

GÉOLOGIE ET GÉOMORPHOLOGIE
DES SÖR-RONDANE OCCIDENTALES — TERRE
DE LA REINE MAUD (Antarctique)

par

J. LAVREAU, J. MICHOT et R. SOUCHEZ

(3 figures dans le texte)

SUMMARY.

The geological study of the western part of the Sör-Rondane mountains (Dronning Maud Land, Antarctica) has established the following distinction between two fundamental lithological complexes approximately oriented east-west: the northern one composed of banded gneisses of granitic to granodioritic composition and the southern one made of homogeneous gabbroic gneisses. A zone of mylonitic texture and intrusive massifs are locally present between these two units.

A detailed lithological and petrographical description of the rocks is given.

The geomorphology is greatly influenced by the structural background and three typical landscapes can be individualised in relation to the three zones.

Outlet glaciers from the polar ice sheet cross the mountain range approximately in a perpendicular direction to the lithological limits, a condition which is particularly favorable to the study of glacial erosion. By the mineralogical and petrographical study of the morainic deposits it has been possible to prove that glacial erosion is particularly active on the steps by which outlet glaciers go out the polar ice sheet giving rise to an headward erosion.

On the other hand, the absence of synchronism between the swellings of outlet glaciers and of local glaciers has been studied.

RÉSUMÉ

L'étude géologique des Sör-Rondane occidentales conduit à l'individualisation d'unités lithologiques approximativement orientées Ouest-Est, c'est-à-dire perpendiculairement à la direction de progression des glaciers émissaires de la calotte polaire. Cette situation, mêlée à de très grandes différences de composition minéralogique des roches constitutives, rend très favorable un examen des conditions de l'érosion glaciaire.

Le travail d'équipe, minéralogique et géomorphologique s'est révélé particulièrement efficace pour la réalisation d'un tel programme.

I. INTRODUCTION

Les études géologiques des monts Sör-Rondane (Terre de la Reine Maud) ont débuté à l'occasion de l'expédition antarctique



belge 1957-58, dirigée par Gaston de GERLACHE de GOMERY et organisée du point de vue scientifique sous l'égide du Comité belge de l'Année Géophysique Internationale. La base Roi Baudouin avait été édiflée par cette expédition au centre de la côte de la princesse Ragnhild, à 120 km au Nord du plus proche affleurement rocheux (nunatak de Romnoesfjell) et à environ 170 km des monts Sör-Rondane. Ceux-ci constituent une grande chaîne bordière affleurant de façon discontinue parallèlement à la côte, sur 250 km d'Est en Ouest, et sur environ 200 km du Nord au Sud. Ils appartiennent au socle cristallin qui forme l'Antarctide orientale (P. FOURMARIER, 1951) (W. E. DAVIES, 1956) (D. STEWARDT, 1956) (A. TAYLOR, 1960).

La région des Sör-Rondane, survolée en 1937, lors de l'expédition norvégienne de Lars Christensen, et en 1947 lors de l'opération « High Jump » de l'Amiral Byrd, était jusqu'alors complètement inexplorée par voie terrestre. Les premières informations sur la géologie et la géomorphologie ont été rassemblées au cours du raid effectué pendant l'été (austral) 1958 par. J. GIOT et E. PICCIOTTO (E. PICCIOTTO et al., 1960) (E. PICCIOTTO et al., 1963) (E. PICCIOTTO et al., 1966).

La zone occidentale a fait l'objet des missions 1958-59, 1959-60 respectivement de T. VAN AUTENBOER — K. V. BLAIKLOCK et T. VAN AUTENBOER — S. BERGHMANS. (T. VAN AUTENBOER, 1964 ; T. VAN AUTENBOER et al., 1963 ; T. VAN AUTENBOER, 1963 a, 1963 b).

Du point de vue géologique, les résultats de ces recherches ont révélé l'existence de deux grands ensembles lithologiques principaux :

1^o) Un important complexe de gneiss constituant la majeure partie de la chaîne proprement dite.

2^o) Une série de massifs éruptifs plus jeunes, à caractère intrusif, apparaissant dans la zone des nunanaks, et formant quelques pointements dans les séries gneissiques.

Le premier ensemble comprend diverses variétés de gneiss, allant du gneiss syénitique au gneiss granodioritique. Ces gneiss apparaissent sous des faciès homogènes, ceillés, rubannés ou lités, et comprennent localement des associations à caractère anatectique ou agmatique. Ils renferment des intercalations de calcaire cristallin,

de roches (cornéites) à silicates calciques et de bancs d'amphibolite souvent lenticulaires (J. MICHOT, 1963).

La texture de l'ensemble, orientée E-W, apparaît très calme à grande échelle et présente des inclinaisons variables au Nord ou au Sud. A l'Ouest, elle incline généralement de 40-50° vers le Sud, tandis que dans la partie est, elle se complique et se redresse très fortement. Dans le détail, elle révèle des allures tourmentées et plissotées visibles sur tous les affleurements.

Des masses intrusives homogènes, renfermant localement des enclaves constituent le second ensemble ; elles sont grossièrement grenues et à texture massive. Leurs contacts avec les roches encaissantes sont nets et localement soulignés par un métamorphisme de contact (J. MICHOT, 1962) (T. VAN AUTENBOER et al., 1963). On peut y rencontrer des granites (Romnoesfjellet, Perlebandet, Bamsefjell, Teltet-Vengen, Lunckeryggen), des syénites (Lunckeryggen 2380) et des gabbros (Taggen, Nortoppen et Småhausane).

Du point de vue géomorphologique, seule une description générale de la chaîne (T. VAN AUTENBOER, 1964) a été réalisée jusqu'à présent ; aucun travail de dynamique n'avait encore été ébauché.

Expédition antarctique Belgo-Néerlandaise 1964-65, raid d'été.

L'expédition belgo-néerlandaise, comprenant l'équipe hivernante 64-65 et celle de la campagne d'été transportée à Capetown par un avion DC-6 de la Force Aérienne Belge ; elle s'est embarquée sur le « Magga Dan » le 1^{er} janvier 1965, avec à sa tête Gaston de GERLACHE de GOMERY.

Dès le 16 janvier, les missions géologique (T. VAN AUTENBOER, J. HOOGEWIJS (radio), J. MICHOT, R. SOUCHEZ, J. ZIJDERVELD) et topographique (K. BLAIKLOCK, J. J. DERWAL) ont pu prendre leur départ vers la base Roi Baudouin, puis vers la chaîne des Sör Rondane en passant successivement par les nunataks de Romnoesfjell et « 1550 ». La première équipe a établi deux camps. d'abord à Lunckeryggen, ensuite à Vengen 1990, et a pu réaliser les reconnaissances géologiques et géomorphologiques de ces régions. Les relevés terrestres ont été réalisés à l'aide de traîneaux tirés par « Polaris », et ont pu être complétés par quelques vols en hélicoptère au dessus des massifs de Vikinghögda, Wideroefjellet, Walnumfjellet et Strandrufjellet.

Les travaux géologiques effectués par les expéditions précédentes

avaient montré les nécessités d'une étude de terrain plus approfondie et d'un échantillonnage systématique de certains ensembles de la chaîne, en particulier Vesthaugen, Teltet-Vengen et Lunckeryggen.

Pour la géomorphologie, la région du Jenningsbreen et celle de Vikinghögda paraissaient particulièrement intéressantes pour l'examen des conditions de l'érosion glaciaire et de l'évolution des versants en bordure de la calotte polaire.

C'est donc à l'étude de la partie occidentale de cette chaîne, entre les méridiens 23°30 et 24°34 Est, que nous nous sommes particulièrement consacrés. Trois coupes N-S ont été levées, respectivement :

1. Lunckeryggen, paroi est du Jenningsbreen ;
2. Teltet-Vengen, Wideroefjellet, paroi ouest du Gunnestadbreen ;
3. Vikinghögda, parois ouest et est du « Glacier ».

Une prospection rapide des nunataks de Vengen et « 1550 » a en outre été réalisée.

Près d'une centaine d'échantillons ont été prélevés (y compris ceux recueillis par l'équipe Géodésie lors de son passage à Balchen) pour étude pétrographique. Environ 350 kg d'échantillons de grande taille ont été récoltés pour étude géochronologique. Enfin, un grand nombre d'échantillons de dépôts fins de moraines ont été prélevés, afin d'être analysés par les techniques sédimentologiques classiques (granulométrie, analyses minéralogiques).

II. GÉOLOGIE

Les coupes faites au travers du complexe métamorphique, perpendiculairement aux directions structurales, ont permis de préciser l'ordre de succession des ensembles qui constituent la chaîne, et dont la nature lithologique avait été mise en évidence par les recherches précédentes (E. PICCIOTTO et al., 1960) (J. MICHOT, 1963) (E. PICCIOTTO et al., 1966).

Dans les grandes lignes, du Nord au Sud, se succèdent deux unités nettement distinctes l'une de l'autre (fig. 1). La première apparaît dans la partie septentrionale des Sør-Rondane. Elle est surtout constituée de gneiss lités, comprenant des bancs et des lits d'amphibolite et de roches à silicates calciques. On y décèle

des niveaux de composition granitique dans lesquels s'observe par endroits une mobilisation anatectique plus ou moins nette, déterminant parfois le développement de migmatites d'aspect variable.

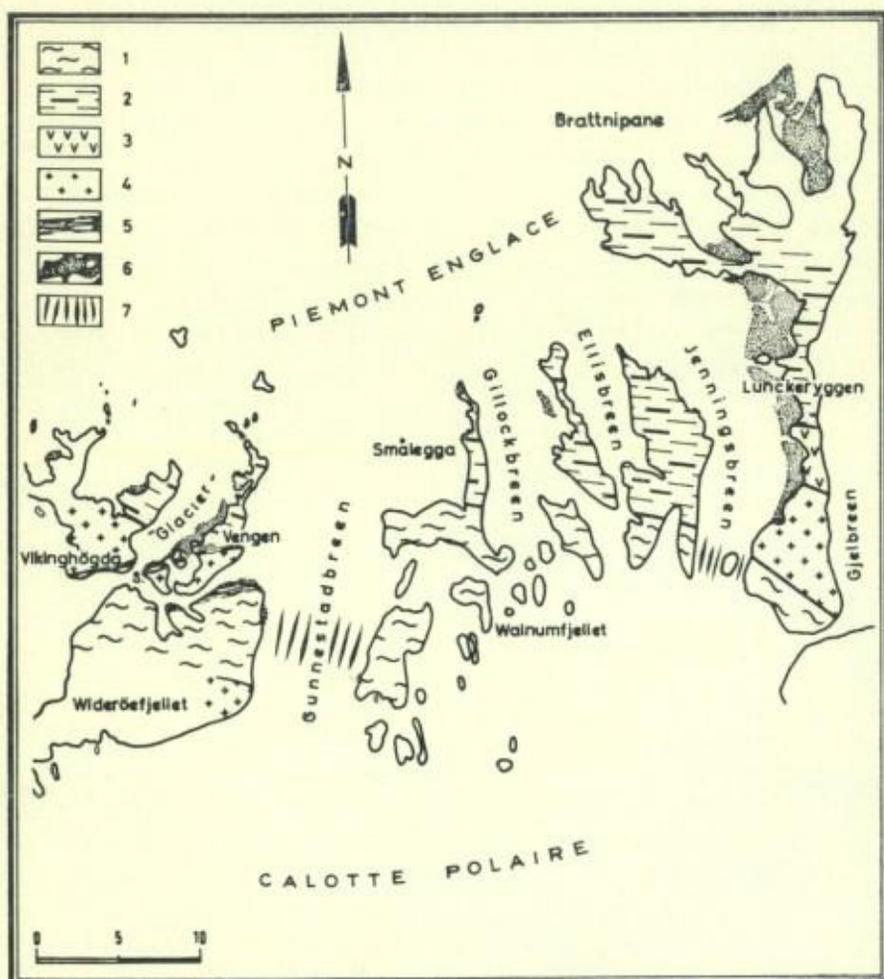


Fig. 1. — Esquisse géologique de la partie occidentale des Sør-Rondane.

1 — Gneiss gabbroïques méridionaux ; 2 — Gneiss lités septentrionaux ;
 3 — Syénite ; 4 — Granites ; 5 — Zones mylonitiques ; 6 — Dépôts moraiques ; 7 — Verrou gradin.

La seconde unité forme vers le Sud des massifs qui sont directe-

ment en contact avec le plateau polaire. Elle présente un aspect plus homogène de composition gabbroïque à dioritique, à texture orientée, et contient des intercalations parfois importantes de roches vertes.

Les deux unités sont caractérisées par une texture gneissique approximativement orientée W-E et inclinant de 40-50° vers le Sud ; dans la partie nord surtout, l'allure tectonique est complexe, et les gneiss lités présentent en de nombreux endroits l'indication d'au moins deux déformations majeures.

Le domaine de contact entre les deux unités nord et sud est localement jalonné par diverses masses intrusives (granite de Vikinghögda, syénite et granite de Lunckeryggen) dont certaines ont été gneissifiées, voire mylonitisées (fig. 1). Les roches encaissantes, à leur contact, sont hachées en tous sens par des filons aplitiques et pegmatitiques.

1. *Les gneiss lités septentrionaux.*

Cette unité septentrionale forme les crêtes rocheuses orientées N-S qui séparent les diverses langues glaciaires émergeant de la calotte polaire. Elle est caractérisée par une succession de gneiss de types divers, lités à rubano-lenticulaires, de teinte et de granulométrie variables, allant de la composition granitique à la composition granodioritique, et dans lesquels s'intercalent des lits ou lentilles mésocrates amphibolo-biotitiques, des masses amphibolitiques et des roches à silicates calciques associées à des niveaux de calcaire cristallin (Vengen D, et 1990). Dans le détail, les différents lits ou bancs (quelques cm à 1 m d'épaisseur) présentent une texture zonaire liée surtout au développement de fines lamelles ou agrégats biotitiques ou amphiboliques et de minces lentilles ou rubans quartzo-feldspathiques présentant localement un faciès pegmatitique. Dans certains cas, le feldspath se développe en phénoblastes de quelques mm à 1 cm de long et confère à la roche une texture oïllée.

Certains niveaux de gneiss ont une composition granitique plus ou moins homogène ; localement, ils renferment des bancs lenticulaires ou des fragments de gneiss zonaires sombres et d'amphibolite, le tout présentant une structure agmatitique (Vengen nord). Ils constituent dans certains cas, en particulier dans la partie

sud-ouest du « Glacier » (Vikinghögda), des masses d'épaisseur considérable dont l'aspect est celui de migmatites très homogènes à caractère embréchitique.

D'autres niveaux sont essentiellement formés de gneiss grisâtres biotitiques finement zonaires (1^{er} windscoop, paroi ouest du « Glacier ») ; ils contiennent, en intercalations, des bancs parfois épais de gneiss très quartziques, de granulométrie plus grossière, caractérisés par une texture rubanée assez distincte dans laquelle il n'a malheureusement pas été possible de discerner un granoclassement permettant de fixer sans ambiguïté une polarité sédimentaire. Ces bancs sont parsemés de traînées quartzo-feldspathiques irrégulières, anastomosées, dans lesquelles les éléments mieux recristallisés révèlent des indices de mobilisation. Le gneiss encaissant est par endroits disloqué en fragments de différentes tailles, cimentés par le mobilisat granitique ; localement, il est envahi par de multiples petits filons ou filonets composés de ce même matériau. Quelques noyaux d'amphibolite, dont la partie centrale est parfois formée de péridotite, entourés d'une zone plus ou moins épaisse constituée de biotite, localement de chlorite, font également partie de ce complexe.

Dans ses faciès de composition essentiellement acide, l'ensemble septentrional des gneiss lités est traversé en tous sens par des filons d'aplite, dont l'épaisseur varie de quelques cm à plus d'un mètre. Ceux-ci sont généralement caractérisés par une légère texture orientée, voire un fin zonage, disposé parallèlement aux épontes. Ces filons constituent généralement un stockwerk parmi lequel on peut distinguer deux, localement trois phases de mise en place, la dernière présentant surtout un caractère pegmatitique.

Les parois ouest et est du Gunnestadbreen, à la hauteur de Vengen (à l'Ouest), et de Smålegga (à l'Est) sont formées sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur de roches à silicates calcaïques, de couleur très claire (grisâtre, jaunâtre), se présentant soit en bancs alternant avec des gneiss acides amphibolo-biotitiques et des lentilles d'amphibolite, soit en masses plus épaisses renfermant des couches de calcaire cristallin et des lits lenticulaires de diopsidite (à scapolite) et d'amphibolite. Cette série est localement affectée de plis isoclinaux dont les flancs sont généralement fortement étirés, voire tronçonnés en de multiples endroits, les fragments constitués de gneiss et d'amphibolite résistants, étant empâtés dans un ciment de calcaire cristallin. L'aspect général de l'association

paraît semblable à celui que l'on observe dans les ensembles agmatitiques des gneiss granitiques.

Du point de vue tectonique, les gneiss lités, à l'écart des zones agmatitiques perturbées, montrent une déformation intense à caractère isoclinal, marquée par de nombreux plissements à plans axiaux E-W et à pendage $\pm 50^\circ$ Sud. Cette déformation a abouti dans sa phase terminale, moins plastique, à des remaniements suivant des plans sensiblement parallèles aux plans axiaux primaires. Localement, ces textures ont été reprises par une seconde déformation, développée en larges ondulations à plans axiaux verticaux orientés N-S.

Description pétrographique.

L'étude au microscope des gneiss constituant l'unité septentrionale permet d'y distinguer trois groupes principaux :

- des gneiss granitiques à biotite ;
- des gneiss tonalitiques et granodioritiques à amphibole ;
- des gneiss à silicates calciques avec calcaire cristallin et accessoirement des gneiss épidotiques.

Les gneiss granitiques se présentent soit en masses finement litées, soit en masses homogènes à texture nettement orientée, localement œillée, par endroits fortement plissotée. Leur structure, généralement hétérogranulaire, est liée au développement de grandes plages de feldspath potassique (microcline) distribuées dans une mésostase de granularité moins forte, composée essentiellement de quartz, feldspaths et biotite. Des lentilles de quartz en plages grossières, amœboïdes, sont allongées, comme les paillettes de biotite, suivant la texture de la roche.

Le sphène, l'apatite, le grenat, l'épidote, l'allanite et les minéraux opaques constituent des éléments accessoires.

Le microcline, perthitique, se présente en plages souvent isométriques, xénomorphes, à contours irréguliers, maclées de façon très caractéristique.

Le plagioclase est légèrement zoné, sans récurrence ; sa composition oscille autour de An 26. Il se présente en cristaux maclés polysynthétiquement selon les lois de l'Albite, Albite/Péricline, ou plus rarement, selon les lois Carlsbad/Albite. Sa saussuritisation est

faiblement marquée ; elle procède par taches peu nombreuses, mais parfois étendues.

Les myrmékites sont abondantes dans les zones de faible granulométrie et se situent toujours au contact du microcline.

La biotite apparaît sous forme d'agrégats de longues paillettes entremêlées (pléochroïsme allant du rouge-brun foncé au jaune paille), ou en paillettes plus fines dispersées dans la matrice quartzofeldspathique. Elle est légèrement chloritisée, cette transformation s'accompagnant de l'exsolution de fins granules de sphène ou de fines aiguilles de rutile.

Localement, dans les zones fortement déformées, l'hétérogranularité de la roche est accentuée. Le broyage des divers minéraux s'y présente à des degrés variables sans que l'on puisse déceler, cependant, une action rétomorphique importante. En particulier, la stabilité, dans les produits de broyage, du microcline et de la biotite indique que ces reprises tectoniques se sont produites dans un domaine encore profond de caractère mésozonal.

Les gneiss tonalitiques et granodioritiques à amphibole constituent des niveaux plus ou moins épais, zonaires ou finement lités, dans lesquels ces différentes roches alternent de façon assez régulière. Le plagioclase, le quartz et l'amphibole y sont les minéraux principaux ; la biotite est peu fréquente.

Le plagioclase se présente en plages grossièrement isométriques et xénomorphes. Il est régulièrement zoné (An 40 au centre à An 25 à la périphérie), sans récurrence, le plus souvent maclé polysynthétiquement suivant la loi de l'Albite ou de la Péricline.

La hornblende, dont les propriétés optiques varient parfois d'un échantillon à l'autre, contient par endroits quelques paillettes de biotite.

L'épidote est un accessoire fréquent, souvent associé à la hornblende et se présente en grains xénomorphes, parfois en agrégats, ou encore en couronne autour de l'amphibole ; elle est truffée d'inclusions circulaires ou vermiculaires de quartz. Le sphène est parfois très abondant.

Le zircon, l'apatite et les opaques sont toujours présents, mais en quantités variables. Dans certains échantillons, on décèle quelques reliques de diopside (partiellement transformé en hornblende) et de grenat en petites plages arrondies et corrodées.

Les gneiss à silicates calciques constituent une partie importante de l'ensemble septentrional. Ils comprennent surtout des gneiss à diopside, généralement homogènes, à texture zonaire et structure granoblastique typique.

Le plagioclase de forme irrégulière, isométrique, est zoné (An 30 au centre à An 22 à la périphérie), rarement maclé suivant les lois de l'Albite ou de l'Albite/Péricline. Il est parfois antiperthitique et contient, dans sa partie la plus basique, de petites fenêtres rectangulaires de feldspath potassique. Dans certains cas, sa partie externe se charge d'inclusions d'épidote.

Le diopside présente des formes assez irrégulières, xénomorphes, aux contours parfois arrondis, soulignés par endroits par des structures de corrosion dans lesquelles se reconnaissent de petites plages de plagioclase acide.

L'épidote, en grains xénomorphes criblés dans la majorité des cas d'inclusions de plagioclase ou de quartz, et la scapolite, très souvent localisée dans les zones quartzo-feldspathiques sont parfois assez abondantes. Le quartz, le sphène et l'apatite sont accessoires.

Les gneiss diopsidiques sont parfois très finement lités ; des zones de composition granitique alternent avec les lits diopsidiques dans lesquels les proportions de quartz et des divers silicates calciques varient dans d'assez larges limites. Les contacts avec les zones granitiques sont soulignés par un liseré où se trouvent concentrés épidote et scapolite.

Le calcaire cristallin est une roche grossièrement grenue à structure granoblastique et à texture généralement massive. Localement, il s'enrichit en silicates calciques et revêt un aspect finement zonaire. La calcite s'y développe en plages isométriques assez grossières, très pures ou en agrégats de grains plus petits associés à des plages de quartz, de plagioclase, d'épidote de diopside et de scapolite. L'épidote se présente régulièrement avec une structure en passoire, criblée de nombreux globules de quartz.

2. Les gneiss méridionaux.

Les gneiss méridionaux forment des massifs épaulant la calotte glaciaire : Widerøefjellet, Walnumfjellet, etc... Ils constituent un ensemble lithologique homogène, à texture bien orientée, localement litée, d'aspect en général verdâtre, dans lequel des gneiss dioritiques

à gabbroïques alternent avec d'épaisses masses d'amphibolites (Wideröefjellet) et plus rarement quelques bancs de gneiss leucocrates biotitiques assez riches en quartz. Les gneiss dioritiques sont parsemés très souvent de fines linéoles verdâtres à plissement intense et renferment localement de minces intercalations basiques fortement étirées, tronçonnées, dessinant parfois sur quelques mètres carrés, une association à faciès agmatitique.

Dans sa partie sud, le massif de Wideröefjellet devient nettement plus homogène et revêt une composition dioritique à tonalitique. Sa bordure, le long de la paroi ouest du Gunnestadbreen, est soulignée par une masse granitique qui développe dans les roches basiques encaissantes un stockwerk très dense de filons dont le nombre et l'épaisseur diminuent lorsqu'on s'éloigne du contact.

Vers l'Est, il semble que les intercalations d'amphibolite deviennent plus rares. Le fond du Jenningsbreen est ainsi constitué presque uniquement d'une masse de gneiss dioritique homogène.

A grande échelle, la texture qui caractérise cette unité s'oriente sensiblement E-W dans les massifs de Wideröefjellet et de Walnumfjellet, tandis qu'à l'Est de ces massifs, en s'approchant de Jenningsbreen, elle s'incurve vers le Sud-Est. Les observations tectoniques ne sont pas nombreuses dans cette unité ; dans le détail cependant, on a pu relever des déformations à caractère isoclinal, souvent oblitérées par une déformation moins plastique ultérieure.

Description pétrographique.

Les gneiss méridionaux constituent un ensemble lithologique dont les variétés pétrographiques sont nettement moins nombreuses que dans l'unité précédente. D'une manière générale, suivant la proportion en minéraux ferromagnésiens et en quartz qu'ils renferment, on peut y distinguer des gneiss dioritiques, tonalitiques et gabbroïques.

Ce sont des roches assez homogènes, hétérogranulaires, à texture légèrement orientée, composées essentiellement de plagioclase, de hornblende, de quartz et de biotite.

Le plagioclase est zoné de façon régulière (An 38 au centre à An 24 à la périphérie), souvent déformé, parfois brisé et finement granulé sur sa bordure.

La hornblende, associée à quelques paillettes de biotite, se présente en gros cristaux à contours assez irréguliers, ou en agrégats lenticu-

lares orientés suivant la texture. Le quartz constitue des amas polycristallins dispersés entre les plaquettes de plagioclase ; son extinction est toujours fortement onduleuse. Des plages d'épidote apparaissent sporadiquement parmi les minéraux ferromagnésiens.

Accessoirement, on y observe du grenat, de la chlorite, du sphène et des opaques.

Très souvent, ces gneiss deviennent finement zonaires et révèlent à l'étude microscopique une texture à caractère mylonitique. Le plagioclase y est fortement saussuritisé et contient de nombreux granules d'épidote.

L'amphibole et la biotite sont chloritisées, parfois très largement. Les lentilles polycristallines de quartz, très finement grenues, sont étirées et parsemées de paillettes de chlorite. L'épidote est abondante.

Les intercalations basiques sont essentiellement constituées d'amphibole en plages engrenées les unes dans les autres, englobant de petits agrégats d'épidote et, localement, de petits grains de plagioclase.

3. *Les massifs intrusifs.*

Dans les coupes du Jenningsbreen (paroi est) et du Gunnestad-breen (paroi ouest), les deux unités distinguées dans le complexe métamorphique sont séparées par des massifs éruptifs qui sont, de l'Ouest vers l'Est : le massif des Skuas (Wideröefjellet) et les massifs granitique et syénitique de Lunckeryggen.

Le granite des Skuas qui prolonge vers le Sud-Est le massif de Vikinghögda, fait intrusion dans la bordure nord des gneiss méridionaux dont il renferme des enclaves. Ses contacts avec la roche encaissante sont nets ; cette dernière est, en outre, recoupée par des filons aplitopégmatitiques d'épaisseur dépassant parfois le mètre.

Un massif granitique semblable apparaît à l'extrémité sud-est de Wideröefjellet. Cependant, il n'est pas possible, à l'heure actuelle, de préciser s'il appartient à la série Vikinghögda — Skuas ou s'il faut l'en distinguer. Son contact avec les gneiss méridionaux est jalonné par un important stockwerk aplitique.

Le massif syénitique de Lunckeryggen (2380 m.) est intrudé dans la bordure sud des gneiss lités septentrionaux et apparaît sous forme d'une masse stratifiée à léger pendage sud-ouest, constituée

par une série de bancs de teinte variée, de plusieurs mètres d'épaisseur, débutant par des niveaux rose-clair et passant, vers le haut, à des niveaux de plus en plus sombres, finalement brun rosâtre.

Dans le détail, la roche montre également un litage, voire un rubannement, lié à la distribution des minéraux ferromagnésiens, qui localement cependant, peut s'atténuer et faire place à un ensemble plus homogène. En règle générale, cette texture rubanno-litée est soulignée par une texture de flux, observable à l'échelle du minéral et dessinée par la disposition des cristaux de feldspath potassique allongés plus ou moins parallèlement les uns aux autres.

Le massif syénitique de Lunckeryggen est recoupé par des filons d'aplite, d'épaisseur variable, développant par endroits des allures en stockwerk, conduisant même, dans certains cas, à la formation de véritables brèches éruptives.

Des filons à structure pegmatitique, postérieurs aux précédents, ont également été observés.

Vers le Sud, la syénite est recoupée à l'emporte-pièce par un massif de granite. Ce dernier, dont sont issus, semble-t-il, les filons signalés plus haut, forme une masse homogène de couleur rosâtre, localement grisâtre, englobant de nombreuses enclaves parmi lesquelles des enclaves de la syénite et des gneiss méridionaux. Son contact sud transgresse les textures qui caractérisent les roches dioritiques et gabbroïques de l'ensemble méridional.

Description microscopique.

La syénite de Lunckeryggen (T. VAN AUTENBOER et al., 1963) est une roche brun-rosâtre homogène à petite échelle, moyennement à grossièrement grenue et à texture légèrement orientée.

Elle est essentiellement composée de feldspath potassique (microcline) hypidiomorphe, de pyroxène, d'amphibole et biotite. Les plaquettes de microcline disposées grossièrement parallèlement les unes aux autres sont criblées d'inclusions d'hématite et d'aiguilles de rutile dont dépend, pour une large part, la coloration de la roche. Le pyroxène, à structure hypidiomorphe également, est légèrement zoné.

L'amphibole, la biotite et, localement, quelques grains d'albite, forment une réticulation qui sépare les agrégats de feldspath et de pyroxène.

Dans certaines zones déformées, le microcline revêt un aspect

perthitique ; le pyroxène y est partiellement remplacé par une amphibole à structure poeciloblastique.

Accessoirement, la syénite contient du sphène, de l'apatite et un minéral opaque.

Le granite de Lunckeryggen est une roche massive, moyennement grenue, généralement équi-granulaire. Elle est formée essentiellement de feldspath potassique (microcline), de plagioclase, de quartz, en plages plus ou moins isométriques, à contours irréguliers, séparés par une réticulation où sont associés, outre ces mêmes minéraux en grains beaucoup plus petits, des plages d'amphiboles et de biotite. Accessoirement, on y observe de la muscovite, du sphène, de l'apatite, du zircon, de l'épidote et localement, de la fluorite.

Le microcline, perthitique, est parfois entouré d'une couronne albitique pénétrant dans certains cas profondément à l'intérieur du minéral. Le plagioclase, hypidiomorphe, est zoné et renferme de 22 à 26 % d'anorthite dans sa partie centrale.

Le quartz, à extinction onduleuse, souvent même brisé, se présente en larges plages à structure amoéboïde. Par endroits, dans la réticulation, il forme avec le microcline une association à structure graphique. La biotite, de couleur brun-verdâtre, parfois associée à de la hornblende, forme quelques petits agrégats largement dispersés parmi les constituants blancs.

4. *Les filons.*

Deux catégories de filons ont été observées dans la zone étudiée : des filons de composition leucogranitique, granitique ou leucoadamellitique à structure aplitique ou pegmatitique et un filon de diabase.

Les premiers font partie dans certains cas de stockwerks à réseau localement très dense, en liaison avec les masses granitiques. Ils y sont surtout constitués de feldspath potassique (microcline), de plagioclase et de quartz, accessoirement de biotite, de sphène, de zircon et de minéraux opaques.

Leurs contacts sont nets et recourent à l'emporte-pièce la texture des roches encaissantes. Leur mise en place, à en juger par les relations qu'ils dessinent à de nombreux endroits, s'est déroulée en plusieurs stades, le dernier paraissant lié à l'apparition des faciès pegmatitiques.

Dans d'autres cas, des filons d'épaisseur très variable, de quelques millimètres à quelques décimètres, semblent appartenir plus spécialement aux ensembles gneissiques à caractère granitique et prendre naissance dans ceux-ci. Leurs contacts sont plus irréguliers, localement progressifs et montrent une série de transitions vers la roche encaissante proprement dite. Certains d'entre eux recouper nettement la texture, d'autres cependant, se distribuent parallèlement à celle-ci et se perdent graduellement dans le gneiss. Leur origine anatectique paraît vraisemblable.

Le filon de diabase a été rencontré sur la paroi ouest du « Glacier ». Il recoupe verticalement les gneiss embréchitiques du massif de Vikinghögda : son épaisseur est de quelques décimètres.

5. *Les zones à texture mylonitique.*

En de nombreux endroits, les affleurements étudiés sont traversés par de petites failles de direction variable.

A grande échelle, dans sa partie occidentale, le complexe métamorphique est, en outre, traversé par deux zones de mylonitisation intense, de disposition plus ou moins parallèle et orientées approximativement Sud-Ouest - Nord-Est.

Elles apparaissent à l'extrémité nord du massif des Skuas, d'une part, et dans les affleurements de la partie nord-est de Wideröefjellet, d'autre part (fig. 1). Elles semblent ainsi localisées dans la zone de contact entre les deux ensembles qui ont été distingués dans le complexe métamorphique, zone soulignée déjà par les intrusions de roches éruptives décrites plus haut.

La mylonitisation affecte toutes les roches sans distinction, qu'elles appartiennent aux ensembles gneissiques ou aux masses éruptives, y compris les filons qui en dépendent, et y détermine une rétro-morphose très poussée des associations minérales antérieures : épidotisation, chloritisation, saussuritisation, etc... Dans certains cas, l'écrasement est tel qu'il donne lieu à la formation de roches très fines du type des chloritoschistes. Souvent cependant, il est encore possible de retrouver des traces de texture et structure anciennes des gneiss ou des masses éruptives dans des ensembles de caractère ceillé, du type des amygdaloschistes dont les éléments porphyroclastiques sont surtout constitués de feldspaths et de quartz.

6. Conclusions (fig. 2).

Les données qui ont été recueillies au cours du raid d'été de l'expédition belgo-néerlandaise 1964-65 dans la partie occidentale des Monts Sør-Rondane, ont permis de réaliser une étude plus approfondie du complexe métamorphique qui constitue cette chaîne montagneuse. Elles ont confirmé, en premier lieu, que le développement de ce complexe s'est opéré à partir d'un ensemble sédimentaire de caractère géosynclinal d'épaisseur considérable comprenant, d'une part des roches de la série quartzo-pélitique renfermant des intercalations de sédiments arkosiques, de calcaires argileux ou plus ou moins purs, d'autre part, des ensembles plus basiques d'origine incertaine, dans lesquels se sont développées des masses de roches vertes (Widerøefjellet) parfois très épaisses. Ces différents types lithologiques plissés et métamorphisés dans un domaine profond (fig. 2) à la partie supérieure de la catazone, constituent ainsi deux ensembles distincts.

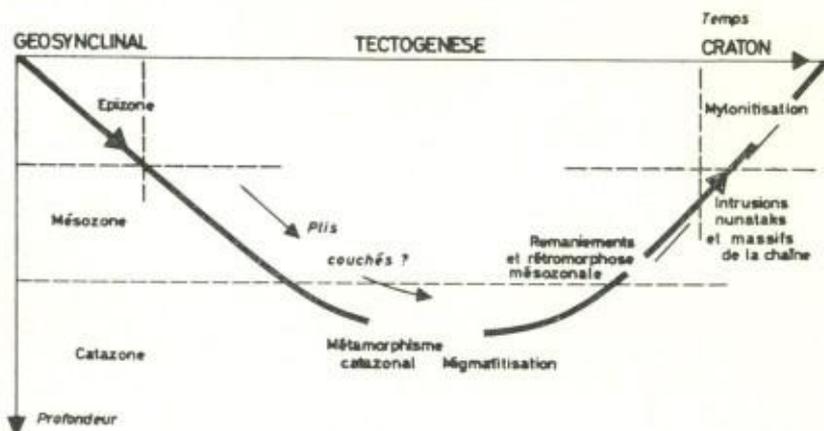


Fig. 2. — Tectogramme schématisant l'évolution de la partie occidentale des Sør-Rondane. (La durée relative des différentes phases distinguées n'a pas été prise en considération).

Le premier, septentrional, est formé de gneiss lités comprenant des variétés allant des gneiss granitiques aux gneiss granodioritiques et tonalitiques, alternant avec des bancs d'amphibolite et renfermant des ensembles de gneiss à silicates calciques dans lesquels s'intercalent des niveaux de calcaire cristallin. Le second, méridional,

plus homogène, est surtout constitué de gneiss dioritiques et gabbroïques.

Les observations, tant macroscopiques que microscopiques, ont montré que dans diverses parties de l'ensemble septentrional, l'anatexie de caractère granitique était assez localisée et n'avait occasionné que des remobilisations légères, essentiellement des constituants quartzo-feldspathiques, allant parfois cependant jusqu'à la constitution d'agmatites ou jusqu'à l'individualisation du mobilisat sous forme de filons intrudés dans les gneiss encaissants.

Tous les échantillons étudiés ont rélevé que le faciès minéral régional, de type catazonal, avait subi une rétromorphose à des degrés variables, localisée surtout dans la mésozone (fig. 2). Dans certains cas cependant, particulièrement dans les zones à texture mylonitique les plus importantes, cette rétromorphose a continué à se développer jusqu'au moment où le bâti tectonique a atteint le domaine épizonal.

Quant à l'analyse texturale, elle a confirmé l'existence de déformations très intenses, contemporaines du développement du faciès minéral profond, qui ont affecté les gneiss à toutes les échelles, mais n'a pu démontrer jusqu'à présent la réalité de la formation de plis couchés. En outre, en de nombreux endroits, des traces d'une déformation postérieure, moins accusée et liée vraisemblablement aux rétromorphoses mésozonales ont été relevées.

Enfin, la dernière phase tectonique importante apparaît dans les zones mylonitiques de direction Sud-Ouest-Nord-Est décelées dans la partie ouest de la zone étudiée. Celles-ci sont associées à une minéralogie de faciès épizonal (fig. 2).

Dans une étude précédente (J. MICHOT, 1962), nous avons distingué, dans les Monts Sör-Rondane, la chaîne métamorphique proprement dite de la zone des Nunataks qui la borde au Nord et qui est essentiellement composée de roches éruptives granitiques et gabbroïques. Actuellement, il semble que cette distinction ne soit plus aussi nette. En effet, des roches éruptives granitiques et syénitiques jalonnent la zone de contact entre les deux ensembles distingués dans la chaîne elle-même. Cependant, aucune donnée ne permet jusqu'à présent de proposer une séquence d'intrusion de ces masses par rapport à celles qui se présentent dans les Nunataks du Nord. Leur minéralogie semble cependant indiquer un domaine de mise en place de bathymétrie semblable (fig. 2).

Au terme de cette étude, il paraît intéressant de signaler quelques points qui devront retenir l'attention dans l'avenir.

(1) Extension et composition de l'ensemble des gneiss lités qui forment la partie nord de la chaîne et relation avec le complexe éruptif des Nunataks ; étendue du phénomène anatectique et de la migmatitisation.

(2) Extension et composition de l'ensemble des gneiss gabbroïques du Sud.

(3) Relations entre les deux ensembles précédents et extension des masses éruptives qui jalonnent partiellement la zone de contact.

(4) Caractères des déformations tectoniques et étude de leur distribution dans le temps.

(5) Relevé des zones de mylonitisation.

D'autre part, il faut souligner que les études géochronologiques entreprises dès le retour de la 1^{ère} Expédition (1957-58) se sont révélées très utiles dans le cadre de la discussion des observations géologiques et pétrologiques. Il est important que ces déterminations d'âges se poursuivent. En effet, les problèmes soulevés par les points 3 et 4 ci-dessus, de même d'ailleurs que la relation entre les massifs magmatiques des Nunataks et ceux de la chaîne, pourraient avantageusement être débrouillés grâce à l'utilisation conjointe des méthodes géochronologique et pétrologique.

III. GÉOMORPHOLOGIE

La chaîne des Sör-Rondane, située à environ 180 km de la base Roi Baudouin, est limitée au sud par la calotte polaire qui envoie au travers d'elle des glaciers émissaires devenant coalescents au sortir de la montagne et formant un vaste piémont englacé dont la partie septentrionale devient flottante. Si l'on ne tient pas compte des nunataks septentrionaux, trois grands ensembles géologiques ont été définis ci-dessus dans la partie occidentale de la chaîne : les gneiss du sud, les massifs intrusifs et les gneiss lités du nord. Cette disposition de la lithologie en zones perpendiculaires à la direction de progression des glaciers émissaires est éminemment favorable à l'étude de l'érosion glaciaire dont nous avons déjà relaté ailleurs quelques traits essentiels (R. Souchez 1965, 1966). Avant de

résumer ceux-ci présentons les traits morphologiques généraux des Sör-Rondane occidentales.

1. *Trois paysages morphologiques axés sur la lithologie.*

Les trois zones géologiques définies plus haut correspondent à trois ensembles morphologiques (fig. 1).

Les gneiss lités du nord forment des arêtes aiguës de direction méridienne dont l'altitude atteint 2200-2400 m sur la carte norvégienne de 1957, ce qui correspond à 1800-2000 m sur la nouvelle carte non encore imprimée. Cette aération du relief dans la zone des gneiss septentrionaux s'oppose fortement au caractère massif de la partie méridionale de la chaîne et constitue le trait morphologique essentiel des Sör-Rondane occidentales. D'ouest en est, on peut ainsi citer l'arête située au N-E de Vikinghögda, celle de Vengen, Smalegga, la crête comprise entre le Gillockbreen et l'Ellisbreen, celle qui domine d'un côté ce dernier glacier et, de l'autre côté, le Jenningsbreen et, enfin, les quatre arêtes de Brattnipane. Les arêtes gneissiques que nous avons visitées (Vengen, Smalegga, crête entre Ellis et Jenningsbreen) montrent un litage approximativement ouest-est c'est-à-dire plus ou moins perpendiculaire à la direction générale des reliefs. La formation de ces alignements nord-sud requiert une explication que nous donnerons plus loin, car elle est liée, à notre avis, à la dynamique de l'inlandsis et de ses glaciers émissaires.

D'autres traits morphologiques originaux caractérisent cette zone septentrionale des gneiss lités. Les sommets ne sont jamais arrondis mais aiguës ; nulle part nous n'observons la topographie émoussée typique des régions anciennement couvertes par l'inlandsis : elle a complètement disparu si elle a jamais existé. L'altitude relativement faible des sommets, la présence de débris plus nombreux ici que dans les autres zones lithologiques témoignent d'une érosion plus rapide qui aurait abouti au recoupement des versants et à la constitution des crêtes. Le litage marqué dans ces roches est la cause essentielle de leur plus faible résistance. Cette évolution plus poussée dans les gneiss septentrionaux se remarque également au brusque élargissement du Gunnestadbreen lorsque ce glacier arrive à leur niveau et à l'existence, dans la région de Vengen, de véritables glaciaires de cryoturbation fossiles. Ainsi, près de la cote Vengen 1990

de la carte norvégienne, sur le versant du Gunnestadbreen, un glacis local, dont la pente atteint environ 15° , mord l'arête gneissique. Des débris de gélivation le tapissent ; ils ont été déplacés par cryoturbation (au sens des alternances gel-dégel) et sont actuellement parcourus par un réseau de polygones de contraction. Ces débris ont une teinte brúnatre qui contraste avec la couleur habituellement grise des ensembles gneissiques en ces endroits. Il s'agit d'un phénomène paléoclimatique, car cette couleur résulte d'une légère migration du fer des minéraux ferromagnésiens, ce qui implique la présence d'eau et par conséquent l'existence d'un climat moins rude. Nous reviendrons ultérieurement sur cette question des oscillations climatiques.

Autre caractéristique morphologique de la zone septentrionale, la dissymétrie des arêtes. Leurs faces ont en effet évolué différemment suivant leur exposition. Les versants raides, situés au vent, c'est-à-dire regardant vers l'est, sont démunis de neige alors que sous le vent ils en sont fréquemment couverts. Au contraire, sur les pentes douces situées à leur pied, la neige s'accumule au contact de la paroi au vent. Une congère est présente, séparée de cette paroi par une crevasse périphérique. Celle-ci est liée à l'ablation au contact du rocher et à l'action du vent. Au pied des abrupts situés sous le vent, la glace bleue apparaît. Pas de neige. Aussi les beaux champs morainiques des Sör-Rondane occidentales se présentent-ils sur le flanc oriental des glaciers émissaires, c'est-à-dire sous le vent.

A la zone septentrionale des gneiss lités, on peut opposer celle des massifs intrusifs et des gneiss du sud. Ces derniers forment les ensembles les plus élevés de cette partie de la chaîne, en bordure de la calotte polaire. Widoerøfjellet atteint ainsi 2.994 m (3.810 d'après la carte norvégienne), Walnumfjellet plus de 2.500 m. Il s'agit d'ensembles assez massifs limités par des failles comme celle que le Gunnestadbreen a fort probablement exploitée. La limite des gneiss méridionaux est en effet décalée d'une rive à l'autre de cette vallée glaciaire. Les diaclases jouent également un rôle important d'une part dans la localisation des glaciers locaux de Widoerø, de l'autre dans la présence de couloirs comme ceux du gradin du fond du Jenningsbreen.

A la différence de la zone septentrionale, les surfaces culminantes sont ici mamelonnées et témoignent du passage ancien de l'inlandsis. Des placages de glace, actuellement séparés de la calotte, subsistent,

comme par exemple dans la partie méridionale du massif situé entre l'Ellisbreen et le Jenningsbreen. Ces placages sommitaux de glace jouent d'ailleurs un rôle non négligeable dans l'évolution des versants sis en contrebas qui sont de temps en temps ramonés par des avalanches de glace, tel celui de rive gauche du Jenningsbreen.

Troisième ensemble, les massifs intrusifs. La limite entre les deux unités gneissiques est jalonnée par une zone de mylonitisation intense et, localement, par l'apparition de massifs intrusifs. La présence de ces mylonites se remarque parfois très bien dans la topographie : elles forment notamment une dépression approximativement ouest-est qui suit le flanc nord du Wideroëfjellet à la bordure méridionale du massif granitique des Skuas. Outre ce dernier ensemble, un autre massif intrusif complexe a été observé au cours de notre mission : celui de Lunckeryggen situé sur la rive droite du Jenningsbreen, et formé de syénites et de granites gris et roses. Ces massifs, dont l'altitude atteint des valeurs intermédiaires entre celles des deux zones gneissiques, présentent un modèle original d'aiguilles élancées où l'influence des filons se fait parfois sentir, tels ceux d'aplite qui sillonnent en tous sens la syénite de Lunckeryggen.

2. *Le rôle des glaciers émissaires.*

Le glacier émissaire du Jenningsbreen retiendra particulièrement notre attention. Il est actuellement séparé partiellement de la calotte polaire par l'affleurement d'un verrou-gradin taillé dans des gneiss gabbroïques. Immédiatement en aval de celui-ci affleurent des granites, puis des syénites, et enfin, des gneiss lités, ces derniers entrant directement en contact avec les gneiss gabbroïques sur la rive gauche du glacier.

La disposition lithologique perpendiculaire à la direction de déplacement du glacier émissaire et l'existence d'un grand nombre de rides morainiques latérales à homogénéité pétrographique — c'est-à-dire composées de fragments appartenant à un ensemble bien défini — sont propices à l'étude des conditions de l'érosion glaciaire à la périphérie de la calotte polaire.

Dans l'important champ morainique de rive droite du Jenningsbreen, deux types de dépôts morainiques peuvent être observés :

a) des collines morainiques subconiques de quelques mètres de haut, composées d'un cœur de glace couvert d'une faible épaisseur — quelques dizaines de centimètres — de fragments rocheux composés, pour la plupart, de gneiss gabbroïques. Ainsi, dans la fraction comprise entre 6 et 12 mm, nous comptons 99 % de fragments de gneiss gabbroïque et, entre 2 et 6 mm, 96 %.

b) des rides morainiques latérales de 5 à 10 mètres de haut, à homogénéité pétrographique. On trouve ainsi une ride à gros blocs de gneiss gabbroïques (91 % entre 6 et 21 mm ; 81 % entre 2 et 6 mm), une à gros blocs de granite (99 % entre 6 et 12 mm ; 96 % entre 2 et 6 mm), et un troisième principalement composée de syénite (96 % entre 6 et 12 mm, 95 % entre 2 et 6 mm). Ces trois rides morainiques prennent naissance au pied des parois, là où les traces d'éboulements sont abondantes, et disparaissent assez rapidement vers l'aval.

L'analyse granulométrique de la fraction fine confirme la différence que nous avons observée dans la morphologie de ces deux dépôts. Si nous ne tenons compte que des particules inférieures à 12 mm de diamètre, nous remarquons que les collines morainiques à cœur de glace contiennent au moins 17 % de particules de taille inférieure à 250 μ et 7 % de taille inférieure à 100 μ alors que la ride morainique à gros blocs de gneiss gabbroïques — c'est-à-dire de même composition lithologique — n'en contient respectivement que 5 et 2 %.

Tout ceci nous permet d'opposer les rides morainiques supraglaciaires dont l'origine est liée à l'évolution des versants et les collines morainiques d'origine sous-glaciaire.

Nous avons décrit ailleurs la formation de ces collines (R. Souchez, 1965, 1966). Disons cependant brièvement que les débris, amenés à proximité de la surface du glacier par les plans de cisaillement, permettent une fusion de la glace immédiatement sus-jacente. La présence de poches d'eau près de ces fragments rocheux a pu être observée à la fin d'une journée ensoleillée d'été alors que la température de l'air était de -20° C. Ce phénomène est dû à l'importante absorption de l'énergie incidente par la roche qui a un grand pouvoir émissif dans l'infra-rouge, c'est-à-dire dans des longueurs d'onde pour lesquelles il y a opacité de la glace. Nous sommes donc en présence d'un effet de serre d'une grande importance morphologique. Le regel de cette eau cause une gélivation des blocs ; en un

jour nous avons observé deux fracturations. Ainsi, nous comprenons pourquoi la moraine supraglaciaire de gneiss gabbroïque est composée de gros blocs alors que les moraines de même composition lithologique qui forment les collines d'origine sous-glaciaire sont constituées seulement de graviers et de petits fragments. Lorsque ceux-ci sont suffisamment nombreux, leur effet isolant protège la glace de l'ablation et explique la formation de collines morainiques.

Comme celles-ci sont formées presque exclusivement de fragments de gneiss gabbroïque, l'érosion glaciaire est ou a donc été active principalement au niveau du gradin taillé dans cette roche. Comment expliquer ce fait? Comme la pente est forte en cet endroit, une fluctuation même légère du bilan glaciaire provoque de grandes variations de son état d'englacement. Actuellement partiellement libre de glace, il est soumis à un processus spécial de gélivation : la gélivation par effet de serre. On rencontre en effet de minces plaques de glace sous lesquelles les roches sont fragmentées par un processus semblable à celui que nous avons décrit dans les dépôts morainiques d'origine sous-glaciaire. Partout ailleurs, sur les pentes démunies de glace, l'absence d'humidité empêche une gélivation active. D'autre part, sous un climat aussi sévère que celui qui règne actuellement dans les Sör-Rondane, une importante dénudation aérienne ne peut se produire sans effet de serre. Les versants latéraux sont pratiquement immunisés et les moraines latérales que nous avons décrites ont dû se former sous un climat plus doux ; dans leur partie aval, elles sont d'ailleurs séparées du glacier actuel par des collines morainiques d'origine sous-glaciaire.

Les débris formés sur le gradin par la gélivation sont évacués soit par des avalanches de glace soit par une croissance du glacier, incorporés à ce dernier et concentrés dans ses plans de cisaillement.

Un paléoclimat plus doux a-t-il été responsable d'une gélivation plus efficace sur le verrou-gradin? Nous n'en possédons aucune preuve et nous ne devons pas oublier, comme V. Schytt l'a montré, qu'un climat moins rigoureux correspond, en Antarctique, à une augmentation des précipitations donc à la croissance des glaciers émissaires et probablement à un ennoyage du gradin sous la glace (V. Schytt, 1952),

Dans un climat sévère comme celui des Sör-Rondane, l'érosion glaciaire nécessite des conditions spéciales pour être active et, parmi

elles, une action périglaciaire originale : la gélivation par effet de serre.

Par l'étude minéralogique des fractions sableuses des moraines, des précisions peuvent encore être données. En effet, les ensembles lithologiques constituant le bassin-versant du Jenningsbreen présentent entre eux de très grandes différences de composition minéralogique. On peut dès lors en donner des valeurs approximatives à partir d'un nombre restreint d'échantillons (Tableau 1).

Les gneiss méridionaux contiennent surtout des plagioclases et des amphiboles, un peu de quartz, de biotite et d'épidote, mais sont exemptes de microcline. La syénite est principalement composée de feldspath potassique et de pyroxène, d'un peu de biotite et d'amphibole, le quartz et le plagioclase étant pratiquement absents. Quant aux granites, ils sont riches en feldspath potassique (microcline), plagioclase et quartz et renferment accessoirement biotite, amphibole et épidote. Ces très grandes différences de composition constituent un élément favorable pour étudier l'origine des dépôts fins de moraines.

Les moraines supraglaciaires ont une composition semblable à celle de la roche-mère qui leur donne naissance. Cette similitude déjà signalée pour les fractions graveleuses, se retrouve au niveau des sables, du moins en ce qui concerne la moraine supraglaciaire provenant du massif granitique qui présente approximativement la même abondance en feldspath potassique rose et en plagioclase que la roche. La moraine supraglaciaire issue du massif de syénite montre quant à elle une légère contamination par les gneiss du sud, qui se marque par une augmentation du pourcentage de plagioclases et de amphiboles-pyroxènes par rapport à la roche-mère. Cette contamination, inexistante au niveau de la fraction graveleuse, est d'autant plus marquée que les sables sont plus fins. Une participation d'aplite n'est pas à exclure aux petites dimensions, bien que sa composition ne soit pas fort différente de la syénite dans laquelle elle développe ses filons.

L'étude minéralogique des moraines sous-glaciaires nous a déjà permis de tirer quelques conclusions, que nous avons présentées au C. R. Acad. Sc. (J. Michot et R. Souchez 1965). En appliquant cette fois une méthode de détermination plus précise (analyses par liquides d'indice au lieu de procédés par coloration), nous avons constaté quelques changements dans les résultats mais nous pou-

TABLEAU I

Composition modale approximative des roches affleurant dans le bassin-versant du Jenningsbreen

Type de minéral	Gneiss méridionaux		Granite		Syénite	
	Moyenne	Extrêmes	Moyenne	Extrêmes	Moyenne	Extrêmes
Feldspath potassique	—	— —	38 %	27,3 — 52,8	75 %	57,1 — 86,4
Plagioclase	53,6 %	48,2 — 61,3	34 %	24,7 — 48,4	} 3 %	2,1 — 4
Quartz	17 %	12,9 — 19,3	23 %	8,3 — 32,9		
Amphibole	18 %	11,5 — 27,3	0,8 %	0,1 — 2,5	1,7 %	0,1 — 6,6
Pyroxène	—	— —	—	— —	10 %	6,0 — 13,6
Biotite	4 %	3,7 — 24,5	2,5 %	0,1 — 5,4	5,5 %	1,9 — 10,8
Epidote	3,3 %	0,9 — 6,9	0,7 %	0,1 — 3,0	—	— —
Apatite	0,4 %	0,2 — 0,6	—	— —	2,2 %	0,8 — 3,2

TABLEAU II
Composition minéralogique des moraines du Jenningsbreen

Fraction granulométrique	Type de moraine		Pourcentage des principaux minéraux						
			Pyroxène (a) Amphibole(b)	Microcline	Quartz	Plagioclase	Apatite	Biotite	Reste
1 — 2 mm	Moraine d'origine sous glaciaire	A	23,1 (b)	11,1	7,4	55,5	1,8	—	1,1
		B	12,2 (b)	18,3	11,3	57,4	0,8	—	—
		C	17 (b)	16	12,8	51,2	—	—	1,2
		D	5,4 (b)	22,2	3,6	63,2	4,4	—	1,2
	Moraine supra-glaciaire	E	25,1 (a et b)	57,7	3,8	13,4	—	—	—
		F	2,7 (b)	47	10,5	38,4	—	—	1,4
500 μ — 1 mm	Moraine sous-glaciaire	A	24,6 (b)	10,1	7,2	47,5	2,4	1,2	7
		B	24,3 (b)	13,1	15,3	44,5	0,5	1,1	1,2
		C	12,6 (b)	17,8	21,2	45,9	1,2	—	1,3
		D	9,1 (b)	18,5	10,5	54,6	5	—	1,9
	Moraine supra-glaciaire	E	42,8 (a et b)	31,8	5,9	16,2	3,2	—	0,1
		F	3,9 (b)	36,7	14,1	43,2	—	0,6	1,5

250 μ — 500 μ	Moraine sous- glaciaire	A	37,8 (b)	6,7	14,6	34,7	1,3	1,3	3,7
		B	25,5 (b)	10,6	14,2	46,1	0,3	—	3,3
		C	17,3 (b)	14,8	20,3	42,9	0,8	0,5	3,4
		D	8,0 (b)	22,2	16,2	46,7	1,3	1,0	4,6
	Moraine supra- glaciaire	E	36 (a et b)	31,3	8,3	15,4	4	2,2	2,8
		F	7,4 (b)	44,8	10,5	32,5	—	1,7	3,1
100 μ — 250 μ	Moraine sous- glaciaire	A	22,1 (b)	8,0	17,4	41,5	1,0	3,3	6,7
		B	25,2 (b)	8,4	14,9	41,6	1,4	2,4	6,1
		C	18,1 (b)	12,0	16,7	38,2	2,3	5,6	7,1
		D	11,9 (b)	16,3	15,5	42,2	3,1	3,8	7,2
	Moraine supra- glaciaire	E	17,4 (a et b)	26,0	12,0	26,0	5,3	8,8	4,5
		F	7,1 (b)	50,2	10,6	27,3	0,8	1,2	2,8

Note : De A vers D : moraine sous-glaciaire de plus en plus ancienne
 E : moraine supraglaciaire à gros blocs de syénite
 F : moraine supraglaciaire à gros blocs de granite

vous cependant dégager les mêmes tendances que précédemment (tableau 2 et fig. 3).

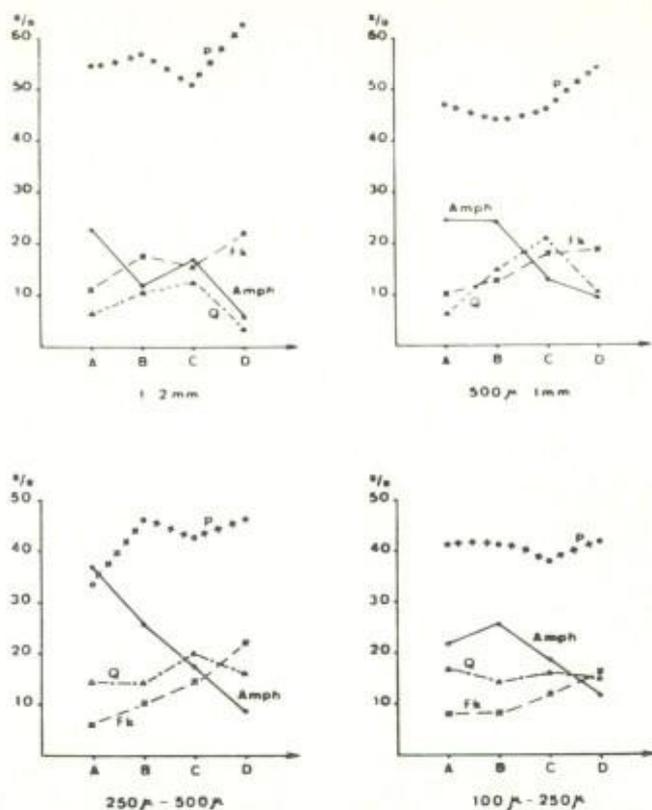


Fig. 3. — Composition minéralogique des moraines d'origine sous-glaciaire du Jenningsbreen.

De A vers D : moraine de plus en plus ancienne.

- Amph. : Amphibole
 FK : feldspath potassique (microcline)
 Q : quartz
 P : plagioclase

Une contamination par le granite, dans les moraines les plus anciennes, est attestée par une teneur plus élevée en feldspath potassique et le maintien des proportions en quartz et plagioclase. Bien que les échantillons examinés aient été pris au niveau des affleurements de syénite, une contamination par cette roche est

donc exclue, ce que confirme en outre l'absence de pyroxène. C'est donc bien le granite qui modifie le faciès minéralogique des moraines sous-glaciaires composées essentiellement de gneiss méridionaux. On remarque d'ailleurs que cette contamination est progressive, qu'elle est plus poussée pour les monticules les plus externes, donc les plus anciens (*).

Or, ces observations sont faites bien en aval de l'affleurement granitique, ce qui montre que l'érosion sous-glaciaire a d'abord été active au niveau des granites et des gneiss méridionaux avant de l'être uniquement dans ces derniers. Le verrou-gradin a donc été taillé partiellement dans les granites de rive droite et les gneiss de rive gauche, a ensuite reculé pour se trouver dans sa position actuelle, uniquement dans les gneiss méridionaux, après avoir longé le massif granitique. Comme, en outre, ce verrou présente toujours une pente forte, la notion d'érosion régressive glaciaire par recul du verrou-gradin parallèlement à lui-même est ainsi mise en valeur. La rupture de pente se situant au débouché de la calotte polaire, au lieu de naissance du glacier de drainage, son recul par érosion régressive permet peut-être d'expliquer l'allongement sinon la naissance des vallées échancrant la chaîne et par là la présence d'arêtes méridiennes de gneiss lités au nord.

Par ce recul et le creusement qui en résulte, les parties en aval de la calotte se trouvent isolées et perchées et subissent une ablation notamment par avalanches de glace. En certains endroits, elles ont même disparu et les formes moutonnées perchées qui subsistent, loin de signifier un retrait important de l'inlandsis, sont plutôt à considérer comme le corollaire de l'évolution que nous avons décrite.

Autre conclusion, les moraines présentant des faciès minéralogiques fort semblables aux roches locales, l'érosion semble surtout active à la périphérie de la calotte, cette dernière ayant, dans le secteur étudié, un rôle de protection.

(*) Si l'élévation de la teneur en feldspath potassique (microcline) ne peut être le résultat que d'une contamination (il n'y a pas de FK dans les gneiss méridionaux), on peut se demander si la diminution du pourcentage d'amphibole n'est pas partiellement le résultat de l'altération chimique différentielle. Notons cependant que les échantillons sont pris dans le pergélisol et que les grains ne montrent pas au microscope de trace d'altération.

3. *Les fluctuations glaciaires.*

Si les surfaces moutonnées sommitales de la partie méridionale des Sör-Rondane peuvent être mises en relation avec l'évolution particulière que nous venons de retracer, la présence de nunataks polis au nord de la chaîne témoigne de l'ampleur des fluctuations de l'inlandsis et de ses glaciers émissaires.

Un cas particulier de fluctuations glaciaires peut être étudié au S-W de Vengen à hauteur du massif granitique des Skuas. En cet endroit, un glacier local, plaqué contre le versant ouest, a amené ses moraines jusqu'au niveau d'un ancien glacier émissaire de l'inlandsis, actuellement séparé de la calotte par un gradin démuné de glace. En nous dirigeant, à hauteur du glacier local, de l'axe de la vallée vers les parois, nous rencontrons les accumulations morainiques suivantes :

— une ride continue à gros blocs de granite, moraine latérale du glacier émissaire venant se souder à l'amont aux aiguilles de granite du cirque des Skuas ;

— une série de collines morainiques constituées principalement de fragments gneissiques et formées par le glacier émissaire de l'inlandsis. Nous n'avons pas pu vérifier ici la présence éventuelle de cœurs de glace semblables à ceux observés au Jenningsbreen ;

— la moraine frontale du glacier local à convexité tournée vers l'axe de la vallée principale et formée de gros blocs de granite. Le glacier local ne colle plus à sa moraine par suite d'un certain recul.

Le développement de ce bel arc morainique frontal circonscrit par des moraines du glacier émissaire prouve l'absence de synchronisme dans les crues. Les idées de V. Schytt semblent pouvoir s'appliquer ici. Un léger adoucissement du climat provoque une crue des glaciers émissaires de la calotte polaire, car celle-ci est mieux alimentée par suite de précipitations accrues. Quant aux glaciers locaux, ils reculent durant cette phase qui, d'après nous, est également responsable de la formation des moraines latérales.

Au contraire, un climat plus rude accentuant l'anticyclone polaire n'est pas favorable aux glaciers émissaires alors que les glaciers locaux des montagnes périphériques reçoivent plus de neige et perdent moins par fusion. Les dépôts morainiques du s.-o. de Vengen

permettent de confirmer ce décalage des crues glaciaires décrit par V. Schytt.

IV. CONCLUSION GÉNÉRALE.

L'étude géologique de la partie occidentale de la chaîne des Sör-Rondane a permis d'y mettre en évidence deux ensembles lithologiques principaux approximativement orientés ouest-est : celui des gneiss lités septentrionaux de composition granitique à granodioritique et celui des gneiss gabbroïques méridionaux.

Une zone à texture mylonitique et des massifs intrusifs les séparent localement. Ces diverses unités lithologiques, dont une description détaillée est donnée, influencent grandement la morphologie : trois grands paysages s'opposent ainsi dans la partie occidentale des Sör-Rondane.

Les glaciers émissaires de l'inlandsis recourent ces diverses zones plus ou moins perpendiculairement.

Cette condition, d'autant plus favorable à l'étude de l'érosion glaciaire que les différences de composition minéralogique sont très grandes, nous a permis de préciser les principales caractéristiques de cette érosion dans les conditions antarctiques.

Le travail d'équipe, minéralogique et géomorphologique s'est révélé particulièrement efficace pour la réalisation d'une telle étude.

BIBLIOGRAPHIE

- AUTENBOER van, T., MICHOT J. and PICCIOTTO, E. — 1963 — Outline of the géology and petrology of the Sör-Rondane Mountains, Dronning Maud Land. In *Antarctic Geology*, Amsterdam 1964, pp. 501-514.
- AUTENBOER van, T. — 1963a — The geomorphology and glacial géology of the Sör-Rondane, Dronning Maud Land. In *Antarctic Geology*, Amsterdam 1964, pp. 81-103.
- 1963b — Gravity measurements in the Sör-Rondane Mountains, Dronning Maud Land. In *Antarctic Geology*, Amsterdam 1964, pp. 532-537.
- 1964 — The geomorphology and glacial géology of the Sör-Rondane, Dronning Maud Land, Antarctica. *Koninklijke Vlaamse Academie van België, Kl. der Wetensch.*, Jaarg. XXVI, 74 p.
- DAVIES, W. E. — 1956 — Antarctic Stratigraphy and Structure. In *Antarctica in the International Geophysical Year*. National Research Council. Publication n° 462, pp. 44-51.
- FOURMARIER, P. — 1951 — L'antarctide et l'évolution géologique de la surface du globe. *Bull. Soc. Roy. Belge de Géogr.*, 65 année, fasc. I-IV, pp. 63-81.

- MICHOT, J. — 1962 — Étude pétrologique des échantillons prélevés dans les Monts Sør-Rondane (Antarctique); Expédition Antarctique Belge 1957-1958 : I. Les roches à caractère intrusif. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 85, Bull. n° 1, pp. B 87-99.
- 1963 — Étude pétrologique des échantillons prélevés dans les Monts Sør-Rondane (Antarctique); Expédition Antarctique Belge 1957-1958 : II. Le complexe métamorphique. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 85, Bull. n° 5, pp. B 151-174.
- MICHOT, J. and SOUCHEZ, R. — 1965 — La composition minéralogique des moraines, preuve de l'érosion glaciaire régressive en Antarctique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 162, pp. 4155-58.
- PICCIOTTO, E., MICHOT, J. et MICHOT, P. — 1960 — Reconnaissance géologique et pétrographique des Monts Sør-Rondane (Terre de la Reine Maud). *Bull. Soc. belg. de Géol., de Paléontol., et d'Hydrol.*, t. LXIX, fasc. 2, pp. 1-13.
- PICCIOTTO, E., DEUTSCH, S. and PASTEELS, P. — 1963 — Isotopic ages from the Sør-Rondane Mountains, Dronning Maud Land. In *Antarctic Geology*, Amsterdam 1964, pp. 570-578.
- PICCIOTTO, E., MICHOT, J. et all. — 1966 — Expédition Antarctique Belge 1957-1958, Résultats Scientifiques, vol. VII, *Géologie*. Sous-presse.
- SCHYTT, V. — 1961 — Glaciology. II. Blue ice-fields, moraine features and glacier fluctuations. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expeditions, 1949-52. *Scientific Results* vol. 4, E, pp. 181-204.
- SOUCHEZ, R. — 1965 — Observations sur la composition et la genèse des dépôts morainiques des Sør-Rondane (Antarctique). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 260, pp. 4347-50.
- 1966 — The origin of morainic deposits and the characteristics of glacial erosion in the western Sør-Rondane, Antarctica. *Journ. of Glaciology*, vol. 6, n° 44, pp. 249-254.
- STEWART, D. — 1956 — On the Petrology of Antarctica. In *Antarctica in the International Geophysical Year*. National Research Council. Publication n° 462, pp. 52-47.
- TAYLOR, A. — 1960 — Bedrock geology of Antarctica. Washington, D. C., U. S. Antarctic Projects Officer.

*Laboratoire de Minéralogie et de Pétrologie
Service de Géomorphologie
Université Libre de Bruxelles*