

Académie Royale des Sciences d'Outre-Mer  
Classe des Sciences Naturelles et Médicales - N.S. - XIX-6, Bruxelles 1975

Contribution à l'étude pétrologique  
et géologique du Massif du Ruwenzori

PAR

C. FÉLIX

Géologue U.Lg.

Assistant au Laboratoire des Matériaux pierreux  
de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (Suisse)

400 F

Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen  
Klasse voor Natuur- en Geneeskundige Wetenschappen - N.R. - XIX-6, Brussel 1975





Académie Royale des Sciences d'Outre-Mer  
Classe des Sciences Naturelles et Médicales - N.S. - XIX-6, Bruxelles 1975

# Contribution à l'étude pétrologique et géologique du Massif du Ruwenzori

PAR

C. FÉLIX

Géologue U.Lg.

Assistant au Laboratoire des Matériaux pierreux  
de l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne (Suisse)

Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen  
Klasse voor Natuur- en Geneeskundige Wetenschappen - N.R. - XIX-6, Brussel 1975

---

Mémoire présenté à la Séance du 26 mars 1974

Rapporteurs: MM. B. ADERCA, M.-E. DENAEYER et J. LEPERSONNE

---

DC/1975/0149/2

## RÉSUMÉ

Les schistes cristallins de « La Série de la Butahu » (micaschistes comportant quelques intercalations amphiboloschisteuses) sont des roches plurifaciales.

L'analyse structuro-minéralogique et l'étude du chimisme des roches pélitiques de cette série montrent que l'évolution plurifaciale s'est déroulée dans une seule et même zone géométamorphique et correspond à un accroissement local de la valeur du gradient géothermique (Première Partie) dont l'auteur recherche la cause dans le cadre du Domaine Orogénique Ruwenzorien (Deuxième Partie).

Après avoir rappelé l'essentiel des connaissances acquises actuellement sur la nature, la structure et le métamorphisme des formations lithologiques de ce segment profond, il est amené à distinguer deux cycles orogéniques distincts.

1. Le Cycle Orogénique Ruwenzorien (Orogenèse Ruwenzorienne — âge minimum 2070 m.a.) comporte des volcanites basiques et un ensemble sédimentaire essentiellement pélitique (« Buganda-Toro System ») qui ont d'abord été métamorphisés dans des conditions mésozonales à catazonales supérieures, lors d'une déformation plastique régionale de style pennique (pli(s) couché(s), avant de regagner des conditions épizonales.

2. Lors d'un Cycle Orogénique post-Ruwenzorien (sans doute lors de l'Orogenèse Kibarienne — 1300 m.a.), ces mêmes formations cristallophylliennes ont été replissées (plis serrés ou isoclinaux souvent déversés vers le Nord) et charriées vers le Nord dans des conditions restées épizonales (l'âge des charriages reste toutefois incertain et pourrait être postérieur au plissement Kibarien).

Des formations sédimentaires non métamorphiques (« Bwamba Pass Series », base actuelle des formations de la Butiti) qui, au contraire du « Buganda-Toro System », sont nettement transgressives sur un substrat gneissique, ont également été affectées par ces déformations post-Ruwenzoriennes.

En raison de ces dissemblances, l'auteur estime qu'il y a lieu de les dissocier du « Buganda-Toro System ». Ces formations pourraient ainsi être d'âge Karagwe-Ankolean et correspondre aux « Formations de la Luhule-Mobisio » qui, au Zaïre, à l'Ouest du Ruwenzori, sont discordantes sur le prolongement du « Buganda-Toro System ».

Le Domaine Orogénique Ruwenzorien, polycyclique, étant bâti sur un socle anté-Ruwenzorien (« Basement Complex » ou Complexe Aruen-Watien), l'auteur attribue à l'effet de socle l'accroissement de la valeur du gradient géothermique dans les zones les plus profondes de l'orogène (zone à sillimanite) et les phénomènes anatectiques en résultant.

Enfin, il considère que, dans les zones moins profondes où la stabilité des conditions thermiques régionales n'a pu être modifiée par l'effet de socle, la mobilisation de ces liquides anatectiques sous forme d'intrusions granitiques syncinématiques peut induire des élévations locales de la valeur du gradient géothermique et par conséquent un métamorphisme plurifaciel (cas de « La Série de la Butahu »).

Académie royale  
des  
Sciences d'Outre-Mer

CLASSE DES SCIENCES  
NATURELLES  
ET MÉDICALES

Mémoires in-8°, Nouvelle série,  
XIX-2

Koninklijke Academie  
voor  
Overzeese Wetenschappen

KLASSE VOOR NATUUR- EN  
GENEESKUNDIGE  
WETENSCHAPPEN

Verhandelingen in-8°, Nieuwe Reeks,  
XIX-2

Bijdrage tot de kennis der biologie van *Glossina palpalis palpalis* (Rob.-Desv. 1830) en de factoren die de overdracht van *Trypanosoma gambiense* bevorderen

door

Dr Med. Vet. P. VAN WETTERE

Een aantal materiële vergissingen zijn in de tekst geslopen van deze verhandeling. U gelieve de bladzijden 19 tot 22 (vegetatie) van deze verhandeling te vervangen door onderstaande opsomming:

1. Dicht bos:

A. Nabij het water domineren volgende species:

1. Groter dan 15 m hoogte:  
*Blighia welwitschii* (Sapindaceae)  
*Pseudospondias microcarpa* (Anacardiaceae)  
*Spondias mombin* (id.)  
*Bosqueia angolensis* (Moraceae)  
*Albizia ealaensis* (Mimosaceae)  
*Ceiba pentandra* (Bombacaceae)  
*Gilbertiodendron dewevrei* (Caesalpinaceae)  
*Millettia laurentii* (Papilionaceae)  
*Chlorophora excelsa* (Moraceae)

2. Tussen 6 en 15 m:

*Ficus* sp. (Moraceae)  
*Myrianthus arborea* (id.)  
*Cassia spectabilis* (Caesalpinaceae)  
*Millettia versicolor* (Papilionaceae)  
*Musanga cecropioides* (Moraceae)

3. Kleiner dan 6 m:

*Crinum jagus* (Amaryllidaceae)  
*Costus* sp. (Zingiberaceae)

*Millettia eetveldeana* (Papilionaceae)  
*Ageratum conyzoides* (Compositae)  
*Sida acuta* (Malvaceae)  
*Cassia hirsuta* (Caesalpinaceae)  
*Rinorea* sp. (Violaceae)  
*Echinochloa stagnina* (Gramineae)  
*Dewevrea bilabiata* (Papilionaceae)  
*Commelina nudiflora* (Commelinaceae)  
*Tristemma angolensis* (Melastomataceae)  
*Cyclosorus striatus* (Polypodiaceae)  
*Whytfieldia* sp. (Acanthaceae)  
*Dioclea* sp. (Papilionaceae)  
*Brillantaisia* sp. (Acanthaceae)

B. Op de hellingen domineren volgende species:

1. Groter dan 15 m:

*Bosqueia angolensis* (Moraceae)  
*Hymenocardia ulmoides* (Euphorbiaceae)  
*Spondias mombin* (Anacardiaceae)  
*Albizia ealaensis* (Mimosaceae)  
*Dacryoides edulis* (Burseraceae)  
*Elaeis guineensis* (Palmaceae)  
*Millettia laurentii* (Papilionaceae)

2. Tussen 4 en 15 m:

*Musanga cecropioides* (Moraceae)  
*Ficus* sp. (id.)  
*Myrianthus arborea* (id.)  
*Vitex dodiana* (Verbenaceae)  
*Byrsocarpus* sp. (Connaraceae)  
*Alchornea cordifolia* (Euphorbiaceae)  
*Macaranga* sp. (id.)  
*Psychotria* sp. (Rubiaceae)  
*Grewia* sp. (Tiliaceae)  
*Fagara macrophylla* (Rutaceae)  
*Dioscorea dumetorum* (Dioscoreaceae)  
*Mangifera indica* (Anacardiaceae)  
*Persea americana* (Lauraceae)  
*Elaeis guineensis* (Palmaceae)

3. Kleiner dan 4 m:

*Sida acuta* (Malvaceae)  
*Parapentas setigera* (Rubiaceae)  
*Tricalysia* sp. (id.)  
*Clerodendron splendens* (Verbenaceae)  
*Stachytarpheta indica* (id.)  
*Cnestis iomallu* (Connaraceae)  
*Hypselodelphys scandens* (Marantaceae)  
*Thonningia sanguinea* (Balanophoraceae)  
*Marantochloa congensis* (Marantaceae)  
*Combretum* sp. (Combretaceae)  
*Cyathula prostrata* (Amaranthaceae)

II. Gemengd bos:

Volgende species zijn hier dominerend:

1. Groter dan 15 m:

*Dacryoides edulis* (Burseraceae)  
*Spondias mombin* (Anacardiaceae)

2. Tussen 6 en 15 m:

*Persea americana* (Lauraceae)  
*Elaeis guineensis* (Palmaceae)  
*Musa paradisiaca* (Musaceae)

3. Kleiner dan 6 m:

*Manihot utilisima* (Euphorbiaceae)  
*Costus* sp. (Zingiberaceae)  
*Echinochloa stagnina* (Gramineae)  
*Rinorea* sp. (Violaceae)

III. Grasvegetatie:

Volgende species zijn hier dominerend:

1. Groter dan 15 m:

*Ceiba pentandra* (Bombacaceae)  
*Gilbertiodendron dewevrei* (Caesalpiniaceae)

2. Tussen 6 en 15 m:

*Musa sapientum* (Musaceae)  
*M. paradisiaca* (id.)  
*Elaeis guineensis* (Palmaceae)  
*Musanga cecropioides* (Moraceae)

3. Kleiner dan 6 m:

*Olyra latifolia* (Gramineae)  
*Sorghum arundinaceum* (id.)  
*Echinochloa stagnina* (id.)  
*Setaria megaphylla* (id.)  
*Pauridiantha* sp. (Rubiaceae)  
*Cassia hirsuta* (Caesalpiniaceae)  
*Commelina diffusa* (Commelinaceae)  
*Glyphea brevis* (Tiliaceae)  
*Melanthera scandens* (Compositae)  
*Cyrtosperma senegalensis* (Araceae)

IV. Veld:

*Musa paradisiaca* (Musaceae)  
*Zea mais* (Gramineae)  
*Arachis hypogaea* (Papilionaceae)

## INTRODUCTION

Frontière naturelle entre la République du Zaïre et l'Uganda, le Ruwenzori culmine à plus de 5 000 mètres.

Il se range avec le Kilimandjaro (6 000 m) et le Kenia (5 200 m) parmi les plus hauts sommets de l'Afrique.

Toutefois, au contraire de ceux-ci, dont on peut dire que leur altitude élevée résulte en grande partie « de l'accumulation de matériaux d'origine volcanique, laves ou cendres, sur un substratum cristallin ou cristallophyllien » (P. MICHOT, 1933 a, p. 1), le Ruwenzori représente un bâti ancien, figé, soulevé en horst par le jeu de failles radiales (*fig. 1*).

Malgré les nombreux documents scientifiques rapportés par différentes expéditions (1891, 1906, 1932, 1951-52 — voir dans C. FÉLIX, 1966), l'histoire géologique de ce massif pose encore des problèmes complexes et délicats à résoudre.

L'interprétation pétrogénétique de diverses catégories de roches (« Granite » du Mont Speke, « Gabbro » du Mont Stanley) a d'ailleurs donné lieu à des controverses dont il est aisé de mesurer l'incidence qu'elles peuvent encore avoir sur la compréhension de la géologie de ce segment profond de l'écorce terrestre (voir Deuxième Partie).

Lors d'études antérieures (C. FÉLIX, 1968 a et b, 1972), nous avons ébauché certains aspects de l'évolution tectono-métamorphique du Massif du Ruwenzori, attribuant notamment le caractère plurifaciel des schistes cristallins de « La Série de la Butahu » à l'intrusion syncinématique d'un magma gabbroïque (Gabbro du Mont Stanley — P. MICHOT, 1938 et B. EGOROFF, 1966).

A la lueur de travaux récents (A.I. BAILEY, 1969; W.L. BARRETT, 1969, 1970; P.W.G. TANNER, 1969, 1970, 1971; P.W.G. TANNER and A.I. BAILEY, 1971), nous avons été amené à revoir cette interprétation, mais sans abandonner pour autant l'hypothèse fondamentale d'un échauffement thermique local dont les effets sont plus qu'évidents dans « La Série de la Butahu ».

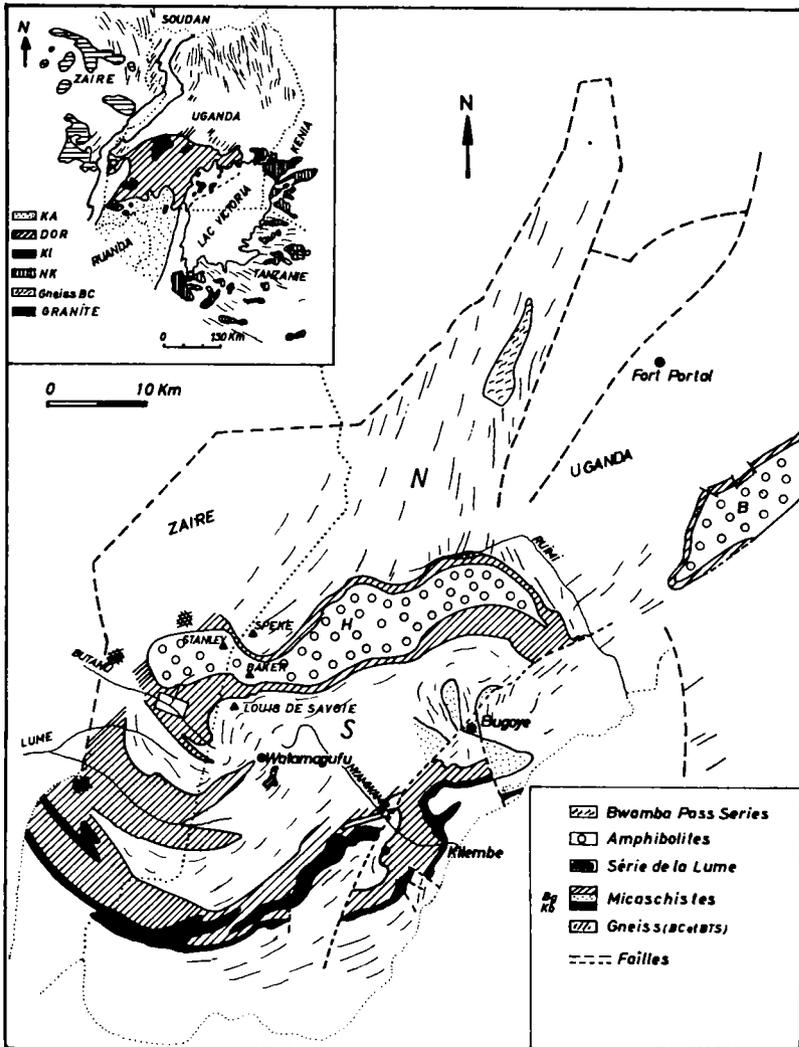


Fig. 1. — Carte géologique du Massif du Ruwenzori et situation du Domaine Orogénique Ruwenzorien (DOR) (KA: Karagwe-Ankolean; KI: Kibalien; NK: Nyanzien-Kavirondien; BC: Basement Kibalien; Bg: Bugoye Schist Group; Kb: Kilembe Schist Group; H: High Peaks Schist Group; B: Butiti Schist Group) (d'après P.W.G. TANNER, 1969 et 1970). La zone figurée par un rectangle situe la provenance des échantillons étudiés (« Série de la Butahu »).

La recherche de la cause de cet échauffement (intrusion magmatique syncinématique) explique pourquoi nous avons fait suivre, dans ce travail, l'étude pétrologique des schistes cristallins de « La Série de la Butahu » d'un exposé qui, tenant compte des données nouvelles acquises sur la géologie de l'Orogène Ruwenzorien, revoit aussi complètement que possible certains problèmes fondamentaux (tectonique et métamorphisme), non plus dans le seul cadre du Massif du Ruwenzori, mais dans celui plus vaste du Domaine Orogénique Ruwenzorien (« Ruwenzori fold belt », *fig. 1*).

## REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier Monsieur P. MICHOT, Professeur Emérite à l'Université de Liège, qui a été l'instigateur de la partie pétrographique de ce travail.

Monsieur L. CAHEN, Directeur du Musée Royal de l'Afrique Centrale, et Monsieur J. LEPERSONNE, Directeur de la Section Géologie-Minéralogie de ce Musée, ont bien voulu relire le manuscrit et me faire profiter de leurs critiques et de leur expérience des problèmes majeurs de la Géologie Africaine.

Leurs observations et leurs conseils ont contribué pour une grande part à la mise au point de la seconde partie de cette étude.

Qu'ils trouvent ici l'expression de ma plus vive reconnaissance.

J'associe également à mes remerciements Monsieur P.W.G. TANNER, de l'Université de Leeds, qui a accepté la lecture du manuscrit: ses remarques me furent d'autant plus utiles qu'elles émanaient d'un géologue ayant acquis sur le terrain même une vue claire et concrète des problèmes soulevés dans ce travail.

## PREMIÈRE PARTIE

### EVOLUTION PLURIFACIELLE DES MICASCHISTES DE « LA SÉRIE DE LA BUTAHU » DANS LE GREENSCHIST FACIES

#### ETUDE PÉTROLOGIQUE

##### A. *Les micaschistes plurifaciels de « La série de la Butahu »*

Les roches que nous avons étudiées (micaschistes et intercalations amphiboloschisteuses — Greenschist facies — formant « La Série de la Butahu ») constituent un horizon puissant de quelque 200 mètres: elles couvrent le flanc méridional du Mont Stanley pour descendre jusqu'aux environs de Kalonge.

Ce flanc a une direction générale E-W et une inclinaison de 40° S; à l'aval du torrent de la Butahu, la direction devient pratiquement N-S et le pendage est de 60° W. Cet horizon est donc affecté d'une ondulation anticlinale dont l'axe calculé s'ennoie environ de 60° vers le S-W.

Nous avons distingué 5 types minéralogiques principaux:

1. des micaschistes à grenat (muscovitoschistes (muscovite-*d*) à clinocllore (*d*) et grenat (*d*) et muscovitoschistes (id.) à grenat (*d*),  $\pm$  biotite (*d*) (< 1 % du volume de la roche);
2. des muscovitoschistes (id.) à grenat (*d*), biotite ( $\pm d-t$ ), cordiérite (*t*), ( $\pm$  andalousite-*t*);
3. des muscovitoschistes (id.) à grenat (*d*), biotite ( $\pm d-t$ ), cordiérite (*t*), disthène (*d* ou *t*?), andalousite (*t*) et sillimanite (*t*);
4. des muscovitoschistes (id.) à grenat (*d*), biotite ( $\pm d-t$ ), staurotide (*t*), ( $\pm$  disthène-*d* ou *t*? et andalousite (*t*);
5. des amphiboloschistes (hornblende actinolitique-*d*) à diopside (*t*) et, parfois, des diopsidites (*t*).

*La particularité de ces roches réside dans le fait qu'elles montrent la succession dans le temps, et au cours d'une même phase orogénique, de deux actes métamorphiques très différents: la surimposition d'un métamorphisme thermique, local (causé par une intrusion magmatique — granitique — syncinématique — voir Deuxième Partie) à un métamorphisme orogénique régional (dynamométamorphisme).*

*Les roches de « La Série de la Butahu » (sauf celles du type 1) sont ainsi des micaschistes plurifaciels (voir de ROEVER and NIJHUIS, 1963, pour la définition du terme « plurifaciel »).*

Certains minéraux (muscovite, clinocllore, grenat...), que nous appellerons « orogéniques » (ces minéraux sont suivis de la lettre *d* dans la classification précédente), sont typiquement contemporains de la déformation plastique régionale dans le « Greenschist facies » (c'est-à-dire que leur cristallisation est contemporaine de la mise en place de(s) nappe(s) méridionale(s)-dynamométamorphisme).

D'autres minéraux (biotite, cordiérite, andalousite, sillimanite, diopside des amphiboloschistes) (minéraux suivis de la lettre *t*) sont au contraire contemporains de l'échauffement thermique (métamorphisme thermique de contact) causé par l'intrusion syncinématique: nous les appellerons « minéraux thermiques » puisque leur cristallisation est contemporaine de l'échauffement thermique.

Cette distinction entre minéraux orogéniques et minéraux thermiques se trouve confirmée tant par l'analyse structurale que par l'étude des associations minéralogiques réalisées lors de ce métamorphisme plurifaciel.

#### a) *Evolution structurale*

Toutes les roches de « La Série de la Butahu » présentent une belle foliation (schistosité de cristallisation), plissotée.

Elles sont piquetées de petits grenats atteignant parfois 1 mm de diamètre.

La régularité des plans de débitage (foliation) est cependant fréquemment troublée par des minéraux porphyroblastiques transverses à la foliation (c'est le cas des cristaux de biotite (*t*), de cordiérite (*t*), d'andalousite (*t*) et de diopside (*t*) (fig. 2).

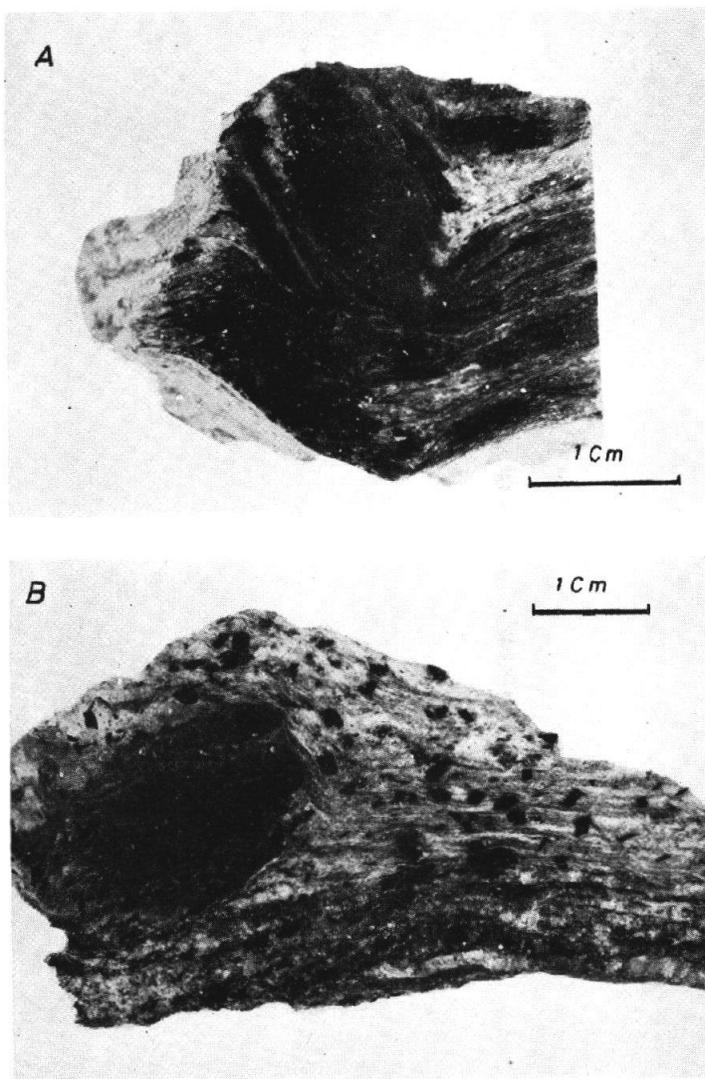


Fig. 2. — Micaschistes montrant de volumineux porphyroblastes (« minéraux thermiques ») d'andalouite (A) et de cordiérite pinitisée (B): la biotite *t*, en taches sombres, est également bien individualisée dans la schistosité primaire de cristallisation *Se*.



L'évolution micro-structurale de ces roches a déjà fait l'objet d'une étude antérieure; aussi n'envisagerons-nous ici que brièvement la signification pétrogénétique des principaux caractères structuraux et texturaux.

REMARQUE: Nous utilisons les termes « Texture » et « Structure » conformément à leur emploi classique en langue française.

### 1. *La schistosité de cristallisation*

L'apparition d'une texture orientée implique une mobilité du matériau, et le caractère cristallin de celui-ci exige en plus une mobilité à l'échelle minéralogique, c'est-à-dire au niveau des éléments chimiques constitutifs.

Il n'est pas difficile de trouver ici la cause de ces mobilisations: c'est la déformation plastique régionale.

*D'ailleurs, d'une façon générale, on peut dire que déformation et mobilisation s'impliquent mutuellement.*

La foliation ou texture planaire orientée de nos roches est contemporaine des déformations plastiques (mise en place de(s) nappe(s) méridionale(s) — Nappe de la Butahu?): on peut dire que la recristallisation du matériau originel (roches pélitiques et basiques) dans le « Greenschist facies » a accompagné et « réparé » cette déformation. C'est la raison pour laquelle nous appelons pareille texture planaire orientée une schistosité de cristallisation.

P. MICHOT (1966, p. 127) écrit par exemple à ce sujet: « La lithologie cristallogénétique a comme caractéristique la contemporanéité du faciès minéral, de la cristallinité et des structures et textures cinématiques exprimées dans les roches: c'est dans le mouvement que se transforment radicalement sous tous rapports les matériaux du géosynclinal, et ces mouvements s'y répartissent, jusqu'à l'échelle du minéral avec des modalités diverses qui permettent fréquemment de retrouver certains stades de la montée du degré métamorphique. Ce n'est qu'après acquisition de ces caractères généraux répandus à l'échelle régionale que viennent se greffer des recristallisations de type coalescent, ou qu'apparaissent à une échelle restreinte, voire locale, certaines réadaptations thermiques aggravantes, ou que s'exprime éventuellement un retour diaphtorique ».

En bref, les caractères texturaux et structuraux des roches de « La Série de la Butahu » montrent ainsi :

1) que la foliation, ou schistosité, régionale est une schistosité de cristallisation, et,

2) que les cristallisations de grenat, quartz, ... et surtout des phyllosilicates (muscovite, chlorite et, dans certains cas, biotite) participant à l'orientation préférentielle générale (schistosité de cristallisation) sont contemporaines de la déformation régionale en nappe(s). Cette déformation plastique est d'ailleurs effacée par ces cristallisations elles-mêmes; seul le grenat, avec ses structures hélicitiques, porte encore les traces de la déformation.

## 2. Les structures discordantes

Les roches de la Butahu prennent souvent un aspect poudingiforme (voir *fig. 2*) dû à la présence de volumineux monocristaux — minéraux thermiques — bien individualisés dans la texture schisteuse (biotite, cordiérite, andalousite ...) (« structures discordantes »).

En désignant par  $S_e$  la schistosité de cristallisation des roches, et par  $S_i$  la structure interne caractérisant les prophyroblastes (alignements de quartz ou de minéraux noirs opaques), nous avons pu montrer l'existence de deux cas tout à fait généraux:

1)  $S_e \equiv S_i$

2)  $S_e \neq S_i$  (voir C. FÉLIX, 1972).

L'étude de ces structures discordantes révèle que ce n'est pas un processus de cristallisation syncinématique simple, accompagnant et réparant la déformation, qui a pu engendrer des prophyroblastes semblables à ceux d'andalousite, de cordiérite, ... elle n'expliquerait ni leurs formes, ni leurs structures.

Tout dans l'étude structurale de ces minéraux discordants et volumineux s'accorde au contraire pour montrer la postériorité de leur blastèse par rapport à la schistosité de cristallisation régionale  $S_e$  qu'ils recourent fréquemment.

## b) Evolution minéralogique

En considérant ce qui vient d'être dit de la genèse de la texture et des structures, nous pouvons classer les minéraux des schistes cristallins de « La Série de la Butahu » en deux groupes.

1) *Les minéraux contemporains de la schistosité de cristallisation  $S_e$* : il s'agit de muscovite, clinocllore, grenat (almandin), minéral noir, quartz, épidote, et plagioclase (dont la teneur en anorthite s'élève jusqu'à 18 %).

Nous citons séparément la biotite car elle appartient aussi au groupe suivant (C. FÉLIX, 1968a) (existence de 2 générations de biotite *d* et *t*).

2) *Les minéraux dont les caractères structuraux  $S_i$  montrent une discordance par rapport à  $S_e$* , et que nous étudierons plus en détail car leur présence dans le niveau bathymétrique atteint par ces schistes cristallins est inhabituelle (voir plus loin).

#### La biotite

Il n'y a dans ces roches que de rares cristaux de biotite orientés suivant la schistosité  $S_e$ , et donc contemporains du dynamométamorphisme régional.

Les autres cristaux de biotite sont porphyroblastiques et atteignent parfois des dimensions voisines du cm (*fig. 2*).

La plupart de ces porphyroblastes, nettement transverses à la schistosité  $S_e$ , ne peuvent qu'être postérieurs à celle-ci. Ils sont toujours légèrement déformés et présentent souvent une structure en crible avec quartz, grenat et petits cristaux de muscovite.

Quelques porphyroblastes, moins bien développés que les précédents, ont été remaniés par la schistosité; ils sont alors orientés, mais d'une façon particulière: il s'agit d'une « orientation de forme » (la plus grande dimension du cristal est étalée suivant la schistosité  $S_e$ , tandis que le clivage *p* est transverse par rapport à celle-ci).

#### La cordiérite

Les porphyroblastes de cordiérite se présentent sous forme de nodules fusiformes (de 2 à 5 cm de long et de 0,5 à plus de 1 cm de large) conférant à ces micaschistes l'aspect poudingui-forme signalé.

La cordiérite est difficile à identifier car entièrement pinitisée dans la majorité des cas. Ses structures de détail sont extrêmement diversifiées; certaines retiendront notre attention.

— On observe dans ces porphyroblastes pinitisés des inclusions de grenat idiomorphe, trop petits pour présenter des structures

hélicitiques, mais dont les inclusions orientées de minerai noir sont néanmoins décalées par rapport à la structure interne  $S_1$  de la cordiérite. Ce décalage traduit pour le grenat, comme pour la cordiérite, une rotation dans le même sens (*fig. 3*).

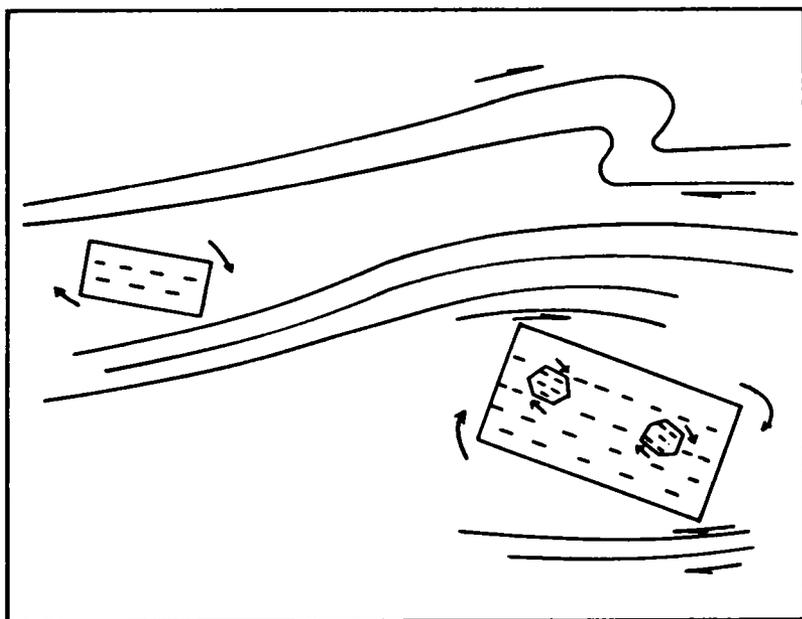


Fig. 3. — Schéma indiquant le sens de rotation des minéraux porphyroblastiques thermiques (cordiérite et andalousite) et de leurs inclusions.

— Ces porphyroblastes renferment aussi de la biotite porphyroblastique transverse à la schistosité, parfois associée à du clinocllore et semblable à celle de la masse enrobante. On y observe en outre des petits cristaux de muscovite orientés dans deux directions généralement symétriques par rapport à  $S_0$  (C. FÉLIX, 1972).

L'association disthène-andalousite-sillimanite (fibrolite)

La présence de staurotide

a) Nous avons déjà discuté la signification de l'association des trois polymorphes du silicate  $AlSi_2O_5$  (C. FÉLIX, 1968b) et

montré que les cristallisations de ces trois minéraux s'étaient succédé dans le temps, dans l'ordre suivant: 1) Disthène, 2) Andaloussite, 3) Sillimanite (fibrolite).

b) Quant à la staurotite, elle se présente soit en porphyroblastes intacts, soit plus souvent comme une phase résiduelle, incluse dans l'andaloussite et voisinant avec le disthène. Sa présence doit être rapportée à une concentration suffisamment élevée en fer ferreux dans les sédiments originels, son occurrence n'étant qu'occasionnelle (C. FÉLIX, 1968 b).

#### Amphiboloschistes à diopside — Diopsidites

Les amphiboloschistes intercalés dans les micaschistes présentent comme ceux-ci des caractères structuraux « discordants » marqués par des zones à minéralogie, texture et structure différentes de celles du reste de la roche.

a) Certaines zones montrent une schistosité de cristallisation très nette, légèrement plissottée, marquée par une hornblende actinolitique à faciès aciculaire, associée à de l'épidote. On note encore des petites plages de calcite, du sphène et du minerai noir opaque.

b) D'autres zones (diopsidites) sont caractérisées par contre par la présence des porphyroblastes de diopside légèrement déformés et renfermant de nombreuses inclusions d'épidote et de sphène.

La hornblende, également présente, se trouve le plus souvent incluse dans le diopside: elle forme alors des plages très fines, allongées et parallèles dans une même section pyroxénique, parfois aussi dans des plages différentes et voisines, recoupant ainsi les clivages longitudinaux du pyroxène.

Ces plages amphiboliques représentent la schistosité  $S_0$  originale, résiduelle, bien visible par ailleurs dans les zones amphiboloschisteuses voisines.

Le problème structural de ces roches amphiboliques (à pyroxène) est tout à fait identique à celui étudié précédemment dans les micaschistes.

c) *Associations minéralogiques réalisées lors du métamorphisme plurifaciel. Composition chimique des roches pélitiques de « La Série de la Butahu »*

Nous pouvons dès lors résumer comme suit les différentes associations minéralogiques stables résultant du métamorphisme plurifaciel.

1. *Les roches qui n'ont pas été affectées par l'échauffement thermique* causé par l'intrusion granitique syncinématique (roches du type 1) montrent les associations stables (de « minéraux orogéniques ») suivantes:

Roches pélitiques:

- (1) Quartz - muscovite - clinocllore - almandin,  $\pm$  épidote,  $\pm$  albite, et
- (2) Quartz - muscovite - almandin,  $\pm$  biotite,  $\pm$  épidote,  $\pm$  oligoclase (18 % An).

Roches basiques:

- (3) Hornblende actinolitique - épidote - calcite - sphène,  $\pm$  quartz,  $\pm$  oligoclase.

REMARQUE: Il faut peut-être ajouter le disthène à l'association (2), car l'origine de ce minéral, résiduel au cœur des porphyroblastes d'andalousite, est problématique: génération orogénique ou thermique?

Les 2 cas sont à considérer.

Mais, quelle que soit la possibilité envisagée, ces associations (3), (1) et (2), celle-ci avec ou sans disthène, se placent dans le sous-faciès B.1.3. de WINKLER (voir H.G.F. WINKLER, 1965, p. 83).

2. *Les roches affectées par le métamorphisme de contact syncinématique (roches plurifacielles)* montrent par contre la disparition du clinocllore: la biotite porphyroblastique (biotite *t*) fait alors son apparition en abondance dans les roches pélitiques.

Dans le même temps, le diopside apparaît dans les amphibolochistes.

Les associations minéralogiques stables (de « minéraux thermiques ») résultant de l'échauffement dû à l'intrusion syncinématique sont ainsi:

- (4) Biotite - (chlorite).  
 (5) Biotite - cordiérite.  
 (6) Biotite - andalousite (avec ou sans disthène résiduel).  
 (7) Biotite - cordiérite - andalousite (avec ou sans disthène résiduel).  
 (8) Biotite - cordiérite + andalousite (avec ou sans disthène résiduel)  $t^{\circ}t_1$   
 + sillimanite (fibrolite)  $t^{\circ}t_2$   
 avec  $t_2 > t_1$ .  
 (9) Biotite - cordiérite - staurotide + quartz.  
 (10) Biotite - cordiérite + andalousite (avec disthène et staurotide résiduels)  $t^{\circ}t'_1$   
 + sillimanite (fibrolite)  $t^{\circ}t'_2$   
 avec  $t'_2 > t'_1$ .

REMARQUE: 1) muscovite (*d*), grenat (*d*), plagioclase et minéral noir opaque restent stables lors de la phase thermique.

2) Dans les roches basiques, seul le diopside est de néocrystallisation (aux dépens de la hornblende actinolitique): l'épidote, le sphène restent stables; quartz et calcite sont encore présents en faible quantité.

3) Ainsi qu'on peut le constater, dans les roches pélitiques, c'est l'apparition de biotite porphyroblastique et l'individualisation de phases typiquement alumineuses (cordiérite Mg-Al, andalousite, sillimanite, staurotide Fe-Al) qui sont caractéristiques de la « phase thermique » de ce métamorphisme plurifaciel.

### 3. Compositions chimiques des roches pélitiques de « La Série de la Butahu »

Le *Tableau I* montre que le chimisme global des roches pélitiques de « La Série de la Butahu » est assez uniforme.

La variabilité du paramètre de Niggli *al* peut toutefois expliquer, dans certaines roches, la présence de biotite orogénique (biotite *d*) — association (2) — et son absence, dans d'autres, « compensée » par la présence de chlorite stable — association (1) — jusqu'au moment où l'échauffement thermique se manifeste.

TABLEAU I. — Chimisme des roches pélitiques de « La Série de la Butahu » et valeurs correspondantes des paramètres de Niggli. Compositions minéralogiques modales des roches analysées.

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	61.63	62.08	56.92	54.85	55.12	54.19
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.59	0.63	0.87	0.59	0.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.10	17.40	21.22	22.26	24.02	24.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.33	4.28	7.35	6.57	5.63	5.77
FeO	3.19	3.16	1.65	2.13	3.09	3.43
MnO	0.57	0.20	0.18	0.15	0.05	0.09
MgO	3.20	3.58	2.12	3.83	2.81	3.33
CaO	1.07	1.12	0.56	0.28	0.51	0.58
Na <sub>2</sub> O	2.93	2.89	1.69	1.20	1.72	1.65
K <sub>2</sub> O	3.63	3.62	4.80	5.10	4.50	4.48
H <sub>2</sub> O +	1.37	1.40	2.34	2.60	1.85	1.84
H <sub>2</sub> O —	0.07	0.07	0.06	0.10	—	0.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.14	0.16	0.09	0.09	0.20
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—
Total	99.68	100.53	99.68	100.03	99.98	100.98

Analystes: Y. ROELANDTS, G. BOLOGNE.

*Paramètres de Niggli:*

si	224	221	203	181	182	171
al	37	37	45	43	47	45
fm	40	41	37	42	37	39
c	4	4	2	1	1	2
alc	19	18	16	14	15	14

*Compositions minéralogiques modales:*

Muscovite	71.0	73.0	52.0	78.0	41.5	43.0
Chlorite	—	—	—	14.0	—	—
Grenat	2.0	1.5	2.0	1.0	1.0	1.0
Biotite <i>d</i>	2.0	2.5	1.0	—	0.5	—
Biotite <i>t</i>	3.5	0.5	3.0	—	6.5	6.0
Cordiérite	16.0	14.0	—	—	2.5	2.0
Disthène	—	—	3.5	—	—	—
Andalousite (+ Sill.)	1.0	3.0	31.0	—	43.0	44.5
Quartz	2.5	3.0	5.5	7.0	4.0	2.5
Feldspath	1.5	2.0	1.0	—	0.5	0.5
Mineral	0.5	0.5	1.0	—	0.5	0.5

*Influence de la valeur du paramètre Al*

Seule l'analyse chimique n° 4 est celle d'une roche monofacielle (type 1, page 9) à clinocllore.

Les roches correspondant aux analyses n°s 1 et 2 sont par contre les seules à contenir de la biotite orogénique (*d*) orientée suivant la schistosité primaire de cristallisation S<sub>e</sub>.

On notera que, dans ces deux dernières analyses, les valeurs du paramètre *al* sont relativement faibles, comparées à celles des

autres roches; de même, les valeurs du paramètre  $si$  y sont relativement plus élevées.

Ces seules variations  $al$  ( $-si$ ) peuvent expliquer le retard relatif de l'apparition de la biotite par rapport à celle du grenat (M. P. ATHERTON, 1964) (inversion apparente des isogrades de la biotite et du grenat — C. FÉLIX, 1968a).

On constate donc en fait que, suivant la richesse en alumine de la roche originelle, la biotite apparaît plus ou moins rapidement.

Ceci correspond au fait que, dans les roches les plus riches en alumine (analyses n° 3, 4, 5 et 6), le domaine de stabilité de la chlorite peut s'étendre jusque dans la mésozone supérieure, c'est-à-dire bien au-delà des isogrades de la biotite et même du grenat: la chlorite constitue dans ce cas le minéral fixant spécifiquement Al et Mg (chlorite riche en contenu amésitique): l'association stable dans la mésozone supérieure (sous-faciès B.1.3) est alors: muscovite - chlorite - grenat (quartz).

Par contre, dans les roches moins alumineuses (analyses n°s 1 et 2), le domaine de stabilité de la chlorite est plus limité. La biotite  $d$  fait donc son apparition dans ces roches alors que dans les termes plus alumineux elle reste absente; dans ce cas, l'association représentative de la mésozone supérieure est : muscovite - biotite - grenat (quartz).

Ainsi, bien que faibles, les variations du paramètre  $al$ , et plus particulièrement de la teneur en alumine des roches originelles, peuvent être responsables de la persistance de la chlorite — chlorite riche en contenu amésitique — jusque dans la mésozone supérieure. Dans ces roches, ce n'est qu'au-delà de l'isograde du grenat qu'elle se transformera pour donner des minéraux typiques des nouvelles conditions géométamorphiques.

Dans les roches de « La Série de la Butahu », ce n'est qu'au moment de l'intrusion magmatique syncinématique que cette chlorite sera détruite pour libérer de la biotite et des phases (cordiérite, andalousite ...) traduisant bien son caractère alumineux originel. C'est donc ici grâce à l'augmentation de température que la biotite ( $t$ ) fera son apparition en abondance.

Dans les roches moins alumineuses, la biotite (biotite  $d$ ) aura certes déjà fait son apparition avant même que l'échauffement se soit manifesté: mais c'est néanmoins grâce à cette augmenta-

tion de température que la cristallisation de ce minéral sera « hâtée »: coexistence de biotite *d* et de biotite *t* (roches n<sup>os</sup> 1 et 2).

Nous pouvons écrire pour cette raison que c'est l'apparition de biotite (porphyroblastique) et l'individualisation de phases typiquement alumineuses qui sont caractéristiques, dans les roches pélitiques, de la phase thermique de ce métamorphisme plurifaciel.

Ainsi, étant donné le caractère minéralogique du métamorphisme thermique, on peut admettre, pour cette phase, le schéma suivant:

1) cristallisation de biotite et libération de phases alumineuses magnésiennes (cordiérite), et dans certains cas ferreuses (staurotide);

2) cristallisation aux températures justes supérieures et croissantes des silicates d'alumine: (dithène) - andalousite - sillimanite.

On constate ainsi que même les particularités du chimisme des roches pélitiques de « La Série de la Butahu » s'accordent parfaitement avec leur évolution plurifaciel: il a fallu une augmentation de la température (intrusion magmatique) pour permettre la cristallisation abondante de la biotite et des phases alumineuses *t*.

## B. Signification de l'évolution structuro-minéralogique et métamorphique de « La Série de la Butahu »

### a) Le métamorphisme régional (dynamométamorphisme)

Les micaschistes et les intercalations amphiboloschisteuses de « La Série de la Butahu » forment un horizon dynamométamorphique.

Leur texture, certains caractères structuraux et minéralogiques, sont contemporains de la déformation plastique régionale en nappe(s); force est donc d'admettre que leur métamorphisme est aussi contemporain de cette déformation.

Les paragenèses minérales — paragenèses minérales « orogéniques » — qui traduisent la zone atteinte (faciès métamorphi-

que régional) lors du dynamométamorphisme doivent donc aussi montrer par leurs texture-structure cette contemporanéité avec la déformation (structures et textures syncinématiques ou, plus précisément, structures et textures de cristallisation contemporaines de la déformation).

Dans nos roches, 3 associations minéralogiques stables sont typiquement contemporaines de cette déformation régionale (orogénèse), c'est-à-dire contemporaines de la schistosité régionale de recristallisation: il s'agit des associations (1) (2) et (3) citées page 16.

Ces paragenèses minérales sont caractéristiques du sous-faciès: quartz-albite-épidote-almandin (Greenschist facies — TURNER and VERHOOGEN, 1960 — sous-faciès B.1.3. de WINKLER 1965, ou encore ancien épidote-amphibolite facies de P. ESKOLA).

Il apparaît par conséquent que le faciès métamorphique régional de « La Série de la Butahu » n'est pas plus profond que la limite mésozone supérieure-mésozone moyenne. On peut en déduire que les roches de la Butahu laissent supposer que l'évolution métamorphique régionale s'est déroulée dans les conditions d'un gradient géothermique de valeur « normale » ou « standard » ( $\pm 30$  °C/km) (L. *fig. 6*) que seule l'intrusion magmatique syncinématique a modifiée localement (métamorphisme plurifaciel — courbe l' *fig. 6*).

REMARQUE: Nous verrons ultérieurement (Deuxième Partie et *fig. 6*) que, à l'échelle du Domaine Orogénique Ruwenzorien, la valeur (1) du gradient géothermique n'était pas nécessairement la même que celle symptomatique du dynamométamorphisme dans « La Série de la Butahu » (« Effet de socle », page 60); il n'en reste pas moins vrai que, dans la zone bathymétrique de « La Série de la Butahu », les associations de minéraux orogéniques stables sont typiques d'un gradient géothermique de valeur « standard » (courbe L, *fig. 6*).

#### b) *L'intrusion magmatique syncinématique: ses effets*

Ce faciès métamorphique relativement peu profond exclut de par sa position bathymétrique, par exemple l'association: cordiérite-andalousite symptomatique de températures plus élevées,

ou encore, l'association: almandin-disthène symptomatique, elle, de pressions supérieures.

Cette difficulté pourrait bien sûr être tournée en adoptant pour le gradient géothermique régional une valeur anormale, c'est-à-dire un gradient géothermique de valeur plus élevée correspondant par exemple au type ABUKUMA DE MIYASHIRO et WINKLER, ou à la lignée de haute température de DEN TEX, voire même un gradient géothermique de valeur intermédiaire entre les types ABUKUMA et BARROVIAN.

*A l'échelle de « La Série de la Butahu », cette solution n'est acceptable que pour autant que l'on admette que ce gradient anormalement élevé est local, et si l'on voit avant tout dans la succession disthène-andalousite-sillimanite l'effet d'une augmentation locale de la température (C. FÉLIX, 1968 a, b).*

Nous avons montré par une analyse micro-structurale détaillée (C. FÉLIX, 1972) que, bien que la blastèse des minéraux « discordants » soit postérieure à la schistosité  $S_0$ , elle appartenait néanmoins à une phase syncinématique (andalousite à structure hélicitique, orientation des porphyroblastes ...).

Par conséquent, la présence par exemple des associations: cordiérite-andalousite et disthène-almandin, ... dans ce faciès mésozonal, les cristallisations successives de disthène-andalousite-sillimanite, jointes aux déductions de l'analyse structurale microscopique, montrent sans ambiguïté l'effet d'une augmentation locale de la température (dans la « Série de la Butahu ») alors même que l'évolution régionale n'est pas encore achevée (C. FÉLIX, 1968 b) plutôt qu'un gradient géothermique de valeur anormale régissant toute l'évolution (dynamo-) métamorphique lors de l'orogénèse.

### C. Conclusions

#### a) Genèse des minéraux syncinématiques

L'analyse structuro-minéralogique des roches de la Butahu nous a permis de suivre l'évolution de ces schistes cristallins dans la mésozone jusqu'au moment où, surpris par l'activation thermique causée par une intrusion magmatique, ils ont pris un

faciès métamorphique nouveau marqué par le développement « discordant » de monocristaux volumineux (métamorphisme plurifaciel).

Ces caractères soulignent toute la complexité du métamorphisme régional: ils montrent que des minéraux syncinématiques (c'est-à-dire engendrés lors de la déformation) ne constituent pas toujours une condition nécessaire et suffisante du faciès métamorphique régional. C'est la raison pour laquelle nous avons insisté sur la distinction qu'il y avait lieu de faire entre:

1) les minéraux contemporains de la schistosité de cristallisation  $S_0$ , syncinématiques et « réparateurs » de la déformation (ici appelés « minéraux orogéniques »),

2) et les minéraux « discordants », parfois aussi syncinématiques, mais dont la genèse est liée à un acte métamorphique indépendant de la déformation plastique régionale proprement dite: leur caractère structural est simplement fonction du moment où la cause de leur apparition dans l'évolution régionale se manifeste (ici, « minéraux thermiques »).

*Ici, l'intrusion magmatique est syncinématique: ces minéraux sont donc aussi syncinématiques.*

#### b) Gradient géothermique régional et gradient géothermique local dans « la Série de la Butahu »

En première approximation, on peut donc admettre que le faciès dynamométamorphique de « La Série de la Butahu » traduit une évolution régionale qui s'est déroulée dans les conditions d'un gradient géothermique de valeur « normale » ou « standard » ( $\pm 30$  °C/km).

Celui-ci a cependant été modifié par l'intrusion d'un magma, ce qui a eu pour effet d'augmenter localement sa valeur (C. FÉLIX, 1968 b).

La comparaison des associations minéralogiques rencontrées dans les roches de la Butahu avec celles correspondant à la subdivision du métamorphisme régional en « séries de faciès métamorphiques », se révèle ainsi fort instructive.

Nous adoptons dans les lignes suivantes la subdivision de WINKLER (1965) en Barrovian-type (gradient géothermique relativement faible — de 20 °C/km à 40 °C/km) et Abukuma-

type (gradient géothermique élevé — de 40 °C/km à 60 °C/km), sans nous préoccuper des faciès de forte pression (gradient géothermique faible — de 10 °C/km à 20 °C/km) qui constituent des cas particuliers (métamorphisme à glaucophane, ...).

Dans « La Série de la Butahu », les associations minéralogiques qui se succèdent lors de la phase thermique (intrusion granitique) appartiennent précisément à la fois aux types Barrovian et Abukuma.

Ainsi, bien que groupant des associations minéralogiques appartenant à deux phases métamorphiques distinctes, mais superposées, les paragenèses:

muscovite - almandin - staurotide (sous-faciès B.2.1)

muscovite - almandin - disthène (sous-faciès B.2.2)

muscovite - andalousite - cordiérite (sous-faciès A.2.1)

et muscovite - almandin - cordiérite - sillimanite (sous-faciès A.2.2)

sont stables, ou ont été stables à un moment donné de l'évolution métamorphique, les seules modifications extérieures apportées étant dues à l'augmentation de température.

Deux constatations s'imposent ainsi:

1) Théoriquement, les paragenèses citées marquent des sous-faciès de pressions différentes (types A et B) et les sous-faciès B.2.1 et A.2.1, par exemple, de même que B.2.2 et A.2.2, traduisent respectivement des domaines de température équivalente (WINKLER, 1965).

2) Par contre, et assez paradoxalement, dans « la Série de la Butahu », le seul facteur à ne pas avoir subi de modifications est la pression lithostatique, le seul paramètre variable étant la température (intrusion magmatique).

En réalité, les conditions  $P_{lith}$  sont bien restées régionalement celles d'un gradient géothermique « normal » mais, localement, le flux de chaleur a été modifié par l'intrusion magmatique: les sous-faciès dits de « pression moindre » (sous-faciès A.2.1 et A.2.2) ne sont donc que locaux et thermiques (C. FÉLIX, 1968 b et 1971).

Il apparaît ainsi que la prudence s'impose nettement dans le choix des termes et des interprétations, particulièrement en ce qui concerne les distinctions: métamorphisme régional et méta-

morphismes local, gradient géothermique régional et gradient géothermique local.

Il suffit en effet de variations locales des conditions T, ou P, pour que la valeur du gradient s'élève ou s'abaisse anormalement.

*Il n'en reste pas moins vrai que, même alors, les conditions régionales  $P_{lith}-T$  sont restées inchangées et liées à une zone bathymétrique définie, c'est-à-dire aussi à un gradient géothermique régional défini.*

Le cas de « La Série de la Butahu » montre un exemple de variation du paramètre T.

D'autres exemples tirés de la littérature pétrologique s'accordent pour montrer qu'il ne s'agit pas là d'un cas exceptionnel (C. FÉLIX, 1971).

REMARQUE: La même constatation s'applique à l'ensemble de l'évolution métamorphique du Domaine Orogénique Ruwenzorien (fig. 6): car, si, dans les zones profondes de ce domaine orogénique, l'effet de socle (voir page 60) a permis une augmentation assez considérable du gradient de température (gradient géothermique l s'écartant de L), les conditions régionales de pression ( $P_{lith}$ ) n'ont pas pour autant été modifiées.

*Le métamorphisme du Domaine Orogénique Ruwenzorien ne peut donc, en aucun cas, être considéré comme un type de basse pression (voir Deuxième Partie).*

## DEUXIÈME PARTIE

### GEOLOGIE DU RUWENZORI

L'histoire géologique du Massif du Ruwenzori pose des problèmes délicats.

Depuis mai 1888, année qui vit le célèbre explorateur H.M. STANLEY retrouver Emin Pacha, gouverneur du Soudan, réfugié sur les rives du Lac Albert devant la révolte d'agitateurs religieux, et découvrir par la même occasion, et par le plus grand des hasards, les Montagnes de la Lune, les expéditions qui se sont rendues sur le terrain ont prouvé que ces mystérieuses « *lunae montes fines occidentalis* » (dont Claude PTOLÉMÉE avait, dix-sept siècles auparavant, et par une intuition exceptionnelle, affirmé l'existence comme sources du Nil) savaient garder leurs secrets en dépit des efforts et de la curiosité légitime des savants les plus expérimentés.

#### I. TYPES DE FORMATIONS LITHOLOGIQUES

La carte géologique dressée en 1951-52 par les membres de l'expédition britannique au Ruwenzori montre que ce sont des roches gneissiques et migmatitiques (« Migmatite Series » comprenant des gneiss granitiques et amphibolitiques et des granites syntectoniques — R.B. McCONNELL, 1959) qui occupent certainement la plus grande surface accessible aux investigations.

Ces séries gneissiques, considérées comme les roches les plus anciennes du Massif, sont rangées dans le Complexe Ouest Nilien (« West Nile Group — Archaean Basement Complex of Uganda » — R.B. McCONNELL, 1959 et P.W.G. TANNER, 1969, 1970), dénomination ancienne, correspondant à l'actuel complexe Watien, Aruen, Mirien (et Chuen) (J.V. HEPWORTH

and R. MACDONALD, 1966); ce complexe est formé en réalité de trois unités tectonométamorphiques dont la deuxième, l'« Aruen », peut être considérée comme l'équivalent du Complexe gneissique de la Garamba du Zaïre septentrional (J. LEPERSONNE, 1971).

Malgré la présence abondante de ces gneiss, la lithologie des formations méridionales du Ruwenzori apparaît toutefois plus complexe.

Des ensembles de matériaux pélitiques et basiques, contenant des bandes ou lentilles calcaires, gréseuses, conglomératiques ..., métamorphisés à des degrés divers, ou plus simplement non métamorphisés (micaschistes s.l., talcschistes, phyllites, amphibolites et amphiboloschistes, cipolins et calcaires, quartzites et grès, ...) y sont en effet cartographiés comme appartenant à un même ensemble stratigraphique (d'âge Précambrien, au même titre que les gneiss du « Basement Complex »), rapporté au « Buganda-Toro System » (P.W.G. TANNER, 1969).

Les amphibolites et les micaschistes (*s.l.*) de cette formation retiendront plus particulièrement notre attention.

A. Les amphibolites (« Stanley Volcanic Series » — McCONNELL, 1959, ou « Stanley Volcanics Formation » — TANNER, 1969, 1971, ou encore « Série du Mont Stanley » — voir plus loin page 53), bordées au Nord et au Sud par des ensembles pélitiques plus ou moins métamorphiques, coupent le massif suivant une bande large de 5 à 10 km couvrant d'abord en direction E-W la zone des hauts reliefs (Mont Stanley, Mont Baker, ...) (« High Peaks Schist Group » — P.W.G. TANNER, 1969), et se prolongeant ensuite, au S-E de Fort Portal, en direction NE-SW (« Butiti Schist Group » — P.W.G. TANNER, 1969).

Dans le groupe de la Butiti, les roches pélitiques contiennent les quartzites du Système de Toro (« Toro Quartzites ») et reposent en discordance sur les gneiss du « Basement Complex » par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique (P.W.G. TANNER, 1969).

Quant aux amphibolites du « High Peaks Schist Group », elles sont également entourées de toutes parts par des roches pélitiques au sein desquelles on peut observer des bandes de schistes

graphitiques, de schistes à andalousite-cordiérite, de marbres et d'amphibolites (P.W.G. TANNER, 1969, p. 9).

Ainsi, d'une part, des schistes à biotite et andalousite renfermant des bandes et des lentilles de quartzite, de marbre et de talcschiste (« Stuhlmann Pass Series ») et des formations nettement moins métamorphiques, consistant en talcschistes, quartzites, grès et conglomérats (« Bwamba Pass Series ») et, d'autre part, des schistes à muscovite et cordiérite contenant des lentilles de granulite à cordiérite-sillimanite-grenat (« Freshfield Pass Series » et « Série de la Butahu ») affleurent respectivement au Nord et au Sud des amphibolites du « High Peaks Schist Group » (R.B. McCONNELL, 1959).

REMARQUE: Monsieur P.W.G. TANNER a eu l'amabilité de nous communiquer que la « Bwamba Pass Series » affleure également dans la Butiti, entre les « Toro Quartzites » et des amphibolites considérées comme le prolongement de « La Série du Mont Stanley ».

Des roches faiblement métamorphiques, rapportées à la « Bwamba Pass Series » et formant une masse peu épaisse, marquée par un conglomérat de base reposant sur le « Basement Complex », existent aussi une trentaine de km plus au Nord de la vallée de la Ruimi (*fig. 1*).

B. Plus au Sud, dans la Vallée de la Nyamwamba, les minéralisations stratiformes des Mines de Kilembe (Cu-Co) sont également situées dans des roches schisteuses (micaschistes et amphibolites) (Kilembe Series — McCONNELL, 1959 ou Kilembe Schist Group — TANNER, 1969).

Cette nouvelle série semble concordante avec les gneiss du « Basement Complex ». Outre des amphibolites et des quartzites, elle comprend des biotitoschistes et des schistes à chlorite-biotite (parfois grenatifères), ainsi que des schistes à ségrégations quartzo-feldspathiques, et, d'une façon générale, des roches plus riches en biotite qu'en muscovite, ce qui paraît assez inhabituel par rapport aux autres séries évoquées précédemment.

Il est néanmoins probable que l'on doive les rapprocher de celles de la « Freshfield Pass Series », de même d'ailleurs que les micaschistes, amphibolites et quartzites de la région de Bugoye (« Bugoye Schist Group » — TANNER, 1969) qui affleurent

dans la vallée de la Mubuku et qui, lithologiquement, montrent de fortes ressemblances avec les roches du groupe de la Butiti.

C. Sur le versant occidental du Massif, il reste encore à signaler la présence de quelques pointements de calcaire non métamorphique (« Lume Calcareous Series » — R.B. MCCONNELL, 1959).

B. EGOROFF (1966, p. 10), qui a placé ces calcaires dans le « Lindien » (Groupe de la Lindi), a découvert à la base de ces formations une discordance de stratification majeure, avec de puissants bancs de poudingue reposant vraisemblablement sur les formations rapportées ici au « Buganda-Toro System ».

L'existence de formations calcaires non métamorphiques, associées à d'autres roches sédimentaires (schistes, arkoses, grès, quartzites et poudingues) avait d'ailleurs été signalée tant au flanc Est qu'au flanc Ouest du graben de la Semliki par J. LEPERSONNE (1949, pp. 60-61). Cet auteur avait déjà rapporté ces formations non (ou peu) métamorphiques au « Groupe de la Lindi », les différenciant ainsi nettement, par leur âge et par leur degré d'évolution, des lentilles de calcaire cristallin métamorphique incluses dans les micaschistes du Massif du Ruwenzori (Buganda-Toro System).

La discordance de stratification notée par B. EGOROFF à la base de ces formations, dont les couches orientées NNE « forment une bande étroite en bordure de la montagne » (J. LEPERSONNE, 1949, p. 61) (voir aussi fig. 1), ne peut donc que confirmer cette façon de voir.

D. Enfin, parmi les formations plus jeunes (Miocène à récent), on notera surtout des dépôts lacustres (voir J. LEPERSONNE, 1949) formés par des couches sableuses, graveleuses et argileuses, provenant de l'érosion du massif et des reliefs du versant occidental de la Semliki, et remplissant les dépressions des lacs Edouard, Albert et Georges, ainsi que des groupes de cratères d'explosion volcanique jalonnant le pied de l'escarpement est.

## II. STRUCTURE TECTONIQUE DU MASSIF DU RUWENZORI

Nous avons déjà noté (p. 5) que le Kenia (5 200 m) et le Kilimandjaro (6 000 m), situés dans la même partie du continent africain que le Ruwenzori, devaient leurs altitudes exceptionnelles à des phénomènes d'ordre constructif.

Le Ruwenzori (5 119 m), qui représente un bloc soulevé (horst), bordant à l'Est la plaine de la Semliki entre les lacs Edouard et Albert, qui appartiennent tous à la longue dépression longitudinale (graben long de plus de 2 000 km et profond de 500 à 2 000 m) appelée « Fossé des Grands Lacs Africains » (« Western Rift Valley »), est d'une tout autre constitution géologique.

P. MICHOT (1933 b, p. 12) note à ce propos: « A une époque que l'on peut fixer approximativement au début du Tertiaire, le Ruwenzori appartenait à l'immense pénéplaine s'étendant sans discontinuité aucune, du Congo en Uganda, à l'altitude de 1 000-1 500 m. Dans la suite, vers le Miocène, époque à laquelle pourraient s'être formés les premiers sédiments de la cuvette Albertine, des mouvements tectoniques ont provoqué d'une part l'effondrement de la vallée des grands lacs, et d'autre part la surrection du Ruwenzori. Etant donné l'altitude actuelle de ce massif, ce mouvement ascensionnel serait de 3 600 m au moins dont 340 seulement peuvent être attribués à des mouvements de l'époque récente ».

Il est peu vraisemblable toutefois que la surrection en horst du Massif du Ruwenzori soit antérieure à la fin du Tertiaire.

L. CAHEN (1954, pp. 465-466) note en effet que les restes du niveau d'aplanissement subsistant au sommet du Ruwenzori correspondent à l'une des trois surfaces principales d'aplanissement étagées qui existent de part et d'autre du fossé tectonique, soit à la surface mi-Tertiaire, soit à la surface fin-Tertiaire; il doit s'agir dans tous les cas d'un aplanissement récent, eu égard à sa conservation, malgré l'érosion dont le massif est le siège depuis sa surrection. Cette surélévation par rapport aux régions voisines serait antérieure au dépôt de la série de la Semliki (Pléistocène supérieur) et postérieure à celui de la Série de Kaiso (Pléistocène moyen et inférieur).

REMARQUE: Monsieur J. LEPERSONNE a eu l'amabilité de nous faire remarquer que l'utilisation du terme de surface d'aplanissement (L. CAHEN, 1954) au lieu de celui de pénéplaine (P. MICHOT, 1933) se justifie pleinement par le fait que ces surfaces résultent plus souvent de pédiplanation que de plénéplanation.

Bien que certaines nuances doivent vraisemblablement compléter cette interprétation des mouvements ascensionnels dont le Ruwenzori a été le siège (voir R.B. MCCONNELL, 1959), on peut constater que, dès qu'on envisage les problèmes structuraux associés à l'histoire de ce massif, il est essentiel de les séparer en deux catégories:

- les problèmes propres à la tectonique des formations précambriennes;
- les problèmes propres aux mouvements responsables en dernier lieu de la structure actuelle (horst).

#### A. *Les grandes lignes structurales du massif du Ruwenzori*

Quand on examine les grandes lignes structurales caractérisant la configuration actuelle du Massif du Ruwenzori, on est frappé par la dissemblance existant entre les régions septentrionale (N) et méridionale (S) (*fig. 1*):

— l'unité septentrionale (N), constituée presque exclusivement par les gneiss du « Basement Complex », montre en effet des directions structurales dominantes qui sont orientées NNE-SSW à NE-SW;

— les formations gneissiques (« Basement Complex »), micaschisteuses et amphibolitiques ... (« Buganda-Toro System ») de l'unité structurale méridionale (S) se présentent au contraire comme un arc dont la concavité est tournée vers le Nord: les directions structurales y varient du NW-SE au NE-SW, mais sans doute avec une dominante E-W (P.W.G. TANNER, 1969).

##### a) *L'unité structurale septentrionale (N)*

Les gneiss de la série migmatitique septentrionale ont fréquemment l'aspect de roches mylonitisées, recoupées par des

fractures et par des plans de cisaillement (R.B. McCONNELL, 1959; P.W.G. TANNER, 1969): l'orientation de ces roches (NNE-SSW, fortes pentes Ouest) est d'ailleurs parallèle à la direction des importantes failles radiales (« rift faults ») qui cernent près de la moitié du Massif du Ruwenzori, et plus particulièrement encore toute l'unité septentrionale.

A. R.J. JOHNSON and R.B. McCONNELL (1951) et R.B. McCONNELL (1959) estiment que les failles radiales, encadrant actuellement le horst du Ruwenzori et le Fossé des Grands Lacs, ne sont rien d'autre que des lignes de failles d'âge précambrien: les mylonites trouvées dans les zones faillées et celles observées en recouvrement des plans de faille indiquent en effet que les mouvements se sont produits à différentes époques et dans des conditions, de charge notamment, également différentes.

Suivant ces mêmes auteurs, la structure tectonique actuelle des gneiss septentrionaux et les dislocations qui ont affecté ces formations du « Basement Complex » dateraient ainsi de la même époque précambrienne (« Ubendian diastrophism » — 2 500 à 3 000 m.a.).

La migmatitisation des roches du « Basement Complex », qui s'est traduite, d'une part, par l'invasion lit par lit de matériau leucocrate de composition granitique (R.B. McCONNELL, 1959, p. 260) et, d'autre part, par la formation de lentilles et de bandes de granites synorogéniques (granites anatectiques) (R.J. JOHNSON and R.B. McCONNELL, 1951, p. 251), pourrait être contemporaine de la fin de cette phase diastrophique Ubendienne ainsi que le suggère la concordance entre les grandes lignes tectoniques et les structures métamorphiques.

B. En réalité, des travaux plus récents (cfr. *infra*) s'accordent pour montrer que l'histoire des formations gneissiques septentrionales s'avère être beaucoup plus complexe, et indépendante du diastrophisme Ubendien.

Les gneiss du Ruwenzori septentrional prolongent en effet vers le Sud, du moins structuralement (directions NNE à NE), le Complexe Aruen, Watien (J.V. HEPWORTH and R. MACDONALD, 1966), représenté dans la moitié méridionale du « West Nile District » ugandais par des faciès amphibolitiques (Western Grey Gneiss Group — Aruen) et granulitiques (Granulite

Group — Watien); la déformation et le faciès métamorphique Aruens (amphibolite facies) se trouvent d'ailleurs superposés au faciès granulitique Watien (J.V. HEPWORTH, 1964).

En outre, si l'on tient compte du fait que le « Kibalien » et le « Buganda-Toro System » sont discordants sur l'« Aruen » (J.V. HEPWORTH, 1964 et P.W.G. TANNER, 1969), on peut penser, en toute logique, que plusieurs événements plus ou moins importants (plissements, mobilisations) ont été enregistrés par ces formations gneissiques.

C.M. SPOONER and A.W. FAIRBAIRN (1969) attribuent aux charnockites (granulite facies) du « Watien » un âge radiométrique de  $2\ 818 \pm 165$  m.a. (isochrone Rb-Sr sur roches totales).

La méthode U-Pb appliquée au zircon (P.J. LEGGO *et al.*, 1971 et R.M. SHACKLETON *et al.*, 1972) donne des âges radiométriques apparents ( $t\ 207/206$ ) de 2 900 m.a. dans une granulite acide du « Watien » (Granulite Group) et de 2 550 m.a. dans un gneiss biotitique de l'« Aruen » (Western Grey Gneiss Group).

P.J. LEGGO et ses coauteurs considèrent ces valeurs apparentes comme une limite inférieure dans l'âge de formation des zircons (âge minimum).

Il est évident que, si ces cristallisations de zircon sont contemporaines des événements métamorphiques majeurs dans le « Watien » et l'« Aruen », ces âges apparents (2 900 et 2 550 m.a.) peuvent alors correspondre respectivement aux âges minima des faciès granulitiques et amphibolitiques.

Dans le cas des granulites (Watien), l'âge déterminé par la méthode U-Pb (2 900 m.a.) sur zircon et celui déterminé à l'aide de l'isochrone Rb-Sr sur roches totales ( $2\ 818 \pm 165$  m.a.) sont en bon accord.

C.M. SPOONER *et al.* (1970) donnent toutefois un autre âge radiométrique (isochrone Rb-Sr sur roches totales) pour les granulites du « Watien »:  $2\ 655 \pm 117$  m.a. ( $^{87}\text{S}/^{86}\text{Sr}$  initial:  $0.7054 \pm 0.001$ ).

Il est dès lors probable que la mesure de 2 900 m.a. représente l'âge minimum du « Watien », c'est-à-dire du métamorphisme dans le faciès granulitique, tandis que celle de  $2\ 655 \pm 117$  m.a., relative au même faciès relique traduit l'effet d'une phase

tectonométamorphique plus jeune, vraisemblablement d'âge Aruen.

C.M. SPOONER *et al.* (1970) rapportent d'ailleurs un âge de 2 750 m.a. (isochrone Rb-Sr sur roches totales;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial: 0.705) dans un autre faciès granulitique relique (charnockite de Msagali) de la bordure du « Tanganyika Shield » et du « Mozambique belt » (Tanzanie).

Dès lors, sans préjuger à priori de l'appartenance de ce faciès à l'« Aruen » ou au « Watien », on peut admettre comme hypothèse que la limite jeune de l'« Aruen » est proche de 2 600 - 2 700 m.a.

### b) *L'unité structurale méridionale (S)*

L'unité structurale méridionale se présente schématiquement comme une alternance de bandes micaschisteuses, amphibolitiques et gneissiques d'orientation générale E-W.

Les bandes micaschisteuses, dont le tracé est bien souligné par les rivières et torrents qui descendent vers la plaine de la Semliki et vers le Lac Georges, forment des synclinaux, parfois isoclinaux, pincés dans les gneiss (*fig. 4*).

Bien que la structure tectonique de ce domaine soit encore fort mal comprise, B.C. KING and A.M.J. DE SWARDT (1970, p. 65) considèrent qu'il y a au moins deux directions de plissement (c'est-à-dire deux phases); les travaux de W.L. BARRETT (1969, 1970), relatifs à la région SE du Massif, et ceux de A.I. BAILEY (1969), relatifs aux régions de Bugoye et de Watamagufu, s'accordent d'ailleurs aussi parfaitement pour reconnaître au moins 2 styles principaux de plis (1, 2a-2b ci-dessous):

1. Les premiers, qui affectent à la fois les micaschistes et les gneiss méridionaux, sont des plis serrés ou isoclinaux, déversés vers le Nord.

Dans les micaschistes, leur allure géométrique est celle de plis synformes dont l'amplitude atteint plusieurs centaines de mètres.

A.I. BAILEY (1969, p. 14) considère que la schistosité des micaschistes et la foliation des gneiss datent toutes deux de la phase déformative responsable de ces plis majeurs souvent isoclinaux.

Dans les plis mineurs dont la géométrie s'accorde avec celle des structures majeures, on peut d'ailleurs constater que la schistosité des roches pélitiques est une schistosité de plan axial;

2. Ces plis déversés vers le Nord sont affectés par au moins deux autres « phases » de déformation: les plis qui en résultent interfèrent avec les précédents ou les replissent:

a) des directions axiales variant du NE-SW au NW-SE recourent ainsi les structures précédentes sans pour autant que le style de ces nouveaux plis diffère beaucoup de celui des premiers: plis serrés ou isodinaux;

b) par contre, des plis à axes horizontaux E-W et N-S, replissant les structures précédentes, diffèrent nettement des deux autres générations, en ce sens qu'ils apparaissent comme des flexures simples à plans axiaux redressés.

### B. *La tectonique précambrienne*

L'interprétation des principales structures que nous venons de décrire s'avère extrêmement difficile.

Jusqu'à ce jour, deux interprétations ont été proposées.

#### a) *Hypothèse d'un charriage des formations méridionales*

P. MICHOT, géologue de la Mission Scientifique Belge au Ruwenzori (1932), fut certainement le premier à présenter un schéma cohérent rendant compte de la complexité structurale de ce massif, en y distinguant un autochtone, couvrant la partie septentrionale de la chaîne, du moins sur le versant zaïrois, surmonté par un empilement de nappes allochtones (plis couchés) formant la partie méridionale.

Ces nappes, lithologiquement constituées par des micaschistes, sont de bas en haut:

- a) la nappe de la Butahu,
- b) la nappe de la Lume,
- c) la nappe de l'Ululu.

Pour P. MICHOT, il semble que les faciès dynamométamorphiques de la base de chacune de ces nappes, dont la position des fronts est inconnue, représentent chaque fois le flanc renversé d'un pli couché.

L'hypothèse d'un charriage, vers le Nord, des formations méridionales a également été retenue, et même amplifiée, par R.B. McCONNELL (1959), dans le rapport préliminaire des résultats de l'expédition scientifique britannique au Ruwenzori (1951-52), et ce, bien que les trois nappes mentionnées par P. MICHOT n'aient pas été reconnues individuellement par les géologues de cette expédition.

En réalité, cet auteur considère plutôt que les micaschistes méridionaux forment la carapace d'une nappe charriée vers le Nord, et reposant sur les gneiss de l'unité septentrionale (« Speke Gneiss » — voir page 56) (la « racine » de cette nappe peut ainsi être figurée par le synclinal déversé vers le Nord du « High Peaks Schist Group »): dans cette hypothèse, les gneiss du Mont Louis de Savoie, mobilisés en partie sous forme de granite syntectonique, occupent le cœur de cette nappe de charriage unique.

La figure 4 schématise cette interprétation.

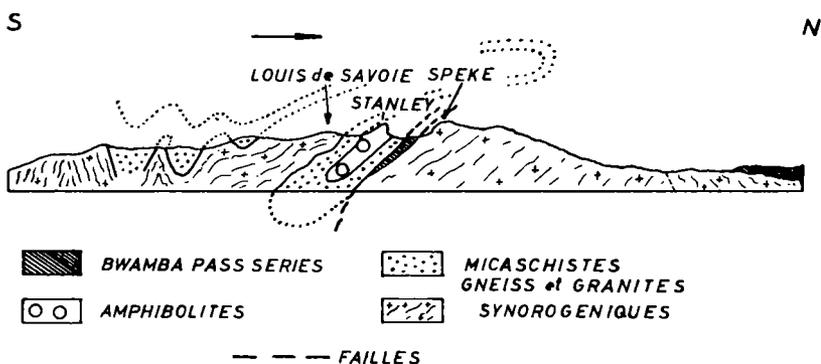


Fig. 4. — Coupe N-S interprétant le charriage vers le Nord des formations méridionales (d'après des données figurant dans R.B. McCONNELL, 1959).

#### b) Hypothèse d'une superposition tectonique

P.W.G. TANNER (1969, 1970) estime pour sa part que, si le contact entre les micaschistes des hauts sommets (« Stuhlman Pass Series ») et les gneiss septentrionaux a pu être légèrement modifié par décollement (1969, p. 9), il n'y a par contre aucun

indice prouvant l'existence d'importants mouvements de charriage.

Pour cet auteur, la discordance angulaire marquant la séparation des deux unités structurales décrites précédemment traduit le fait que le Massif du Ruwenzori se trouve à l'intersection de deux domaines orogéniques.

Le domaine ancien (gneiss du « Basement Complex ») subsiste au Nord avec des structures NNE-SSW inchangées, tandis qu'au Sud celles-ci ont été oblitérées par l'orogénèse plus jeune: celle-ci a donc ainsi non seulement affecté les roches du « Buganda-Toro System », mais elle s'est également superposée aux gneiss anciens de l'unité méridionale en les replissant et en leur imprimant la direction E-W caractéristique du plissement nouveau.

La limite entre les unités structurales N et S matérialise en quelque sorte le contact entre deux domaines orogéniques d'âges différents dont le comportement diffère en réponse aux sollicitations de la déformation de l'orogénèse la plus jeune: les gneiss de l'unité méridionale se sont comportés de façon plus plastique que ceux de l'unité septentrionale, en ce sens que, si les premiers ont été plissés, les autres ont résisté à la déformation, ceci expliquant qu'ils sont traversés par des zones de fracturation avec mylonites.

P.W.G. TANNER (1969) note encore que ce comportement différentiel a dû être influencé par l'intensité décroissante du Sud vers le Nord de la déformation.

### *C. Le domaine orogénique ruwenzorien. Le problème des corrélations*

Il apparaît, à la lueur des travaux récents relatifs à la tectonique et à la stratigraphie des formations précambriennes du Massif du Ruwenzori, que l'on peut diviser celles-ci en trois groupes d'âges différents:

1. les formations gneissiques du « Basement Complex of Uganda » (Complexe Aruen-Watien);
2. les formations schisteuses, plus ou moins métamorphiques (amphibolites, micaschistes, phyllites...), du « Buganda-Toro System »;

3. les formations non métamorphiques, pélitiques et calcaires du « Lindien ».

Nous verrons cependant ultérieurement (p. 49 et sq.) qu'il y a lieu d'établir certaines distinctions supplémentaires.

P.W.G. TANNER (1970) a appelé « Ruwenzori fold belt » (ou Domaine Orogénique Ruwenzorien) le domaine plissé (Orogenèse Ruwenzorienne) qui couvre à la fois, sur une distance de plus de 500 km, le Massif du Ruwenzori et la partie Sud du territoire Ugandais et dont les formations sont rapportées au « Buganda-Toro System ».

Ce domaine orogénique est limité au Nord par les gneiss du « Basement Complex », gneiss sur lesquels le « Buganda-Toro System » repose d'ailleurs en discordance, tandis qu'au Sud, il est lui-même recouvert en discordance par les formations Karagwe-Ankolean.

Le « Kibalien » et le « Nyanzien-Kavirondien », que l'on trouve respectivement à l'Ouest (Zaire) et à l'Est (Kenya et Tanzanie), ont naguère été considérés comme les équivalents du « Budanda-Toro System » (L. CAHEN, 1954; R.B. MCCONNELL, 1959).

#### *Le problèmes des corrélations*

P.W.G. TANNER (1970) estime toutefois plus logique d'attribuer le « Buganda-Toro System » à un cycle orogénique distinct.

Il est évidemment intéressant d'examiner les corrélations entre ces trois unités lithostratigraphiques, et ce, en faisant appel d'une part, à des critères structuraux et lithologiques et, d'autre part, aux âges radiométriques déterminés de différentes façons (Rb-Sr, U-Pb, K-Ar).

1) Les mesures d'âge rapportées par L. CAHEN and N.J. SNELING (1966, pp. 55 sq.) concernant le « Buganda-Toro System » sont toutes relatives à des événements post-tectoniques (de 1 725 à 2 075 m.a.), dont le plus ancien, daté  $2\ 075 \pm 60$  m.a. (Rb-Sr sur muscovite d'une pegmatite), constitue ainsi une limite jeune à l'Orogenèse Ruwenzorienne.

R.A. OLD and D.C. REX (1971) ont daté, pour leur part, respectivement à  $2\ 930 \pm 80$  m.a. (granite post-tectonique de

Masaba) et  $2\,430 \pm 100$  m.a. (granite post-tectonique de Buteba) les limites jeunes du « Nyanzien » et du « Kavirondien » (isochrones Rb-Sr sur roches totales; les rapports initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sont respectivement de  $0.707 \pm 0.003$  et de  $0.705 \pm 0.003$ ; la constante  $\lambda$  de désintégration du Rb est prise égale à  $1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ; par contre, si l'on choisit  $1.39 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  pour  $\lambda$ , les âges correspondant sont: 3 110 et 2 590 m.a.).

Ces mêmes auteurs ont également attribué un âge de  $2\,430 \pm 15$  m.a. ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial =  $0.711 \pm 0.021$  et  $\lambda = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ) à la partie granitisée du « Nyanzien » (gneiss granitiques) discordante sous le « Buganda-Toro System ».

Cet âge de 2 430 m.a. peut donc être considéré comme la limite jeune d'une Orogenèse post-kavirondienne que L. CAHEN and N.J. SNELLING (1966, p. 41) avaient déjà estimée à 2 550 m.a. (granite de Marogoli, intrusif dans le « Karivondien »).

L'âge de  $2\,100 \pm 67$  m.a. rapporté par R.A. OLD and D.C. REX (1971) pour le granite de Masaba ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial:  $0.7044 \pm 0.007$ ;  $\lambda = 1.47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ) correspond à une seconde isochrone Rb-Sr fort proche évidemment de 2 070 m.a., limite jeune de l'Orogenèse Ruwenzorienne.

Dans le « Nyanzien » de Jinja (bordure Est du « Ruwenzori fold belt » ugandais), L. CAHEN and N.J. SNELLING ont d'ailleurs rapporté des âges apparents de 1 850-2 170 m.a. pour des granites intrusifs (= post-tectoniques) dans le « Nyanzien ».

Il est dès lors tentant de rapporter ces âges à une remobilisation des granites post-Nyanziens (Masaba et S.E. de l'Uganda), réimpliqués lors de l'Orogenèse Ruwenzorienne, et ce, d'autant plus que la partie granitisée du « Nyanzien » (gneiss granitique) montre une limite jeune (2 430 m.a.) plus ancienne et concordante avec celle des granites post-tectoniques, intrusifs dans le « Kavirondien ».

Les âges radiométriques donnés ci-dessus excluent donc toute corrélation « Nyanzien » (2 930 m.a.) — « Buganda-Toro System » (2 075 m.a.) et « Kavirondien » (2 430 m.a.) — « Buganda-Toro System », du moins en ce qui concerne leur appartenance à un même cycle orogénique.

L'étude structurale exclut également pareilles corrélations, puisque le « Nyanzien » est discordant sous le « Buganda-Toro System »; l'Orogenèse Ruwenzorienne, ou, pour être plus précis,

certaines structures dominantes du Domaine Orogénique Ruwenzorien se trouvent d'ailleurs superposées à celles affectant déjà l'ensemble « Nyanzien-Kavirondien ».

D'autre part, on ne peut manquer d'être frappé par la similitude des âges Watiens (2 900 m.a. - U - Pb) et Nyanzien (3 110 m.a. - isochrone Rb - Sr avec  $\lambda = 1,39 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ) et des âges Aruen (2 600-2 700 m.a.) et Kavirondien (2 590 m.a. avec  $\lambda (\text{Rb}) = 1,39 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ).

A ce propos, on notera encore que, dans le cas de la charnockite de Msagali (Tanganyika Shield), C.M. SPOONER *et. al.* (1970) attribuent un âge minimum de 2 280 m.a. ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial = 0.705) aux phénomènes de granitisation régionale qui ont donné naissance au « Granitoid Shield » (p. 513).

Peut-être faut-il y voir la même influence qui, au Nord, s'expliquerait par la remobilisation des granites post-Nyanziens lors de l'orogénèse Ruwenzorienne?

2) La corrélation établie naguère entre le « Kibalien » et le « Nyanzien » sur des bases lithologiques semble de même exclue par la comparaison des âges radiométriques mesurés.

Les âges post-tectoniques les plus anciens du « Kibalien » sont en effet, comme ceux du « Buganda-Toro System », voisins de 2 070 m.a. (Rb-Sr avec  $\lambda = 1,47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ) et de 2 190 m.a. (avec  $\lambda = 1,39 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ), tandis que la limite jeune du « Nyanzien » est beaucoup plus ancienne (2 930 m.a. avec  $\lambda = 1,47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  et 3 110 m.a. avec  $\lambda = 1,39 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ). La même remarque s'applique également au « Kavirondien » (2 430 m.a. avec  $\lambda = 1,47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  et 2 590 m.a. avec  $\lambda = 1,39 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ).

3) Par contre, la comparaison de ces âges indique que la corrélation « Kibalien »-« Buganda-Toro System » pourrait se justifier en raison de la limite jeune qui, dans les deux cas, est voisine de 2 070 m.a.

On sait en outre, d'une part, que J.V. HEPWORTH (1964) a placé le « Kibalien » discordant sur l'« Aruen » (ce qui est en parfait accord avec l'opinion des géologues du Zaïre, qui situent ce « Kibalien » au-dessus des Gneiss de la Garamba (voir J. LEPERSONNE (1971), et, d'autre part, que le « Buganda-Toro

System » est lui-même discordant sur les gneiss septentrionaux du Ruwenzori, prolongement méridional de l'« Aruen ».

Il ne semble d'ailleurs pas qu'il existe des arguments structuraux suffisamment probants pour écarter la corrélation « Kibalien »-« Buganda-Toro System », ni même pour les rattacher à des cycles orogéniques distincts.

Ces deux formations plissées ont au contraire, dans l'ensemble, une même orientation générale Est-Ouest (ce qui n'exclut pas pour autant que d'autre(s) déformation(s) aient pu, ultérieurement, se superposer, et même être dominantes. C'est vraisemblablement le cas dans certaines régions du Domaine Orogénique Ruwenzorien (voir par exemple B.C. KING and A.M.J. DE SWARDT, 1970, pp. 65 sq.).

A. LHOEST (1940 et 1952) a d'ailleurs signalé à l'Ouest du graben de la Semliki, dans la région Ituri-Ibina-Luhule, qu'il y avait lieu de différencier dans le substratum ancien deux types de formations (« Complexe de base » et « Formations supérieures ») séparées par une discordance stratigraphique.

Le « Complexe de base », qu'il rapporte au « Kibalien » (1940), est fait de roches métamorphiques (pélitiques et arénacées, comportant notamment des quartzites itabiritiques ainsi que des amphibolites litées) et d'importants massifs granitiques intrusifs, recoupés par des dykes doléritiques.

En 1952, ce même auteur a précisé l'existence, au sein de ce « Kibalien » métamorphique, de niveaux conglomératiques (au Nord, dans le lit d'un affluent de la Biakatu, et au Sud, dans le lit de la Mununzi, affluent de la Luhule). Les différentes lithologiques entre les parties Nord et Sud semblent d'ailleurs assez marquées, puisque A. LHOEST note que, dans les formations méridionales, les niveaux amphibolitiques sont plus importants, tandis que les niveaux quartzitiques n'y sont plus accompagnés du faciès itabirite (1952, p. 253).

Bien que les directions structurales de ces deux ensembles, Nord à itabirites, et Sud sans itabirites, apparaissent nettement différentes sur la carte géologique (1952), et pourraient indiquer de ce fait un contact par faille plutôt qu'une influence de la mise en place des granites, A. LHOEST estime qu'elles appartiennent à une seule et même série sédimentaire, dont la partie

supérieure, méridionale, serait le correspondant de « La Série du Mont Stanley ».

De ce fait, le « Kibalien », ou tout au moins une partie du « Kibalien », serait l'équivalent du « Buganda-Toro System ».

Monsieur J. LEPERSONNE, qui a eu l'amabilité de nous faire part des travaux de A. LHOEST, note que ces observations pourraient suggérer que, sous le vocable de « Kibalien », il y a sans doute lieu de distinguer au moins deux faciès: un ensemble supérieur à quartzites, sans faciès itabirite, prolongeant ainsi à l'Ouest le « Buganda-Toro System », et un ensemble inférieur, à itabirites, n'existant pas en Uganda, mais se trouvant par contre abondamment représenté dans le « Kibalien » du Zaïre, c'est-à-dire loin au Nord du Domaine Orogénique Ruwenzorien.

4) Enfin, il reste à préciser que l'âge de la phase principale de l'Orogenèse Kibarienne, affectant le « Karagwe-Ankolean », au Sud du Domaine Orogénique Ruwenzorien, est estimé à quelque 1 300 m.a.

L. CAHEN, J. DELHAL and S. DEUTSCH (1972) ont en effet daté respectivement à  $1\ 288 \pm 46$  m.a. et à  $1\ 297 \pm 159$  m.a., par la méthode Rb-Sr ( $\lambda = 1,47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ), des granites gneissifiés ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial =  $0.7083 \pm 0.006$ ) et des gneiss syntectoniques ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial =  $0.7037 \pm 0.010$ ) kibariens (Central Shaba, Katanga) (un âge de  $1\ 306 \pm 35$  m.a. a d'ailleurs également été déterminé sur zircon, par la méthode U-Pb, pour les gneiss du Massif de Bukena).

Ces âges concordent parfaitement avec celui de  $1\ 278 \pm 58$  m.a. calculé par V.E. VERNON-CHAMBERLAIN and N.J. SNELLING (1972), au moyen d'une seule isochrone Rb-Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial =  $0.7141 \pm 0.0044$ ) relative à seize échantillons groupés de granites gneissifiés et de gneiss syntectoniques du S.W. Ugandais.

L. CAHEN et ses coauteurs (1972) ont d'ailleurs montré dans leur étude que la valeur élevée du rapport initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de certains gneiss d'âge Kibarien (Ntungama et Kamwezi en Uganda) devait être attribuée à la réactivation de roches du socle lors de l'Orogenèse Kibarienne ou, autrement dit, par la redistribution, lors de cette orogénèse, du Sr radiogénique dans des roches d'âge pré-Karagwe-Ankolean.

Quant aux granites post-tectoniques à Sn, ils sont datés, au Zaïre et en Uganda, à  $\pm$  950 m.a.

Par conséquent, puisque des âges de 1 000 à 1 300 m.a. ont été mesurés dans le « Toro » du Ruwenzori (voir P.W.G. TANNER, 1970, p. 3), il faut certainement y voir un effet de l'Orogenèse Kibarienne.

### 5) *Conclusions*

Si les corrélations « Nyanzien »-« Buganda-Toro System » et « Kavirondien »-« Buganda-Toro System » peuvent être exclues, il n'en est pas de même en ce qui concerne la corrélation « Kibalien »-« Buganda-Toro System »: ces deux ensembles ont en effet la même limite jeune (2 070 m.a.) et sont discordants sur l'« Aruen ».

En outre, nous avons vu que leurs dissemblances lithologiques pouvaient ne correspondre qu'à une différence de faciès, et aussi de degré d'évolution métamorphique, assez compréhensibles d'ailleurs si l'on considère la surface couverte aujourd'hui par le « Kibalien » et le « Buganda-Toro ».

Il est utile de noter à ce propos que P.W.G. TANNER (1970, p. 6) n'exclut pas a priori que le « Nyanzien » et le « Buganda-Toro », contigus dans l'Est Africain, aient pu se déposer à la même époque, mais dans des bassins de sédimentation séparés, le bassin Nyanzien étant alors caractérisé par une activité volcanique plus intense.

Si la comparaison des âges « Nyanzien » et « Buganda-Toro » n'est pas favorable à cette hypothèse, celle-ci mériterait toutefois d'être envisagée pour des formations d'âges comparables.

La similitude des âges Watien et Nyanzien, Aruen et Kavirondien, de même d'ailleurs que les points communs au « Kibalien » et au « Buganda-Toro », ne sont sans doute pas fortuits.

Quoi qu'il en soit, en suivant le schéma établi par P.W.G. TANNER (1970), on peut considérer que le Domaine Orogénique Ruwenzorien est avant tout caractérisé par des formations du « Buganda-Toro System », qui ont été plissées et métamorphosées il y a plus de 2 070 m.a., et qui ont vraisemblablement subi dans la suite le contrecoup de l'Orogenèse Kibarienne (1 300 m.a.).

#### D. *Caractéristiques du métamorphisme régional ruwenzorien*

Les formations du « Buganda-Toro System » peuvent être considérées comme appartenant typiquement à un ensemble eugéosynclinal.

Leur faciès métamorphique se semble pas correspondre à une zone géométamorphique très profonde; l'étude de « La Série de la Butahu » montre que l'on peut situer approximativement le faciès métamorphique des formations micaschisteuses supérieures à la limite: mésozone supérieure-mésozone moyenne (Première Partie, p. 20 et sq.).

P.W.G. TANNER (1970, p. 5) semble admettre que ce fait puisse être généralisé à l'ensemble de l'Orogène Ruwenzorien: nous verrons toutefois plus loin (p. 59) qu'il ne s'agit là que d'une impression qui doit être corrigée pour deux raisons:

1) parce que le gradient géothermique régional croît plus rapidement vers la base du « Buganda-Toro System » (effet de socle) qui peut être considérée comme marquant la limite mésozone-catazone supérieure;

2) parce que les gneiss méridionaux, ou du moins une partie de ceux-ci, font partie du « Buganda-Toro » au même titre que les micaschistes supérieurs (voir pp. 47 et sq.).

Ces deux raisons ne sont d'ailleurs pas indépendantes.

Certaines particularités méritent aussi un examen plus approfondi.

Nous les classerons en trois catégories.

1) L'étude pétrographique détaillée des micaschistes de « La Série de la Butahu » nous a appris que les caractères structuraux de certains minéraux et la nature particulière de certaines associations minéralogiques impliquaient au moins une évolution plurifacielle, c'est-à-dire traduisant à chimisme constant les modifications T-P pouvant intervenir lors du métamorphisme ou, d'une façon plus générale, lors de l'évolution géologique (orogénique par exemple).

A l'heure actuelle, nous ne possédons malheureusement que peu d'indications sur les caractères pétrographiques des ensembles micaschisteux de l'unité méridionale.

Les travaux de R.B. McCONNELL (1959), W.L. BARRETT (1969), A.I. BAILEY (1969) et P.W.G. TANNER (1970) indiquent toutefois que le caractère particulier de la minéralogie de « La Série de la Butahu » n'est pas unique, même si la complexité structuro-minéralogique que nous y avons notée (voir associations pp. 16-17) ne se retrouve peut-être pas telle quelle ailleurs.

Il semble ainsi,

a) que la cordiérite pugillaire (schistes noduleux) et la sillimanite (et/ou fibrolite) soient assez répandues;

b) que le grenat, la staurotide, le chloritoïde, et plus particulièrement encore l'andalousite, soient assez rares ou sporadiques;

c) que le disthène soit par contre inconnu, sauf toutefois dans les roches pélitiques du « Toro » (B.C. KING and A.M.J. DE SWARDT, 1970, p. 72).

Malgré l'absence des précisions pétrographiques souhaitables et nécessaires à la compréhension de ces roches, P.W.G. TANNER (1970) admet que le métamorphisme régional de ces schistes cristallins est du type Abukuma.

Il y voit deux raisons:

a) la nature des associations minéralogiques (présence de cordiérite, andalousite, sillimanite);

b) la zonation serrée correspondant au passage rapide de faciès (ou plus exactement de sous-faciès) dans lesquels le métamorphisme n'a pas atteint une intensité très forte à d'autres où le degré d'évolution est plus élevé.

Tel qu'il est présenté par P.W.G. TANNER, le second argument nous paraît fort critiquable.

Nous rappellerons simplement que, dans « La Série de la Butahu », la « zonation » est tellement serrée qu'elle se produit à l'échelle de l'échantillon et correspond en réalité à une évolution plurifaciale (C. FÉLIX, 1972).

2) Un autre fait important doit également retenir notre attention: la présence dans le même système (« Buganda - Toro System ») de roches métamorphiques entièrement recristallisées et de roches non métamorphiques, ou à peine métamorphisées, ayant conservé leurs structures sédimentaires et se trouvant, le

plus souvent sporadiquement, en bandes étroites sur la bordure de l'Orogène Ruwenzorien (P.W.G. TANNER, 1970).

Le cas le plus typique semble être celui de la « Bwamba Pass Series », reposant sur les gneiss septentrionaux et située sous la « Stuhlman Pass Series » (Vallée de la Ruimi), que R.B. McCONNELL (1959) avait rangée avec les calcaires de la Lume dans un ensemble d'âge Karagwe-Ankolean.

Il est en effet assez inhabituel de trouver en contact avec des formations cristallophyliennes des ensembles aussi peu évolués que ceux de la « Bwamba Pass Series », et ce, dans un domaine aussi restreint que celui figuré sur la carte géologique (1951-1952).

Ce fait est d'autant plus exceptionnel que ces roches, à peine métamorphiques, constituent la « base » du « Buganda-Toro System », et reposent d'ailleurs sur l'unité septentrionale par un conglomérat de base (R.B. McCONNELL, 1959, p. 262): étant donné cette position, leur faciès minéralogique apparaît donc aberrant lorsqu'on le compare à celui des micaschistes supérieurs.

3) P.W.G. TANNER (1970), qui a reconnu l'existence de phénomènes anatectiques dans l'unité méridionale, estime que le volume de matériau granitique introduit durant l'Orogenèse Ruwenzorienne doit être relativement faible.

Cette constatation est assez anormale dans un domaine métamorphique du type Abukuma où les manifestations granitiques syncinématiques sont au contraire généralement abondantes.

Par conséquent, bien que l'on admette dans les travaux récents que les gneiss de l'unité méridionale appartiennent au « Basement Complex », et constituent de ce fait l'équivalent de la série migmatitique septentrionale, on peut se poser la question de savoir si cette identification est réellement justifiée ou, au contraire, si les roches « gneissiques » du domaine méridional ne doivent pas être, en tout ou en partie, considérées comme le résultat des phénomènes anatectiques produits aux dépens de roches du « Buganda-Toro System »? (voir à ce propos, B.C. KING, 1947).

B.C. KING and A.M.J. DE SWARDT (1970, p. 76) écrivent d'ailleurs: « Formations ranging from gneisses to granites are

widely developed in the region occupied by the Buganda-Toro System ».

Ils admettent également (p. 58) que, dans la partie méridionale du Ruwenzori, les schistes ont subi une migmatitisation intense « ...the resultant banded gneisses locally passing into gneissose granite. Splendid sections showing the progressive migmatization of the schists can be seen in the Kilembe Valley ».

### *E. Discussion et interprétation des résultats des travaux relatifs à la géologie du massif du Ruwenzori*

Les paragraphes précédents prouvent à suffisance la multiplicité et la complexité des problèmes posés par l'étude de la structure tectonique et du métamorphisme du Domaine Orogénique Ruwenzorien.

En nous basant sur les résultats parfois contradictoires des travaux relatifs à la géologie du Massif du Ruwenzori, nous avons essayé, dans les lignes qui suivent, de préciser davantage les conditions dans lesquelles il convenait de situer et d'envisager l'évolution tectonométamorphique de l'Orogène Ruwenzorien.

#### *a) Les problèmes de la tectonique précambrienne*

Nous avons noté dans la Première Partie que c'est « dans le mouvement », c'est-à-dire lors de la déformation plastique régionale, que les matériaux d'un géosynclinal se transforment en roches cristallophylliennes sous certaines conditions P-T (voir page 12).

Il nous reste par conséquent à préciser l'aspect cinématique lié à cet état cristallophyllien.

Les travaux de P. MICHOT (1951, 1952, 1966) sont à cet égard explicites et montrent que les domaines cristallophylliens appartiennent à des « segments orogéniques profonds » dont la structure tectonique primaire interne est en plis couchés de type plastique (type pennique).

C'est donc d'abord dans ce cadre géologique général qu'il convient d'examiner les caractères structuraux des roches cristallophylliennes de l'Orogène Ruwenzorien.

b) *L'Orogenèse Ruwenzorienne*

Le style pennique caractérisant la structure primaire des domaines orogéniques profonds a été reconnu par P. MICHOT sur le versant méridional du Massif du Ruwenzori sous forme d'un empilement de nappes (voir page 35).

Le terme de « nappe », qui a été utilisé comme synonyme de « pli couché », semble n'avoir été interprété dans la suite que comme équivalent de « nappe de charriage ».

Or, il n'y a pas de doute à ce sujet: lorsque P. MICHOT caractérise la structure primaire du Ruwenzori par un empilement de nappes, il évoque la structure en plis couchés de type plastique. Il écrit en effet (1933 c, p. 4-5): « ... le massif du Ruwenzori a fait partie, à l'époque de la production de ces plissements, d'une zone essentiellement profonde, caractérisée par le développement de « plis couchés se déployant sans rupture »... ».

Par conséquent, si charriages il y a, ils ne peuvent être que tardifs, voire postérieurs, par rapport à la phase tectono-métamorphique primaire mésozonale.

P. MICHOT (1933 b, p. 9) note d'ailleurs à ce sujet: « Les modifications d'allure dans la base des nappes de la Lume et de la Butahu, ..., me portent à penser, dans la conception que nous avons de la genèse des plis couchés, que *leur géométrie actuelle n'est pas celle qu'elles ont prise au moment du déclenchement des nappes, mais bien que leur position initiale a été modifiée...* ».

*Evidemment, dans l'état actuel de nos connaissances de la structure de l'unité méridionale, il semble que l'on ne puisse accepter l'hypothèse d'une superposition de trois plis couchés qu'avec beaucoup de réserves.*

L'examen de cette question mériterait certainement d'être revu sur le terrain.

Toutefois, quoi qu'il en soit, on peut affirmer que l'Orogène Ruwenzorien ne diffère pas des autres domaines cristallophylliens par son style tectonique primaire: celui-ci est de type pennique.

B.C. KING and A.M.J. DE SWARDT (1970, p. 69) rapportent d'ailleurs des faits qui ne peuvent que confirmer l'existence de ce style pennique primaire: « The primary cleavage or schistosity

always appears to be related to early recumbent style folds where the axial planes coincide with the general direction of bedding and which commonly have axes transverse to those of the later main folding in any particular area ».

Il nous semble dès lors logique de considérer que c'est cette déformation en pli(s) couché(s), dont le métamorphisme régional est contemporain, qui est caractéristique du Domaine Orogénique Ruwenzorien.

Le plissement qui affecte simultanément les gneiss de l'unité méridionale et les micaschistes du « Buganda-Toro System » sous forme de plis serrés ou isoclinaux, souvent déversés vers le Nord, est par conséquent symptomatique d'une déformation ultérieure, tardive dans tous les cas par rapport au métamorphisme régional puisqu'elle plisse parfois très violemment la schistosité de cristallisation primaire (voir S. — Première Partie).

Et, s'il est vrai que ces plis secondaires présentent des allures de plis couchés, il semble que ce fait soit localisé au Massif du Ruwenzori, car, en d'autres régions, ces structures isoclinales quasi-horizontales sont beaucoup plus rares et apparaissent nettement comme le résultat d'une seconde phase de plissement (B.C. KING and A.M.J. DE SWARDT, 1970, P. 65).

### 1. *Les formations du « Buganda-Toro System »*

La nature du contact séparant les formations du « Buganda-Toro System » de celles du « Basement Complex » (gneiss de l'unité septentrionale) est généralement difficile à définir, sauf peut-être en ce qui concerne le cas des formations non métamorphiques.

R.B. McCONNELL (1959) et P.W.G. TANNER (1969) notent ainsi que, si le contact: micaschistes du « High Peaks Schist Group » — gneiss septentrionaux peut correspondre à une discordance stratigraphique, il a certainement été modifié par décollement.

Etant donné le caractère de la déformation primaire en pli couché, il paraît peu vraisemblable, pour ne pas dire impossible, que pareille discordance soit de nature stratigraphique.

R.B. McCONNELL (1959, p. 261) note d'ailleurs que la « Stuhlman Pass Series » et les gneiss en contact portent les traces d'efforts cisailants.

Le contact entre « Bwamba Pass Series » et « Stuhlman Pass Series » dans la vallée de la Ruimi est sans doute aussi du même type.

Dans l'unité méridionale, la concordance structurale entre les micaschistes et les « gneiss » est parfaite (W.L. BARRETT, 1969); cette observation semble confirmer, d'une part, ce que nous avons dit précédemment des gneiss méridionaux (voir page 46) et, d'autre part, accréditer la thèse de l'existence d'une continuité stratigraphique (R.P. FREEMAN, 1969).

Le contact entre les formations non métamorphiques (« Bwamba Pass Series », base de la « Butiti Schist Group ») et les gneiss septentrionaux correspond par contre indubitablement à une discordance stratigraphique majeure (peut-être parfois modifiée par décollement ou par cisaillement).

La présence d'horizons conglomératiques à la base de ces formations indique d'ailleurs que, originellement, ces roches étaient transgressives sur leur substrat.

REMARQUE: Notons également que les formations calcaropéliques de la « Série de la Lume » reposent par un conglomérat de base sur les micaschistes méridionaux (B. EGOROFF, 1966).

## 2. Les formations supposées d'âge Karagwe-Ankolean et lindiennes

Ces différentes constatations, jointes aux précédentes concernant le caractère du métamorphisme régional ruwenzorien (2, 3, pages 45 et 46), nous amènent, d'une part, à ranger la « Bwamba Pass Series » et la base des formations de la Butiti, de même que la « Lume Calcareous Series » dans des ensembles différents du « Buganda-Toro System » (ce qu'avait déjà fait R.B. McCONNELL, 1959) et, d'autre part, à intégrer les « gneiss » méridionaux dans le « Buganda-Toro System ».

a) En ce qui concerne la « Lume Calcareous Series » il est vraisemblable que l'on doive l'attribuer au *Lindien* compte tenu des faits rapportés par J. LEPERSONNE (1949), et compte tenu également du caractère transgressif de cette série sur le « Buganda-Toro » de la bordure occidentale du Massif du Ruwenzori (voir p. 29).

b) Nous avons déjà noté (p. 41) que A. LHOEST (1940) avait différencié, dans la région Ituri-Ibina-Luhule, un « Complexe de base », « Kibalien », et des « Formations supérieures »: celles-ci, reposant en discordance sur le « Kibalien », comportent des schistes et des phyllades (à petits cailloux détritiques à la base), des quartzites parfois conglomératiques et « d'importants dykes de dolérite souvent variolithique » (1940, p. 192) que A. LHOEST a rapportés à l'« Urundien ». Cet ensemble non métamorphique, plissé, est plus connu sous le nom de « Formations de la Luhule-Mobisio » (L. CAHEN, 1954, pp. 180-181): son âge est inconnu. Toutefois, puisqu'il est surmonté en discordance par la tillite de la Haute Ibina, horizontale (« Lindien ») et lui-même discordant sur le « Kibalien » prolongeant le « Buganda-Toro » (voir p. 42), il est probable qu'il s'agit de formations d'âge Karagwe-Ankolean.

Il est tentant de rapprocher de ces formations du Zaïre celles qui dans le Massif du Ruwenzori sont non métamorphiques (conservation de structures sédimentaires) et transgressives sur leur substrat: c'est vraisemblablement le cas de la « Bwamba Pass Series » et des formations inférieures de la Butiti.

REMARQUE: Il est évident que ces formations non métamorphiques n'ont rien de commun avec celles signalées beaucoup plus à l'Est sur la bordure du Domaine Orogénique Ruwenzorien, dans le District de Jinja, par R.M. SHACKLETON *et al.* (1972) et C.T. HARPER *et al.* (1972) (« low-grade argillaceous meta-sediments »). Ces formations ont été datées à  $1864 \pm 37$  m.a. (K-Ar sur roches totales): cet âge correspond bien à celui du « Buganda-Toro System ».

c) Enfin, bien que la nature des contacts entre les différentes formations ainsi reconnues reste un problème délicat à résoudre, il apparaît assez clairement que certaines discordances ne puissent être autres que tectoniques.

B. EGOROFF (1966) a d'ailleurs montré qu'en différents endroits les indices de charriage étaient certains et marqués par des zones rocheuses pulvérisées à caractère nettement épizonal.

Malheureusement, il semble impossible à l'heure actuelle d'estimer l'extension et l'amplitude de ces mouvements cisailants

qui, par ailleurs, ne sont pas rares dans l'unité méridionale (R.B. McCONNELL, 1959, p. 261).

Le style tectonique de la déformation secondaire, en plis isoclinaux serrés quasi-horizontaux, ne peut d'ailleurs qu'amplifier la complexité des relations entre les différents types de formations.

d) Il est vraisemblable, que le plissement isoclinal et les mouvements cisailants, tous deux de caractère épizonal, appartiennent à la même phase déformative.

Il est bien sûr difficile de situer ces mouvements dans le temps, notamment par rapport à la déformation plastique en pli couché. Néanmoins, ce dont on peut être certain, c'est que ces mouvements se sont produits alors que le bâti avait regagné l'épizone.

La présence, dans la vallée de la Ruimi, de ce qui pourrait être une écaille de la « Bwamba Pass Series » (*fig. 4*) constitue ainsi le seul indice permettant de dater ces mouvements.

e) EN RÉSUMÉ: La phase déformative primaire caractéristique du Domaine Orogénique Ruwenzorien s'est traduite par la formation de pli(s) couché(s) porteur(s) des faciès mésozonal (micaschistes) et catazonal supérieur (gneiss).

*Cette phase tectono-métamorphique majeure est symptomatique de l'Orogenèse Ruwenzorienne (âge minimum 2 070 m.a.).*

La période de décharge (érosion) amène ensuite le bâti dans l'épizone, où celui-ci est plissé sous l'action de poussées venant du Sud; c'est vraisemblablement vers la fin de cette nouvelle déformation que se manifestent des mouvements cassants et cisailants.

Des âges de 1 000 à 1 300 m.a. ayant été mesurés dans l'unité méridionale, on peut penser que ces poussées venant du Sud sont contemporaines de l'Orogenèse Kibarienne (voir tectogramme, page 58) datée à 1 300 m.a.

A notre sens, il n'est donc pas exclu que les formations non métamorphiques du Massif du Ruwenzori soient d'âges Karagwe-Ankolean comme le supposait R.B. McCONNELL (1959) (« Bwamba Pass Series » et base de la Butiti) et Lindien (« Série de la Lume »).

On peut certes objecter à cette interprétation que, hormis *La Série de la Lume*, ni la « Bwamba Pass Series », ni la base de la

Butiti ne sont discordantes sur les micaschistes du « Buganda-Toro », mais au contraire sur les gneiss septentrionaux.

On ne doit toutefois pas perdre de vue:

1) que rien n'indique que les gneiss septentrionaux, situés juste sous les formations du « High Peaks Schist Group » sont discordants sous les micaschistes du « Buganda-Toro »: il est même vraisemblable que certains d'entre eux appartiennent, comme les gneiss méridionaux, au « Buganda-Toro » (voir 4, p. 56);

2) que les formations de la base du « Butiti Schist Group » n'ont que de minimes ressemblances lithologiques avec celles occidentales, micaschisteuses, du « High Peaks Schist Group »;

3) que les formations non métamorphiques constituent toutes des faciès septentrionaux, situés en bordure du Massif du Ruwenzori, sur lesquels les formations méridionales ont pu être charriées.

### 3. *Les formations du Mont Stanley*

a) Dans une étude pétrologique détaillée qu'il a consacrée aux formations septentrionales du Massif du Ruwenzori — versant zaïrois — P. MICHOT (1938) considère « La Série du Mont Stanley », constituée par une alternance de cipolins et d'amphiboloschistes d'origine sédimentaire, comme la formation la plus ancienne affleurant actuellement dans la région des hauts sommets.

P. MICHOT avait estimé la puissance de cette série à 40-50 mètres. B. EGOROFF (1966, p. 49 et 78) l'a évaluée à environ 600 mètres, y incluant des quartzites et des coulées de « pillow-lavas » qu'il a pu observer notamment sur le flanc Sud du Wusuwameso et au Sud du Lac Vert.

Cette « Série du Mont Stanley » (dont B. EGOROFF, 1966, p. 49, écrit qu'elle forme « un système transgressif sur un substratum qu'il n'est pas possible de déterminer en l'absence du poudingue de base ») paraît antérieure à une intrusion gabbroïque mésozonale (gabbro à hornblende du Mont Stanley, P. MICHOT, 1938; B. EGOROFF, 1966).

Bien qu'il semble difficile d'affirmer que ce gabbro ait fait intrusion « dans » « La Série du Mont Stanley », P. MICHOT

décrit comme une certitude la migration simultanée du bloc « Série du Mont Stanley » — gabbro jusque dans l'épizone, et la place dans le cycle d'une orogénèse dont on ne connaît que la période de décharge (Orogénèse Wusuwamésienne).

Tout en progressant vers des niveaux géométamorphiques de plus en plus élevés, ce gabbro a été mylonitisé à des degrés divers ainsi que l'indique la granularité de ses dérivés dynamométamorphiques (gabbroamphibolites, amphiboloschistes grossiers et fins), (amphibolonitisation mésozonale de l'Orogénèse Wusuwamésienne, P. MICHOT, 1938).

Ultérieurement, lors d'un nouveau cycle orogénique — Orognèse Ruwenzorienne —, ces mêmes formations se sont retrouvées mylonitisées dans la mésozone supérieure.

Le fait que le bâti ait regagné des conditions bathymétriques plus profondes que celles terminant le cycle wusuwamésien est symptomatique pour P. MICHOT de la mise en place des plis couchés méridionaux.

b) L'existence d'un gabbro intrusif est aujourd'hui fort contestée.

R.B. McCONNELL (1959) et P.W.G. TANNER (1969, 1971), n'ayant observé aucune masse basique intrusive dans l'Orogène Ruwenzorien, estiment en effet que « le gabbro et les dérivés métamorphiques » appartiennent, comme la « Série du Mont Stanley », à un seul et même complexe volcanique eugéosynclinal. Celui-ci se présentait initialement sous forme de coulées de laves en coussin intercalées avec des sills basiques et des passées calcaires et quartzitiques.

c) Nous avons nous-même conclu antérieurement de l'étude pétrologique des micaschistes de « La Série de la Butahu » que, si l'intrusion gabbroïque du Mont Stanley pouvait être considérée comme une entité géologique réelle et distincte des autres formations amphibolitiques du Mont Stanley, il y avait lieu de la rattacher à la phase des déformations plastiques en pli couché (intrusion gabbroïque syncinématique — C. FÉLIX, 1968, 1972), ce qui compliquait évidemment le problème des mylonitisations successives envisagées par P. MICHOT.

En réalité, P.W.G. TANNER (1970, p. 9) estime que l'hétérogénéité granulométrique actuelle des roches amphibolitiques

reflète davantage l'influence de la granularité et des structures des roches ignées originelles plutôt que l'effet de contraintes tectoniques qui se seraient manifestées à différents niveaux bathymétriques.

En ce sens, les amphibolites de la « Stanley Volcanic Series » ne différaient donc pas des micaschistes: leur caractère mésozoonal n'aurait été affecté que par des phénomènes mineurs épizonaux (saussuritisation du plagioclase et développement local d'une crénelure qu'il faut certainement mettre en relation avec le second plissement épizonal).

On peut dès lors se poser la question de savoir si le caractère plurifaciel des roches de « La Série de la Butahu », qui traduit sans ambiguïté aucune l'existence à proximité de cette série cristallophyllienne d'une masse capable de rayonner de la chaleur, constitue un argument suffisamment valable en faveur de l'existence hypothétique d'une intrusion gabbroïque?

A la lueur des travaux récents que nous avons cités et qui jettent un jour nouveau non seulement sur la géologie du Massif du Ruwenzori, mais aussi sur celle de l'Orogène Ruwenzorien, on peut affirmer que non.

En effet, si l'existence d'une intrusion gabbroïque syncinématique se présente comme une conclusion logique dans le cadre géologique restreint (versant zaïrois) que nous avons envisagé lors d'études antérieures, il apparaît par contre que cette interprétation se révèle tout à fait insuffisante et fallacieuse à l'échelle du Domaine Orogénique Ruwenzorien.

Nous avons noté précédemment que, si la complexité minéralogique et structurale de « La Série de la Butahu » ne semblait pas se retrouver telle quelle dans les autres micaschistes du « Buganda-Toro System », il n'en restait pas moins vrai que le faciès minéral était assez constant à l'échelle régionale (page 45).

Dans ces conditions, il nous paraît difficile d'attribuer ce phénomène régional à une intrusion basique localisée.

Nous examinerons d'ailleurs dans un autre paragraphe les problèmes posés par le métamorphisme régional ruwenzorien (voir p. 59 et sq.).

#### 4. Les roches « granitiques » du Mont Speke

P. MICHOT (1938) considère le « granite » du Mont Speke comme une masse intrusive dans une couverture constituée par le gabbro à hornblende et ses dérivés dynamométamorphiques (intrusion granitique tardi-cinématique de l'Orogenèse Ruwenzorienne).

R.B. McCONNELL (1959, p. 253) estime au contraire qu'il s'agit d'un granite ancien, produit par migmatitisation aux dépens du « Basement Complex » et mobilisé à la fin de la phase diastrophique ubendienne, qui a été mylonitisé ultérieurement lors des charriages.

La question de l'origine de ce granite se pose donc de la même façon que celle des « gneiss » de l'unité méridionale. Elle résume ainsi parfaitement l'alternative suivante:

1) ou bien les roches gneissiques et granitiques (granites syncinématiques) de l'unité méridionale appartiennent au « Basement Complex », et alors elles ont été mylonitisées dans des conditions épizonales lors de l'Orogenèse Ruwenzorienne;

2) ou bien ces roches leucocrates appartiennent au « Buganda-Toro System », et alors elles sont symptomatiques des phénomènes anatectiques contemporains de l'Orogenèse Ruwenzorienne. Dans ce cas, les zones gneissiques broyées de l'unité méridionale sont contemporaines des charriages et des mouvements cassants épizonaux.

#### F. Conclusions

Nous avons vu antérieurement que la surrection en horst du Ruwenzori (plus de 3 000 mètres) pouvait être rattachée approximativement à une époque post-Miocène (fin-Tertiaire).

D'après les travaux des géologues britanniques (R.B. McCONNELL, 1959), ce soulèvement aurait en quelque sorte été préparé par les orogenèses antérieures.

Les grandes failles radiales encadrant le horst du Ruwenzori et le Fossé des Grands Lacs pourraient être en effet des failles précambriennes qui auraient disloqué le « Basement Complex » ( $\pm$  2 500 à 3 000 m.a.) avant que l'ensemble ne soit lui-même

pénéplané et recouvert par les formations du « Buganda-Toro System ».

Cette hypothèse n'a pourtant reçu jusqu'à ce jour aucune confirmation.

A notre sens, il convient de n'inclure dans le « Buganda-Toro System » que « des roches métamorphiques et cristallines », dont les principaux termes sont des micaschistes, des amphibolites et des gneiss ou granites syncinématiques.

Nous excluons donc de ce système les roches non métamorphiques (« Bwamba Pass Series », base de la « Série de la Butiti », et, a fortiori, la « Série de la Lume »), généralement caractérisées à leur base par des horizons conglomératiques, qui reposent sur leur substrat par une discordance de nature stratigraphique.

a) Dans ce cas, on peut dire que le dépôt des formations du « Buganda-Toro System » dans un domaine eugéosynclinal typique marque le début du Cycle Ruwenzorien, dont la phase diastrophique est caractérisée par une tectonique de style pennique (pli couché) (Orogenèse Ruwenzorienne, âge minimum 2 070 m.a.).

Le métamorphisme régional contemporain de cette orogénèse porte un faciès mésozonal à catazonal supérieur se traduisant dans les zones les plus profondes par des phénomènes anatectiques.

b) Le dépôt des formations non métamorphiques, transgressives sur leur substrat, marque quant à lui le début d'un second cycle géologique qui aboutira à l'édification d'un domaine orogénique de type épizonal.

C'est vraisemblablement au cours de la phase déformative de ce second cycle que les formations métamorphiques du « Buganda-Toro System » se verront replissées (Orogenèse Kibarienne?) et peut-être charriées vers le Nord.

Le tectogramme suivant retrace son évolution (*fig. 5*).

L'Orogène Ruwenzorien y apparaît typiquement comme un domaine polycyclique.

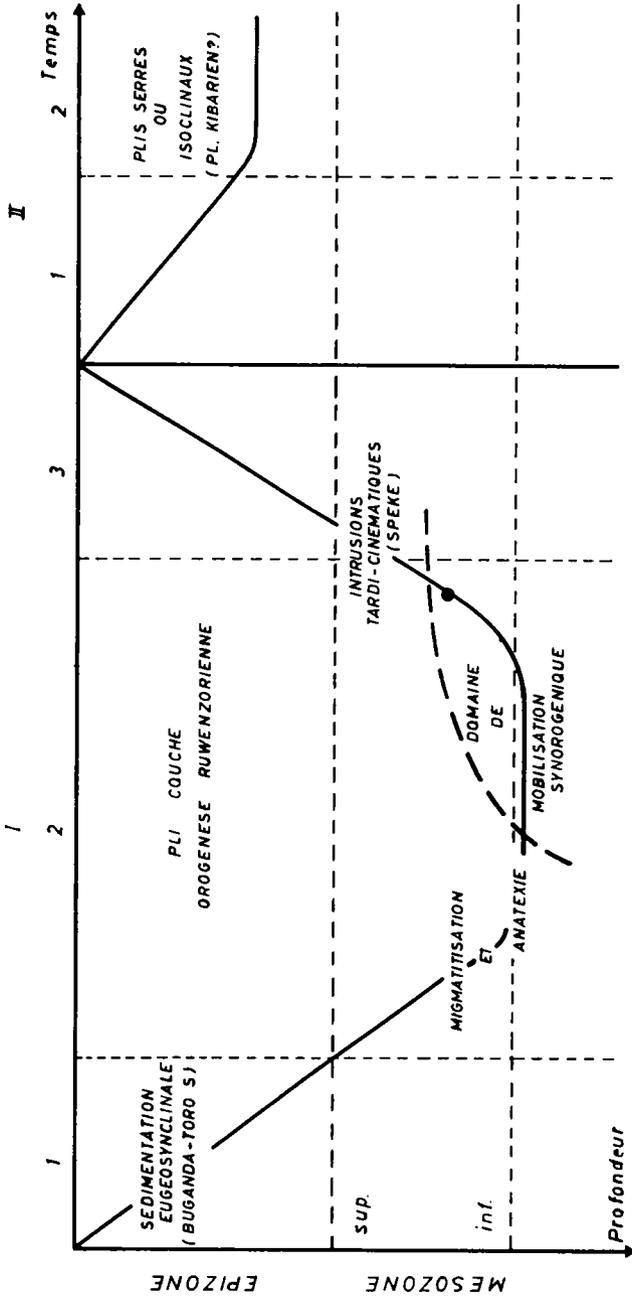


Fig. 5. — Tectogramme retraçant l'évolution tectono-métamorphique polycyclique du Domaine Orogénique Ruwenzorien (I: Cycle Ruwenzorien; II: Cycle post-Ruwenzorien; 1: période géosynclinal; 2: tectonogénèse; 3: érosion).

A la fin du Cycle post-Ruwenzorien (II), deux unités se trouvent superposées:

1. La couverture faite de roches monocycliques, non métamorphiques, plissées;
2. L'Orogène Ruwenzorien remanié, replissé (plissement kibarien?), bâti lui-même sur un socle anté-Ruwenzorien (« Basement Complex ») qui n'est pas figuré ici.

Remarques:

- 1) La courbe en trait interrompu limite le domaine probable de mobilisation des jus anatectiques sous forme de granites syncinématiques: on peut constater que cette mobilisation n'est pas localisée que dans la seule zone à sillimanite (limite mésozone-catazone), mais peut affecter des zones moins profondes sous forme d'intrusions syncinématiques, comme dans le cas de « La Série de la Butahu » (●).
- 2) Le charriage épizonal terminant le Cycle II, ou postérieur à celui-ci, n'a pas été représenté sur le tectogramme.

### III. LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL RUWENZORIEN: ESSAI DE DÉFINITION

L'absence de données pétrographiques ne permet pas de définir avec toute la précision désirée le type et la nature du métamorphisme régional du Domaine Orogénique Ruwenzorien.

A l'heure où les géologues et les pétrographes se penchent sur les problèmes complexes de classification génétique des domaines cristallophylliens, cette lacune apparaît regrettable, d'autant plus que l'histoire métamorphique de ce domaine s'avère extrêmement riche en manifestations de tous ordres.

Dans les paragraphes qui suivent, nous tenterons par conséquent de dégager quelques lignes directrices et ce, dans le seul but de mieux mettre en exergue l'idée que l'on peut se faire actuellement de la nature du métamorphisme régional de ce segment profond de l'écorce terrestre.

#### A. *Le faciès minéral du domaine orogénique ruwenzorien*

Bien qu'il soit difficile d'établir dans le cas présent une série de faciès métamorphiques qui permette de définir le type (ou lignée) du métamorphisme régional ruwenzorien, on peut néanmoins constater que la plupart des assemblages minéralogiques connus montrent de grandes affinités avec ceux du type Abukuma (P.W.G. TANNER, 1970).

Dans les roches pélitiques du SE, W.L. BARRETT (1970) a noté, en plus de la présence occasionnelle de cordiérite, les associations suivantes:

grenat + biotite + fibrolite  
et biotite + fibrolite + sillimanite.

Dans la région de Bugoye, A.I. BAILEY (1969, p. 13) précise même que les volumineux cristaux de cordiérite montrent des structures hélicitiques.

Si tous ces minéraux sont bien contemporains du métamorphisme régional (dynamométamorphisme), il semble donc que les roches pélitiques de cette région ont pu être métamorphisées dans un sous-faciès comparable à celui à sillimanite-cordiérite-muscovite-almandin (sous-faciès A.2.2., H.G.F. WINKLER, 1965) du type Abukuma.

Une association comparable (cordiérite-sillimanite-grenat) est également citée par R.B. McCONNELL (1959, p. 254) dans la « Freshfield Pass Series ».

La reconnaissance d'autres sous-faciès est cependant beaucoup plus problématique.

Tout au plus, dans « La Série de la Butahu », est-il permis de soupçonner la présence d'un sous-faciès qui serait voisin du faciès A.1.2. (Quartz-andalusite-plagioclase-chlorite subfaciès) du type Abukuma ?

Selon P.W.G. TANNER (communication personnelle), dans certains faciès micaschisteux, l'andalousite et le grenat seraient syncristallins; des andalousites totalement altérées ont également été signalées par KING and DE SWARDT (1970, p. 72) (Singo) et ce, en dehors de toute zone d'influence de métamorphisme thermique.

Par contre, ce qui est certain, c'est que, dans « La Série de la Butahu », le faciès dynamométamorphique appartient au sous-faciès B.1.3. du type Barrovian (voir Première Partie) et se différencie ainsi nettement des sous-faciès cités précédemment.

Nous croyons par conséquent que, si le faciès minéralogique de certaines formations pélitiques suggère l'existence d'un métamorphisme régional ayant évolué dans des conditions physiques proches de celles du type Abukuma, il ne devait probablement pas être caractéristique de l'entière du Domaine Orogénique Ruwenzorien (*fig. 6*).

## B. Effet possible d'un socle anté-ruwenzorien

a) Nous avons déjà noté que le Domaine Orogénique Ruwenzorien apparaissait typiquement comme un domaine polycyclique.

En réalité, cette portion de l'écorce terrestre appelée Massif du Ruwenzori montre la superposition d'*au moins* deux segments orogéniques profonds qui sont, de bas en haut:

1. le segment correspondant aux gneiss septentrionaux du « Basement Complex » (sans doute catazonal);

2. le segment orogénique ruwenzorien (franchement mésozonal à catazonal supérieur);

(3. un troisième segment, correspondant aux formations non métamorphiques (« Bwamba Pass Series »...) épizonales, trans-

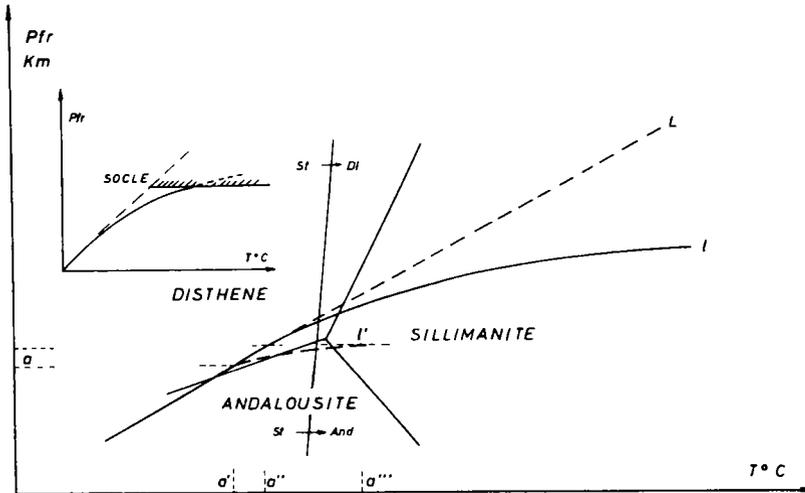


Fig. 6. — Diagramme schématisant le gradient géothermique régional (1) du Domaine Orogénique Ruwenzorien.

a. La proximité d'un socle accroît le gradient de température à son voisinage, tandis que, dans les zones plus éloignées (= moins profondes), le régime thermique régional, « indépendant de l'effet de socle », se trouve stabilisé.

b. Le gradient géothermique régional (1) s'écarte (effet de socle) du gradient géothermique L symptomatique des zones moins profondes (micaschistes supérieurs, dont « La Série de la Butahu »).

La courbe l' en trait interrompu figure le gradient géothermique (local) de « La Série de la Butahu » dû à l'accroissement de température causé par l'intrusion magmatique (succession disthène - andalousite - sillimanite et instabilité de la staurotite - voir C. FELIX, 1968 b).

On notera sur cette figure le large domaine de T° (a' a''') couvert lors de l'intrusion magmatique syncinématique par rapport à celui (a' a'') correspondant à la zone géométamorphique (a) de l'intrusion.

Ce fait local ne peut que s'amplifier si l'on considère le gradient géothermique régional l: ceci explique que pareil gradient géothermique ne peut être considéré comme symptomatique d'un métamorphisme de *faible pression* mais bien de *haute température*, puisque, dans les deux cas, le domaine des P est le même.

Le gradient géothermique régional l est, dans la terminologie que nous avons introduite (C. FELIX, 1971), un *gradient géothermique réel*.

gressives, dans la partie septentrionale du Massif, doit compléter cette « coupe » verticale;

4. un dernier cycle est enfin représenté par le *Lindien* transgressif sur le « Buganda-Toro » de la bordure Ouest du Massif).

Le segment orogénique ruwenzorien est donc bien bâti sur un socle cristallin.

Dans l'unité méridionale, il est encore malaisé de différencier à l'heure actuelle les « gneiss » de ce socle de ceux du « Buganda-Toro System » (voir page 46).

La nature du métamorphisme régional ruwenzorien pourrait peut-être se révéler un excellent guide dans cette distinction.

On sait en effet (voir par exemple M. FONTEILLES et G. GUI-TARD, 1964) que, dans les chaînes plissées bâties sur socle, il n'est pas exceptionnel de constater que le gradient géothermique, et plus précisément encore le gradient de température, croît au voisinage du socle (*fig. 6*).

Ce phénomène, qui est connu sous le nom d'« effet de socle », peut être responsable de flux thermiques d'intensité anormalement élevée.

L'effet du socle anté-ruwenzorien pourrait ainsi peut-être expliquer certaines particularités du métamorphisme régional et, inversement, la connaissance des manifestations de ce métamorphisme (connaissance des zones isogrades par exemple) aiderait certainement à localiser le socle (et ses effets).

Pour autant que cette hypothèse soit fondée, elle peut expliquer:

1) les faciès de « haute température » rencontrés dans l'Orogène Ruwenzorien (faciès à cordiérite, andalousite, sillimanite): nous insistons particulièrement sur l'utilisation du terme « haute température » (C. FÉLIX, 1971), car rien ne permet de supposer a priori que le Domaine Ruwenzorien appartient à un type de métamorphisme de faible pression (la présence de disthène et le faciès B.1.3. reconnus dans « La Série de la Butahu » témoignent d'ailleurs plutôt du contraire);

2) la variation assez rapide de la valeur du gradient géothermique à laquelle semble correspondre une diversité de faciès minéralogiques qui s'identifient soit au type Abukuma, soit au type Barrovian;

3) les phénomènes anatectiques affectant la base géométrique du « Buganda-Toro System ».

On peut encore noter à ce propos que l'existence d'un socle peut considérablement influencer la localisation des phénomènes anatectiques.

Pour autant bien sûr que les conditions P-T lui aient été favorables (ce qui semble le cas — zone de la sillimanite),

l'anatexie a pu se développer ici dans les roches de composition pélitique (ce qui constitue certainement une condition doublement favorable à la formation de jus anatectiques, à savoir, chimisme adéquat et eau en quantité non négligeable) au contact des gneiss du socle.

b) Enfin, un autre point est intéressant à souligner.

Dans « La Série de la Butahu », on sait que l'évolution pluri-facielle correspond à l'effet d'une action thermique (échauffement).

Cet effet thermique est vraiment spectaculaire en ce sens qu'il est responsable de l'apparition de faciès minéralogiques nouveaux comparables en de nombreux points à ceux observés dans les autres micaschistes du « Buganda-Toro System ».

On ne peut en effet rester indifférent devant la similitude existant entre les associations

biotite-andalousite (-chlorite)

biotite-andalousite-cordiérite et

biotite-sillimanite-cordiérite

symptomatiques de l'échauffement thermique (Première Partie) et celles caractéristiques des sous-faciès A.1.2., A.2.1 et A.2.2 du type Abukuma.

On doit dès lors se demander jusqu'à quel point la mobilisation de certains liquides anatectiques sous forme de granites « syncinématiques » n'est pas responsable de ces effets thermiques particulièrement spectaculaires dans « La Série de la Butahu » (voir par exemple les « gneiss » du Mont Louis de Savoie synorogéniques et mobilisés en partie, R.B. McCONNELL, 1959).

L'évolution de cette série pélitique résume de la sorte à elle seule la nature du métamorphisme ruwenzorien.

On verra sur la *figure 6* (1') la façon dont le gradient géothermique régional (1) a été modifié dans « La Série de la Butahu » par l'échauffement thermique et le gradient géothermique régional symptomatique de l'évolution métamorphique ruwenzorienne ( $L \rightarrow 1$ ).

### C. Conclusion

On peut résumer comme suit l'histoire tectono-métamorphique du Domaine Orogénique Ruwenzorien.

1. A une sédimentation de caractère eugéosynclinal qui a comporté des volcanites basiques et un ensemble sédimentaire essentiellement pélitique a succédé une phase orogénique (Orogenèse Ruwenzorienne) dont le style primaire est en pli(s) couché(s).

C'est sous l'effet de la tectonique de style pennique que ce complexe a été enfoui dans la mésozone — catazone supérieure.

2. Dans les zones les plus profondes de cet orogène (zone à sillimanite) la présence d'un socle anté-ruwenzorien a vraisemblablement « perturbé » les conditions thermiques régionales au point d'être responsable d'un accroissement assez considérable et anormal du gradient de température eu égard aux conditions régionales de pression: l'élévation de la valeur du gradient géothermique au voisinage du socle a de ce fait été favorable à l'apparition des phénomènes anatectiques.

3. Dans les zones moins profondes, l'effet de socle semble avoir été inexistant (stabilité des conditions thermiques régionales).

Par contre, la « mobilisation » des liquides anatectiques sous forme de granites syncinématiques a pu perturber localement dans ces mêmes zones les conditions thermiques au point d'y engendrer des faciès métamorphiques nouveaux superposés aux précédents (métamorphisme plurifaciel).

4. Une légère rétrogradation de certains faciès minéralogiques (faciès de haute température) (grenat chloritisé, cordiérite pinitisée, andalousite séricitisée) traduit la remontée isostatique du bâti jusque dans l'épizone.

5. Enfin, c'est lors d'un cycle orogénique ultérieur, suivant le dépôt de séries sédimentaires qui n'ont pas été métamorphisées, que ces mêmes formations ont été replissées, et vraisemblablement charriées vers le Nord, dans des conditions restées épizonales.

C'est cette évolution qui est représentée sur le tectogramme de la *figure 5*.

Laboratoires de Géologie-Pétrologie  
 Université de Liège  
 Place du 20 Août 7  
 B-4000 Liège (Belgique).

## BIBLIOGRAPHIE

- ATHERTON, M.P., 1964: The garnet isograd in pelitic rocks and its relation to metamorphic facies, *Amer. Miner.*, 49, 1 331-1 349.
- BARRETT, W.L., 1969: The stratigraphy and structure of the South-eastern part of the Ruwenzori Mountains. *13th Ann. Rep. Res. Inst. Afric. Geol., Univ. Leeds*, 7-10.
- , 1970: Stratigraphy, structure and mineralisation of the south-eastern part of the Ruwenzori Mountains, *14th Ann. Rep. Res. Inst. Afric. Geol., Univ. Leeds*, 7-8.
- BAILEY, A.I., 1969: Preliminary report on the geology of the Watamagufu-Bugoye area of the Ruwenzori Mountains, *13th Ann. Rep. Res. Inst. Afric. Geol., Univ. Leeds*, 13-14.
- CAHEN, L., 1954: *Géologie du Congo Belge*. Vaillant-Carmanne SA Ed. Liège.
- CAHEN, L. and SNELLING, N.J., 1966: *The geochronology of Equatorial Africa*. North-Holland Publishing Company, Amsterdam.
- CAHEN, L., DELHAL, J. and DEUTSCH, S., 1972: A comparison of the ages of granites of S.W. Uganda with those of the Kibaran of Central Shaba (Zaire), *Ann. Mus. roy. Afr. centr., Sc. géol.*, 73, 45-67.
- EGOROFF, B., 1966: Contribution à l'étude du Gabbro et des Amphibolischistes du Ruwenzori, *Expl. Parc Nat. Albert, série 2*, 20, Bruxelles.
- FÉLIX, C., 1966: Les schistes cristallins de « La Série de la Butahu ». Mém. inédit déposé à l'Université de Liège.
- , 1968a: Remarque à propos de la limite épizone-mésozone: les isogrades de la biotite et du grenat, *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 91, 393-399.
- , 1968b: L'association disthène-andalousite-sillimanite: étude pétrographique, *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 91, 569-583.
- , 1971: Contribution à l'étude pétrogénétique des faciès métamorphiques: la diversité des valeurs des gradients géothermiques, *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 95, 197-215.
- , 1972: Evolution micro-structurale de micaschistes plurifaciels provenant de l'allochtone du Massif du Ruwenzori (Zaire), *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 95, 217-228.
- FONTEILLES, M. et GUITARD, G., 1964: L'« effet de socle » dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées, *C.R. Acad. Sc. Paris*, 258, 4 299-4 302.
- FREEMAN, R.P., 1969: in *Sedimentary Ores*, C.H. James ed.
- HARPER, C.T., WEINTRAUB, G.S., LEGGO, P.J. and SHACKLETON, R.M., 1972: Potassium Argon retention ages from the Basement Complex

- and associated Precambrien metasedimentary rocks of Uganda, *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 83, 3 449-3 456.
- HEPWORTH, J.V., 1964: Explanation of the geology of sheets 19, 20, 28 and 29 (Southern West Nile), *Geol. Surv. Uganda*, Report n° 10.
- HEPWORTH, J.V. and MACDONALD, R., 1966: Orogenic belts of the Northern Uganda Basement, *Nature, London*, 210, 726-727.
- JOHNSON, R.J. and MCCONNELL, R.B., 1951: Notes on the geology of the Northern Part of the Ruwenzori Mountains, *Geol. Mag.*, 88, 249-256.
- KING, B.C., 1947: The mode of emplacement of the post-Karagwe-Ankolean granite of South-west Uganda, *Geol. Mag.*, 84, 145-156.
- KING, B.C. and DE SWARDT, A.M.J., 1970: Problems of structure and correlations in the Precambrian systems of central and western Uganda, *Geol. Surv. Uganda, Mem. XI*.
- LEGGO, P.J., AFTALION, M. and PIDGEON, R.T., 1971: Discordant zircon U-Pb ages from the Uganda Basement, *Nature Phys. Sci.*, 231, 81-84.
- LEPERSONNE, J., 1949: Le fossé tectonique lac Albert - Semliki - lac Edouard, *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 72, M. 1-92.
- , 1971: Les formations anté-kibaliennes du Congo septentrional, *Mus. roy. Afri. centr., Rapp. Ann. 1970, Dept. Geol., Min.*, 76-80.
- LHOEST, A., 1940: Quelques grandes lignes de la géologie de la concession nord de la Compagnie Minière des Grands Lacs Africains, *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 63, B.183-199.
- LHOEST, A., 1952: Sur le conglomérat de la Biakatu et de la Mununzi, Province Orientale, Congo belge, *Ann. Soc. Béol. Belgique*, 75, B. 251-256.
- LHOEST, A., 1970: Sur la tillite de la haute Ibina (Nord Kivu), *Mus. roy. Afr. Centr., Rapp. Ann. 1969, Dépt. Géol. Min.*, 22-27.
- MCCONNELL, R.B., 1959: Outline of the Ruwenzori Mountains. A preliminary account of the results of the British Ruwenzori Expedition, 1951-52, *Overseas Geol. and Mineral. Res.*, VII, 3, 245-268.
- MICHOT, P., 1933a: Les traits caractéristiques de la morphologie du Ruwenzori dans leurs relations avec la tectonique du massif, *Bull. Soc. Royale Belge de Géographie*, 1, 1-9.
- , 1933b: Les grandes lignes de l'évolution géologique du Ruwenzori, *R.U.M.*, IX, 13, 1-12.
- , 1933c: Les Nappes de charriage du Précambrien dans le Nord-Est du Congo Belge, *Ann. Soc. Géol. Belgique, Pub. Spéc. relative au Congo Belge*, 1-14.
- , 1938: Etude pétrographique et géologique du Ruwenzori septentrional, *Inst. Royal Col. Belge, Mém. in-8°, VIII, I*, Bruxelles.
- , 1966: Le segment fondamental du Rogaland Méridional, In « Etages Tectoniques », *Colloque de Neuchâtel, Pub. Inst. Géol. Univ. de Neuchâtel*, 128-139.
- OLD, R.A. and REX, D.C., 1971: Rubidium and strontium age determination of some Pre-Cambrian granitic rocks, S.E. Uganda, *Géol. Mag.*, 108, 353-360.

- DE ROEVER, W.P. and NIJHUIS, H.J., 1963: Plurifacial alpine metamorphism in the Eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane, *Geol. Runds.*, 53, 324-336.
- SHACKLETON R.M., WEINTRAUB, G.S., HARPER, C.T. and LEGGO, P.-K., 1972: Geochronological studies on the ancient Precambrian rocks of Uganda, East Africa, 24<sup>e</sup> Sess. Congrès Géol. Int., Canada 1972, *Abstracts*, 26.
- SPOONER, C.M. and FAIRBAIRN, A.W., 1969: Rb-Sr initial ratios and ages of some charnockites and pyroxene-granulites, *Trans. Am. Geophys. Un.*, 50, 331.
- SPOONER, C.M., HEPWORTH, T.V. and FAIRBAIRN, A.W., 1970: Whole-rock Rb-Sr isotopic investigation of some East African granulites, *Geol. Mag.*, 107, 511-521.
- TANNER, P.W.G., 1969: Pre-Cambrian stratigraphy as a guide to the location of copper mineralization in the Ruwenzori Mountains, Western Uganda, 13<sup>th</sup> Ann. Rep. Res. Inst. Afric. Geol., Univ. Leeds, 7-10.
- , 1970: The Ruwenzori fold belt of East Africa, 14<sup>th</sup> Ann. Rep. Res. Inst. Afric. Geol., Univ. Leeds, 3-7.
- , 1971: The Stanley Volcanics formation of Ruwenzori, Uganda, 15<sup>th</sup> Ann. Rep. Res. Inst. Afric. Geol., Univ. Leeds, 8-11.
- TANNER, P.W.G. and BAILEY, A.I., 1971: Origin of the host rocks to the Kilembe orebody, Uganda, 15<sup>th</sup> Ann. Rep. Res. Inst. Afric. Geol., Univ. Leeds, 28-34.
- TURNER, F.J. and VERHOOGEN, J., 1960: *Igneous and metamorphic petrology*, McGraw Hill, New York.
- VERNON-CHAMBERLAIN, V.E. and SNELLING, N.J., 1972: Age and isotope studies on the Arena granites of S.W. Uganda, *Ann. Mus. roy. Afr. centr., Sc. géol.*, 73, 1-44.
- WINKLER, H.G.F., 1965, *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Springer Verlag, Berlin.



## TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ . . . . .	3
INTRODUCTION . . . . .	5
Remerciements . . . . .	8
Première Partie: EVOLUTION PLURIFACIELLE DES MICASCHISTES DE « LA SÉRIE DE LA BUTAHU » DANS LE GREEN- SCHIST FACIÈS — ÉTUDE PÉTROLOGIQUE . . .	
A. Les micaschistes plurifaciels de « La Série de la Butahu » . . .	9
a. Evolution structurale . . . . .	10
1) La schistosité de cristallisation . . . . .	11
2) Les structures discordantes . . . . .	12
b. Evolution minéralogique . . . . .	12
1) Les minéraux contemporains de Se . . . . .	13
2) Les minéraux pour lesquels $Se \neq Si$ . . . . .	13
- <i>La biotite</i> . . . . .	13
- <i>La cordiérite</i> . . . . .	13
- <i>L'association disthène-andalousite-sillimanite. La présence de staurotide</i> . . . . .	14
- <i>Amphiboloschistes à diopside. Diopsidites</i> . . . . .	15
c. Associations minéralogiques réalisées lors du métamorphisme plurifaciel. Composition chimique des roches pélitiques de « La Série de la Butahu » . . . . .	16
1) Les roches non affectées par l'échauffement thermique . . . . .	16
2) Les roches affectées par le métamorphisme de contact syncinématique . . . . .	16
3) Compositions chimiques des roches pélitiques . . . . .	17
- <i>Influence de la valeur du paramètre al</i> . . . . .	18
B. Signification de l'évolution structuro-minéralogique et métamorphique de « La Série de la Butahu » . . . . .	20
a. Le métamorphisme régional (dynamométamorphisme) . . . . .	20
b. L'intrusion magmatique syncinématique: ses effets . . . . .	21
C. Conclusions . . . . .	22
a. Genèse des minéraux syncinématiques . . . . .	22

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE PÉTROLOGIQUE ET GÉOLOGIQUE

b. Gradient géothermique régional et gradient géothermique local dans « La Série de la Butahu » . . . . .	23
Deuxième Partie: GÉOLOGIE DU RUWENZORI . . . . .	26
I. Types de formations lithologiques . . . . .	26
II. Structure tectonique du massif du Ruwenzori . . . . .	30
A. Les grandes lignes structurales . . . . .	31
a. L'unité structurale septentrionale (N) . . . . .	31
b. L'unité structurale méridionale (S) . . . . .	34
B. La tectonique précambrienne . . . . .	35
a. Hypothèse d'un charriage des formations méridionales . . . . .	35
b. Hypothèse d'une superposition tectonique . . . . .	36
C. Le domaine orogénique Ruwenzorien. Le problème des corrélations . . . . .	37
D. Caractéristiques du métamorphisme régional Ruwenzorien . . . . .	44
E. Discussion et interprétation des résultats des travaux relatifs à la géologie du Ruwenzori . . . . .	47
a. Les problèmes de la tectonique précambrienne . . . . .	47
b. L'Orogenèse Ruwenzorienne . . . . .	48
1) <i>Les formations du « Buganda-Toro System »</i> . . . . .	49
2) <i>Les formations supposées d'âge Karagwe-Ankolean et lindiennes</i> . . . . .	50
3) <i>Les formations du Mont Stanley</i> . . . . .	53
4) <i>Les roches « granitiques » du Speke</i> . . . . .	56
F. Conclusions . . . . .	56
III. Le métamorphisme régional Ruwenzorien: essai de définition . . . . .	59
A. Le faciès minéral du domaine orogénique Ruwenzorien . . . . .	59
B. Effet possible d'un socle Anté-Ruwenzorien . . . . .	60
C. Conclusion . . . . .	63
BIBLIOGRAPHIE . . . . .	65
TABLE DES MATIÈRES . . . . .	68



---

Achévé d'imprimer le 14 février 1975  
par l'Imprimerie SNOECK-DUCAJU et Fils, S.A., Gand-Bruxelles