

GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE

**G E U S**

RAPPORT NR. 32

Report file no.

22354

*The Geological Survey of Greenland*  
*Report no. 32*

---

Géologie d'un secteur situé entre les fjords  
de Sermiligârssuk et Arsuk,  
(SW du Groenland)

*par*

*Luc-François Bonnard*

---

KØBENHAVN 1971

# Grønlands Geologiske Undersøgelse

(*The Geological Survey of Greenland*)  
Østervoldgade 10, DK-1350 Copenhagen K

## Reports

- No. 14 Petrology and geology of the Precambrian Gardar dykes on Qaersuarssuk, South Greenland. 1968 by W. S. Watt. D. kr. 4.00.
- No. 15 Report of activities, 1967. 1968. D. kr. 6.00.
- No. 16 The geological setting and mineralizations west of Lilianmine, South Greenland. 1968 by M. Ghisler. D. kr. 4.00.
- No. 17 The Tartoq Group on Nuna qaqortoq and in the Iterdlak area, South-West Greenland. 1968 by A. K. Higgins. D. kr. 4.00.
- No. 18 Preliminary account of the geology of the Kvanefjeld area of the Iljmausaq intrusion, South Greenland. 1969 by H. Sørensen, J. Hansen and E. Bondesen. D. kr. 6.00.
- No. 19 Reports of activities, 1968. 1969. D. kr. 6.00.
- No. 20 On the applicability of magnetic prospecting for chromite in the Fiskenæsset region, West Greenland. 1969 by M. Ghisler and P. Vallabh Sharma. D. kr. 3.50.
- No. 21 Report on the 1968 geological expedition to Scoresby Sund, East Greenland. 1969. D. kr. 6.00.
- No. 22 Oil and gas prospects in the Cretaceous-Tertiary basin of West Greenland. 1969 by G. Henderson. D. kr. 6.00.
- No. 23 The Precambrian rocks of the Egedesminde-Christianshåb area, West Greenland. 1969 by G. Henderson. D. kr. 4.00.
- No. 24 The mode of occurrence and petrogenesis of the sapphirine-bearing and associated rocks of West Greenland. 1969 by R. K. Herd, B. F. Windley and M. Ghisler. D. kr. 4.50.
- No. 25 The chronology and petrography of the Gardar dykes between Igaliko Fjord and Redekammen, South Greenland. 1969 by J. H. Allaart. D. kr. 4.50.
- No. 26 Preliminary report on the geology of Bjørneøer, Scoresby Sund. 1969 by F. Kalsbeek. D. kr. 4.00.
- No. 27 Some observations on the structural and metamorphic chronology on Agto and surrounding islands, central West Greenland. 1970 by K. Sørensen. D. kr. 3.50.
- No. 28 Report of activities, 1969. 1970. D. kr. 12.50.
- No. 29 Bedrock geology of the nunataks and semi-nunataks in the Frederikshåbs Isblink area of southern West Greenland. 1970 by P. R. Dawes. D. kr. 20.00.
- No. 30 Report on the 1969 geological expedition to Scoresby Sund, East Greenland. 1970. D. kr. 10.00.
- No. 31 Preliminary account of kimberlite intrusions from the Frederikshåb district, South-West Greenland. 1971 by J. R. Andrews & C. H. Emeleus. D. kr. 6.00.

**GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE  
RAPPORT NR. 32**

**GÉOLOGIE D'UN SECTEUR SITUÉ ENTRE LES FJORDS  
DE SERMILIGÅRSSUK ET ARSUK (SW DU GROENLAND**

par

**Luc-François Bonnard**

**Avec 17 figures, 8 tableaux et 1 carte**

**1971**

## Summary

South-west Greenland belongs to the Precambrian shield; it is built up of metamorphic, eruptive and, to a lesser extent, sedimentary rocks. The chronology of these formations and their structural relations are now fairly well established and are referred to three periods – pre-Ketilidian, Ketilidian and Gardar. Important unconformities separate the rocks of these divisions at the type localities.

The greater part of the rocks occurring in the region mapped by the author belong to the pre-Ketilidian; these are migmatites – quantitatively the most important, ultramafic rocks, and metadolerites in various stages of alteration. The Ketilidian period was marked by local tectonic movements, metamorphism and the intrusion of small granitic bodies; the Ketilidian supracrustal succession lies immediately to the east of the area under consideration. The Gardar period has left its imprint in the form of widespread fractures and a dyke swarm composed mainly of dolerites and trachytes.

The migmatites are predominantly gneisses, homogeneous and nebulitic in the north, banded and veined in the south. All the gneisses have a granodioritic or quartz-dioritic composition. Small masses of granite and some lenses of gabbro-anorthosite make up the remainder of the migmatite area, which structurally consists of a succession of domes and synclines with axes oriented in a general NW-SE direction with a culmination in the region of Dubletsø. The migmatite complex was probably derived from pelitic and arkosic sediments; it is the product of the metamorphism, migmatitisation and intense deformation which marked the pre-Ketilidian.

The ultrabasic bodies appear as small bodies within the migmatites: they are classified as steatites, serpentinites and actinolites, the mutual relations of which form the subject of various hypotheses; it is probable that there exist two generations of ultrabasics separated by a phase of folding and migmatitisation.

The pre-Ketilidian metadolerites (like the later Gardar dykes) trend for the most part NE-SW. In the southern part of the area they are almost totally recrystallised due to later (presumably Ketilidian) metamorphism.

The Ketilidian activity in the area was characterised by a metamorphism of variable intensity, most marked in the south-east of the area where it accompanied tectonic deformation. Dykes of microgranite and some small granitic and microdioritic bodies also belong to this period.

The Gardar dyke complex comprises rare lamprophyres, trachytes and above all very numerous dolerites of which it is possible to distinguish several generations on the basis of intersections and microscopic characters. The fracturing and wrench-faulting described are also of Gardar age.

Finally, within the area many features of Quaternary and recent origin may be seen; these are the result of glaciation and the present arctic conditions.

## TABLE DES MATIÈRES

1. INTRODUCTION .....	5
2. GÉOLOGIE RÉGIONALE .....	5
3. Le COMPLEXE MIGMATISÉ .....	8
3.1. Les gneiss .....	8
3.1.1. Les gneiss homogènes et nébulitiques .....	8
3.1.2. Les gneiss rubanés et veinés .....	10
3.1.3. Les gneiss à trainées basiques .....	12
3.1.4. Les gabbros-anorthosites .....	12
3.2. Les pegmatites et les aplites .....	13
3.3. Les granites .....	14
3.4. Origine et évolution des gneiss et des granites .....	15
3.5. Les roches ultrabasiques .....	15
3.5.1. Les stéatites .....	16
3.5.2. Les serpentinites chloritiques .....	18
3.5.3. Les actinotites .....	19
3.5.4. Massifs complexes .....	20
3.5.5. Origine des différents types et leurs relations génétiques .....	20
3.5.6. Evolution des ultrabasites .....	21
4. LES FILONS AMPHIBOLITQUES .....	23
5. LES INTRUSIONS ACIDES .....	28
6. L'ENSEMBLE FILONNIEN DU GARDAR .....	31
6.1. Les lamprophyres .....	31
6.2. Les dolérites .....	31
6.3. Les trachytes .....	37
7. LA TECTONIQUE .....	38
7.1. Les déformations souples .....	39
7.2. La tectonique cassante .....	41
7.2.1. Les failles .....	41
7.2.2. Les mylonites .....	45
8. ESQUISSE CHRONOLOGIQUE .....	45
9. LES PHÉNOMÈNES RÉCENTS ET ACTUELS .....	48
9.1. La morphologie .....	48
9.2. Les phénomènes glaciaires .....	48
9.2.1. Les moraines .....	48
9.2.2. Les stries .....	49
9.2.3. Les variations des glaciers .....	49
9.3. Les effets du climat arctique .....	49
9.3.1. Les sols polygonaux .....	49
9.3.2. La solifluxion .....	50
9.3.3. Eclatements et écroulements .....	50
BIBLIOGRAPHIE .....	52

## 1. INTRODUCTION

Le secteur étudié se situe sur la côte SW du Groenland, approximativement sous 61° 30' de latitude N. Il s'étend sur la partie orientale de la péninsule limitée au N par les fjords de Sermiligârssuk et de Sioralik et au S par Tigssalûp ilua et Arsuk Fjord. L'étude porte sur une surface d'environ 290 km<sup>2</sup>, dont les limites sont le terrain étudié par Weidmann (1964) à l'W, Arsuk Fjord au S et le glacier de Sioralik au N. Vers l'E, les recherches ont été arrêtées sur les limites du fonds topographique existant alors. Le document cartographique résultat de cette étude fait partie de la feuille d'Iviglut au 1:100 000 (61 V 1 Syd) levée de 1954 à 1962 par le Service Géologique du Groenland (Grønlands Geologiske Undersøgelse).

Les recherches ont débuté en été 1957 par des itinéraires de grande reconnaissance et ont été poursuivies l'année suivante par un lever de terrain systématique mené durant les mois de juin, juillet et août. L'exploitation des données récoltées au cours de ces missions sous forme d'examen d'échantillons et de lames minces, la compilation bibliographique, les études photo-géologiques et l'élaboration des diverses cartes ont été faites par la suite au Laboratoire de Géologie de l'Université de Lausanne.

Depuis la préparation du rapport originel, de nouvelles informations provenant des régions avoisinantes ont donné lieu à une modification des interprétations. Le présent texte tient compte de cela et forme avec les publications sous presse de Bondesen et Higgins un ensemble cohérent.

## 2. GÉOLOGIE RÉGIONALE

Les roches du SW du Groenland sont d'âge précambrien, ainsi que l'ont confirmé des mesures radiométriques récentes (Bridgwater, 1965 ; Larsen & Møller, 1968).

La géologie de la région d'Iviglut comporte des formations gneissiques, des séries métamorphiques et diverses roches éruptives telles que des massifs granitiques, des filons de dolérite et des veines de trachyte (entre autres). Leur chronologie basée sur les travaux fondamentaux de Wegmann (1938, 1939 et 1947), puis

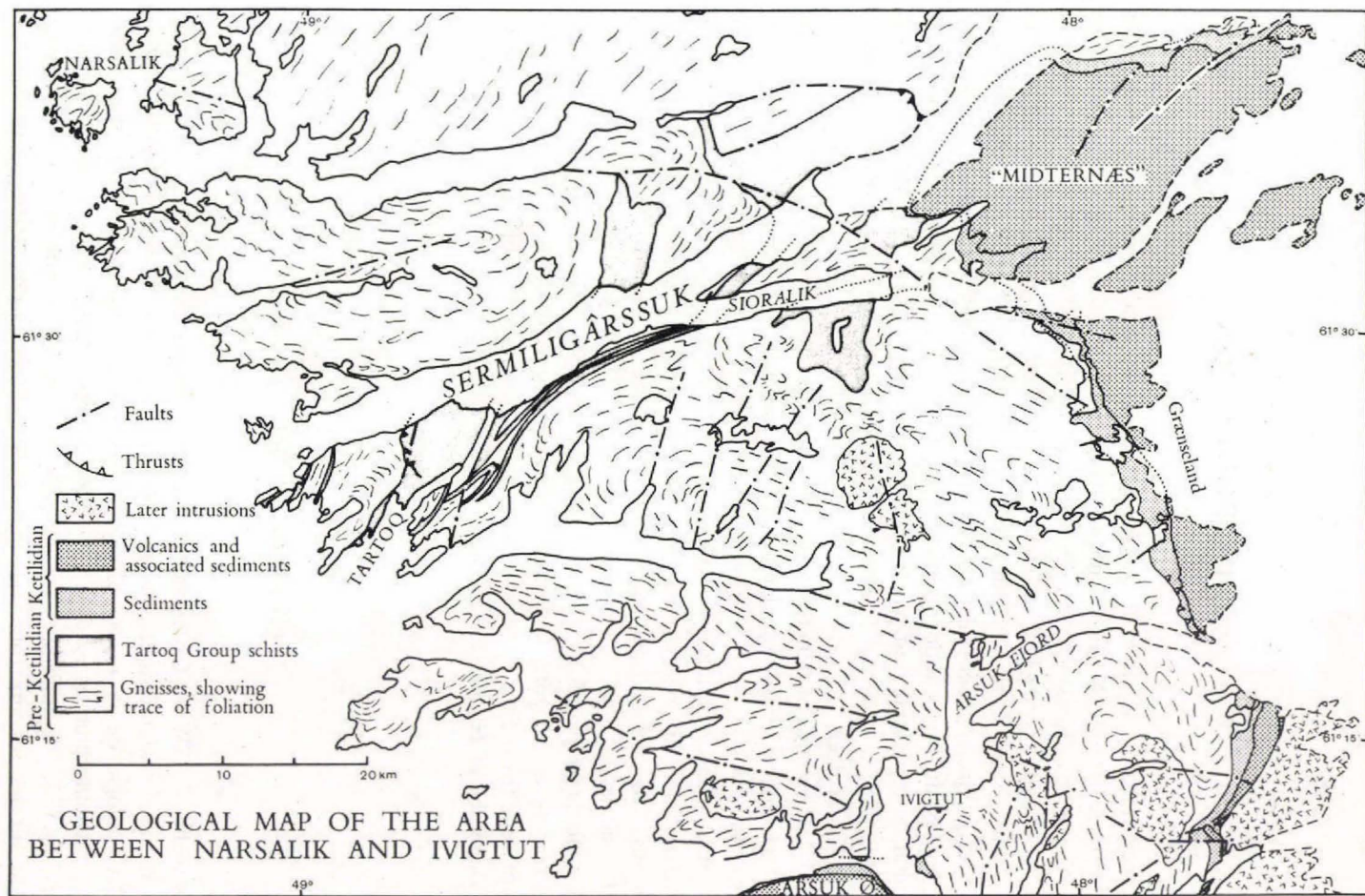


Fig. 1. Esquisse géologique régionale.

affinée par les nombreuses recherches du Service Géologique du Groenland, a été précisée par Berthelsen (1960, 1962), puis par Allaart (1964), plus récemment encore par Windley, Henriksen, Higgins, Bondesen & Jensen (1966) (voir pp 46 et 47).

Les grandes divisions que sont les cycles pré-kétilidien, kétilidien et du Gardar, définis en 1938 par Wegmann, ont été recherchés puis trouvés dans la région qui nous occupe et servent de cadre à son histoire géologique. A l'intérieur de ces grandes coupures, des découvertes ultérieures ont amené à distinguer des épisodes secondaires et aléatoires (Kvanitique et Sanérutien).

Si, au cours des recherches, la présence de formations kétilidiennes s'est rapidement imposée, les gneiss de la région d'Iviglut ont gardé un âge douteux jusqu'à la mise en évidence d'une discordance majeure les séparant du Kétilidien et les attribuant de ce fait au Pré-Kétilidien. Ces gneiss plissés et pénéplanés sont en effet surmontés en discordance stratigraphique par les schistes kétilidiens du Grønseiland au style tectonique radicalement différent. Le groupe de Tartoq qui affleure sur les deux rives du fjord de Sermiligârssuk, de nature essentiellement schisteuse, appartient aussi au Pré-Kétilidien car il est surmonté par les formations du Kétilidien dans la presque île du Midternæs (Higgins & Bondesen, 1966).

Ainsi, la géologie autour d'Iviglut est dominée par le complexe pré-kétilidien comprenant, d'une part le groupe de Tartoq (schistes verts, amphibolo- et séricitoschistes), de l'autre des gneiss qui seraient, en partie tout au moins, les produits de migmatisation des schistes de Tartoq. La plupart des filons métadoléritiques (amphibolites discordantes ou AD) sont eux aussi pré-kétilidiens, car ils ne recoupent pas les schistes du Grønseiland (voir fig. 1).

Les schistes métamorphiques rapportés au Kétilidien affleurent largement dans le Midternæs, au Grønseiland et à l'E d'Iviglut. Au SE de cette localité, ils se réduisent en une bande arquée vers le NW, puis disparaissent presque complètement à la hauteur du Sanérut. On les retrouve sur la côte orientale de l'île de Storø ainsi que sur l'île d'Arsuk qu'ils occupent en totalité. La stratigraphie en a été étudiée par Berthelsen & Noe-Nygaard (1965), puis par Bondesen (sous presse), qui ont distingué un groupe inférieur sédimentaire (Vallen Group) et un groupe supérieur volcanique (Sortis Group), relayés dans la région de Kobberminebugt par le groupe de Qipisarqo. Le contact avec le soubassement schisto-gneissique pénéplané est sédimentaire dans le Midternæs et la plus grande partie du Grønseiland (conglomérat de transgression), pour devenir tectonisé et même migmatitique à l'E et au S d'Iviglut (Windley et al., op. cit.) Là, en effet, le long du fjord de Qôrnoq et sur l'île du Sanérut, se sont développés des phénomènes de fracturation, remobilisation, migmatisation et plutonisme ; postérieurs au dépôt des formations volcano-sédimentaires qu'ils ont affecté, ils ont été groupés en un épisode dit sanérutien (Allaart, 1964), dont les principales unités pétrographiques sont des granites et des microgranites, certains de caractère concordant et autochtone,



d'autres d'allure circonscrite et qui sont sans doute plus tardifs (massifs de Tigssaluk, Emeleus, 1963).

On rattache à la période de Gardar une partie de l'intense fracturation des formations ci-dessus, l'intrusion de massifs alcalins et la mise en place des nombreux filons de roches volcaniques, pratiquement tous orientés SW-NE (Berthelsen & Noe-Nygaard, 1965).

Les migmatites dont il est question ici appartiennent au soubassement pré-kétilidien, unité tectonique et stratigraphique distincte du Kétilidien, dont la sépare la grande discordance sus-mentionnée.

### 3. LE COMPLEXE MIGMATISÉ

Le complexe migmatisé comprend des gneiss, des pegmatites et des granites qui sont les constituants banaux des migmatites, soit sous forme de trame ou en tant que produits mobilisés. Nous y avons ajouté des roches ultrabasiqes, massifs exogènes mais partiellement mis en place avant la migmatisation et qui en ont donc subi les effets.

#### 3.1. Les gneiss

Sous ce terme compréhensif ont été englobées tant la trame orientée des migmatites que les migmatites elles-mêmes, quels qu'en soient d'ailleurs les types.

Les gneiss occupent l'essentiel de la surface étudiée et leurs masses ont servi de cadre aux autres formations géologiques, qu'il s'agisse des roches ou des accidents tectoniques. Ils ont été classés sur une base structurale en gneiss rubanés, gneiss veinés, gneiss homogènes, gneiss nébulitiques, gneiss à traînées basiques et gneiss agmatitiques (terminologie du Service Géologique du Groenland).

##### 3.1.1. Les gneiss homogènes et nébulitiques

Ils affleurent principalement dans la moitié N du terrain, puis, vers le SE, dessinent une bande qui se termine en biseau contre le Grænseland à la hauteur du Tragtsø. Ils forment encore des aires moins étendues autour du Dubletsø, ainsi qu'en bordure du glacier et d'Arsuk Fjord.

Les gneiss homogènes sont des roches claires, de patine gris foncé, de grain moyen ou fin. L'orientation, faible ou même inexistante, est mieux marquée dans les termes nébulitiques où la schistosité de la trame, quoique voilée par une migmatisation diffuse, est encore visible. Les filons d'aplite et de pegmatite sont en

général peu abondants dans ces roches et relativement peu puissants (quelques centimètres ou décimètres).

Ces formations renferment, surtout dans le S du terrain, des lentilles et des lames schisteuses aux limites floues, riches en amphibole, chlorite ou mica ; dans les types nébulitiques où les structures sont encore décelables, on voit que ces lames sont en concordance avec les assises encaissantes.

Vus au microscope, ces gneiss révèlent une composition grano-dioritique. De grain fin à moyen, la roche se compose principalement de plagioclase et de quartz. Le feldspath, sous forme d'albite-oligoclase, est le minéral le plus abondant ; ses grains, bien calibrés (diamètre moyen 1 à 2 mm), arrondis et peu altérés sont rarement jointifs et sont pris dans une masse intersticielle de granules de quartz (texture cloisonnée, Jung, 1958) ; les macles montrent des pliages et des cassures, témoins d'efforts tectoniques et certaines fractures sont cicatrisées par du quartz microcristallin.

Le quartz est en cristaux généralement plus petits, à bords plus ou moins indentés, tous à extinction roulante. Nous n'avons noté le microcline que dans une seule coupe mince, mais il est sans doute plus largement répandu. Parmi les minéraux accessoires, la muscovite en longues lames souvent tordues est plus fréquente qu'un mica vert du groupe de la biotite. Les autres minéraux sont la chlorite, l'épidote-zoisite, l'apatite et le sphène.

Les textures et la forme arrondie des grains feldspathiques ont fait supposer que certains gneiss homogènes et nébulitiques pouvaient être des arkoses peu métamorphiques formées sous climat froid. Nous pensons cependant que la plus grande partie des gneiss en question dérivent par métamorphisme et migmatisation diffuse de formations non-arkosiques et que leurs composants quartzo-feldspathiques sont en grande partie métasomatiques et non détritiques. Les lentilles amphibolo-biotitiques sont des secteurs moins évolués, restes des formations antérieures moins « digérés » par la migmatisation.

Tableau 1. Analyses modales des échantillons de gneiss homogènes et nébulitiques

No échantillon <sup>1)</sup>	38233	38235	38257	38206	38209	38217
Nature du plagioclase ..	An 11	An 11	An 12	An 4	An 7	An 6
Quartz .....	28,0	39,4	27,0	33,3	35,0	5,3
Plagioclase .....	66,5	50,8	68,5	66,7	59,5	77,1
Muscovite .....	5,5	1,5	4,5		5,5	10,0
Chlorite .....						
Epidote .....						6,2
Biotite .....						1,4
Microcline .....		8,3				

<sup>1)</sup> Les numéros des échantillons sont ceux du Service Géologique du Groenland où sont stockés les roches et les lames minces.

### 3.1.2. Les gneiss rubanés et veinés

Cet ensemble couvre le centre et le SW de notre domaine. Le caractère principal de ces gneiss est leur aspect contrasté dû à une migmatisation hétérogène. Les filons d'aplite et de pegmatite recoupent une trame généralement plus sombre. Dans les gneiss rubanés – de loin les plus nombreux – les filons sont à peu près parallèles les uns aux autres ; dans les gneiss veinés, ces filons se recoupent.

La composition d'ensemble est celle d'une roche leucocrate, plus rarement mésocrate (gneiss à amphibole) ; il s'agit cependant toujours de diorites quartziques. Le grain est en général fin à moyen. La foliation est déterminée par l'alternance régulière, tous les deux ou trois centimètres en moyenne, de lits sombres et clairs, continus ou lenticulaires ou, en leur absence, par la disposition planaire des minéraux phylliteux, en particulier des micas.

Des lentilles riches en amphibole se rencontrent fréquemment, notamment le long des rives du Store Fox Sø. De grain fin à moyen, ces roches ont toujours une structure bien orientée due au litage ou au parallélisme des cristaux d'amphibole.

La trame des gneiss rubanés et veinés se présente sous le microscope comme un arrangement granoblastique, orienté dans les zones leuco-mésocrates, de quartz, feldspaths et minéraux colorés. Le quartz est le minéral le plus largement représenté ; il peut être ubiquiste ou former avec le feldspath des lits ou des yeux dans les niveaux riches en minéraux colorés. Le plus souvent il moule les autres composants, mais on le trouve aussi en inclusions arrondies dans le feldspath ainsi qu'en flammèches dans la myrmécite. Les cristaux sont de taille variable (0,5–5 mm en moyenne), à bords indentés ou non ; leur extinction est roulante, sauf lorsqu'ils cicatrisent des microcassures tardives.

Les feldspaths consistent surtout en un plagioclase dont la composition va de l'albite à une andésine ( $An_{35}$  dans les zones amphibolitiques). Les grains sont subidiomorphes, anguleux ou peu arrondis, rarement zonés ; localement pliés et fissurés, ils sont riches en inclusions de quartz, mica et zoïsite. Le microcline est plutôt rare et est lié aux zones quartzo-feldspathiques. La biotite et la hornblende sont les principaux minéraux colorés. Les cristaux d'amphibole sont plus gros (3 à 4 mm) que ceux de la biotite brune et contiennent souvent des zircons. La muscovite s'observe parfois en plans très fins séparant des lits quartzo-feldspathiques. Les minéraux accessoires sont la chlorite, l'apatite, l'épidote, la zoïsite, le zircon, le sphène et les minéraux opaques.

La pétrographie des lentilles riches en amphibole ne diffère de celle des gneiss rubanés que par une plus forte proportion d'amphibole et de biotite (nos 38278, 38282 et 32491).

De petites structures bréchoïdes (quelques mètres carrés) ont été notées en divers points. Certaines d'entre elles paraissent d'origine sédimentaire, d'autres sont nettement des agmatites. Un exemple des premières a été trouvé à environ 3 km à l'ENE du Store Fox Sø sous forme d'un niveau bréchi que dans une série

Tableau 2. Analyses modales des échantillons de gneiss rubanés et veinés

No échantillon	38267	38275	38280	38283	38298	38300	38278	38282	32491
Nature du									
plagioclase ...	An 4-10	An 15-20			An 25	An 16	An 25	An 35	An 36
Quartz .....	5,6	36,9	26,6	29,3	42,8	38,8	0,6	16,7	4,5
Plagioclase ....	62,9	51,0	63,8	55,1	39,9	55,4	34,2	17,3	38,4
Biotite .....		12,1			12,2	5,8	12,8	3,2	6,3
Hornblende ....					5,1		50,2	57,6	50,8
Chlorite .. ....	24,8								
Epidote .. ....	6,7		3,1	2,8				4,8	
Muscovite .....			4,8	11,0					
Microcline .....			1,7	1,8				0,4	
Sphène .....							2,2		

isoclinale à biotite et amphibole ; cette brèche était faite d'éléments granitiques et gneissiques mal calibrés (quelques mm à dm), diversément émoussés et dispersés dans un ciment vert noir très altéré (fig. 2).

Quant aux agmatites ou brèches migmatitiques, elles n'ont guère été observées qu'en un seul lieu, au N de Sisussat. En ce point, situé structuralement au début de la flexure occidentale d'un grand dôme (voir sous déformations souples), la série affectée est un gneiss rubané biotitique et amphibolitique. On y note tout d'abord de très nombreux replis, de style semble-t-il, anarchique : les couches sont pliées, tordues, renversées et les microplis y ont des axes construits aberrants par rapport à ceux de la tectonique générale. Bordée par cette zone à replis,

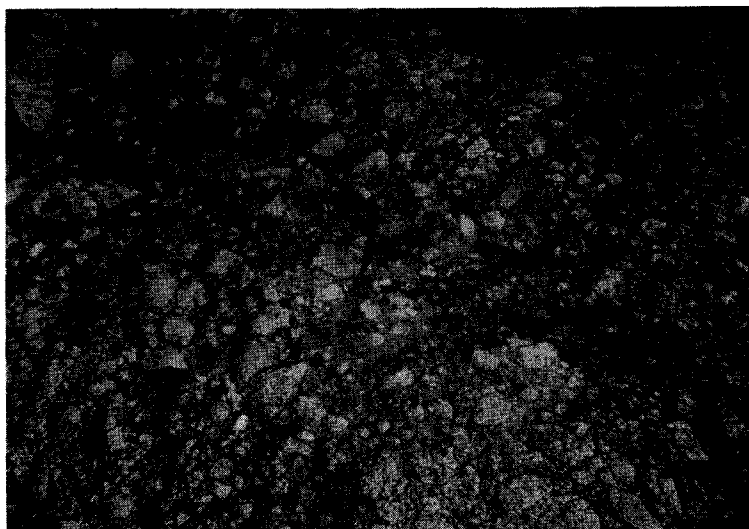


Fig. 2. Brèche d'origine sédimentaire.

la brèche proprement dite se présente comme un agglomérat de fragments gneissiques anguleux, pluridécimétriques, violemment déplacés les uns par rapport aux autres, jointifs ou isolés, cimentés par un granite à grain fin, clair, contenant de minces alignements de biotite (schlieren). On retrouve ce granite, aux limites irrégulières mais nettes, sous forme d'un ruban concordant de 50 cm de puissance dans les séries rubanées encaissantes.

### 3.1.3. Les gneiss à traînées basiques

Ces roches, dont la structure gneissique n'est pas toujours évidente, ont comme minéral sombre presque exclusivement une biotite dont les lames sont groupées en minces lits, longs de quelques décimètres, dessinant les « traînées ». Ces gneiss sont dans l'ensemble moins abondants que les types rubanés et veinés ; les principaux affleurements se situent au S de Peberbøssen et autour d'Igdlorssuit.

La roche est de teinte claire, de grain fin. Sa composition est celle d'une diorite quartzique dont la texture est faite d'un arrangement granoblastique de quartz et de feldspath, dans lequel une disposition planaire des feuillet de biotite donne une orientation. Le quartz forme des grandes plages, généralement à extinction roulante, ou apparaît en inclusions arrondies dans le plagioclase dont les cristaux de 1 à 2 mm sont peu altérés (oligoclase). La biotite est presque partout de couleur brune, la variété verte étant plus rare ; entre ses paillettes de 2 à 3 mm, s'intercale parfois un peu de muscovite. Les minéraux accessoires sont les mêmes que plus haut : épidote, apatite, chlorite, zircon, sphène, grenat et minéraux opaques.

Tableau 3. Analyses modales des échantillons de gneiss à traînées basiques

No échantillon	32990	38285	38353
Nature du plagioclase . . . . .	An 24-27	An 16	An 25
Quartz . . . . .	34,6	12,1	7,5
Plagioclase . . . . .	51,6	29,2	59,4
Biotite . . . . .	10,8	58,7	18,8
Amphibole . . . . .			9,9
Sphène . . . . .			4,4
Microcline . . . . .	3,0		

### 3.1.4. Les gabbros-anorthosites

Formant de petites lentilles concordantes dans les gneiss rubanés, les gabbros-anorthosites sont des roches massives, de grain moyen, mouchetées de façon caractéristique. Disposés en une structure vaguement orientée, de minces lits et noyaux feldspathiques composent avec des minéraux sombres (pyroxènes et amphiboles) une mosaïque bigarrée respectivement de blanc et de vert-noir. L'examen micro-

scopique révèle une roche à texture granoblastique composée aux deux tiers de labrador-bytownite et le reste de hornblende verte ou de diopside, accompagnés de biotite, épidote, apatite et sphène. Les cristaux d'amphibole sont frais, sub-idiomorphes, équidimensionnels (0,5 mm) et juxtaposés en une texture du type suturé.

Tableau 4. Analyses modales des échantillons de gabbro-anorthosites

No échantillon	32989	38342
Nature du plagioclase .....	An 70	An 45-50
Quartz .....	1,9	
Plagioclase .....	55,2	63,5
Hornblende .....	31,9	
Biotite .....	6,9	
Diopside .....		29,7
Microcline .....	1,9	
Accessoires .....	2,2	6,8

### 3.2. Les pegmatites et les aplites

Les filons de pegmatite et d'aplite se rencontrent dans tout le domaine des migmatites, mais sont toutefois plus nombreux dans les gneiss rubanés et veinés au S du Dubletsø.

Leur longueur n'excède guère 50 m et leur puissance 4 m. Le contact avec la roche encaissante peut être tranché ou graduel, et cela le long d'un même filon indépendamment de sa taille. Le contact tranché est en général le propre des veines concordantes, mais s'observe aussi le long des veines discordantes qui donnent alors l'impression de couper les assises encaissantes à l'emporte-pièce.

Le contact progressif est fréquent ; les épontes franches n'existent alors pas et sont remplacées par un « front de contamination » pegmatitique irrégulier et qui ne suit qu'approximativement l'allongement du filon. La zone de transition a environ 50 cm de profondeur. Un tel contact graduel a notamment été observé dans un petit filon zoné traversant un gneiss homogène : le coeur du filon était occupé par de gros cristaux de quartz, alors que les zones externes, parallèles entre elles, étaient essentiellement feldspathiques ; les phénocristaux qui les composaient trufaient la roche encaissante en décroissant rapidement lorsqu'on s'éloignait du filon.

Certaines grosses pegmatites contiennent des enclaves non déplacées de grandes dimensions (de l'ordre du mètre cube).

Le microcline et le quartz sont les deux minéraux principaux, bien souvent en association épitaxiale, le feldspath englobant le quartz. Le premier est en cristaux de grande taille (jusqu'à 5 cm), peu altérés et contenant parfois des inclusions de mica. Les perthites abondent, en particulier dans les grands individus ; les types ti-

grés et veinés (Andersen, 1928) sont les plus fréquents tandis que l'antiperthite, beaucoup plus rare, n'a été observée que dans quelques cas. L'albite-oligoclase a une importance nettement secondaire et les minéraux accessoires sont surtout les chlorites, les micas, la zoïsite, l'épidote et le sphène.

### 3.3. Les granites

Les granites couvrent des surfaces relativement restreintes, quelques centaines de mètres carrés au plus. Ils se distinguent d'emblée à leur teinte souvent rosée, voire franchement rouge ; ce sont des roches hololeucocrates, de grain moyen à grossier, de structure équante. Les veines de pegmatite y sont nombreuses, entrecroisées. De manière générale, ils sont moins affectés que les gneiss par les petites cassures et les diaclases, ou en montrent des types particuliers, tels les joints horizontaux du massif 1030.

Les granites se fondent dans les roches encaissantes dont ils ne se distinguent pratiquement jamais par un relief spécial. Une seule exception a cependant été relevée, précisément entre le Dublet Sø et le Tragtsø où un granite formait là une colline allongée, haute de 20 m environ et limitée sur trois côtés par d'importantes cassures postérieures.

Tectoniquement, les granites paraissent liés aux structures régionales car ils se situent volontiers dans les dômes. Ils ne semblent toutefois pas avoir migré et se rattachent à la classe des granites autochtones de Read (1955).

Arrangés en une texture grenue, les principaux minéraux en sont le plagioclase, le microcline et le quartz. Le plagioclase est une oligoclase altérée présentant de la myrmécite. Le microcline est toujours présent en quantité notable. Il n'est jamais altéré en dehors d'une faible séricitisation le long de ses cassures. Xénomorphe, il apparaît plus tardif que le plagioclase qu'il peut englober complètement ; mais les relations entre les deux feldspaths sont parfois moins nettes : les cristaux sont intimement liés et dessinent une sorte de mosaïque floue, qui est très différente d'une perthite banale ; l'impression est celle d'un processus de remplacement inachevé du plagioclase par le feldspath potassique, analogue à ce que Ljunggren (1956) appelle

Tableau 5. Analyses modales des échantillons de granites

No échantillon	38235	38304	38363
Nature du plagioclase . . . . .		An 12	An 10
Quartz . . . . .	39,5	33,6	23,2
Plagioclase . . . . .	50,7	49,9	35,2
Microcline . . . . .	8,3	10,7	36,6
Accessoires . . . . .	1,5	5,8	5,0

une « incomplète granitization ». Ce microcline est toujours perthitique, les variétés de perthite étant tigrées (veined perthites) ou en taches (patch perthites). Les minéraux accessoires sont les micas, l'apatite, l'épidote et la pyrite.

Par leur composition, ces granites sont des granodiorites et des adamellites.

### 3.4. Origine et évolution des gneiss et des granites

On ne peut guère que formuler des hypothèses sur la nature originelle des gneiss. L'examen microscopique des gneiss homogènes tendrait à leur accorder une origine partiellement arkosique. Les séries rubanées dériveraient de sédiments pélitiques ou psammitiques avec quelques épisodes bréchiques, alors que les passées amphibolitiques pourraient être issues de sédiments pyroclastiques à caractère basique, éventuellement de roches effusives ou encore de sill. Les lentilles gabbro-anorthositiques, par leur teneur en Ca et leur disposition concordante, pourraient être d'anciens niveaux marneux ou bien dériver de roches éruptives (cf. Windley, 1967). Quant aux gneiss à traînées, ils proviendraient de pélites, contenant çà et là des strates plus grossières, de nature arkosique.

Dans l'ensemble, le métamorphisme de toutes les roches étudiées est celui de la mésozone, correspondant à celui des amphibolites à épidote d'Eskola (1939). Les gneiss homogènes sont toutefois un peu moins métamorphiques que les gneiss rubanés et les gneiss à « traînées ».

La migmatisation s'est manifestée sous deux formes : diffuse dans les gneiss nébulitiques, concentrée sous forme de pegmatites et d'aplités dans les gneiss rubanés et veinés. Dans les premiers, le microscope montre que les produits de cette diffusion sont principalement le quartz et le microcline qui sont toujours liés et postérieurs aux autres constituants de la roche. Ce sont encore eux qu'on retrouve dans les aplités, dans les pegmatites et dans les granites. Ainsi, la présence des mêmes minéraux dans les parties mobilisées des gneiss nébulitiques, dans les veines pegmatitiques et aplitiques et dans les granites traduit un seul processus géochimique, de nature potassique dont les granites sont les termes les plus évolués.

### 3.5. Les roches ultrabasiques

Les roches ultrabasiques forment des filons et des lentilles dans les gneiss. Quantitativement peu importantes, ces roches sont intéressantes par leur origine et leur évolution. En se fondant sur leur composition minéralogique, on distingue :

- les stéatites, où le minéral dominant est le talc,
- les serpentinites chloritiques, où le minéral dominant est la chlorite,
- les actinotites, où le minéral dominant est la trémolite-actinote.

Si certaines roches ont une composition minéralogique plus complexe et sont



de ce fait des types intermédiaires, la plupart des affleurements consistent en l'un ou l'autre des types fondamentaux ci-dessus.

### 3.5.1. Les stéatites

Les stéatites sont les roches ultrabasiqes les plus abondantes ; on les trouve assez régulièrement réparties dans tout le domaine.

Elles apparaissent en général en bancs ou en lentilles plus ou moins allongées, parfois en petits massifs ou en filons. Les dimensions en sont presque toujours modestes (quelques mètres carrés), exception faite d'un grand affleurement situé entre le Dubletsø et le Tragtsø qui a 70 m de long. Ces roches se distinguent aisément des assises encaissantes par leur teinte uniforme, leur aspect homogène et leurs formes d'érosion volontiers arrondies : dômes, croupes, « dos de baleine ». Quoique relativement peu cassées et pratiquement pas diaclasées (en cela aussi elles diffèrent des roches quartzo-feldspathiques), on en retrouve pas moins de gros blocs dans les moraines locales. Leur couleur à l'altération est presque toujours grise ou verte, parfois brune.

Les affleurements ont des limites simples sans fortes sinuosités ni apophyses ; le contact avec la roche encaissante suit une ligne faiblement ondulante, nette et facile à tracer. En étudiant ce contact, on note de place en place quelques discordances structurales entre l'ultrabasite et la roche encaissante, surtout chez les affleurements d'une certaine importance. Dans l'ensemble toutefois, les stéatites sont disposées en concordance avec les gneiss et on a même observé de petits bancs replissés en harmonie avec les roches voisines.

Les lentilles et les massifs sont presque toujours zonés. Ce phénomène consiste en une succession de minces auréoles concentriques et discontinues autour des affleurements. Ces auréoles ou enveloppes sont au nombre de trois, chacune caractérisée par une composition presque monominérale et, partant, par une couleur particulière :

- une enveloppe composée de biotite, de couleur brun-noir,
- une enveloppe composée de trémolite-actinote ou de chlorite, de couleur verte,
- une enveloppe composée de talc, de couleur grise.

Ces enveloppes se succèdent toujours selon l'ordre rigide ci-dessus, de l'extérieur à l'intérieur du massif (fig. 3, les auréoles ont été exagérées par rapport à la masse centrale). Elles sont rarement continues, peuvent manquer partiellement ou en totalité ; dans ces cas, c'est toujours l'enveloppe extérieure qui manque, généralement celle de biotite, plus rarement celle de trémolite ou de chlorite et presque jamais celle de talc. Dans les rares ultrabasites où la masse centrale fait défaut, l'auréole la plus interne occupe le coeur du massif, entourée des auréoles plus externes : par exemple coeur de talc enveloppé de trémolite et de biotite, ou encore coeur de trémolite entouré de biotite, ce dernier cas étant celui des actinotites.

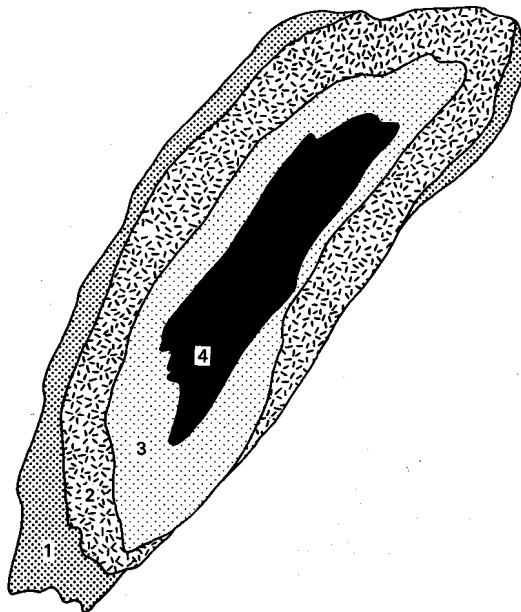


Fig. 3. Schéma d'une stéatite zonée. 1: zone de biotite, 2: zone de trémolite-actinote, 3: zone de talc, 4: coeur de l'ultrabasite.

L'enveloppe de biotite, somme toute assez rare, se présente comme un liséré discontinu entre la roche encaissante et la zone de trémolite. Elle consiste en un enchevêtrement de lamelles de biotite à reflets brun-vert. La zone de trémolite-actinote ou de chlorite est assez régulièrement présente autour des massifs ; on l'a même une fois observée dans la masse même d'une stéatite sous forme d'une bande étroite (10 cm) et régulière de chlorite, bordée de talc sur ses deux flancs. Quant à l'enveloppe de talc, dans les cas où elle existe seule, elle montre une structure schisteuse, contrastant avec l'aspect massif de l'ultrabasite.

Le talc en très fines paillettes représente la plus grande partie de la roche. On en trouve çà et là de plus grands cristaux (0,5 mm). Il coexiste fréquemment avec de la calcite en agrégats ou en traînées. La chlorite est d'importance nettement secondaire, principalement sous forme d'une variété presque incolore formant des amas plus ou moins allongés ; on n'a noté que peu de pennine, localement associée à une autre chlorite du groupe de l'amésite. Le minéral, généralement de la magnétite (ou de l'ilménite), la pyrite étant plus rare, abonde en petits grains (0,1 mm) ubiquistes ; dans certaines lentilles, ces grains sont localement concentrés en de grossières sphères (diamètre 0,5 cm) qui, régulièrement disséminées dans la roche, lui confèrent un aspect tacheté.

### 3.5.2. Les serpentinites chloritiques

Les ultrabasites de ce type semblent un peu moins fréquentes que les stéatites, mais apparaissent comme elles en affleurements répartis sur tout le terrain.

Les lentilles de serpentine diffèrent peu dans leurs grandes lignes de celles de stéatite ; aussi ne donnerons-nous que quelques traits propres à ces roches. Les affleurements ont en général un relief assez marqué, certains s'élevant jusqu'à plus de 2 m au-dessus des roches encaissantes. Ils peuvent être isolés ou disposés en chapelet, comme c'est le cas entre le Dubletsø et le Tragtsø où une demi-douzaine de petits massifs plus ou moins allongés se suivent à quelques mètres de distance.

La serpentinite elle-même est une roche homogène et massive, assez dure mais qui se laisse parfois rayer au couteau. De teinte verte ou légèrement bleutée, elle prend à la patine des colorations plus marquées et variables d'un affleurement à un autre : brun, orange, bleu ou vert. Le grain est fin, aphanitique.

La chlorite est le minéral le plus important et compose le fond de la roche. Elle apparaît en fines paillettes enchevêtrées les unes dans les autres à la manière d'une texture intersertale (knitted texture) ; la taille des paillettes, variable selon certaines zones, est en moyenne de 0,1 à 0,5 mm. Cette chlorite est très peu colorée, faiblement pléochroïque (X: jaune très pâle à incolore ; Y, Z : vert très pâle ;  $N_z - N_x = 0,010 - 0,012$ ). Elle renferme presque toujours du talc dont les paillettes sont intercalées entre ses lames, quelques minéraux opaques, ainsi que de minuscules inclusions brunâtres. Elle se trouve quelquefois liée à un autre phyllo-

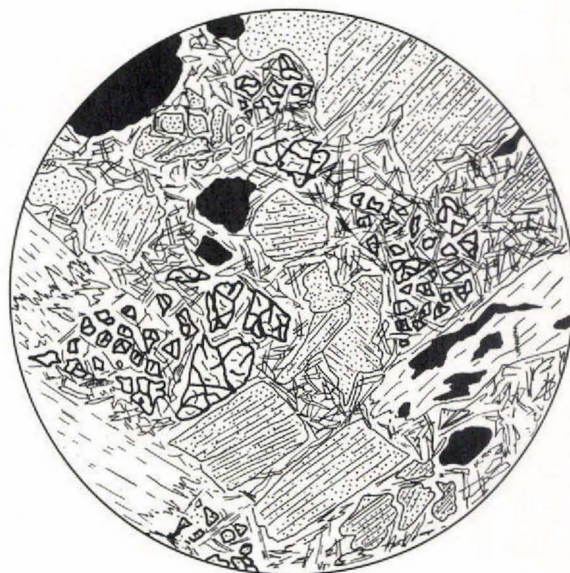


Fig. 4. Micrographie de serpentinite chloritique. Restes d'olivine en voie de chloritisation; grands cristaux de chlorite et de trémolite secondaires (64X).

silicate – lui aussi probablement du groupe des chlorites – caractérisé par un pléochroïsme faible (X : vert pâle ; Y, Z : jaune très pâle) et une biréfringence très basse (0,002 ; ce minéral peut contenir de la calcite ou du talc. Des restes encore reconnaissables d'olivine rassemblés en petits groupes (diamètre 1 mm) « flottent » dans cette masse chloriteuse (fig. 4) ; les cristaux envahis par la chlorite, y ont une extinction commune. Le talc et les carbonates sont régulièrement présents, soit liés à la chlorite, soit en agrégats répartis dans la roche. Le minerai, généralement de la magnétite, plus rarement de la pyrite, abonde en grains de taille variable (moins de 0,1 à 0,5 mm), isolés, en groupes ou disposés en fines traînées.

### 3.5.3. Les actinotites

Les actinotites sont plus rares que les types précédents et leurs affleurements sont moins bien individualisés ; les dimensions en sont aussi relativement plus faibles et ne dépassent guère 2 à 3 m<sup>2</sup>. Les massifs, de formes irrégulières, se fondent en général dans les roches encaissantes et peuvent, de ce fait, être parfois confondus avec des niveaux amphibolitiques des gneiss ou encore avec des métadolérites. Ils sont recoupés par un grand nombre de veines de pegmatite et les images qui en résultent rappellent beaucoup les agmatites. On note très souvent une lame de biotite tant au contact des assises encaissantes qu'à celui des veines recoupantes (fig. 5).



Fig. 5. Massif d'actinotite recoupé par des veines acides. Noter la présence de biotite entre la pegmatite et l'ultrabasite.

La roche est homogène, compacte, dure, d'un vert assez clair. La couleur de la patine n'est guère différente de celle de la roche fraîche. Le grain est fin. L'amphibole en est le minéral presque exclusif ; sa composition est celle d'une trémolite-actinote ( $Z : c = 17$  à  $18^\circ$ ), peut-être très légèrement pléochroïque ; ses cristaux sont idiomorphes, enchevêtrés et parfois soudés par un peu de carbonate.

#### 3.5.4. Massifs complexes

Ainsi qu'on l'a signalé plus haut, il existe des affleurements où se répète la disposition zonée. Il y en a d'autres où les différentes zones ne sont pas nettement séparées et dont la masse principale consiste en un mélange des minéraux caractéristiques de chaque zone. Telles sont les ultrabasites suivantes.

Il s'agit d'un groupe de cinq petits massifs situés dans les gneiss homogènes de la région N. Ils sont tous semblables et se présentent comme des lentilles irrégulières de 2 à 3 m de long sur 1 à 2 m de large. Grossièrement parallèles entre eux, ces massifs sont en concordance avec les gneiss, certains étant même replissés avec les couches encaissantes. Ils sont faits d'une roche assez homogène, gris-vert, de patine un peu plus sombre, relativement tendre et au toucher rugueux. On observe localement une frange de biotite large de 50 à 60 cm au maximum, composée essentiellement de grosses paillettes de mica (3 à 4 cm) entre lesquelles se trouvent quelques cristaux de quartz.

L'analyse microscopique montre que le fond de la roche consiste en un enchevêtrement de carbonate et de talc, celui-là en fines paillettes ou en grandes lames (1 mm) souvent tordues. Sur ce fond se détachent de plus grands cristaux d'amphibole, de biotite, de chlorite et de minerai. La trémolite-actinote ( $Z : c = 20^\circ$  ; incolore) apparaît en grains ou en fibres dont les bords sont déchiquetés ; elle contient de nombreuses inclusions : minerai en traînées parallèles à l'allongement, biotite brune et verte, phyllosilicates incolores en minuscules granules arrondis localisés dans des zones bien délimitées. Cette amphibole forme par places des amas fibreux de grande taille (2 à 5 mm) isolés dans la masse microcristalline de talc, de carbonate et de mica.

La biotite, en lames idiomorphes (0,5 mm), est assez abondante ; peu colorée ( $X$  : incolore ;  $Y, Z$  : vert pâle), elle doit se rattacher à la série phlogopite-eastonite. Des paillettes de chlorite apparaissent çà et là et sont dans l'ensemble rares. Le minerai, en dehors de sa présence dans la trémolite-actinote, est très peu fréquent ; on le trouve en amas ou en filonnets, avant tout lié à la chlorite ainsi qu'au voisinage de la biotite.

#### 3.5.5. Origine des différents types et leurs relations génétiques

La transformation des roches ultrabasiques, et plus particulièrement des péridotites (dunites) en serpentinites est un phénomène bien connu et très souvent précoce dans

l'évolution de ces roches. La présence dans les serpentinites étudiées de restes d'olivine ne laisse aucun doute sur leur origine, qui est à rechercher dans des massifs de péridotite ou de dunite, actuellement presque totalement transformés.

L'origine des stéatites est plus difficile à déterminer. On peut faire à ce sujet une série d'hypothèses fondées sur les faits suivants: a) la stéatitisation suit toujours la serpentinitisation et représente un degré de transformation plus poussé; b) aucun massif ne montre un passage graduel entre une stéatite et une serpentinite, quoique ces roches puissent être voisines dans l'espace; c) des massifs de serpentinite zonés ou bordés d'auréoles n'ont pas été trouvés (mais peuvent toutefois exister); d) des serpentinites peuvent contenir un peu de talc et de carbonates et les stéatites un peu de chlorite. Les hypothèses sont les suivantes:

1. – les stéatites proviennent d'ultrabasites autres que les péridotites: pyroxénites, hornblendites ou carbonatites (Heinrich, 1956). Cette hypothèse peut expliquer la proximité de deux massifs très voisins, mais de types différents, ainsi que l'absence de termes de passage entre stéatite et serpentinite: en revanche elle n'est étayée par aucun argument minéralogique, aucun reste de minéral primaire (par exemple de pyroxène) n'ayant été trouvé dans les stéatites.

2. – Les stéatites proviennent de péridotites (ou de dunites) serpentinisées. De fait, la transformation en talc des serpentinites est bien connue. Deux cas sont alors à envisager:

– elles proviennent d'ultrabasites de même âge que les serpentinites et représentent avec elles une seule et même phase intrusive. Si les termes de passage bien nets manquent, en revanche on a presque toujours du talc et des carbonates dans les serpentinites et de la chlorite dans les stéatites. Cette hypothèse, très vraisemblable, n'est malheureusement pas soutenue par un nombre suffisant de faits et doit être accompagnée de l'hypothèse suivante:

– elles proviennent d'ultrabasites plus anciennes et qui ont suivi une évolution plus complète à la faveur d'un métamorphisme plus profond et d'une migmatitisation. Ce dernier postulat a l'avantage de concilier un grand nombre de faits. Il est cependant possible que de nouvelles études révèlent qu'il existe de vieux massifs de serpentinite plus ou moins transformés en talc et conduisent même à conclure à une seule génération d'ultrabasites. En attendant, les lacunes dans les observations de terrain obligent à envisager deux phases intrusives, l'une antémigmatitisation (les stéatites et quelques serpentinites), l'autre plus récente (les serpentinites).

Les actinotites, quant à elles, ne sont que le développement extraordinaire de la zone de trémolite-actinote aux dépens de l'ultrabasite et des autres zones. Elles ne sont donc qu'un aspect particulier des stéatites.

### 3.5.6. Evolution des ultrabasites

Les premières ultrabasites ont dû se mettre en place sous forme de filons ou de

petits massifs pendant ou à la fin de la phase géosynclinale. Très rapidement, peut-être même au cours de leur refroidissement, ces roches ont été serpentinisées. La stéatitisation a dû apparaître lorsque tout le domaine a été placé dans les conditions de la mésozone, au moment du métamorphisme général. Remarquons ici que la transformation de massifs entiers en stéatite, où les fractures et les intrusions acides sont rares, doit être d'un autre type que le développement des zones bordières de talc qui ne nécessitent qu'un apport de silice.

Les auréoles et zones bordières ont pris naissance lors de la phase principale de plissement et de migmatisation. Ces phénomènes, observés en de nombreux autres points du globe (voir entre autres Read, 1934 ; Du Rietz, 1935 ; Chenevoy, 1950 ; Giraudon, 1959), procèdent d'un métasomatisme de degré variable se produisant dans l'ultrabasite et dans les roches encaissantes au moment où celles-ci sont migmatisées. Cette migmatisation n'étant pas régulière et les veines quartzo-feldspathiques uniformément réparties autour des massifs de stéatite, les auréoles sont discontinues et ne se sont formées qu'aux endroits où les produits mobilisés vinrent en contact avec l'ultrabasite.

Par ailleurs, la présence ou l'absence de telle ou telle bordure minérale doit être fonction, si l'on s'en rapporte à Phillips & Hess (1936), de la température. A basse température, il y a formation d'une zone de chlorite, relayée vers l'intérieur du massif par du talc; la chlorite se forme aux dépens de la roche encaissante, le talc dans la stéatite. A plus haute température, il y a développement dans la roche encaissante de biotite et, dans l'ultrabasite, d'actinote.

Le seul exemple d'une disposition zonée « basse température » pourrait être celui de la bande de chlorite bordée de talc signalée à propos des stéatites ; il y aurait eu là, tout d'abord intrusion d'une concentration migmatitique (pegmatite, aplite ?), totalement transformée par la suite en chlorite ; mais, cette disposition a pu aussi résulter d'un métasomatisme hydrothermal ultérieur et être ainsi postérieur à la migmatisation.

En revanche, c'est la superposition des deux types de transformation qui est à l'origine des multiples associations de zones dont celle, la plus répandue autour de nos massifs, de biotite, d'actinote et de talc. Il semble bien dans ces cas que la première transformation ait été la stéatitisation : elle s'est développée dans l'ultrabasite en ne nécessitant qu'un peu de silice. Avec l'augmentation de la température, cette néogenèse s'est étendue dans le massif et le talc externe s'est trouvé progressivement remplacé par la trémolite-actinote, remplacement qui demande CaO et SiO<sub>2</sub>. Enfin, dans la roche encaissante s'est développée la biotite ; celle-là a pris naissance à la suite de la perte de la roche en SiO<sub>2</sub>, CaO et gain en MgO, FeO et K<sub>2</sub>O, les deux premiers provenant de l'ultrabasite et la potasse des solutions granitisantes.

Dans les massifs complexes composés de minéraux appartenant à différentes zones, les conditions de température ont dû varier plusieurs fois, troublant les échanges « normaux » ; notamment, dans une de ces roches hybrides (no 38237),

les variations thermiques ont peut-être provoqué un léger rétro-métamorphisme de l'amphibole en talc.

Nous avons vu que les zones bordières exclusivement composées de talc avaient une structure schisteuse et montraient des replis, contrastant avec le coeur massif de l'ultrabasite. Cela corrobore l'opinion de Harker (1956) qui considère le talc comme un minéral de « stress », et se trouve éclairé par le fait que cette stéatitisation a pris place durant le paroxysme de déformation. Les discordances angulaires plus ou moins marquées, les replis locaux de la masse le long de ses bords sont probablement dus aux plasticités différentes des roches ; le corps intact de la stéatite semble avoir joué le rôle de noyau induré au sein de niveaux plus souples. Seules, des lentilles de petites dimensions ont pu avoir été plissées dans leur ensemble.

L'évolution des vieilles ultrabasites s'est arrêtée avec la fin de la déformation principale symmigmatique.

Les ultrabasites jeunes se sont mises en place par la suite et n'ont subi que la transformation en serpentine. La croissance secondaire de trémolite-actinote dans certaines de ces roches (no 38295) pourrait être due à des manifestations ultérieures. Enfin, la structure massive de ces ultrabasites fait penser qu'elles n'ont pas été affectées par les dernières déformations tectoniques.

#### 4. LES FILONS AMPHIBOLITIQUES

Les filons amphibolitiques qui recourent les formations migmatisées et plissées s'observent sur toute l'étendue du territoire. Très abondants dans le N de la région, ils se font plus rares dans la partie médiane pour redevenir plus nombreux au S du Dubletsø. Leur orientation générale est partout NE-SW, sauf au voisinage du Grænseland, entre le Tragtsø et le glacier d'Arsuk où les filons s'infléchissent régulièrement vers le SE. L'étude des recoupements permet d'en reconnaître au moins trois générations qui sont des plus jeunes aux plus anciennes :

AD <sub>3</sub>	de	direction	générale	NW-SE
AD <sub>2</sub>	-	-	-	SW-NE
AD <sub>1</sub>	-	-	-	E-W

AD étant l'abréviation d'amphibolite discordante, nom donné à ces roches pour les distinguer des lentilles amphibolitiques des migmatites.

Cette relation a été établie dans le N du terrain et s'applique à presque tout le territoire à l'exception de l'extrême S et SE où les directions changent sans que soit modifiée la classification chronologique.



Les amphibolites discordantes se présentent habituellement comme des dykes plus ou moins rectilignes, de 1 à 20 m de large. Leur couleur d'altération foncée, verte, noire ou brune, tranche sur le fond clair des gneiss encaissants. Les amphibolites vieilles ( $AD_1$ ) et jeunes ( $AD_3$ ) de la région N et, de façon plus générale, les filons larges, ont une patine vert-noir; celle-là est brune, semblable à celle des dolérites du Gardar, sur les filons peu métamorphiques. La patine des autres dykes est d'un vert plus doux, encore éclaircie sur les surfaces fraîchement désen-neigées. Des mousses jaunes abondantes donnent parfois aux AD une couleur caractéristique qui les distinguent des autres filons. La teinte de la roche saine est verte ou noire.

La longueur des amphibolites discordantes est très variable et généralement en rapport avec leur largeur. Comme les filons sont fréquemment décrochés par des accidents, leur longueur réelle n'est pas toujours facile à reconstituer, mais elle doit souvent atteindre plusieurs kilomètres. La direction la plus courante est SW-NE, autrement dit ce sont les  $AD_2$  qui sont les plus abondantes.

La plupart des filons sont verticaux ou presque. Il en existe cependant qui ont un plongement pouvant atteindre  $45^\circ$  dans un sens ou dans l'autre; cette inclinaison n'est jamais plus faible.

La disposition en « échelons » (ou en relais), qui consiste en une fragmentation simple ou répétée du filon, les tronçons étant décrochés sans intervention de failles, est rare. Un des seuls cas observés se situe à l'E du Store Fox SØ où les échelons sont au nombre de cinq, longs de 20 à 100 m chacun et concernent un filon mince de 1 m de puissance. Les « swarms » qui sont des faisceaux de petits filons, sont eux aussi peu fréquents, les AD se présentant plutôt en dykes isolés, tout au moins à l'échelle de l'affleurement.

Les xénolithes sont assez courants; pas très grands (quelques décimètres), ils ont encore tous les caractères de la roche encaissante à laquelle ils ont été arrachés. A l'oeil nu, aucun phénomène particulier n'est visible au contact dyke-xénolithe.

Le bord contre la roche encaissante est franc. Il est souligné du côté du dyke par une zone étroite (5 à 10 cm) plus sombre et plus fine, où le refroidissement a été plus rapide (chilled edge); parfois des joints perpendiculaires aux épontes y délimitent de petits prismes. Mais, très souvent cette zone bordière a été modifiée par des mouvements postérieurs qui ont transformé la roche en schistes fins, riches en quartz.

La mylonitisation par laminage est en effet très courante. Il peut y avoir une ou plusieurs zones mylonitisées qui sont toujours parallèles au filon. Les bords du dyke sont en général les plus affectés; la roche y est traversée de petites cassures grossièrement parallèles et qui la font ressembler à un nid d'abeilles écrasé. Si le laminage a été plus intense, la roche apparaît comme un schiste chargé en petits boudins de quartz.

Cette mylonitisation s'explique aisément par le fait que les cassures empruntées par les filons sont des lieux de moindre résistance et ont tendance à rejouer par la

suite. Si, de plus, elles se localisent généralement sur les bords du dyke, c'est que la surface de séparation roche encaissante-dyke marque une discontinuité lithologique qui est aussi une zone de faiblesse.

Le diaclasage est toujours présent. Les joints sont primaires et datent de la solidification de la roche. On reconnaît les « cross joints », les « longitudinal joints » et les « diagonal joints » de Balk (1937). Ces joints ont été dans la partie S de notre terrain le siège de venues hydrothermales représentées par du quartz laiteux cimentant des joints transversaux et longitudinaux dans le bord d'une AD ; l'absence d'autres minéraux empêche de rattacher ce quartz à une phase quelconque d'un métasomatisme hydrothermal et on peut seulement supposer qu'il s'agit d'un phénomène connexe du rhéomorphisme qui a affecté les amphibolites.

Les amphibolites discordantes s'altèrent relativement peu. Elles ne se distinguent pas par un relief particulier et seuls, quelques gros filons donnent parfois des « dos de baleine » sculptés par l'érosion glaciaire et assez semblables à ceux des ultrabasites. L'altération travaille le long des diaclases (action du gel) et donne naissance à des blocs parallélépipédiques ; mais là s'arrête son effet et jamais les AD ne se désagrègent en sable comme les dolérites.

Tous les filons amphibolitiques contiennent de la pyrite, concentrée surtout dans les zones bordières. La magnétite peut aussi se présenter, plus rarement toutefois ; on en a observé de minuscules octaèdres bleutés (2 à 3 mm), truffant régulièrement un filon assez grand (10 m de puissance).

Dans la région située au NW du glacier d'Arsuk, les AD perdent leur orientation générale SW-NE pour se courber et prendre une direction SE : il y a eu là des mouvements qui ont affecté les masses rocheuses et qui se sont traduits, à côté des déformations souples, par des zones de broyage visibles à des mylonites et des brèches. Non seulement la direction des filons change dans ce secteur, mais leur cheminement aussi devient tout à fait fantaisiste et leur allure change considérablement. On peut le remarquer notamment sur un gros filon typique pénétrant une brèche au S du Tragtsø : la roche, normalement de couleur vert-noir et à texture intersertale, prend là une teinte beaucoup plus claire, son grain s'affine et la texture se modifie ; de leur côté, les zones bordières ne portent plus les prismes de refroidissement. La masse qui a gardé de nombreuses images de son mode de mise en place à l'état fluide, enrobe les éléments de brèche et les cimente.

Pétrographiquement, les amphibolites discordantes de la région N diffèrent de celles affleurant dans le S. L'examen d'une lame mince en provenance des premières (no 38239, AD<sub>2</sub>, 1 m de puissance) montre qu'on a affaire à une dolérite relativement peu transformée. La texture intersertale est encore nettement discernable. Les cristaux de feldspath calco-alkalin assez basiques (An<sub>45</sub>) sont altérés et prennent un aspect laiteux semi-transparent appelé « clouding » par MacGregor (1931), lequel l'explique par la présence dans le plagioclase d'un grand nombre d'inclusions microscopiques prenant naissance sous l'effet du métamorphisme

thermal. La hornblende verte apparaît sous forme de nombreux petits cristaux allongés et frais. La biotite en petites paillettes est plus rare. Parmi les minéraux accessoires, on note de la zoïsite, de l'épidote, de l'apatite et des carbonates. Des agrégats ovoïdes, dont certains atteignent 4 mm, consistent en un amas complexe microcristallin d'épidote, de feldspath transformé, de chlorite, de zoïsite et de carbonate en cristaux plus grands (fig. 6).

En ce qui concerne la région S, une lame mince (no 38345) pratiquée dans une AD<sub>3</sub>, de 3 m de puissance, montre une texture vaguement fluidale donnée principalement par des bandes allongées d'ilménite leucoxénisée, ainsi que par des phyllosilicates (biotite et chlorite). Le feldspath apparaît sous deux formes : de grands cristaux fortement saussuritisés, rongés et indéterminables de façon certaine ; de petits grains maclés, plus frais, qui semblent de néoformation (An<sub>10</sub>). Le quartz est en granules, principalement liés à l'oligoclase. On trouve çà et là des germes de hornblende verte. Le mica vert est très abondant, ainsi que la zoïsite et l'épidote, qui sont sans doute les produits d'altération des plagioclases. Enfin, il faut noter la grande abondance des octaèdres de magnétite.

Toujours dans la région S, un dyke de 7 m est fait d'une roche composée de 50 à 60 % de hornblende verte, très pure et non altérée (no 38272). La biotite brune apparaît en paillettes isolées ou bien semble se former aux dépens de la hornblende : elle cristallise quelquefois le long du contact entre deux fibres d'amphibole. Le feldspath et le quartz intimément liés, dessinent une mosaïque



Fig. 6. Micrographie d'une dolérite peu transformée. La texture intersertale est encore visible, ainsi que le pyroxène (P); E : épidote. (16×).

de grains de petite taille ; le plagioclase est assez basique, ses cristaux sont maclés, frais, exempts d'altération.

Il ressort de ce qui précède, ainsi que d'autres observations, que les amphibolites discordantes procèdent par métamorphisme thermal de roches doléritiques. Ce métamorphisme a relativement peu touché les filons septentrionaux : l'ouralitisation de l'augite y est incomplète, les feldspaths primitifs y sont encore discernables sous le « clouding », bref, on a l'impression que le processus s'est arrêté en cours de route. La présence de l'épidote et des germes de hornblende conduit à penser que le métamorphisme y a mis les dolérites en équilibre avec les masses migmatitiques dans le faciès du sommet des amphibolites à épidote.

Dans le S en revanche, les roches ont été recristallisées sous le faciès de la base des amphibolites à épidote. Presque partout cette recristallisation a été complète ; les textures primitives de la roche doléritique ont disparu et ont été remplacées par des arrangements granoblastiques. L'augite a fait place à la hornblende et le feldspath s'est acidifié (oligoclase) avec des cristaux néoformés plus petits que ceux du plagioclase originel. Dans le cas de l'évolution la plus achevée (fig. 7), les seuls minéraux primaires restants sont l'apatite et la magnétite, et tous les autres constituants ne sont que des produits secondaires. La composition minéralogique a donc été radicalement transformée puisqu'on est passé d'une dolérite (présumée car il n'existe pas de roche intacte) à une amphibolite.

Ainsi, le métamorphisme a mis partout les roches basiques en équilibre avec

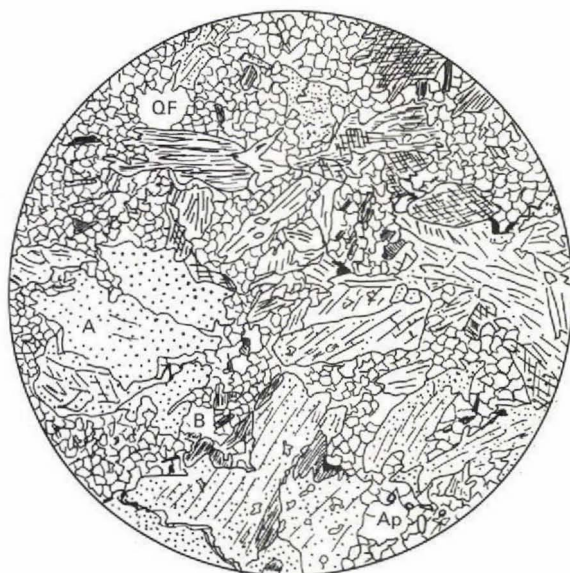


Fig. 7. Micrographie d'une amphibolite. A : amphibole; QF : fond quartzo-feldspathique; B : biotite; Ap : apatite. (16 $\times$ ).

les formations encaissantes : dans le N (faciès du sommet des amphibolites à épidote) son action ne s'est pas maintenue assez longtemps pour permettre aux transformations de s'achever; dans le S (faciès de la base des amphibolites à épidote), la recristallisation a été totale.

Chronologiquement, ces transformations métamorphiques ont été synchrones ou postérieures aux mouvements qui ont déformé les filons dans la partie SE du terrain : dans cette région en effet la microscopie ne révèle aucune texture cataclasée ou planaire, mais bien granoblastique.

L'action du rétro-métamorphisme a été très variable d'un point à un autre. Elle a provoqué avant tout une biotitisation de l'amphibole, une chloritisation de la biotite et de l'amphibole et une saussuritisation des feldspaths. La répartition irrégulière de ces effets parle en faveur, semble-t-il, de phénomènes hydrothermaux plutôt qu'en celui d'un abaissement général d'un éventuel « front thermal ».

## 5. LES INTRUSIONS ACIDES

On a groupé sous ce terme des filons de microgranite et deux ou trois petits massifs granitiques.

Les filons de microgranite, quoique relativement rares, sont visibles un peu partout sur l'étendue du territoire. Ils sont toujours minces, généralement 0,5 m, au plus 1,5 m ; leur longueur ne dépasse guère 200 m. Leur direction générale est, dans le N, parallèle à celle des dykes amphibolitiques et à ceux du Gardar : SW-NE. Dans la région méridionale par contre, cette direction change pour être NNW-SSE. D'orientation générale constante, le tracé des filons est capricieux dans le détail et ne demeure rectiligne que sur de courtes distances. Bien souvent, le microgranite se présente en faisceaux de deux ou trois filons peu éloignés les uns des autres.

Le diaclasage est très marqué, surtout au bord des dykes où la roche se débite en blocs parallélépipédiques. Le contact entre la roche encaissante et le microgranite est franc, généralement très sinueux; il y a de nombreuses apophyses qui, en se rejoignant isolent des blocs de gneiss : le dyke devient alors xénolithique sur ses côtés. La mise en place de la roche n'a apparemment pas affecté la pétrographie des assises encaissantes qui ne montrent pas de métamorphisme de contact.

Le microgranite est une roche dure, compacte, d'aspect homogène. La teinte est claire, la couleur gris-rose dans le centre du filon, olive sur les bords ; à la patine, ces couleurs sont un peu atténuées.

Sous le microscope la roche se montre porphyrique : des phénocristaux idiomorphes de quartz, corrodés ou non, d'orthose ou de microcline à perthite tigrée,

d'albite ou d'oligoclase acide « nagent » dans une pâte microcristalline formée des mêmes minéraux (fig. 8). La muscovite est très fréquente ainsi que la séricite, alors que la chlorite, l'épidote et la pyrite sont plus rares.

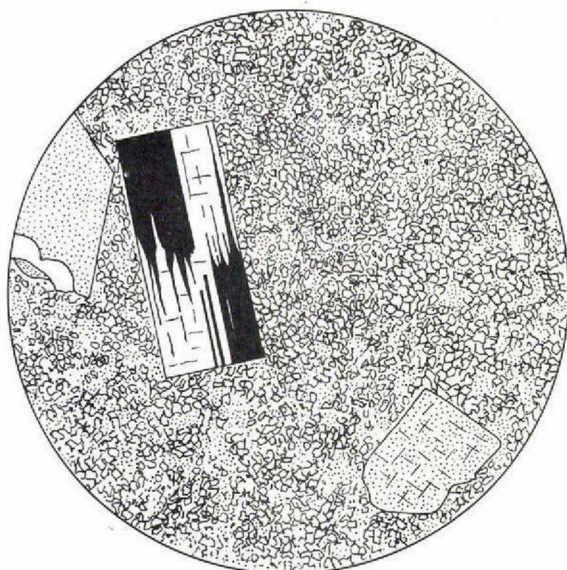


Fig. 8. Microgranite calco-alkalin porphyrique à quartz automorphe. Cristaux porphyriques d'albite, d'orthose et de quartz dans une pâte microgrenue (16X).

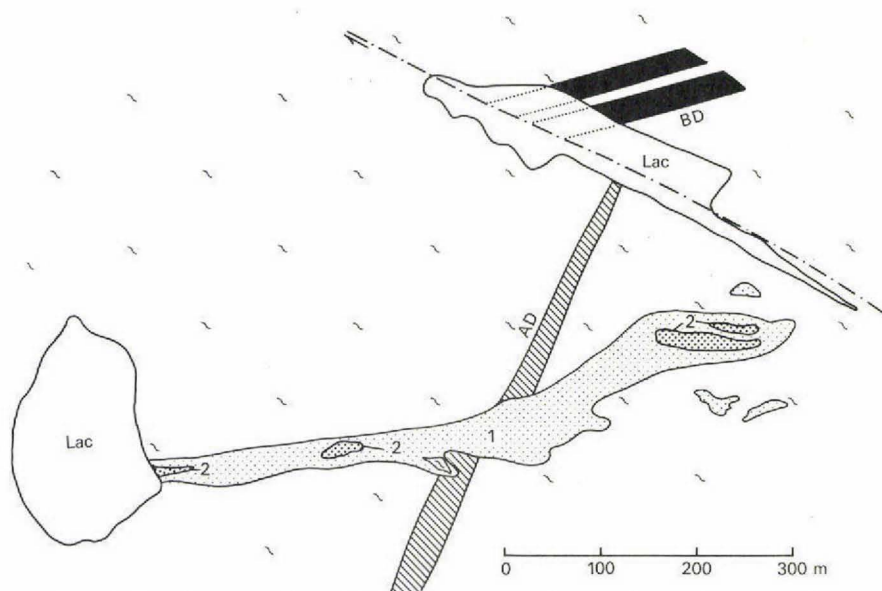


Fig. 9. Plan du massif intrusif complexe. 1 : granite, 2 : microdiorite quartzique, AD : amphibolite discordante, BD : dolérite du Gardar.

Dans le S du terrain, le long d'une vallée débouchant sur Ellerstie Havn, affleurent deux petits massifs de roches finement grenues, dont on n'a pas retrouvé d'équivalents ailleurs. Le plus intéressant des deux et qui présente une certaine complexité forme un ruban large de 10 à 20 m et long de 500 m (fig. 9). L'orientation en est grossièrement E-W et accuse ainsi avec les structures encaissantes une discordance angulaire de  $30^\circ$  en moyenne. Les limites de l'affleurement sont sinueuses mais le contact avec le gneiss est net. Un granite fin, clair compose le gros du massif et forme en outre de petits îlots dans le gneiss à l'extérieur du ruban principal. Au centre de celui-là apparaissent deux ou trois lentilles d'une roche plus basique et plus sombre, microdioritique quartzique. C'est cette roche qui compose entièrement l'autre massif situé plus bas dans la vallée.

Le granite (no 32986) est fait d'un assemblage grenu de grains équidimensionnels d'albite (0,5 mm), de microcline et de quartz. Les cristaux de plagioclase sont idiomorphes, peu altérés et contiennent quelques inclusions arrondies de quartz. Ce dernier à son tour enveloppe les cristaux de plagioclase de ses grains réguliers, sans pseudopodes. Le microcline est xénomorphe, à perthite tigrée. On ne note pas de myrmécite. La roche, qui est leucocrate, contient encore un peu de muscovite et quelques grains de sphène.

La microdiorite quartzique du massif situé en aval présente une texture porphyrique (fig. 10, no 32981). Les phénocristaux (1 à 4 mm) sont ceux d'une oligoclase-andésine, plus rarement de quartz. Isolés ou groupés, ils sont idiomorphes et peu altérés, mais truffés d'inclusions (quartz, séricite, biotite, épidote, zoïsite, apatite

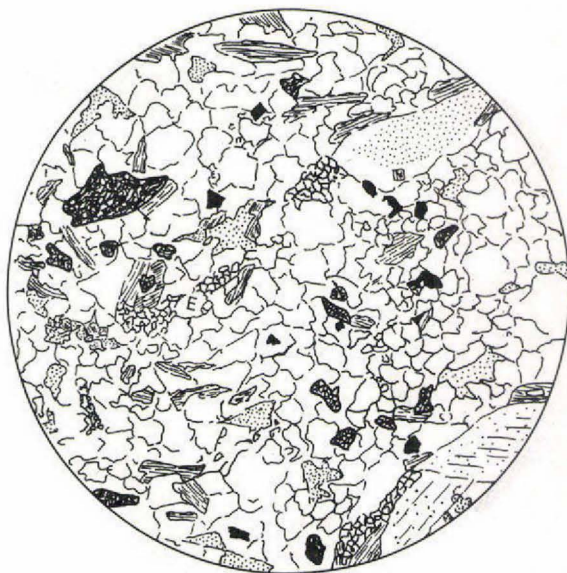


Fig. 10. Microdiorite quartzique. Phénocristaux subidiomorphes de plagioclase dans une masse quartzo-feldspathique riche en épidote (E), biotite, sphène, apatite et minéral (16×).

et minéral.) Le fond de la roche est fait de petits cristaux de plagioclase, de quartz, de sphène, d'apatite et de minéral. On trouve localement de plus fortes concentrations de biotite (X : jaune pâle ; Y, Z : vert olive) à laquelle s'adjoignent de l'ilménite leucoxénisée, de l'apatite et de l'épidote.

## 6. L'ENSEMBLE FILONNIEN DU GARDAR

Notre région est traversée de très nombreux filons que l'on rattache à la période du Gardar. Ils ont presque tous une orientation WSW-ENE et sont classés sur une base pétrographique en lamprophyres, dolérites et trachytes. Il existe plusieurs générations de dykes doléritiques et trachytiques que l'on reconnaît par l'examen des intersections et l'observation de caractères macroscopiques constants.

### 6.1. Les lamprophyres

Ils sont rares. En fait, nous n'en avons trouvé que quelques uns, d'une part dans le N du terrain, au bord de Bæversø, de l'autre au voisinage d'Arsuk Fjord.

Les filons de lamprophyre sont toujours étroits (60 à 80 cm en moyenne) et leur longueur n'excède pas 300 à 400 m. Ils sont verticaux et leurs directions conformes à celles de la plupart des dykes du Gardar. Ils sont isolés ou groupés en essais. Le contact avec la roche encaissante est tranché, sans structure de refroidissement rapide. La disposition zonée est rare et consiste en une concentration médiane de sphérules de carbonates. La roche est tendre, se délite facilement. Sa teinte est sombre, brun à brun-noir, et son grain, fin. Par altération, des agrégats arrondis de carbonates et des phénocristaux de biotite sont mis en relief.

Dans la plupart des cas étudiés, des phénocristaux (3 à 4 mm) idiomorphes de biotite brune (X : incolore ; Y : jaune-brun ; Z : brun-rouge) sont pris dans une pâte microcristalline formée de chlorite, de muscovite, de carbonate, de sphène et d'apatite. L'ilménite est toujours extrêmement abondante. Par leur composition minéralogique, ces lamprophyres se rattachent au groupe des ouachitites (fig. 11, tableau 6).

### 6.2. Les dolérites

Les dolérites forment de très nombreux filons dont les plus grands traversent de part en part notre territoire. Leur direction est toujours voisine de NE-SW. Ces filons ne sont pas tous synchrones et les diverses générations alternent avec des



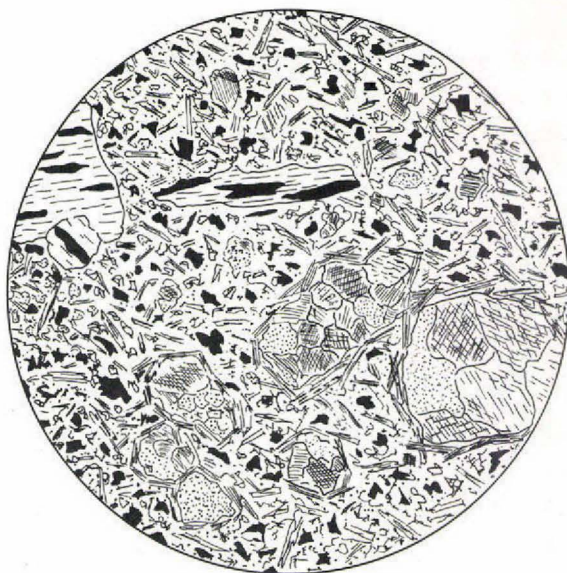


Fig. 11. Micrographie de lamprophyre. Phénocristaux de biotite et granules de carbonates dans un fond microcristallin riche en minéral (16×).

Tableau 6. Analyses modales de deux échantillons de lamprophyres

No échantillon	38260	38315
Pyroxène . . . . .	32,0	
Biotite . . . . .	24,6	19,0
Minéraux opaques . . . . .	32,6	25,8
Calcite . . . . .	x	30,6
Chlorite . . . . .	x	4,4
Accessoires . . . . .	10,8	20,2

x) agrégat microcristallin de biotite, séricite, apatite.

phases de cassures qui sont d'un grand intérêt pour en déchiffrer l'ordre de succession.

Mais la classification des dolérites a été établie d'abord sur une base morphologique. C'est ainsi qu'on a distingué les « Brown Dykes », les plus nombreux et spectaculaires, les « Big Feldspar Dykes » (ou « feldspathic dykes », cf. Bridgwater & Harry, 1968), riches en grands feldspaths, et des petits filons noirs et pyriteux, parmi lesquels beaucoup sont liés génétiquement aux dykes ci-dessus, dont ils sont des ramifications éloignées.

Les « Brown Dykes » ou BD sont de loin les plus gros filons du Gardar. On en a reconnu trois générations, chacune ayant sa direction propre. Les « Brown Dykes » anciens (BD<sub>0</sub>), dont on a recensé quatre exemplaires sûrs, ont une direc-

tion E-W ou très légèrement ENE-WSW. Les  $BD_1$  leur sont parallèles dans le S, alors qu'ils sont franchement SW-NE dans le N. Quant aux « Brown Dykes » jeunes ( $BD_2$ ), ils sont partout caractérisés par une direction SW-NE. On a reporté sur la figure 12 les directions en fonction de la longueur de chaque filon ou tronçon rectiligne de celui-là ; il en ressort clairement que les directions statistiquement privilégiées sont pour les  $BD_0$  : N 85 E, pour les  $BD_1$  : N 83 E et N 63 E, pour les  $BD_2$  enfin : N 59 E.

Les dimensions des filons peuvent être considérables ; certains d'entre eux peuvent même s'allonger sur plusieurs dizaines de kilomètres ce qui fait qu'on en voit qu'une courte section sur notre terrain. Leur puissance, assez constante

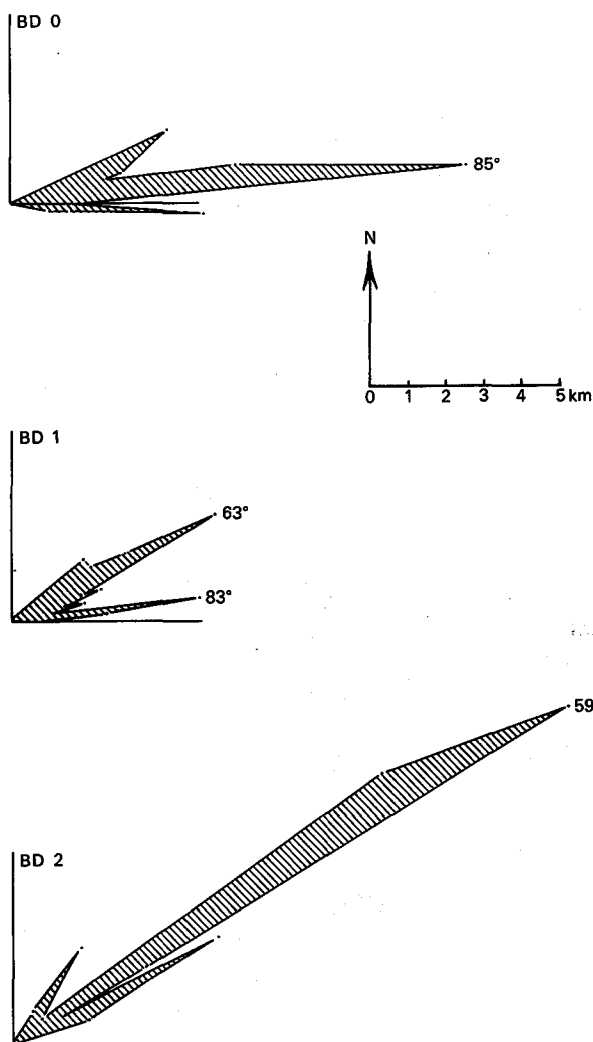


Fig. 12. Directions dominantes dans les trois générations de filons doléritiques.

dans chaque cas, varie de 1 à 100 m avec une moyenne de 3 à 4 m. Les BD<sub>2</sub> sont en général les filons les plus larges.

La plupart des filons rencontrés sont pratiquement verticaux ou ont un fort pendage ; on s'en rend compte à la faveur des profondes entailles d'érosion proches des côtes. Ces plongements qui oscillent de part et d'autre de la verticale, ne doivent probablement pas avoir des valeurs inférieures à 60 °.

Les faisceaux ou « swarms » sont extrêmement fréquents. Tout d'abord à pendage ; on s'en rend compte à la faveur des profondes entailles d'érosion proches peuvent être quelques dizaines – relativement étroits (2 à 3 m au plus) qui, parfois sur plusieurs kilomètres, courent parallèlement entre eux, s'entrecoupent, s'interrompent, se réduisent localement en un filon unique pour ensuite s'écarter à nouveau les uns des autres. L'absence de zones de refroidissement le long des contacts entre les dykes prouve qu'on a affaire à une seule phase éruptive.

L'examen de la carte permet de découvrir un autre type de faisceau, lequel est composé d'un groupe de filons d'âge, de structure et même de composition différents, se recoupant mutuellement. Ainsi, à l'W du point 970, on trouve côte à côte un « Brown Dyke » ancien, un BD<sub>1</sub>, un « Brown Dyke » jeune, un « Big Feldspar Dyke » et un faisceau du premier type, auxquels s'ajoutent quelques filons de trachyte.

Pour en finir avec les grands traits des BD, disons que la disposition en relais est aussi très souvent observée, et à toutes les échelles. Un exemple frappant en est celui d'un « Brown Dyke » jeune dont les deux branches sont distantes de 200 m. Enfin, la manière dont s'arrêtent les filons peut varier considérablement d'un cas à l'autre ; si la plupart des dykes se pincent progressivement, certains se réduisent brusquement en un chevelu de courtes apophyses.

Les « Brown Dykes » sont dans l'ensemble homogènes et monotones d'aspect ; seuls les bords sont quelque peu différents. Au contact de la roche encaissante se sont développées les zones de refroidissement rapide (chilled edges) caractérisées par un débit prismatique perpendiculaire à l'allongement du filon ; ces prismes ont 20 à 30 cm de long et se retrouvent dans les nombreuses apophyses qui flanquent le filon principal. Les xénolithes sont très rares et n'ont en fait été trouvés que dans un seul filon, en situation marginale.

Comme dans les amphibolites discordantes, le diaclasage est caractéristique : tous les types de joints sont présents et sont particulièrement bien visibles dans les zones altérées. Le long de ces joints la roche se débite en cubes et en parallélépipèdes dont les angles et les arêtes s'émeussent progressivement : il en résulte des boules assez fragiles baignant dans un sable grossier, ultime produit visible de l'altération.

Celle-là toutefois ne travaille pas partout également. Si les gros filons paraissent dans l'ensemble plus sensibles à son action, certains BD font preuve alternativement d'une grande résistance et d'une forte vulnérabilité à ses agents, faisant succéder sur quelques centaines de mètres une roche intacte et une arène de

décomposition. En outre, l'altération provoque localement sur les dolérites des formes en relief, des « dykes » proprement dits : les « murs » de 2 à 3 m de haut ont un aspect ruiniforme et au delà de quelques dizaines de mètres, se réduisent en une succession de chicots.

La roche doléritique est de teinte sombre, grise, rosée, noire ou olive selon la quantité de feldspath, de pyroxène ou d'olivine. Elle a une patine généralement brune ou rousse, plus rarement noire ou grise. Le grain est fin à moyen, la texture intersertale bien visible à l'oeil nu. Parfois de grosses taches d'oxydation violettes indiquent une forte teneur en fer ; la pyrite apparaît d'ailleurs fréquemment, surtout dans les bords du filon. On a noté en un point du sulfate (célestine ?) dans un joint longitudinal.

Les « Big Feldspar Dykes » ne se distinguent pratiquement des BD que par leur abondance en grands feldspaths (plus de 5 cm). Les cristaux occupent en général le centre du filon, groupés en une ou plusieurs bandes où les individus allongés sont alignés conformément à la longueur du dyke (fig. 13). Dans le cas d'une disposition zonée symétrique, les plus grands cristaux se localisent dans l'axe du dyke, la taille et la fréquence diminuant vers les bords du filon. Mais



Fig. 13. « Big Feldspar Dyke ». Remarquer que l'apophyse est dépourvue de phénocristaux.

l'inverse peut aussi se présenter sous forme d'un filon feldspathique au centre duquel est une dolérite à grain fin ; des prismes de refroidissement rapide aux bords de cette dernière montrent qu'il s'est agit en l'occurrence d'une réouverture du dyke primitif suivi d'un nouveau remplissage, phénomène qui se retrouve un peu partout.

Par ailleurs, les « Big Feldspar Dykes » ont, comparativement aux BD, une teinte parfois un peu plus verte et une plus grande richesse en pyrite marginale.

Les petits filons pyriteux sont des dykes étroits mais se poursuivant néanmoins sur plusieurs centaines de mètres. Le contact avec la roche encaissante est franc, sans altération des épontes et sans les bordures de refroidissement si nettes dans les filons plus larges. Les dykes sont en général isolés, rarement en faisceaux. Ils ne contiennent pas de xénolithes. La roche est toujours très sombre, noire ou grise, de patine brunâtre à rousse. Le grain est très fin et les seuls minéraux visibles à l'oeil nu sont la pyrite et les carbonates dont les concentrations ovoïdes blanches sont souvent dissoutes en surface, donnant à la roche un aspect vacuolaire.

La minéralogie des dolérites comporte toujours le plagioclase, le pyroxène, l'olivine et le minerai. Le tableau suivant en donne les proportions pour quelques échantillons. Ainsi qu'on peut le voir, le plagioclase représente en moyenne la moitié de la roche, puis viennent par importance décroissante le pyroxène, l'olivine et les minéraux opaques. La teneur en olivine atteint un maximum dans les « Brown Dykes » anciens (BD<sub>0</sub>).

Les textures classées selon Krokström (1932) sont de tous les types : elles sont surtout sub-doléritiques, très rarement ophitiques et plusieurs peuvent coexister dans une même roche. Les bords des filons, de grain beaucoup plus fin que le centre, ont une texture porphyrique où la plupart des minéraux sont à deux temps de consolidation ; les textures aphanitiques y sont plus rares.

Tableau 7. Analyses modales des échantillons de dolérites

No échantillon	38285	38351	38356	38210	38306	32482
Plagioclase . . . . .	56,2	47,0	48,0	57,6	61,1	65,6
Augite . . . . .	20,6	21,6	19,4	19,2	17,7	23,2
Olivine <sup>1)</sup> . . . . .	16,8	7,6	12,2	12,8	4,4	3,4
Biotite . . . . .	x	x	x	2,0	x	x
Chlorite . . . . .	x	8,2	4,4	x	5,8	5,6
Minéraux opaques . . . . .	6,4	15,6	16,0	8,4	11,0 <sup>2)</sup>	2,2
Carbonates . . . . .	x	x			x	
Type de filon . . . . .	BD <sub>0</sub>	BD	BD <sub>0</sub>	BD <sub>1</sub>	BFD	BFD

x) présent

<sup>1)</sup> fraîche.

<sup>2)</sup> ilménite et leucoxène.

La composition du plagioclase est assez variable d'une roche à l'autre et s'étend de An<sub>40</sub> à An<sub>90</sub>, la moyenne se situant autour de An<sub>70</sub>. Les cristaux, idiomorphes, de taille assez constante et certains riches en inclusions, sont presque toujours maclés et zonés. L'altération est irrégulière et paraît dictée par la disposition zonée : le coeur des cristaux est plus atteint (séricitisation) que les régions externes, l'inverse aussi se produisant parfois. Le phénomène de « clouding » est assez fréquent, mais pas dans toutes les roches. Les cristaux, plus ou moins allongés, sont enchevêtrés en un arrangement intersertal ; les textures fluidales ne se trouvent guère que dans les filons minces.

Le pyroxène est monoclinique ; il est presque toujours pléochroïque avec X : blanc-jaune ; Y, Z : rose pâle, ce qui indique probablement une augite titanifère ; la dispersion  $r > v$  est modérée. Les cristaux, idiomorphes, subissent une faible chloritisation ou encore une transformation locale en biotite ; en outre, ils sont le plus souvent bordés par une frange de hornblende brune. Cette augite apparaît soit en petits grains (texture doléritique), soit en grandes plages (texture ophitique) enveloppant complètement le feldspath. Le pyroxène orthorhombique est beaucoup plus rare et on ne l'a en fait observé que dans un petit filon, sous forme d'hyperstène porphyrique pris dans une masse microcristalline à texture fluidale faite du même minéral et de plagioclase.

L'olivine existe dans toutes les dolérites ; sa composition est magnésienne (forstérite). On la rencontre rarement à l'état frais, la serpentinitisation étant dans ces cas déjà visible le long des fractures. Le plus souvent, l'altération est achevée et l'olivine complètement transformée en un mélange de chlorite et de biotite. Le minerai est très abondant et représente en moyenne 10 % de la roche. La pyrite est toujours présente, parfois en inclusions dans la biotite ; la magnétite et l'ilménite (leucoxisée) sont plus rares. Parmi les minéraux accessoires, l'apatite en fines aiguilles est toujours présente. Les carbonates apparaissent de façon éparsée ou sous forme de noyaux arrondis (diamètre 1 mm), enveloppés de chlorite. Le sphène, la biotite et la muscovite sont assez peu répandus.

### 6.3. Les trachytes

Les filons de trachyte sont très abondants tout en restant plus rares que ceux de dolérite. Trois générations en ont été reconnues. Les filons anciens et jeunes ont une direction conforme à celle des autres dykes du Gardar, SW-NE, tandis que l'unique représentant de la génération intermédiaire s'allonge WNW-ESE.

Tous les filons de trachyte sont minces, sinueux et de teinte extrêmement variable. La largeur ne dépasse guère 1 m et reste plutôt en dessous, sauf celle du filon de deuxième génération qui peut atteindre 8 m par endroits. La longueur peut être considérable (5 à 6 km), pas autant toutefois que celle des gros filons basiques avec lesquels les trachytes ont d'ailleurs en commun le plongement

vertical, la disposition en relais et celle en faisceau. Le cheminement est très sinueux et les changements brusques de direction sont fréquents.

Un trait constant et propre aux filons trachytiques est la variabilité de leur teinte qui peut être grise, rose, rouge, bleue ou encore verte, et cela successivement le long d'un même dyke. C'est la pétrographie qui est responsable de ces diverses couleurs et qui détermine en même temps le mode d'altération : c'est ainsi que les tronçons rouges ou roses sont faits d'une roche très dure, affectée d'un système de joints qui provoque un débit en blocs parallélépipédiques de quelques décimètres cubes ; les secteurs gris en revanche sont plus friables, la roche se transformant en schistes puis en sable grossier.

Les autres aspects macroscopiques sont une texture intersertale, la présence de biotite en grosses paillettes, parfois une structure zonée. La roche ne se patine presque pas et la couleur du trachyte altéré est la même que celle du trachyte frais. Le refroidissement rapide des bords y a provoqué un grain plus fin et une teinte plus foncée.

Tous les trachytes sont alcalins, de type sodi-potassique. Les textures sont micro-litiques porphyriques et aphanitiques. Le feldspath est de la sanidine dont les cristaux idiomorphes, allongés, plus rarement trapus, sont disposés en une texture fluidale ou intersertale. Dans les roches porphyriques, les microlites moulent les grands cristaux, qui sont placés de manière quelconque, isolément ou en groupes. Phéno-cristaux (1 à 5 mm) et microlites (0,1 à 0,3 mm) sont très profondément altérés : ils sont presque toujours envahis en partie ou en totalité par une masse d'aspect nuageux, brune, semi-opaque ; le coeur de quelques cristaux peut être chloritisé alors qu'ailleurs, ce sont les bords qui sont séricitisés ; les inclusions microscopiques de minéral et de micas y sont également fréquentes.

Les minéraux colorés sont représentés principalement par une biotite hautement colorée, pléochroïque (X : jaune ; Y, Z : vert-noir à noir, sidérophylite ?) qui abonde dans certaines roches ou certaines parties de roches en paillettes uniformément réparties, parfois en grandes lames idiomorphes de 2 à 3 mm. Une amphibole sodique bleue ou brune est beaucoup plus rare. La chlorite, la séricite et les carbonates sont nettement accessoires et sont le plus souvent les produits d'altération des feldspaths. Le minéral, qui peut être localement abondant et totalement absent ailleurs, est de l'ilménite et de la magnétite.

## 7. LA TECTONIQUE

Nous examinerons successivement les déformations souples, puis les effets de la tectonique cassante.

### 7.1. Les déformations souples

Les traits majeurs des déformations souples sont l'orientation générale NW-SE des axes des plis, l'existence d'une importante zone transversale de culminations axiales et la régularité d'un déjet des plis vers le SW. Ces trois constantes tectoniques ressortent à plusieurs reprises dans la description des structures.

Dans la région N, les plis sont mal visibles à cause de la nature des roches (gneiss homogènes et nébulitiques). La seule structure encore assez nette se situe sur la rive E du Bæversø. Il s'agit en l'occurrence d'un pli en forme de dôme, d'une courbure de quelques dizaines de mètres et auquel sont rattachés de multiples petits plis parallèles, visibles sur le périclinal de la structure principale.

Dans la moitié S du terrain, le déchiffrement de la tectonique est facilité par l'abondance des gneiss rubanés et veinés. Les structures y sont examinées d'W en E.

La première se situe au S du Lommesø où un dôme à peine ébauché dessine une trace en forme d'ellipse : il est situé en effet sur la zone de culmination axiale, de part et d'autre de laquelle les périclinaux sont en opposition.

La selle qui succède à ce dôme se place juste au N de Kutsiaq. Sa trace est fortement cintrée et de concavité tournée vers le SW. La structure est symétrique avec un plongement des couches de 45 à 60 °.

Cette selle est, vers le NE, relayée par un dôme très long que l'on suit du N du Lommesø où le périclinal est bien visible dans des gneiss amphibolitiques, jusqu'au glacier d'Arsuk. Sa culmination axiale se situe peu avant la vallée qui sort du Dubletsø. Là, un accident dextre – à qui est due d'ailleurs cette partie de la vallée – décroche la structure vers le SW avec un rejet de 1300 m environ. On retrouve le dôme sur la rive gauche de la vallée avec un axe plongeant désormais vers le SE et une dissymétrie structurale sous forme d'un faible déjet vers le SW. Le dôme se présente en effet ici avec un flanc S vertical et un flanc N plus doux ; il est affecté marginalement de quelques replis mineurs et son coeur est granitisé. Un peu plus au S, sur le bord oriental du Store Fox Sø, les couches plongeant vers le SW sont localement replissées et provoquent ainsi des petites structures déjetées, déversées ou même couchées.

La selle suivante montre dans sa portion NW des flancs raides et symétriques. En se déplaçant vers l'E, les pendages s'adoucissent rapidement et déjà sur la rive N du Dubletsø se voit l'amorce d'un périclinal dans la courbure du flanc oriental de la structure, dont l'axe est déplacé de quelque 100 m par un décrochement senestre. Aux abords de la culmination axiale, les couches s'infléchissent et plongent de moins en moins fortement ; au delà de celle-ci d'ailleurs, le synclinal n'est qu'une sorte de plan d'inflexion, faible cuvette à coeur horizontal. Mais un peu plus loin, la selle s'accuse à nouveau et s'étrangle même de l'autre côté du décrochement du Store Fox Sø. En direction de l'E, la structure s'évase de plus en plus et disparaît finalement en une série isoclinale.

La dernière structure est un large dôme qui s'étale du centre du terrain jusqu'en



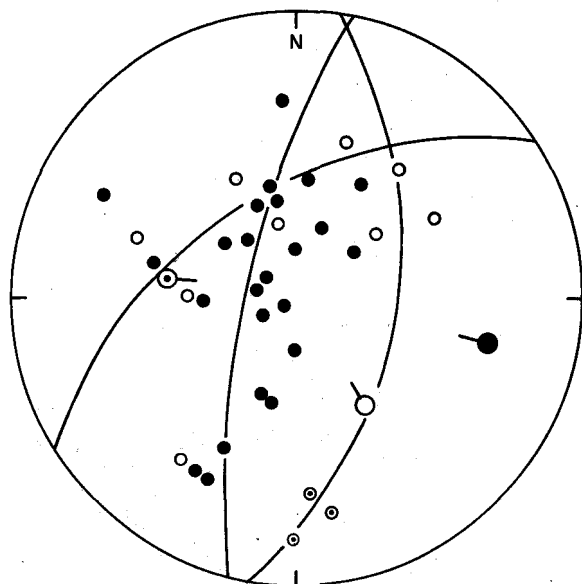


Fig. 14. Axes construits d'après des mesures de pendage (canevas de Wulff, hémisphère supérieure).

bordure du Grænseland. Il commence à se dessiner autour de Blåelv et du Blåø où sur son flanc N affleurent des séricitoschistes représentant peut-être un coeur synclinal secondaire dans une série plus métamorphique (amphibolites à épidote). En parvenant dans la région du Dubletsø, plus précisément sur la presqu'île médiane de ces lacs, on s'aperçoit que les axes de petits plis plongeant jusqu'alors vers le NW, tendent à pendre dans le sens opposé ; on se trouve là, en effet, sur la culmination axiale au delà de laquelle la structure plonge au SE, comme le confirme un périclinal régulier et très bien dessiné dans des gneiss rubanés au S du Tragtsø et du Dubletsø. C'est aussi dans cette région qu'on peut voir – toujours grâce aux différenciations lithologiques des formations migmatitiques – des replis mineurs et qu'on peut mettre en évidence le style général de la structure.

Des replis ont été notés tant sur l'arête du dôme que sur ses flancs N et S. Au sujet des premiers, on a remarqué, sans pouvoir l'expliquer, que les axes mesurés y avaient des plongements plus forts que ceux des axes construits à l'aide de mesures plus étalées (fig. 14 et 15). Sur le flanc N de la structure qui plonge régulièrement de  $45^\circ$  vers l'E, la présence de quelques couches verticales a été interprétée comme représentant un petit pli déversé. Un phénomène un peu analogue, mais cette fois répété tous les 10 m environ, a été remarqué sur le flanc S et a été interprété de la même manière.

Quant au style déjeté de la structure, il se voit le long d'un tracé perpendiculaire à l'axe du dôme passant par le sommet 970. D'E en W on voit que les cou-

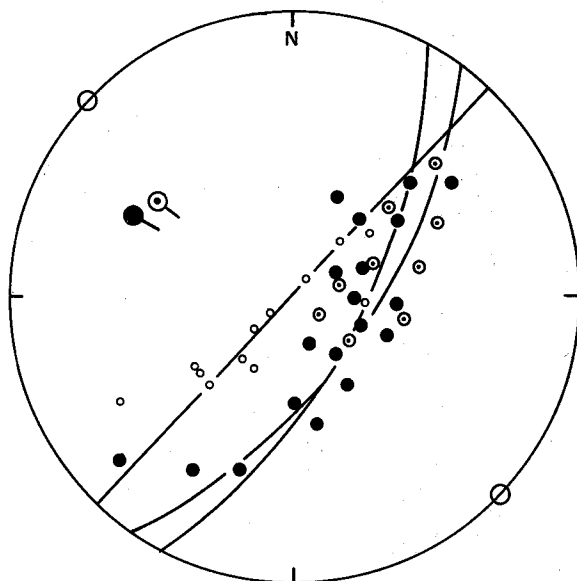


Fig. 15. Report sur canevas d'axes et de pendages relevés sur l'arête du dôme.

ches plongent d'abord régulièrement de 30 à 40° vers l'E ; elles se redressent en s'approchant de la charnière située au voisinage du sommet 970, où les formations sont microplissées et en partie granitisées. Au delà, le plongement reste vertical sur une assez grande distance pour s'affaiblir progressivement vers le SW au fur et à mesure qu'on s'avance dans cette direction.

## 7.2. La tectonique cassante

Dans notre région les effets de la tectonique cassante sont, d'une part les très nombreuses failles d'âges divers, de l'autre des brèches et des mylonites localisées en bordure du Grænseiland méridional.

### 7.2.1. Les failles

Les failles sont innombrables si l'on tient compte de tout ce qui a pu – des petites cassures centimétriques aux grands décrochements décrits plus loin – résulter des mouvements de réajustement des masses rocheuses au cours de leur histoire. Les directions toutefois ne sont pas quelconques et la plupart des failles sont orientées entre N 60 E et N 80 E (fig. 16), ce qui permet d'affirmer que notre région, loin de montrer un quadrillage quelconque, a été soumise à des forces de remise en place dont les effets sont alignés en gros ENE-WSW.

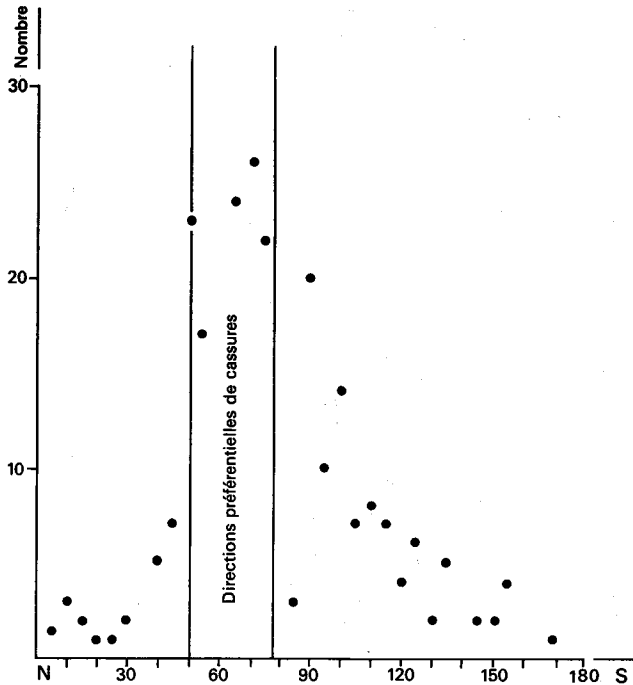


Fig. 16. Fréquence des cassures en fonction de leur direction. Ce graphique a été dressé à l'aide de 262 mesures. En abscisse sont portées les directions, en partant du N et jusqu'à 180° (plein S); en ordonnée, le nombre des failles. La répartition est de nature gaussienne, avec un maximum pour les accidents N70.

Les rejets, qui permettent d'estimer le déplacement relatif des blocs, sont – comme on a pu l'observer – la résultante de plusieurs mouvements successifs et ayant joué différemment. Ils sont variés et même variables le long d'un même dyke ainsi qu'on peut le déduire du déplacement relatif de divers niveaux-repères. Les rejets horizontaux les plus importants sont supérieurs à 1 km.

Les failles se groupent probablement en deux phases chronologiques principales, l'une voisine des amphibolites discordantes, l'autre, plus jeune, contemporaine des dolérites du Gardar.

Topographiquement, une faille se marque en général par une dépression plus ou moins rectiligne. Le long des côtes abruptes, cette dépression est accentuée par l'érosion torrentielle et devient une sorte de gorge profonde de 10 à 20 m environ, tapissée de gros blocs. Sur le plateau, les dépressions sont moins creusées et ont un caractère discontinu, l'accident n'étant plus parfois signalé que par une faible rupture de pente.

Vus de près, les accidents présentent communément les aspects suivants : dans

le cas le plus simple, la roche est coupée de façon franche et unique, sans être autrement affectée ; les lèvres de la coupure sont serrées ou entr'ouvertes de quelques millimètres au plus. Lorsque l'érosion a libéré le miroir, on voit que celui-ci est souvent enduit d'une pellicule d'épidote ou de chlorite. Si le mouvement a été plus fort, on a des cassures multiples, parfois striées, situées à quelques centimètres les unes des autres, parallèles ou se recoupant obliquement, et qui hachent la roche sur une largeur pouvant atteindre plusieurs mètres. Dans certains cas, la roche devient plus grossière et plus riche en quartz. Par rapprochement des plans de cassure, les plaques s'affinent et on passe à un schiste ; les plaquettes, rugueuses par la présence de quartz grenu, ne sont pratiquement pas striées. Enfin, le long de grands accidents, on note de place en place des brèches de faille.

A titre d'exemple, voici quelques aspects des deux principaux accidents de notre région. Tous les deux sont des décrochements caractérisés par d'importants rejets horizontaux.

Le premier est situé au NE du Store Fox Sjø. Il appartient à la phase de cassure la plus récente et en est un des plus beaux exemples. Traversant le domaine étudié de part en part, il débute près du Lommesjø sous la forme d'une cassure simple N 60 à 70 W, senestre, dont le rejet est de 500 m environ ; associée par sa direction à d'autres cassures voisines, elle s'en distingue par son âge comme l'attestent des rejets sur des filons basiques. Sur la rive gauche de la rivière sortant du Dubletsjø, le décrochement perd un peu de son individualité par interférence avec d'autres failles ainsi que sous l'effet de relais probables. Mais dès le lac situé à l'E du Store Fox Sjø, il prend une direction parfaitement E-W et se dessine très nettement dans la topographie : il s'agit tout d'abord d'une dépression, sorte de large couloir tapissé de blocs, qui laisse entrevoir une roche fortement broyée, schisteuse et riche en quartz. Puis, de l'autre côté de ce lac, la dépression cède la place à une forme géomorphologique caractéristique qui se poursuit sur plusieurs centaines de mètres : des regards de faille à surface irrégulière forment, toujours face au N, un mur discontinu dont la hauteur dépasse 10 m par endroits.

Le long de ce secteur, où le décrochement du Store Fox Sjø a une largeur variant entre 10 et 60 m, se remarquent de très-nombreux phénomènes de broyage et de laminage ; en particulier au point de rencontre de l'accident avec une faille orientée N 50 E, nettement rebroussée par sa présence. Là, sur une assez grande surface, les gneiss sont transformés en une roche riche en quartz, grossièrement grenue et affleurant en un cailloutis anguleux. On y trouve une lentille triangulaire d'amphibolite discordante passablement broyée et, plus loin, un reste de dolérite en partie métamorphosé en un complexe de teinte noire. Dans le centre du décrochement abondent des brèches et des microbrèches, ainsi que des amas lie-de-vin, déchiquetés et tordus, qui sont des bouts de filons trachytiques ; ceux-là ne proviennent pas tous d'un trachyte intact serpentant à proximité dans la faille N 50 E, mais bien de filons situés plus à l'E comme l'exige le rejet du décrochement. De nombreux filons de quartz dessinent une trame compliquée dans les brèches et dans

les amas trachytiques, qui eux-mêmes projettent de fines apophyses dans la masse environnante. L'ensemble est vacuolaire, très coupant en surface.

La plaque mince permet de décrire la plupart des microbrèches comme un ensemble grossier de grains anguleux de quartz, de lames de calcite et de masses chloriteuses enrobés dans une pâte de séricite, chlorite et quartz microscopiques. En bordure des lentilles de trachyte, les microbrèches sont composées de petits fragments de dyke enveloppés d'un réseau veiné de filonnets de quartz.

La géomorphologie des deux accidents – regards de faille pour le décrochement du Store Fox S $\phi$  et large vallon de 30 à 40 m pour la faille N 50 E – s'estompe au lieu de rencontre dont la topographie n'a rien de particulier. En direction de l'E d'ailleurs, les regards de faille, auparavant si frappants, s'atténuent pour disparaître pratiquement à 3 km environ du Store Fox S $\phi$ . A partir de là, le ruban broyé affleure sur une largeur de 10 m avec un relief de 2 à 3 m de haut ; les filons de quartz, grossièrement parallèles, y sont tellement abondants et serrés que la roche en devient essentiellement quartzreuse. Plus loin, le décrochement forme une succession de « dos de baleine » ; la roche, de patine rousse, sillonnée de minces veines quartzitiques, est finement schisteuse avec des plans de glissement onduleux et recouverts de biotite donnant des éclats bronzés. Par endroits, la masse est affectée de petits replis dont les axes sont contenus dans le plan d'allongement de l'accident.

Finalement, en se poursuivant plus à l'E encore, le décrochement du Store Fox S $\phi$  prend une direction ESE avant de s'enfoncer dans les schistes du Grønland.

Le deuxième accident est le décrochement de Sioralik qui longe le glacier du même nom, dans le N du terrain. Vraisemblablement du même âge que le précédent, il est orienté très exactement E-W et son rejet horizontal atteint 2 km. Dans sa partie orientale, le décrochement détermine un palier bien visible dans la pente côtière, ici en partie recouverte de végétation arbustive ; à la faveur d'affleurements limités, on peut voir une roche microplissée, laminée et parfois bréchique, traversée de filonnets de quartz. Dans sa partie occidentale, mieux exposée, on remarque un laminage du gneiss qui a été transformé en une roche grise, très dure, toujours sillonnée de filonnets de quartz et affleurant en « dos de baleine ». Plus à l'W encore, l'accident borde les moraines de Sioralik puis plonge dans le fjord de Sermiligårssuk dont il est une des causes probables. L'important décrochement senestre de Bævers $\phi$  ainsi que la série des accidents qui lui sont parallèles sont vraisemblablement des ramifications de cette faille de Sioralik.

Signalons pour finir qu'au N de Sisussat existe une cassure très particulière, orientée N 30 W et seule de son espèce. Elle est senestre et son rejet atteint 400 à 500 m. Butant contre le décrochement du Store Fox S $\phi$ , elle n'est bien visible qu'au S de celui-là ; sa section N, déportée plus à l'W, est très confuse. Chronologiquement, elle se place entre les amphibolites discordantes et les premiers filons du Gardar.

Cette faille a ceci de particulier qu'elle ne se marque pas topographiquement :

pas de dépression, de mur ou de « dos de baleine ». En revanche, elle est soulignée sur toute sa longueur par un grand nombre de filonnets de quartz dont le réseau est généralement si serré que « trame » et filons de quartz ne sont plus distinguables à l'œil nu ; le ruban broyé, large de 5 m en moyenne, a de ce fait une teinte uniforme, blanc-verdâtre, qui ressort d'autant mieux lorsque la roche traversée est sombre. Cela a été spécialement remarqué dans le cas d'une métadolérite recoupée perpendiculairement où l'on a en outre relevé le rebroussement net du filon et, sur quelques mètres, sa destruction progressive dans l'accident.

Au microscope, on voit que ce ruban broyé se compose d'un ensemble enchevêtré d'amas de quartz et d'agrégats microscopiques de séricite, épidote et zoïsite, restes probables des minéraux originels altérés sous l'intense friction.

### 7.2.2. Les mylonites

Tout le bord SE du terrain entre le Tragtsø et le glacier d'Arsuk est marqué par d'importants phénomènes de broyage, de laminage et de fracturation.

Les mylonites se présentent comme des zones allongées SE-NW, de largeur variable, mais n'excédant pas quelques dizaines de mètres. Elles sont le plus souvent en accord avec les structures tectoniques, c'est à dire qu'elles plongent de 40 à 60° vers le NE. Les caractères macroscopiques sont le feuilletage de la roche, le développement de minéraux phylliteux – séricite et chlorite – qui confèrent à ces schistes leur aspect chatoyant, et, par endroits, la présence de microbrèches ou de brèches. Les minéralisations sont nombreuses, surtout en pyrite et chalcopyrite.

Sous le microscope, la texture broyée est évidente : les yeux allongés de quartz baignent dans une purée de grains de séricite et de quartz ; ceux-là, ainsi que les carbonates, pénètrent dans les cassures des plagioclases et autres grands cristaux de la roche originelle. La chlorite et l'apatite sont accessoires.

## 8. ESQUISSE CHRONOLOGIQUE

L'ordre dans lequel les diverses formations rocheuses ont été étudiées correspond en fait à une succession chronologique : le complexe migmatisé est le plus ancien. Les filons amphibolitiques lui sont postérieurs, ainsi que les intrusions acides alors que les dykes du Gardar ont recoupé le tout.

Avant de préciser cet ordre de succession et de tenter d'intégrer ces événements dans la chronologie régionale, rappelons qu'on admet actuellement pour celle-ci le schéma suivant (valable pour toute la région entre Frederiksdal et Ivigtut) :

Post-Gardar :	Filons basiques
Gardar :	Complexes alcalins
	Volcanisme fissural
Kétilidien :	Dépôts molassiques et épanchements de laves
	Phase de « réactivation » : mouvements et remobilisation des formations antérieures (Sanérutien)
	Phase de plissement, métamorphisme, migmatisation et granitisation.
	Phase sédimentaire et volcanique

#### DISCORDANCE

Pré-Kétilidien :	Pénéplation
	Filons basiques
	Plissements, métamorphisme, migmatisation et granitisation
	Phase sédimentaire et volcanique

En ce qui concerne notre région, le complexe migmatisé se rattache au Pré-Kétilidien puisqu'il disparaît vers l'E sous les schistes kétilidiens du Grænseland (Bondesen, sous presse). Les gneiss qui le composent en majeure partie, sont les produits d'une orogénèse ayant métamorphosé, plissé et granité des sédiments dont on ne retrouve plus guère de traces. Par rapport à cette phase orogénique, certaines ultrabasites sont antérieures, qui ont subi les effets de la migmatisation ; d'autres sont plus jeunes, qui n'ont pas été plissées, sans qu'on puisse d'ailleurs fixer précisément leur limite supérieure, car si elles sont recoupées par les dolérites du Gardar et leur sont donc antérieures, les intersections manquent avec les amphibolites discordantes qui leur sont chronologiquement plus proches. Ces dernières sont encore pré-kétilidiennes car elles ne pénètrent pas les sédiments du Grænseland. Elles sont cependant bien postérieures aux plissements pré-kétilidiens dont elles recourent les structures de façon indépendante.

Si la mise en place des filons métadoléritiques (AD) est pré-kétilidienne, leur métamorphisme en revanche est kétilidien car il semble de même nature que celui qui a affecté les masses kétilidiennes du Grænseland. Ce métamorphisme, ainsi que les déformations de la partie SE du terrain et les intrusions acides sont à rapprocher du groupe des phénomènes sanérutiens si bien développés au S d'Ivigut. Parmi ces événements, les intrusions acides sont les plus jeunes, puisque les filons de microgranite sont rectilignes là où les amphibolites discordantes sont courbées.

Concernant la tectonique, les déformations souples sont principalement pré-kétilidiennes et seules, celles qui affectent la partie SE du terrain pourraient être plus jeunes (Kétilidien inférieur ou même Sanérutien). Quant à la tectonique cassante, il en existe certainement deux phases, l'une pré-kétilidienne, chronologiquement voisine de l'emplacement des métadolérites, l'autre datant du Gardar. Nous

avons schématisé sur le tableau suivant les relations possibles entre les événements géologiques observés sur notre terrain et dans les régions avoisinantes, ainsi que leur position éventuelle dans la chronologie existante.

*Tableau 8*

PRINCIPAUX ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES		CHRONOLOGIE	1) AGES (MA)
TERRAIN ÉTUDIÉ	RÉGIONS AVOISINANTES		
Petits filons basiques	Gros filons basiques	POST-GARDAR	
Fracturation, mise en place des filons doléritiques et trachytiques	Fracturation, intrusion de roches filoniennes et de massifs divers (dont ceux du Kûngnât, d'Iviglut et de Grønnedal-Ika)	GARDAR	1150
Filons lamprophyriques			1275
Intrusion de granites et de microgranites	Granites divers (Tigssaluk, Storø, Sanérut, entre autres)	Sanérutien	1600-1630
Tortion de la partie SE et métamorphisme	Fractures, plissements (au S d'Arsuk Fjord) ainsi que métamorphisme, migmatisation et granitisation	KÉTILIDIEN	env. 1800
	Dépôts volcaniques et sédimentaires (Midternæs, Grænseland, Qôrnoq, île d'Arsuk, entre autres)		
	<b>DISCORDANCE</b>		
	Pénéplanation (visible au Grænseland)		
Métadolérites	Mise en place de dolérites		
Fracturation	Fracturation		
Ultrabasites jeunes (?)			
Plissements, métamorphisme, migmatisation et granitisation	Plissements, métamorphisme, migmatisation et granitisation. Dépôts volcaniques et sédimentaires (Tartôq et Sermiligârssuk)	PRÉ-KÉTILIDIEN	
Ultrabasites vieilles (?)			
Substratum indéterminé	Substratum (?)		2490

1) Les données radiométriques sont extraites de Henriksen (1969).



## 9. LES PHÉNOMÈNES RÉCENTS ET ACTUELS

### 9.1. La morphologie

La morphologie de la région étudiée comporte deux éléments distincts qui sont, d'une part les pentes côtières raides, de l'autre le plateau à l'altitude moyenne de 400 à 600 m. Sur Arsuk Fjord, les côtes sont très escarpées et forment même par endroits une muraille haute de plusieurs centaines de mètres. Par contre, du côté du glacier de Sioralik, l'altitude descend par paliers. Quelques vallées torrentielles entament ces côtes et offrent des voies de pénétration.

Le plateau se présente comme une succession de vastes croupes peu élevées et de lacs de toutes formes et de toutes dimensions. Le relief, faible dans la partie méridionale, s'accuse dans le N où une série de dépressions parallèles SW-NE délimitent des blocs dont l'altitude voisine 1000 m. Ce « haut » est la ligne de séparation des eaux entre Sioralik et Arsuk Fjord. La région la plus basse se situe au N d'Ellerstie Havn, d'où l'altitude moyenne augmente en direction du N et de l'E.

L'action abrasive des glaciers a donné au plateau une topographie particulière. D'une manière générale, elle a uniformisé le relief en rabotant les points hauts ; il en est résulté une succession de vallons et de crêtes aux flancs doux, des différences d'altitude faibles et progressives, des cirques glaciaires et des roches moutonnées. La très grande abondance des lacs est aussi caractéristique de cette topographie glaciaire.

### 9.2. Les phénomènes glaciaires

#### 9.2.1. Les moraines

Il existe des moraines régionales et des moraines locales.

Les premières tapissent le terrain d'une couverture discontinue, épaisse dans les creux où elle atteint 2 à 3 m, très clairsemée sur les éminences. Ces moraines sont faites de blocs anguleux de toutes tailles, disposés de manière quelconque et non inclus dans du limon, du sable ou même du gravier ; la pâte de la moraine a certainement été lessivée par les eaux de ruissellement. Une seule exception a été trouvée, sur les flancs de la vallée sortant du Dubletsø, où des blocs arrondis, de sphéricité faible étaient enrobés dans une matrice sableuse bien conservée ; il s'agissait ici peut-être d'une langue attardée de la calotte.

La provenance des blocs morainiques ne doit pas être très lointaine, vu la faible sphéricité des cailloux et leur émoussé peu accentué, excluant un long transport. Dans un cas où l'origine des blocs était connue (conglomérat de transgression), le transport maximum ne dépassait pas 1 km vers l'W.

Les moraines locales (vallums, cordons) se rencontrent parfois au bas de collines à pentes fortes. Ce sont des dépôts graveleux non striés, généralement exposés du NW au NE. Au bas des pentes, un ou plusieurs arcs indiquent un recul par saccades du glacier. Ces moraines sont plus jeunes que les précédentes et les glaciers qui leur ont donné naissance sont encore parfois visibles.

Tous ces dépôts morainiques sont mélangés avec du matériel issu des roches sous-jacentes éclatées sous l'effet du gel.

### 9.2.2. Les stries

Les surfaces planes et sensiblement horizontales sont parfois grossièrement striées ; le phénomène n'a jamais une grande extension et paraît lié aux roches qui résistent le mieux à l'altération (gneiss). Par ailleurs, les stries sont plus marquées sur les surfaces inclinées à l'E, d'où leur discontinuité due aux irrégularités de la topographie. Des stries plus fines sont parfois visibles sur les roches ultrabasiques. Des surfaces polies de petites dimensions, horizontales ou inclinées se rencontrent un peu partout.

On sait qu'il faut interpréter avec prudence les indications fournies par les stries ; en effet quand il y a eu des variations dans l'écoulement du glacier, elles ne sont généralement témoins que du dernier mouvement. Dans notre région les stries sont plus ou moins parallèles aux dépressions dans lesquelles on les trouve.

### 9.2.3. Les variations des glaciers

Les deux glaciers qui bordent notre région sont en régression. Dans son étude, Weidick (1959) donne pour le glacier d'Arsuk un recul global de 2 km environ pour la période allant de 1869 à 1955, avec des mouvements stationnaires. Pour celui de Sioralik, cet auteur admet un recul de 300 m, entre 1877 et 1955 avec de légères ravanées (ou stades d'arrêt) comme le montrent très bien quelques arcs morainiques un peu en avant du front actuel.

## 9.3. Les effets du climat arctique

### 9.3.1. Les sols polygonaux

Ils se développent dans des vallons ou des dépressions aux dépens d'un sol hétérogène formé de blocs, de galets, de gravier et de sable. Les cellules ont un diamètre de 2 à 3 m (fig. 17) ; leurs bordures sont faites de gros blocs disposés sans



Fig. 17. Sols polygonaux. Noter les petites cellules à l'intérieur des plus grandes.

ordre et dessinant un polygone grossier et irrégulier. A l'intérieur de celui-là, d'autres cellules plus petites apparaissent : elles sont bordées par des cailloux anguleux, de taille nettement plus grande que le matériel graveleux et limoneux remplissant les cellules. Ces petits polygones dont la forme va du triangle au cercle grossier, ont un rayon de 20 à 30 cm et sont faiblement convexes. Comme on sait que le rapport du diamètre de la cellule à la profondeur du toit du « tjaele » est constant (1,7 d'après Romanovski & Cailleux, 1942), la présence de ces petites cellules à l'intérieur des plus grandes indique une moins grande profondeur du pergélisol et partant, un climat qui s'est réchauffé depuis la formation des grandes cellules.

### 9.3.2. La solifluxion

Les exemples de solifluxion sont rares et localisés ; cela tient à la faible quantité de matériel meuble disponible. Le long de pentes douces, le sol est strié, découpé en bourrelets ou en cordes de 2 à 3 cm de large sur 50 cm de long, arqués vers le bas. L'épaisseur de la zone en mouvement est faible, quelques centimètres au plus. Cette solifluxion se produit au printemps, par glissement de la couche superficielle gorgée d'eau de fonte sur un substratum encore gelé et imperméable.

### 9.3.3. Eclatements et écroulements

On a relevé plus haut, à propos des moraines, le fait qu'elles étaient souvent mélangées avec des blocs formés « in situ », par débitage des roches sous-jacentes.

Ce phénomène très général est dû à l'action du gel qui travaille le long des systèmes de joints et de cassures. Il est confirmé par le fait qu'on voit souvent la roche en place et ses débris côte à côte. Les blocs ayant cette origine diffèrent peu de ceux des moraines ; ils sont cependant moins arrondis et émoussés. Le long des pentes raides et longues, les produits éclatés composent des voiles d'éboulis ou des écroulements, accumulations chaotiques de blocs parfois énormes.

## BIBLIOGRAPHIE

- Allaart, J. H. 1964: Review of the work on the Precambrian basement (pre-Gardar) between Kobberrminebugt and Frederikshåb, South Greenland. *Rapp. Grønlands geol. Unders.* **1**, 38 pp.
- Anderson, O. 1928: The genesis of some types of feldspars from granite pegmatite. *Norsk geol. Tidsskr.* **12**, 1–55.
- Balk, R. 1937: Structural behaviour of igneous rocks. *Mem. geol. Soc. Am.* **5**.
- Berthelsen, A. 1960: An example of a structural approach to the migmatite problem. *Rep. 21st Intern. geol. Congr. Norden* **14**, 149–157.
- Berthelsen, A. 1962: On the geology of the country around Ivigtut, SW-Greenland. *Geol. Rdsch.* **52**, 269–280.
- Berthelsen, A. & Noe-Nygaard, A. 1965: The Precambrian of Greenland. *Dans Rankama, K. (éd) The Precambrian* **2**, 113–262. New York: Interscience Publishers.
- Bondesen, E. Sous presse: The stratigraphy and deformation of the Precambrian rocks of the Grænseland area, South-West Greenland. *Meddr Grønland* **185**, 1.
- Bridgwater, D. 1965: Isotopic age determinations from South Greenland and their geological setting. *Bull. Grønlands geol. Unders.* **53**, 56 pp. (également *Meddr Grønland* **179**, 4).
- Bridgwater, D. & Harry, W. T. 1968: Anorthosite xenoliths and plagioclase megacrysts in Precambrian intrusions of South Greenland. *Bull. Grønlands geol. Unders.* **77**, 243 pp. (également *Meddr Grønland* **185**, 2).
- Chenevoy, M. 1950: Les enclaves de serpentine dans les gneiss du Massif Central français. *Bull. Soc. franc. Minér.* **73**.
- Du Rietz, T. 1935: Peridotites, serpentines and soapstones of Northern Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* **57**.
- Emeleus, C. H. 1963: Structural and petrographic observations on layered granites from southern Greenland. *Miner. Soc. Am. Special Paper* **1**, 22–29.
- Giraudon, R. 1959: Les roches ultrabasiqes de la région de Tamatave. Mode de gisement, origine et minéralisation. *Bull. Soc. geol. France 7<sup>e</sup> série*, **6**.
- Harker, A. 1956: *Metamorphism. A study of the transformations of rock-masses*. London: Methuen.
- Heinrich, E. W. 1956: *Microscopic petrography*. New York: McGraw Hill.
- Henriksen, N. 1969: Boundary relations between Precambrian fold belts in the Ivigtut area, Southwest Greenland. *Geol. Ass. Canada, Special Paper* **5**, 143–154.
- Higgins, A. K. Sous presse: The stratigraphy and structure of the Ketilidian rocks of Midtternæs, South-West Greenland. *Meddr Grønland* **189**, 2.
- Higgins, A. K. & Bondesen, E. 1966: Supracrustals of pre-Ketilidian age (the Tartoq Group) and their relationships with Ketilidian supracrustals in the Ivigtut region, South-West Greenland. *Rapp. Grønlands geol. Unders.* **8**, 21 pp.
- Jung, J. 1958: *Précis de pétrographie*. Paris: Masson et Cie.
- Krokström, T. 1932: On the ophitic texture and the order of crystallization in basaltic magmas. *Bull. geol. Instn Univ. Uppsala* **24**, 197–216.
- Larsen, O. & Møller, J. 1968: K/Ar age determinations from western Greenland I. Reconnaissance programme. *Rapp. Grønlands geol. Unders.* **15**, 82–86.
- Ljunggren, P. 1956: Complete and incomplete granitizations. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* **78**.

- Macgregor, A. G. 1931: Clouded feldspars and thermal metamorphism. *Mineralog. Mag.* **22**, 524-538.
- Philips, A. H. & Hess, H. H. 1936: Metamorphic differentiation at contact between serpentine and siliceous country rocks. *Am. Miner.* **21**, 333-362.
- Read, H. H. 1934: On zoned associations of talc, antigorite, actinolite, chlorite and biotite in Unst, Shetland Island. *Mineralog. Mag.* **23**, 519-540.
- Read, H. H. 1955: Granite series in mobile belts. *Geol. Soc. Am. Special Paper* **62**.
- Romanovsky, V. & Cailleux, A. 1942: Sols polygonaux et fentes de dessiccation. *Bull. Soc. géol. France 5<sup>e</sup> série*, **12**.
- Wegmann, C. E. 1938: Geological investigations in southern Greenland. Part I. On the structural divisions of southern Greenland. *Meddr Grønland* **113**, 2, 148 pp.
- Wegmann, C. E. 1939: Übersicht über die Geologie Südgrönlands. *Mitt. naturf. Ges. Schaffhausen* **16**, 188-212.
- Wegmann, C. E. 1948: Note sur la chronologie des formations précambriennes du Groenland méridional. *Ecl. géol. Helv.* **40**, 7-14.
- Weidick, A. 1959: Glacial variations in West Greenland in historical time. Part I. South-west Greenland. *Bull. Grønlands geol. Unders.* **18**, 196 pp. (également *Meddr Grønland* **158**, 4).
- Weidmann, M. 1964: Géologie de la région située entre Tigssaluk fjord et Sermiligârssuk fjord (partie médiane), SW-Groenland. *Bull. Grønlands geol. Unders.* **40**, 146 pp. (également *Meddr Grønland* **169**, 5).
- Windley, B. F. 1967: On the classification of the West Greenland anorthosites. *Geol. Rdsch.* **56**, 1020-1026.
- Windley, B. F., Henriksen, N., Higgins, A. K., Bondesen, E. & Jensen, S. B. 1966: Some border relations between supracrustal and infracrustal rocks in South-West Greenland. *Rapp. Grønlands geol. Unders.* **9**, 43 pp.

GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE  
THE GEOLOGICAL SURVEY OF GREENLAND

GGU RAPPORT NR. 32 (L.-F. BONNARD)

CARTE 1

**GEUS**

Report File no.

22354

Enclosure (1/1)

CARTE GÉOLOGIQUE DU  
SECTEUR À L'W DU GRÆNSELAND



61°  
30'

61°  
30'

48°

0 2 4 Km

Légende:

-  Gneiss homogènes et nébulitiques
-  Gneiss rubanés et veinés
-  Gneiss à traînées basiques
-  Ultrabasites
-  Métadolérites (amphibolites discordantes)
-  Trachytes
-  Dolérites
-  Failles

