calcaires jurassiques à fragments de bivalves, à Madax Gooye à proximité du village de Yaaq Braawe.
- Photo 6. La zone de contact entre le socle précambrien et les sédiments jurassiques, à Madax Gooye à proximité du village de Yaaq Braawe.



1



2

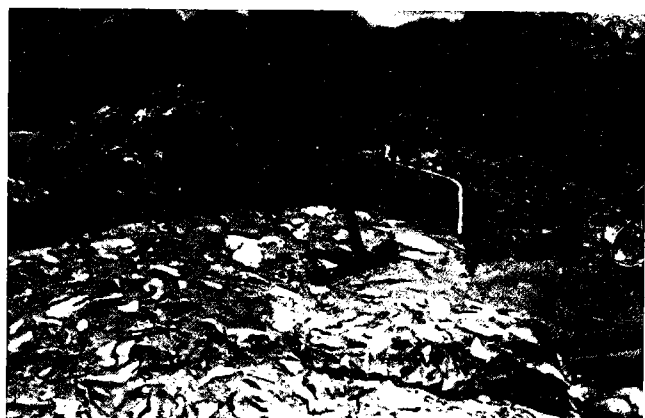


3



0.6mm

4



5



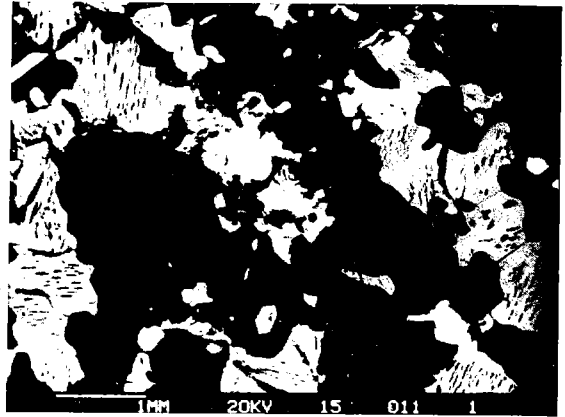
6

## PLANCHE II

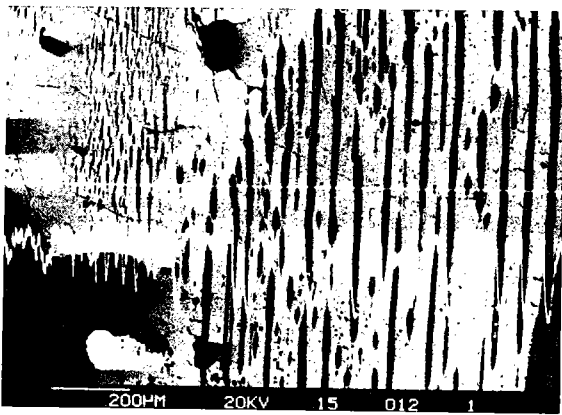
- Photo 1. Le paysage de la région des Buurs : pédiment semé d'inselbergs. Ici , l'Inselberg Buur Dur, au SW de Baydhaba (cf carte topographique), est libre de végétation. Il est donc constitué de gneiss migmatitiques et de granitoïdes.
- Photo 2. Texture granoblastique et micropertitique de gneiss migmatitiques. Entre Buur Xamar Wado et Buur Goray, secteur SW. Microscope électronique à balayage.
- Photo3. Détail de la précédente section. Microscope électronique à balayage, scanning de la distribution du potassium. Noter la tendance "mésopertitique" du minéral.
- photo 4. Gneiss migmatitiques à andradite, salite et oligoclase-andésine. Noter l'altération du plagioclase dans le cristal situé en haut à droite de la section. Lame mince. Lumière polarisée, échelle graphique 0,6 mm.
- photo 5. Zonations dans un zircon de gneiss.migmatitiques Noter la pérennité de la morphologie au cours de la croissance. Microscope électronique à balayage, électron rétrodiffusés.
- photo 6. Granite potassique syn-tectonique (panafricain?). Buur Shimbir, secteur NE. lumière polarisée, échelle graphique 0,6 mm.



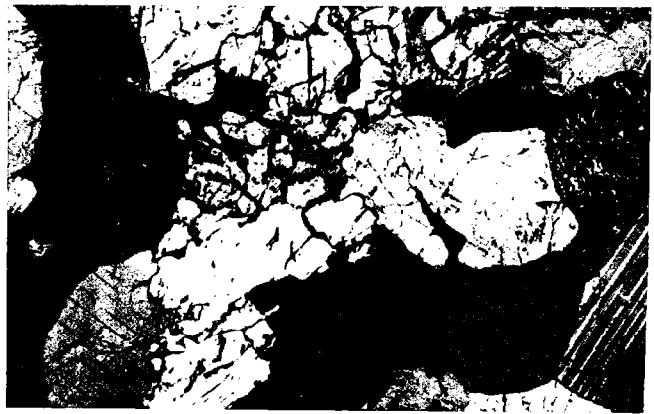
1



2



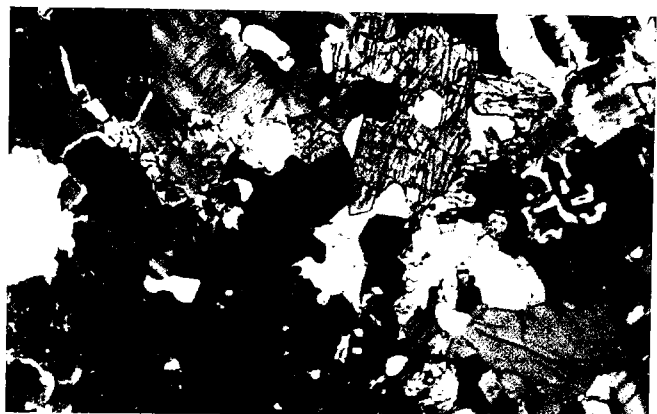
3



4



5



6

### PLANCHE III

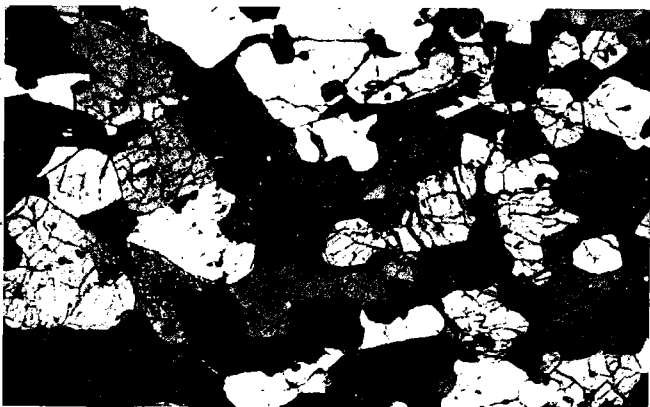
- Photo 1. Affleurement de gneiss dioritiques rubanés à proximité du village de Liimaale environ 6 Km à l'Ouest du village de Farta.
- Photo 2. Affleurement de gneiss dioritiques rubanés dans le fond de l'Oued Digsoy à proximité du village de Farta.
- Photo 3. Texture granoblastique de gneiss dioritiques rubané à hornblende sans clinopyroxène dans le fond de l'Oued Digsoy à proximité du village de Farta. Lumière polarisée ; échelle graphique 0.6 mm.
- Photo 4. Texture granoblastique des gneiss dioritiques rubanés à salite. Le rubanement est défini par l'alternance de niveaux clairs à quartz et plagioclase dominant et de niveaux sombres à hornblende et salite à proximité du village de Farta. Lumière naturelle ; échelle graphique 0.6mm.
- Photo 5. Texture granoblastique polygonale dans un gneiss dioritique rubané à deux populations de plagioclase : grands cristaux plus basiques et petits grains néoformés plus acides. Affleurement situé à proximité du village de Farta. Lumière polarisée ; échelle graphique 0.6 mm.
- Photo 6. Gneiss dioritiques rubanés à salite et hornblende. La salite se déstabilise en hornblende dans les clivages et en bordure. Affleurement à proximité du village de Farta. Lumière polarisée ; échelle graphique 0.17 mm.



1

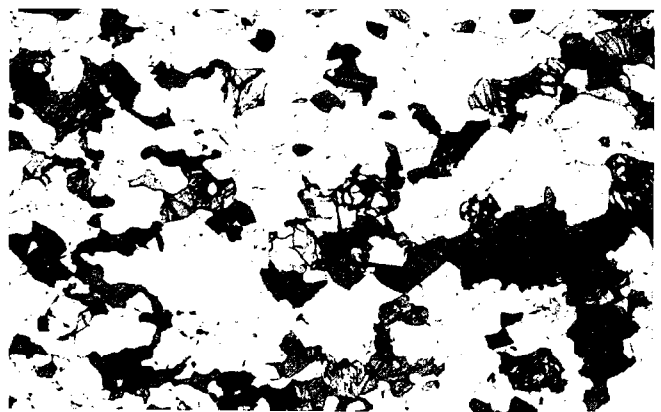


2



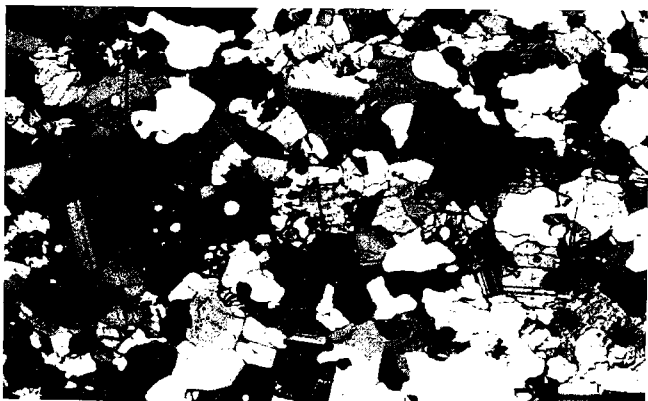
0.6mm

3



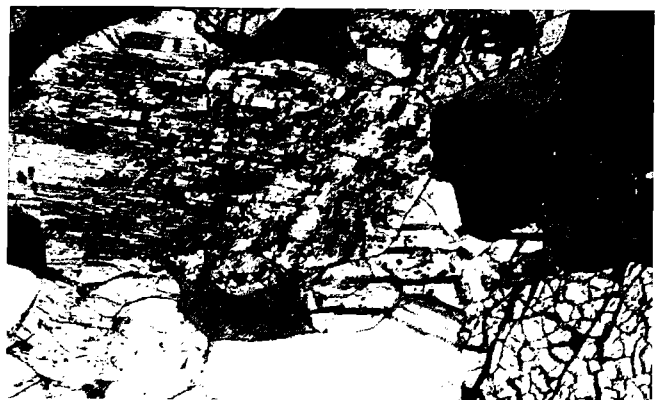
0,6mm

4



0.6mm

5



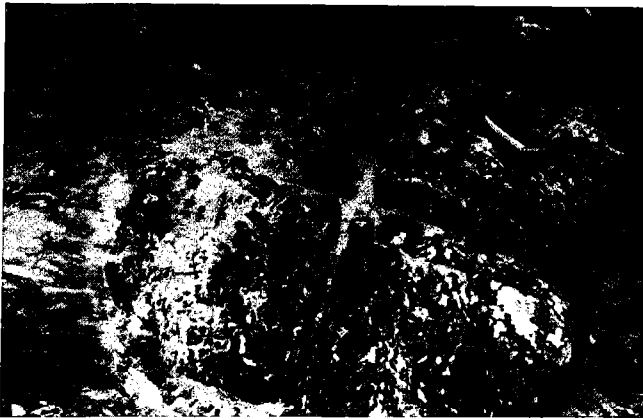
0 0,17mm

6

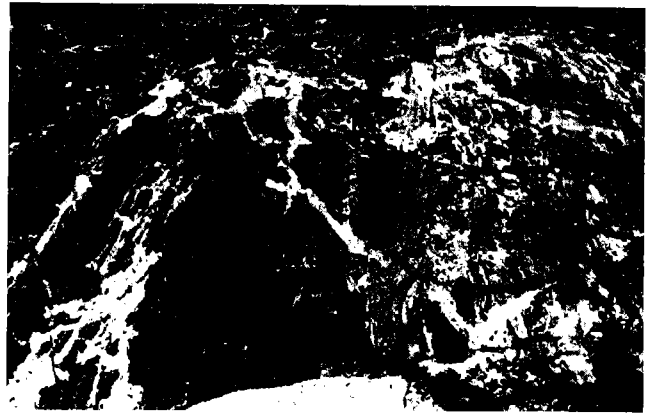
#### PLANCHE IV

- Photo 1. Affleurement de metabasites massives dans l'Oued Urugay 2 Km au Sud du village de Farta, dans le secteur N-E du socle de la région de Buur.
- Photo 2. Affleurement de metabasites migmatisées dans l'affleurement du Buur Qalin, secteur S-W du socle de la région de Buur.
- Photo 3. Texture granoblastique des metabasites à hornblende sans clinopyroxène, situées à proximité du village de Safarnooleeye environ 10 Km au Nord de Diinsoor sur la route, secteur S-W. Lumière polarisée, échelle graphique 0.6 mm.
- Photo 4. Texture granoblastique hétérogranulaire des metabasites à salite et plagioclase (cœur à andésine et périphérie à labrador) et almandin. Echantillon récolté à proximité du village de Lughabaro. Lumière naturelle, échelle graphique 0.3 mm.
- Photo 5. Détail du développement de hornblende rétro-morphique (à droite) en bordure de cristaux de salite (à gauche). A l'extrême gauche la plage noire correspond à du quartz. Metabasites de l'oued situé à l'est du village de Farta, secteur N-E. Microscope Electronique à Balayage.
- Photo 6. Méta-ultrabasite à salite, augite subcalcique et hypersthène. Carrière située le long de la route Buur Hakaba et Baydhaba. Lumière polarisée; échelle graphique 0.6 mm.





1

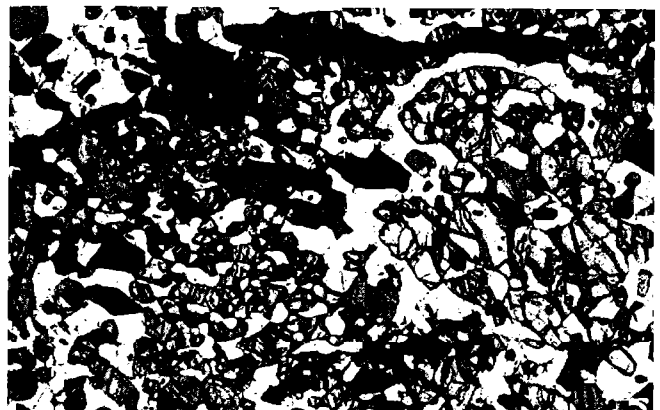


2



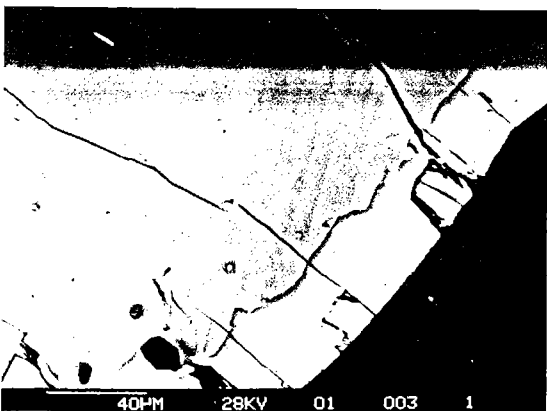
0,6mm

3



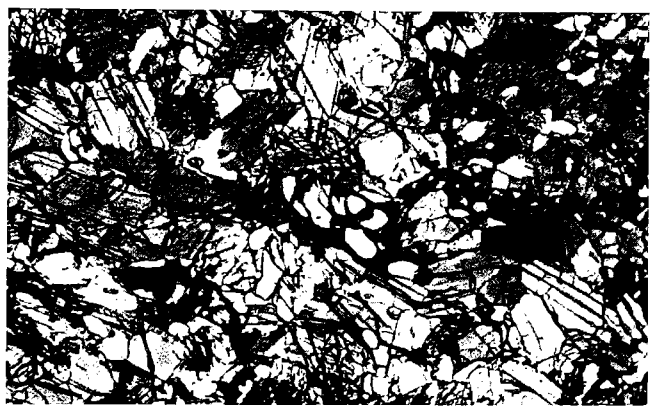
0,3mm

4



40MM 28KV 01 003 1

5

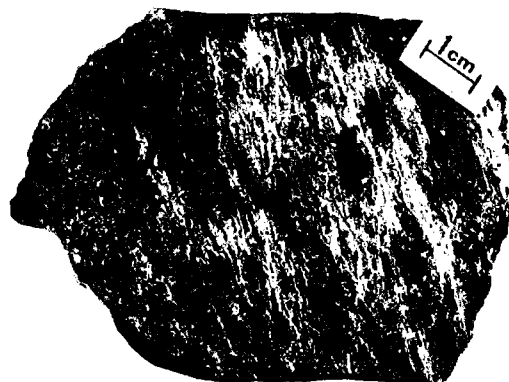


0,6mm

6

## PLANCHE V

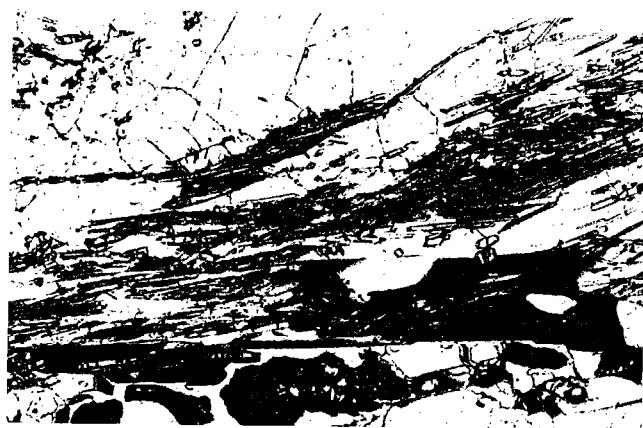
- Photo 1. Buur Dajiye, affleurement de quartzite recouvert de végétation, situé le long de la route de Diinsoor à Yaaq-Braawe.
- Photo 2. Echantillon de quartzite à sillimanite récolté entre Buur Xamar Wado et Buur Goray. Foliation définie par des rubans allongés de sillimanite.
- Photo 3. Texture des quartzites à sillimanite. Porphyroblaste automorphe de sillimanite de l'échantillon précédent. lame mince, lumière naturelle, échelle graphique 0.3 mm.
- Photo 4. Quartzite à sillimanite de l'échantillon précédent. Développement de biotite au dépens de la sillimanite. Lumière polarisée, échelle graphique 0.3 mm.
- Photo 5. Affleurement de marbre, présentant un niveau siliceux en relief affecté par des repli. Carrière située le long de la route de Buur Hakaba à Baydhaba.
- Photo 6. Gneiss calco-silicatés à salite -hornblende-méionite-anorthite et grossulaire. Les plages réactionelles sont constituées de symplectite de grossulaire. lame mince. Lumière naturelle ; échelle graphique 0.3 mm.



2



3



4



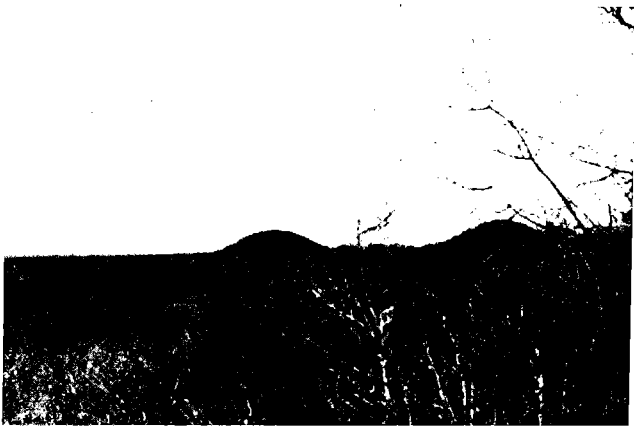
5



6

## PLANCHE VI

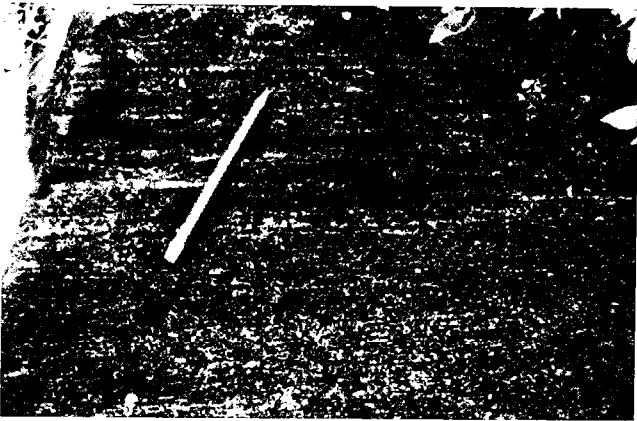
- Photo 1. Les deux collines de Buur Qalin. Ces inselbergs sont boisés. Ils ne sont donc pas composés de granito-gneiss : il s'agit du plus important affleurement de la formation ferrifère du socle de Buur. Secteur SW.
- Photo 2. Affleurement de la formation ferrifère à faible pendage, sous forme de lentille associée aux méta-ultrabasites dans la carrière située le long de la route Buur Hakaba-Baydhaba. Secteur NE.
- Photo 3. Faciés à un rubanement fin et régulier de la formation ferrifère de Buur Deymir. Noter l'alternance de lits millimétriques de ce bloque d'échantillon, successivement riches en quartz et en oxyde de fer.
- Photo 4. Faciés lité de la formation ferrifère de Buur Deymir. Le litage est accentué par l'altération météorique.
- Photo 5. Faciés saccharoïde ou "pegmatitique" de la formation ferrifère dû à la recristalisation de quartz et de magnétite.
- Photo 6. Formation ferrifère de Buur Qalin plissée. La direction de l'axe des plis est NW-SE, correspondant à la direction tectonique majeure du socle de Buur.



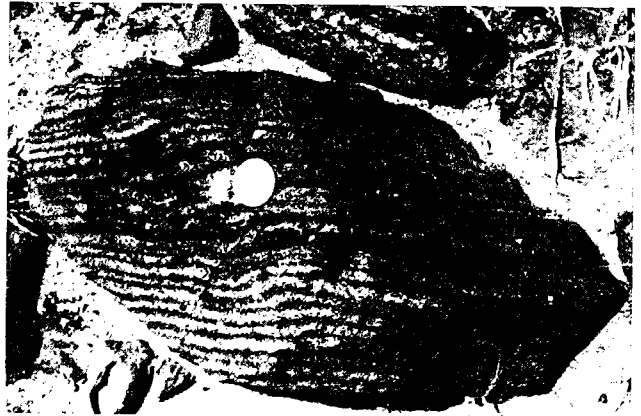
1



2



3



4



5



6

## PLANCHE VII

- Photo 1. Faciès silicaté de la formation ferrifère à almandin-grunérite-quartz , contenant probablement de l'hypersthène altéré (en noir). Affleurement à proximité du village de Farta. Lumière naturelle, échelle graphique 0.6 mm.
- Photo 2. Faciès oxydé de la formation ferrifère à hypersthène-salite cummingtonite-quartz et magnétite de Buur Qalin. Lumière polarisée, échelle graphique 0.3 mm.
- Photo 3. Faciès oxydé de la formation ferrifère à cummingtonite de Buur Deymir. Noter les macles finement polysynthétiques de la cummingtonite. Lumière polarisée, échelle graphique 0.6 mm.
- Photo 4. Faciès oxydé de la formation ferrifère à hypersthène cummingtonite-magnétite et quartz de la carrière située le long de la route Buur Hakaba-Baydhaba. Lumière polarisée, échelle graphique 0.3 mm.
- Photo 5. Faciès oxydé de la formation ferrifère de Buur Qalin. Noter la martitisation (oxydation) de la magnétite (à gauche) en hématite (à droite). Lumière réfléchie, échelle graphique 0.3 mm.
- Photo 6. Faciès oxydé de la formation ferrifère de Buur Deymir. Remarquer le développement de l'actinote au dépens de la cummingtonite. Microscope électronique à balayage, scanning de la distribution du calcium.



0,6mm

1



0,3mm

2



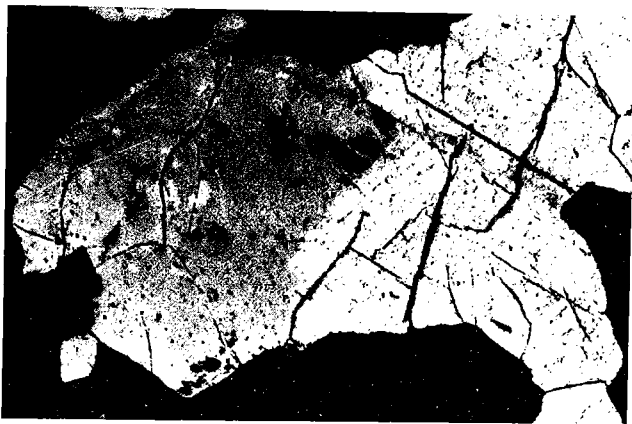
0,6mm

3



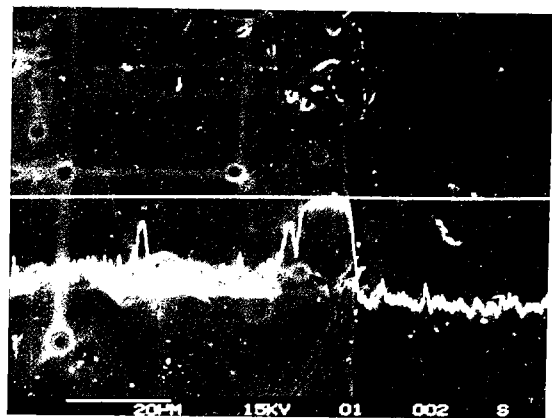
0,3mm

4

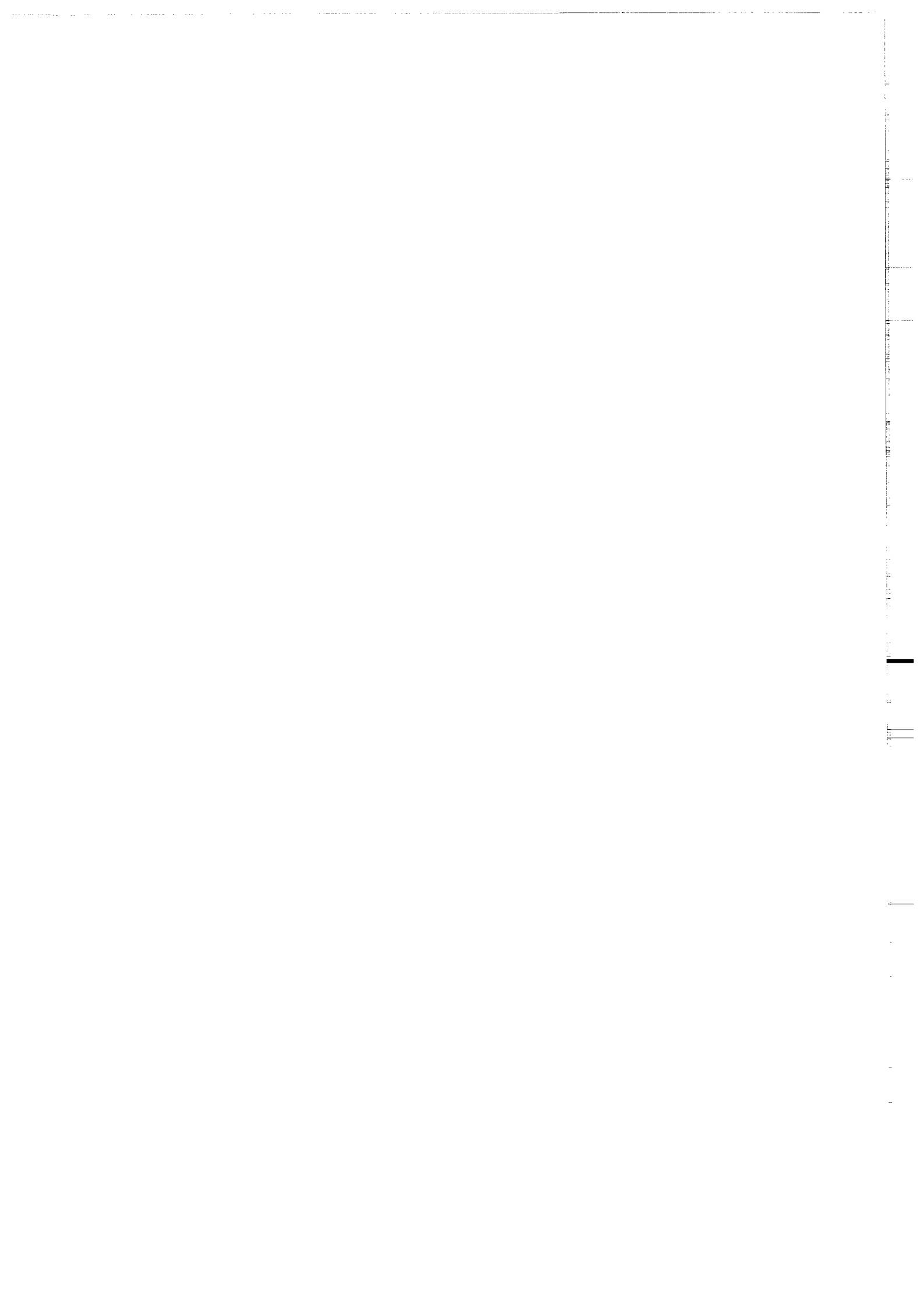


0,3mm

5



6





Dans la même collection :

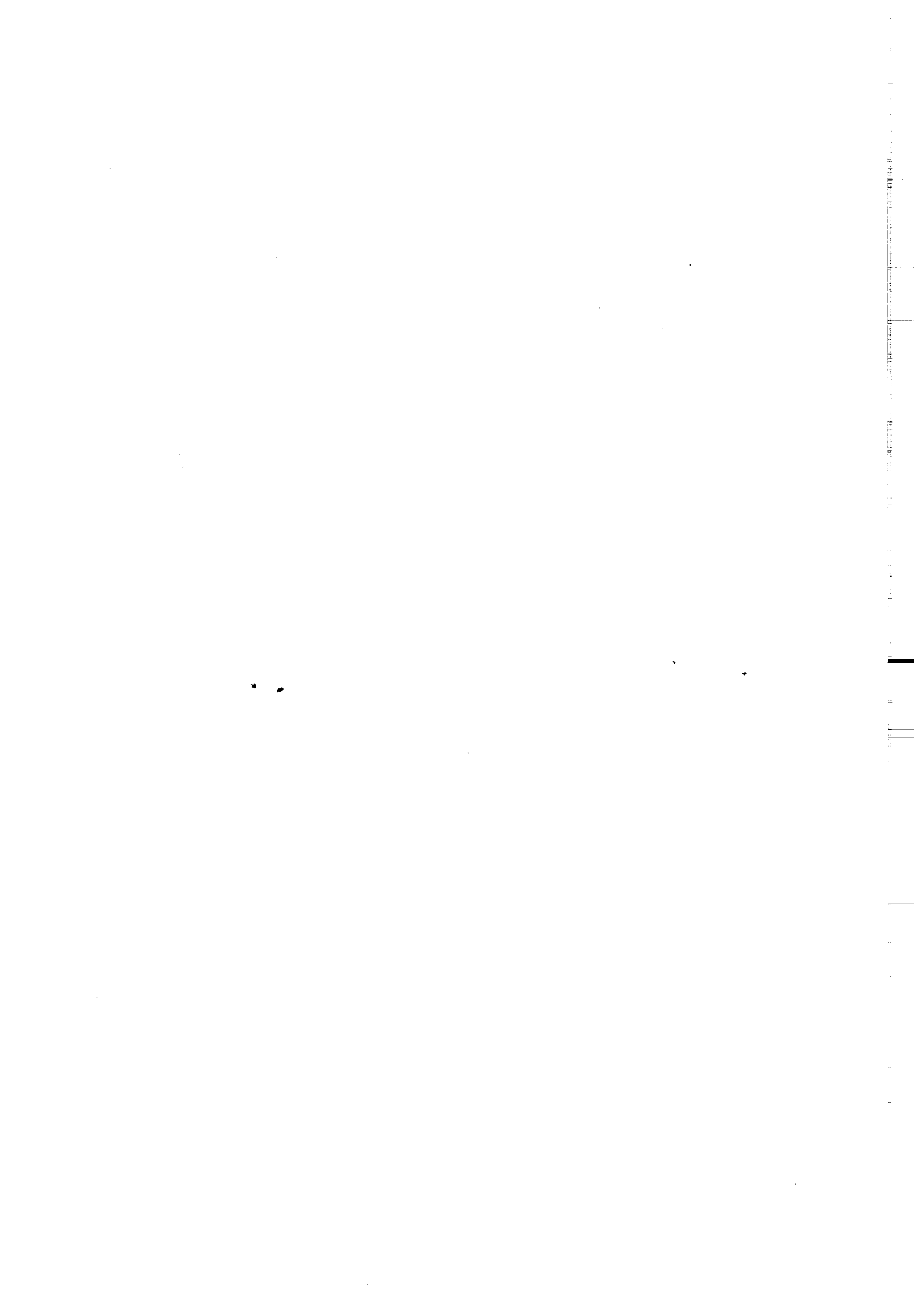
- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- 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). 70F.
- 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). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY -** Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET -** Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).  
EPUISE
- 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).  
EPUISE
- 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 tabl., 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).  
265F.

- 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). 145F.
- N°20 - J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes 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., 11 pl. photo, 1 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., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE** - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 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).
- 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.



## BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles  
Mémoires et documents du CAESS  
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM .....

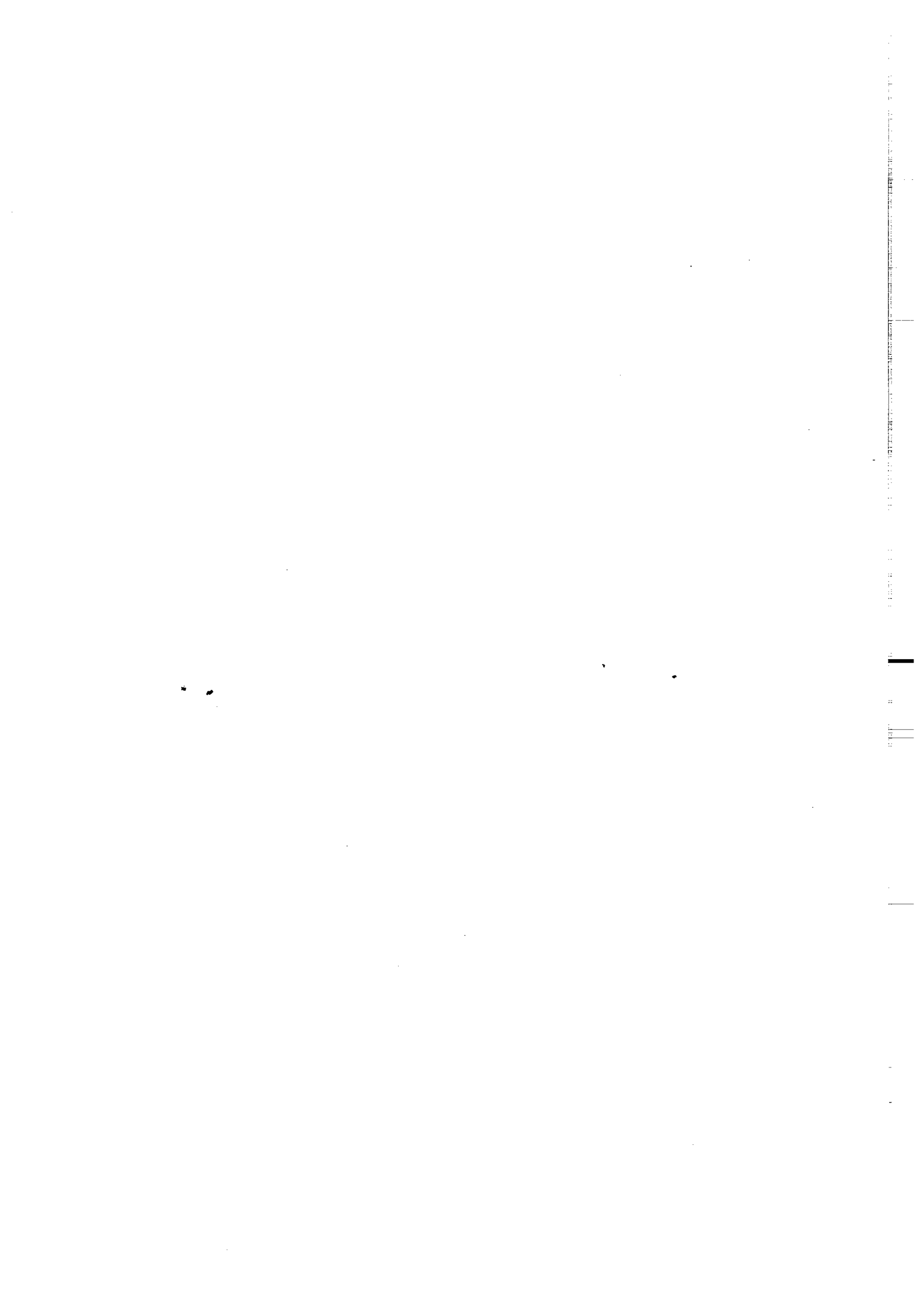
ORGANISME .....

ADRESSE .....

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				Total
1 volume : 20,00 F				
				Frais d'envoi
				Montant total

Veillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.





## RESUME.

Le socle Précambrien du Sud de la Somalie couvre environ 28.000 km<sup>2</sup>. Il forme une pénéplaine située au Nord-Ouest de Mogadisho, la région de Buur. Les affleurements y sont très limités. Ils forment des inselbergs de gneiss granitiques et le fond de quelques oueds. Environ 98% de la région est ainsi couverte de sédiments détritiques, subactuels de type "redbed". Il faut donc souligner que les données acquises dans le cadre de ce travail sont fondées sur un nombre très limité d'affleurements. Ces affleurements sont constitués 1) d'un complexe de roches méta-ignées et méta-sédimentaires affectées par la migmatisation et 2) d'intrusions granitoïdes nombreuses. Les métasédiments sont représentés par des quartzites, des marbres, des gneiss calco-silicatés et par une formation ferrifère; cette dernière est un très bon niveau repère à l'échelle régionale. Les données géochimiques indiquent que les roches méta-ignées associées et intercalées dans les métasédiments ont une affinité tholéitique à alcaline quant aux metabasites et calco-alcaline quant aux roches acides et intermédiaires. L'ensemble du complexe est caractérisé par une évolution métamorphique de faciès granulite, suivi par un métamorphisme rétrograde de faciès amphibolite. Ce dernier est accompagné d'une migmatisation qui se déroule probablement pendant l'événement Pan-africain. Structuralement, on observe au moins deux phases de plissement. La première (NW-SE) consiste en des plis isoclinaux serrés qui déforment le litage des couches et probablement synchrones du développement du métamorphisme de faciès granulite. La seconde phase (NE-SW) est représentée par des plis ouverts de grande amplitude. Cette phase de déformation est probablement responsable de la foliation des granitoïdes. Le complexe granulitique de la région de Buur reprend le matériel d'une zone distensive d'âge probablement Protérozoïque inférieur à Archéen. Les phénomènes magmatiques puis métamorphiques observés suggèrent une accréation crustale. Le chemin P.T. au cours du temps du métamorphisme de faciès granulite montre une évolution en sens inverse des aiguilles d'une montre. De plus, la région étudiée montre une évolution métamorphique et lithostratigraphique qui se rapproche plus de celle du socle de l'Est Gondwana. On notera enfin que le rifting Mésozoïque isole la région de Buur du socle africain grâce à des grabens parallèles au système du grand rift de l'Afrique Orientale et au Golfe d'Aden.

La région considérée ferait donc la liaison entre la chaîne Mozambicaine et les régions plus orientales de Madagascar, du Dekkan et de Sri-Lanka.

**Mots-Clés :** Précambrien - Formation ferrifère - Métamorphisme granulitique - Géochimie éléments majeurs, traces et REE - Région de Buur - Sud Somalie - Reconstitution géodynamique.