MEDDELELSER OM GRØNLAND
UDGIVNE AF
KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND
Bd. 175 · Nr. 3

GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE

ÉVOLUTION PLUTONIQUE ET STRUCTURALE DE LA PRESQU'ÎLE D'AKULIARUSEQ, GROENLAND MÉRIDIONAL

PAR

FRANCIS PERSOZ

AVEC 61 FIGURES, 12 TABLES DANS LE TEXTE
ET 16 PLANCHES

KØBENHAVN
C. A. REITZELS FORLAG
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S
1969

A MES PARENTS
A MA FEMME

TABLE DES MATIÈRES

Page

Summary 9
Résumé 11
Préface 13

INTRODUCTION 15
1. Situation géographique 15
2. Bref aperçu morphologique 15
3. Le cadre géologique 16
4. Les travaux antérieurs 17
5. « Stratigraphie » et structure 19

I. LES ROCHES KÉTILIDIENNES 22

A. LES GNEISS ET LES MICASCHISTES 22
1. Introduction 22
2. Les gneiss d'Ivnarssuaq 22
a) Aperçu général 22
b) Classification structurale 23
1) Gneiss rubanés 23
2) Gneiss veinés 24
3) Gneiss sombres homogènes 25
4) Granite gneissique 25
c) Succession lithologique et description pétrographique 26
1) Les gneiss sombres à biotite et hornblende 28
2) Gneiss veinés à deux micas 31
3) Gneiss clairs 32
4) Granites gneissiques 33
5) Quartzites blancs, homogènes, granitisés 34
6) Granites clairs 34
7) Lentilles d'hornblendite 35
8) Les lentilles de silicates calciques 35
9) Horizons de grenats 38
10) Horizons de magnétite 38
11) Horizons pyriteux 38
d) Conclusions 39
3. Les gneiss d'Isaussârssuk 43
a) Aperçu général 43
b) Classification structurale 43

Page

c) Description 43
1) Les gneiss d'Akuliaruserssuaq 43
a. Gneiss à biotite et hornblende 43
b. Gneiss à biotite et à deux micas 44
c. Gneiss à biotite, andalousite, cordiérite, grenats 45
d. Les veines granitiques 45
2) Les gneiss du lac 980 m 45
3) La région proprement dite d'Isaussârssuk 47
4) Conclusions 48
4. Autres affleurements de gneiss 48
5. Conclusions à l'étude des gneiss d'Isaussârssuk 49

B. LES QUARTZITES ET LES GRANITES A GRAIN FIN 52
1. Description 52
a) Les quartzites rubanés 53
b) Les quartzites homogènes 55
2. Conclusions 56

C. LES AMPHIBOLITES ET LEURS PRODUITS DE TRANSFORMATION 57
1. Les amphibolites supérieures 57
a) Situation géologique et géographique 57
b) Situation structurale (bref aperçu) 57
c) Les amphibolites de Narssarssuaq et d'Asatdlut 58
d) La région située entre les fjords et l'inlandsis 60
e) Pétrographie 62
f) Les phénomènes de granitisation et les contacts 65
g) Pétrographie des faciès granitisés 67
h) Pétrogenèse et conclusions 69
2. Les horizons amphibolitiques concordants 72

D. LES GNEISS OEILLÉS 74
1. Description macroscopique 74
2. Pétrographie 78
3. Conclusions 80

E. LES GRANITISATIONS KÉTILIDIENNES 81
1. Définitions et restrictions 81
2. Extension des granites et migmatites kétilidiens 81
3. Structures et mouvements 82
4. L'âge des granitisations 82
a) La première phase de granitisation 82
b) La seconde phase de granitisation 85
c) La troisième phase de granitisation 87
5. Pétrographie 90
6. Conclusions 90

II. LA PÉRIODE SANÉRUTIENNE 92
Introduction 92

A. LA RÉACTIVATION PRINCIPALE (les AD_2) 93
1. Définition 93
2. Les AD_2 94

Page

3. Pétrographie des AD_2 102
a) Les AD_2 vertes 102
b) Les AD_2 grises 102
4. Pétrogenèse et conclusions 103

B. LES VEINES LEUCOCRATES ET MYLONITES PRE—AD_3 108
1. Les aplites—pegmatites sanérutiennes 108
2. Les mylonites pré—AD_3 111
a) Description 112
b) Pétrogenèse 114
1) Le métamorphisme 114
2) Les phénomènes de migration 115
3) Les relations entre mylonites et aplites-pegmatites 115
4) L'importance géologique 116

C. LES FILONS BASIQUES SANÉRUTIENS (AD_3) 117
1. Introduction 117
2. Description 117
a) Caractères communs à la majorité des filons 117
b) Les différentes générations et leurs caractères pétrographiques 124
1) La première génération 124
2) La seconde génération 126
3) La troisième génération 129
4) La quatrième génération 130
3. Pétrogenèse et conclusions 130
a) La composition des filons 130
b) Le caractère tardi—plutonique des AD_3 131
c) Mode de mise en place et déformations 132
d) La distribution des AD_3 134

D. LES MASSIFS CIRCONSCRITS SANÉRUTIENS 134
1. Les anorthosites 135
a) Description 135
b) Pétrogenèse 137
2. Les granites et granodiorites jeunes 140
a) Introduction 140
b) Situation structurale 140
c) Nature des granites 141
d) Les enclaves 141
e) Les schlieren 144
f) Les contacts 144
g) Pétrographie 146
h) Les aplites—pegmatites 150
i) Les filons basiques 151
j) L'âge des granites jeunes 152
k) Conclusions 155
1) Mode de gisement 155
2) Genèse des granites jeunes 155
3) La signification des granites jeunes 157
3. Les microgranites 157

Page

III. LA PÉRIODE GARDAR 158

IV. ANALYSE STRUCTURALE

Introduction 162

A. L'ANALYSE GÉOMÉTRIQUE 164

1. La région Akuliaruseq—Ivnarssuaq 164
2. La cuvette de Narssarssuaq 167
3. Le dôme d'Asatdlut 168
4. Le synclinal complexe du NE d'Asatdlut 168
5. La zone anticlinale Akuliaruserssuaq—Isaussârssuk 170
6. Les régions NE des fjords 170
7. Conclusions 171

B. ANALYSE CINÉMATIQUE 172

1. Les déformations D_1 et D_2 en relation avec S_2 172
2. Les déformations D_1 et D_2 là où S_2 ne fut pas formé 174
3. Les déformations D_3 181
4. Conclusions générales 184

V. TECTONIQUE CASSANTE

1. Chronologie des systèmes de cassures 186
2. Les diaclases 189
3. Conclusions 190

CONCLUSIONS GÉNÉRALES 191

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE 198

Summary

The Akuliaruseq area, situated between Julianehåb and Nanortalik, is formed of granites (ca. 75% of the area) and gneisses belonging to the Canadian-Greenlandic shield. The geological history is divided into five periods of varying significance.

I. The **pre-Ketilidian** is represented by the basement on which Ketilidian sediments were deposited. This basement was not recognised in the area under consideration, but has been identified to the north-west.

II. The **Ketilidian period** comprises three major events:

a) Deposition of supracrustal rocks. These were later metamrophosed in the amphibolite—?granulite facies and migmatised, so that now they are represented by:–

(top) A considerable thickness of homogeneous amphibolite, probably derived from volcanic rocks.
A mixed suite of rocks of uncertain origin.
Banded—homogeneous quartzites.
Banded biotite-hornblende gneiss in the SW part of the area, and pelitic gneiss (with biotite, muscovite, andalusite, cordierite and
(bottom) sillimanite) in the NE.

b) Intrusion of gabbroic sills. This phase of intrusion, which predates the main deformation, is termed the first period of basic intrusion.

c) Deformation and plutonism. The first phase of deformation resulted in subisoclinal and also overturned folds on NE axes. These were formed under plastic conditions.

The second phase of deformation took place under less plastic conditions, and about NW axes. It resulted in several domes and basins formed mainly in the homogeneous amphibolites.

Granitisation was continuous throughout the deformation though it reached a climax at the end of the first phase. The initial products were granodioritic in composition; successive episodes produced rocks more granitic in composition, ending with granite s. str. Syn-, late- and post-kinematic granites have been distinguished.

III. The **Kuanitic period.** This corresponds to the second period of basic intrusion, which probably took place under anorogenic conditions. During this period two generations of dykes were emplaced, the earlier of which is ultrabasic, the later doleritic.

IV. At the beginning of the **Sanerutian period** the dykes of the second period of basic intrusion were folded, boudinée and granitised. They were competent in relation to the surrounding granites and gneisses which were partially reactivated and deformed but did not become strongly aggressive towards the basic dykes. This Sanerutian reactivation took place under amphibolite facies conditions.

The next phase was characterised by the formation of numerous generations of aplitic and pegmatitic veins and by strong shearing at relatively high temperature.

After the culmination of pegmatitisation came the third period of basic intrusion, during which the intrusion of several generations of dykes of gabbroic to granodioritic composition alternated with, or occasionally was accompanied by, pegmatite development. The country granite did not become sufficiently mobile to vein these dykes. Some of these dykes were emplaced into active shear zones, but the majority were deformed after their emplacement by intermittent movements which caused recrystallisation and the formation of a schistosity in the dykes. The dykes behaved as incompetent bodies in the granites and gneisses. Owing to their close relations in time with plutonic events, these dykes are regarded as late-plutonic, and to some extent they are also syn-kinematic.

At the end of the main phase of Sanerutian reactivation anorthositic rocks were developed, and also allochthonous porphyroblastic granites formed partially by intrusion and partially by replacement. The latter correspond to the Sydprøven granite group of WEGMANN (1938). Later, and after the intrusion of most of the third period basic dykes, a new generation of younger granites of autochthonous character was formed at the base of the homogeneous amphibolite. These granites originated by intense potash metasomatism preceded or accompanied by movements reactivating older structures. Basic dykes intruded these granites but were granitised by a late phase of activity in the granites. Still later dykes cut sharply across these autochthonous granites but were subsequently deformed and recrystallised. The Sanerutian period ended with the emplacement of a few microgranites and the development of hot mylonites.

V. The **Gardar period** is represented by several generations of dolerite dykes and many faults. No metamorphism or plutonism took place during or after this period.

A chronological table is presented on p. 21.

Résumé

La région d'Akuliaruseq située entre Julianehåb et Nanortalik au Groenland méridional est constitutée de granites (env. 75 %) et de gneiss précambriens appartenant au bouclier canadien—groenlandais. L'histoire géologique est divisée en cinq périodes, les périodes pré-kétilidiennes (cette dernière ne fut pas reconnue à Akuliaruseq, mais les roches pré-kétilidiennes constituent en d'autres régions, le socle sur lequel furent déposés les sédiments kétilidiens), kétilidiennes, kuanitiques, sanérutiennes et gardar.

Le **Kétilidien** est caractérisé par deux épisodes successifs:

a) sédimentation et volcanisme de caractère géosynclinal,

b) plutonisme, migmatisation, métamorphisme régional et déformations. Les roches supracrustales sont formées de dépôts argileux, argilo-gréseux et gréseux ainsi que de dépôts volcaniques d'origine douteuse qui constituent le sommet des séries.

Ces roches furent soumises à un métamorphisme de faciès intermédiaire entre les faciès granulitiques et amphibolitiques (?) et furent transformées respectivement en gneiss à deux micas, contenant parfois des minéraux alumineux tels que la sillimanite, andalousite et cordiérite, en gneiss quartzeux, quartzites et amphibolites. D'autres gneiss d'origine supracrustale probable, ne purent être définis avec précision. Des intrusions de sills, probablement de nature gabbroïque, se mirent en place avant les premières phases de déformation. Ils représentent *la première période d'intrusion basique.*

La première phase de déformation, de direction NE, forma des plis sub-isoclinaux parfois légèrement renversés, elle se fit dans un milieu plastique. L'existence d'un « cross folding » lors de cette phase, n'est pas exclue. La seconde phase de déformation, de nature plus rigide que la précédente et de direction NW, occasionna la formation de nombreuses structures en dôme et cuvettes situés principalement dans les séries amphibolitiques.

La granitisation kétilidienne fut continue avec une phase principale d'activité à la fin de la première phase de déformation. Les premières manifestations semblent de nature granodioritique et évoluent plus tard vers des granites sensu stricto. On distingue des granites syn-, tardi-, et postcinématiques.

La période **Kuanitique** est caractérisée par *une seconde période d'intrusion basique*, qui s'est probablement faite sous des conditions anorogéniques. Ces intrusions (AD_2 dans le texte) sont constituées d'une première génération de filons ultrabasiques et d'une seconde génération de filons de nature doléritique probable.

Au début de la période **Sanerutienne**, les filons kuanitiques, ainsi qu'une partie des gneiss furent plissés, boudinés et granitisés. Ils réagirent d'une manière compétente par rapport aux granites et gneiss, ceux-ci furent partiellement réactivés et déformés. Les granites n'accusèrent pas une agressivité très forte vis-à-vis des filons kuanitiques. Les déformations et la remobilisation des granites et gneiss cons-

tituent la phase principale de la réactivation sanérutienne. A cette époque, le métamorphisme correspondait aux conditions du faciès amphibolitique.

Elle fut suivie par la mise en place de nombreuses générations d'aplites-pegmatites dont l'activité va en décroissant avec le temps et par de nombreux cisaillements faits alors que régnaient des températures encore relativement élevées.

Après la phase principale de pegmatitisation, plusieurs générations de filons basiques de nature gabbroïque à granodioritique firent intrusion dans un milieu où le plutonisme était encore actif, mais réduit. Une partie des filons se mirent en place probablement dans des fractures vivantes (intrusion syncinématique), la majorité d'entre eux furent repris après l'intrusion par des mouvements intermittents qui causèrent la recristallisation du filon et la formation d'une schistosité. Les filons réagirent d'une manière incompétente par rapport aux granites et gneiss. Ces filons tardi-plutoniques sanérutiens (AD_3 dans le texte) représentent *la troisième période d'intrusion basique.*

A la fin de la réactivation principale, des granites porphyroblastiques de caractère allochtones, furent mis en place, partiellement par intrusion, partiellement par remplacement. Ils correspondent aux granites de Sydprøven (BRIDGWATER 1963). Après l'intrusion de la majeure partie des filons basiques sanérutiens, une nouvelle génération de granites jeunes de caractère autochtone, se mit en place à la base des séries amphibolitiques. Ils furent formés par une intense recristallisation, suivie d'une forte métasomatose potassique et précédés ou accompagnés de mouvements réactivant les structures anciennes.

Plusieurs filons basiques se mirent en place dans ces granites et furent repris dans les dernières phases de mobilité de ces derniers. Un autre groupe de filons basiques recoupant les granites fut déformé et recristallisé, mais non réactivé. La période sanérutienne se termine par la mise en place de microgranites à caractère intrusif et par la formation de mylonites formées alors que les températures étaient encore relativement élevées.

La période **Gardar**, correspond à l'intrusion de plusieurs générations de dolérites, et est en outre caractérisée par une tectonique cassante très complexe. Lors de cette période, l'activité plutonique et métamorphique fut nulle.

Un tableau chronologique des différents évènements se trouve à la page 21.

PRÉFACE

La réalisation de ce travail s'est faite dans le cadre des recherches entreprises depuis 1955 par le GGU (Grønlands Geologiske Undersøgelse: Service géologique du Groenland) sur la côte SW du Groenland. Il sera inclu aux cartes au 1 : 100.000, feuilles de Julianehåb et de Nanortalik qui seront publiées prochainement.

Le lever de terrain a été fait, pour la partie SW de la presqu'île sur les cartes au 1 : 20.000 du Geodaetisk Institut, København et pour la partie NE sur une esquisse topographique établie à partir de photos aériennes par les soins du GGU. Parallèlement à la cartographie, nous avons relevé de nombreuses mesures de la radioactivité des roches permettant une vue générale quoique approximative de la radioactivité des différentes formations.

Ce travail, fruit de trois années de recherches (1961–1964), fut proposé comme thèse de doctorat à l'Université de Neuchâtel, il est le couronnement de ma vie estudiantine et à ce propos, je tiens vivement à remercier les professeurs et assistants qui ont concouru indirectement à sa réalisation. Ma gratitude va tout particulièrement à M. C. E. Wegmann qui fut mon professeur et directeur de thèse durant les premières années de cette recherche et à M. le Professeur J. P. Schaer qui le remplaça dans cette tâche. A. M. le Professeur D. Aubert, dont l'enthousiasme de chercheur fut souvent un stimulant et à M. le Professeur J. P. Portmann qui m'initia à la géologie du quaternaire je témoigne toute ma reconnaissance.

Mes vifs remerciements vont aussi à MM. les Professeurs M. Vuagnat de l'Université de Genève, A. Berthelsen de l'Université d'Aarhus et J. P. Schaer de l'Université de Neuchâtel qui en tant qu'experts et directeur de thèse ont eu la grande amabilité de corriger ce travail et qui par leur expérience m'ont permis de saisir certains aspects nouveaux auxquels je ne m'étais pas attaché.

C'est grâce au GGU, où les moyens de recherche les plus modernes, allant de l'hélicoptère au spectrographe de masse furent mis à ma disposition, que j'ai pu mener à bien cette tâche, je tiens à en remercier son directeur M. K. Ellitsgaard-Rasmussen ainsi que tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à la réussite de ces trois campagnes.

MM. A. ESCHER, B. WINDLEY, J. ALLAART et J. MULLER, au cours de nombreuses discussions autant sur le terrain qu'à Copenhague m'ont beaucoup aidé par leurs amicales critiques et leurs suggestions, qu'ils en soient particulièrement remerciés.

Mes remerciements vont aussi à MM. S. AYRTON et M. WEIDMANN et S. WATT qui ont eu l'amabilité de me prêter certains résultats de leur cartographie. Ces résultats permettent une meilleure compréhension de la région NE de la presqu'île.

M. le Professeur H. SØRENSEN m'a aidé dans certaines déterminations particulièrement difficiles de minéraux, M. B. I. BORGEN a fait l'analyse chimique de plusieurs échantillons à tous les deux vont mes remerciements ainsi qu'aux dessinateurs et dessinatrices qui ont magnifiquement exécutés les nombreuses planches et à mes trois assistants qui m'accompagnèrent dans les longues et souvent périlleuses courses sur les monts et les glaciers de ce magnifique pays.

Finalement je tiens à témoigner ma profonde gratitude à mes parents et à ma femme qui par leurs encouragements et leur amitié ont rendu lumineuses les heures creuses dont la réalisation d'une telle oeuvre est inévitablement jonchée.

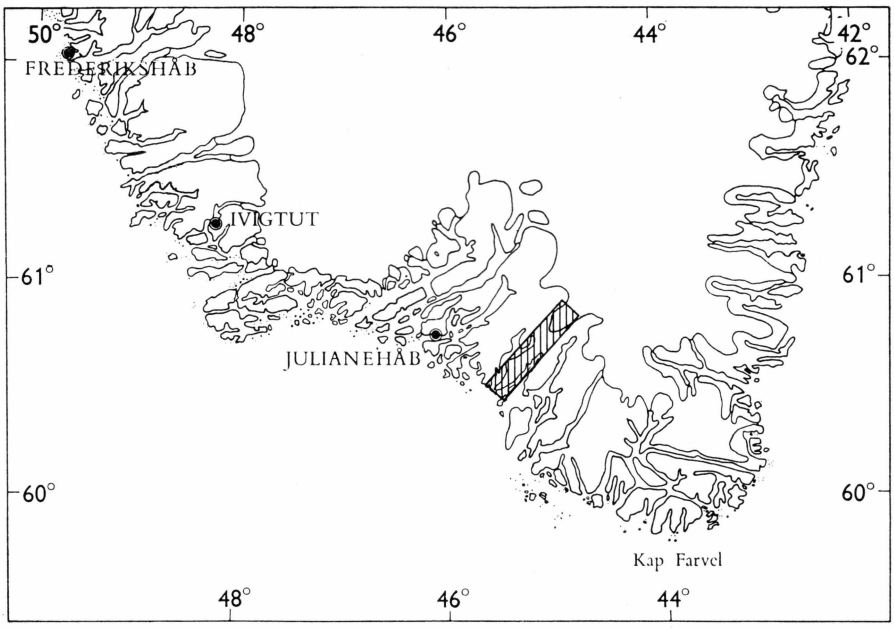


Fig. 1. Carte du Groenland méridional situant la région étudiée (hachures).

INTRODUCTION

1. Situation géographique

La région faisant l'objet de ce travail est située à environ 60°30′ de lat. N et 45° de long. W à 50 km au SE de Julianehåb (fig. 1). Elle comprend la presqu'île d'Akuliaruseq et de son prolongement NE jusqu'à l'inlandsis. Elle est partiellement bordée au NW par les fjords de Lichtenau et de Sioralik et au SE par le fjord d'Ûnartoq. Sa superficie correspond à plus de 500 km² dont 200 km² furent cartographiés en détail (Ech. 1:20.000) et sous la forme d'une reconnaissance rapide faite sur la base d'une esquisse topographique (Pl. 11, Ech. env. 1:40000) établie à partir de photos aériennes.

2. Bref aperçu morphologique

La région se divise en trois zones naturelles:

a) De l'inlandsis jusqu'aux fjords. Elle est constituée de hauts plateaux (entre 1000 et 1800 m) couverts de blocs autochtones déchaussés et de quelques blocs morainiques ne favorisant guère l'observation géologique. Ces plateaux correspondent à une ancienne pénéplaine

antérieure à la formation de l'inlandsis. Cette pénéplaine est recoupée, entre 500 et 800 m d'altitude par une surface d'érosion plus jeune. Des vallées profondes prolongent les fjords et recoupent ces dernières surfaces, elles appartiennent donc aux derniers instants de l'évolution morphologique.

b) La région située à l'entrée des fjords est caractérisée par une morphologie très jeune de style alpin, où l'érosion atteint son maximum d'intensité. Çà et là, des restes de l'ancienne pénéplaine couronnent des pics ou arêtes, ils forment souvent des « tables gigantesques », dont les altitudes se situent entre 1000 et 1500 m. Des surfaces d'érosion plus jeunes, probablement de même âge que les précédentes (voir sous a) se retrouvent aussi entre 500 et 800 m.

c) La région du SW (SW des monts Asatdlut) s'oppose à la précédente par sa morphologie vieillie. Elle est formée de collines ne dépassant guère 600 m couverte de blocs morainiques, d'éboulis et souvent d'une mince couche végétale. On y distingue trois surfaces d'érosion:

La plus ancienne entre 500 et 600 m correspond très probablement aux mêmes surfaces du NE citées ci-dessus. La seconde, située vers 200 m est constamment occupée par de nombreux petits lacs saisonniers. La troisième, d'une altitude maximum de 50 m est constituée par d'anciennes plages marines surélevées. Cette région correspond aux « lowlands » de WEGMANN (1938). Tous les glaciers sont en forte régression. Il en existe quelques rares dans la zone b) mais la plupart occupent la région a). Il existe quatre types de glaciers: Les grands glaciers émissaires de l'inlandsis, les glaciers de plateaux, les glaciers suspendus et les glaciers de cirques situés sur les zones marginales des grandes vallées.

Les conditions d'affleurements sont généralement bonnes sur les côtes de l'extrémité SW de la presqu'île et aux abords des glaciers, par contre, à l'intérieur toutes les roches sont recouvertes de lichens au SW et de matériel d'altération au NE qui rendent l'identification des roches malaisée.

3. Le cadre géologique

La région est constituée essentiellement de granites et de migmatites nébulitiques (75 à 80 %), comprenant des reliques, à des stades de transformations fort avancés, de roches supracrustales et d'amphibolites d'origines diverses.

Elle appartient à la bordure SE des « granites de Julianehåb » (USSING 1912). Ceux-ci forment une unité très étendue allant de Kobberminebugt au fjord de Sermilik. Ils sont bordés, au NW par les séries supracrustales de Kobberminebugt (WATTERSON 1965) et d'Arsuk et par

les gneiss d'Ivigtut, au SE par les séries supracrustales peu granitisées de la région située entre les fjords de Sermilik et de Tasermiut (Escher 1966).

La presqu'île d'Akuliaruseq représente donc une zone de transition, la dernière, en allant vers le NW, où l'on peut encore retrouver une succession lithologique et des reliques de roches supracrustales. Elle fut cependant si transformée par les diverses granitisations qu'il sera souvent nécessaire de recourir aux régions avoisinantes pour choisir parmi les différentes hypothèses possibles.

4. Les travaux antérieurs

L'histoire de la recherche au Groenland méridional peut se diviser en trois étapes:

a) Pendant la période qui s'étend entre 1806 et 1938, les chercheurs essaient d'établir un inventaire pétrographique des différentes roches. Cette période atteint son apogée avec le travail classique d'Ussing (1912) sur les roches alcalines de l'Illímaussaq.

En ce qui concerne notre presqu'île, Giesecke (1806–13) qui fut le premier à faire des observations géologiques au Groenland méridional, est surtout impressionné au cours de plusieurs expéditions, par les sources thermales d'Ûnartoq*, mais ne note rien sur la géologie proprement dite.

La première carte géologique établie par Knutsen et Eberlin (1889) figure la région en granites. Jessen (1896) tente de faire une division chronologique, laquelle sera partiellement reprise par Ussing (1912). Sur sa carte, Jessen distingue des granites jeunes au S de l'île d'Ûnartoq et des granites anciens sur la presqu'île.

b) C'est à Wegmann (1938) que l'on doit la première synthèse structurale du Groenland méridional. Dans son ouvrage fascinant, fruit du travail d'un seul été, il propose une division en trois périodes:

III Gardar
II Kétilidien
I Pré-kétilidien

I. Le pré-kétilidien se retrouve sous la forme de galets de granites, gneiss et schistes dans les conglomérats des séries supracrustales kétilidiennes. L'auteur n'observe pas le socle proprement dit, mais suppose que les gneiss d'Ivigtut sur lesquels reposent les séries supracrustales d'Arsuk (voir ci-dessous) représentent le socle réactivé au cours de la période

* Prochainement nous ferons paraître une publication concernant les sources thermales d'Ûnartoq.

kétilidienne. Cette hypothèse fut réinterprétée par BERTHELSEN (1960a) qui voit dans les gneiss d'Ivigtut une infrastructure fortement granitisée appartenant à la même série de dépôts que les formations supracrustales d'Arsuk.

II. La période kétilidienne est définie par WEGMANN comme un cycle complet (dépôts, plutonisme et déformations, érosion) débutant par le dépôt d'une série supracrustale (groupe de Sermilik) sur laquelle se place une série essentiellement volcanique (groupe d'Arsuk) déposée dans une fosse géosynclinale. Ces séries furent plissées et granitisées donnant ainsi naissance au « granite de Julianehaab » et à ses variétés.

WEGMANN suggère également la possibilité d'établir une subdivision à l'intérieur du Kétilidien en s'aidant des filons basiques. Ces dernières années, les géologues du GGU ont montré que cette proposition devait être retenue.

III. La troisième période: le Gardar, est séparée du Kétilidien par une longue période d'érosion et par le dépôt dans la région d'Igaliko de roches supracrustales de caractère continental et de roches volcaniques (basaltes) ainsi que par l'intrusion de roches alcalines. Dans les régions autres que celle d'Igaliko, le Gardar est représenté par des filons doléritiques. En ce qui concerne la région d'Akuliaruseq, WEGMANN y identifie deux nouveaux granites jeunes: celui d'Asatdlut (1938) et celui de Narssarssuaq (1939) qu'il relie génétiquement au groupe des granites de Sydprøven.

Lors des recherches intensives que fit le GGU dans la région s'étendant entre le fjord de Sermiligârssuk et celui de Tasermiut, deux nouvelles périodes furent identifiées à l'intérieur du cycle kétilidien (BERTHELSEN 1960, ALLAART 1964). On divise actuellement l'évolution de la région de la manière suivante:

V. Gardar
IV. Sanérutien
III. Kuanitique
II. Kétilidien
I. Pré-kétilidien

Le pré-Kétilidien et le Gardar conservent la même signification que WEGMANN leur avait donnée.

Le Kétilidien est restreint à la période de sédimentation et de volcanisme de caractère géosynclinal ainsi qu'au plutonisme, migmatisation, métamorphisme et déformation. Il est séparé de la période sanérutienne par une période d'intrusion de filons basiques en majorité doléritiques (période kuanitique). Le Sanérutien correspond à une période de réactivation des roches cristallines kétilidiennes et à la granitisation,

au métamorphisme et aux déformations des filons basiques kuanitiques. Il est en outre caractérisé par la mise en place de divers granites jeunes et par l'intrusion de filons basiques.

Au Groenland méridional, l'étude des filons basiques fut très précieuse à l'établissement d'une chronologie. Ainsi, on a pu distinguer au cours du Kétilidien et Sanérutien trois périodes d'intrusions basiques séparées l'une de l'autre par des périodes d'activité plutonique (dans le sens de READ 1957) et de métamorphisme. La première période (AD_1 = amphibolites discordantes) correspond à l'intrusion de roches basiques au cours des phases de dépôts et de déformations des roches kétilidiennes. La seconde période (AD_2), d'âge kuanitique a permis de séparer le Kétilidien du Sanérutien. La troisième période AD_3 est d'âge tardi-sanérutien et est séparée des AD_2 par une phase de réactivation principale du début du Sanérutien. Pour situer les différents chapitres de cette étude, nous donnons dans la table 1 un bref résumé de l'histoire géologique de la région d'Akuliaruseq.

5. «Stratigraphie» et structure

La première démarche de l'analyse structurale est de reconnaître la géométrie d'un complexe résultant des déformations qui lui furent imposées en une ou plusieurs phases. Dans les terrains sédimentaires ou métamorphiques peu granitisés, on se sert de deux éléments: les structures planaires et linéaires et surtout les horizons lithologiques différenciés à l'intérieur de la masse des roches.

Dans les régions de migmatites, la continuité des horizons lithologiques repères fait généralement défaut et tout l'édifice géométrique repose sur l'interprétation des éléments structuraux du premier groupe. Pour parvenir à une image réelle des structures, il sera donc nécessaire de mesurer le plus grand nombre possible d'éléments structuraux et de les intégrer sur une carte. On élimine ainsi une grande quantité d'erreurs d'interprétation souvent dues à des généralisations hâtives (WEGMANN 1927, 1929, 1931). Les horizons différenciés reliques qui auparavant ne pouvaient servir de fil conducteur, prennent tout de suite dans ce cadre géométrique leur signification. On peut alors tenter de reconstruire les successions lithologiques.

La presqu'île d'Akuliaruseq est composée d'environ 75 à 80 % de granite et autres roches à affinités granitiques. Les quelques reliques dérivant de roches supracrustales furent intégrées dans un tel canevas structural (voir Pl. 12) et permirent ainsi l'établissement d'une succession lithologique générale très approximative, mais suffisante pour permettre de tenter des corrélations avec les régions moins transformées des environs de Tasermiut (ESCHER 1966). Dans les profils établis, on ne peut

donner qu'un ordre de succession sans prétendre porter de jugement sur l'épaisseur des différentes unités.

IV. Amphibolites d'origine probablement volcanique (entre 500 et 1000 m et peut-être plus).
La base de cette série est constituée d'amphibolites à grains grossiers avec ultrabasites et reliques de roches éruptives (gabbros?) représentant probablement des sills (entre quelques 10 m et 300 m).

III. Epaisse série de gneiss nébulitiques et de granites couronnés souvent par des gneiss oeillés. Dans ces migmatites on retrouve souvent des reliques de gneiss sombres à biotite et amphibole, parfois à muscovite accompagnée de sillimanite et plusieurs reliques de roches rappelant des quartzites transformés. Il s'agissait probablement d'anciennes séries supracrustales acides.

II. Granites et migmatites à grains généralement fin avec nombreuses reliques de quartzites massifs ou rubanés, fortement transformés (entre 50 et 100 m).

I. Au SW de la presqu'île: gneiss sombres et clairs assez bien préservés (entre 200 et 400 m).
Au NE: gneiss à biotite et muscovite, andalousite, cordiérite et parfois sillimanite d'origine pélitique certaine (environ 400 m).

Table 1. *Tableau chronologique des divers événements géologiques de la presqu'île d'Akuliaruseq.*

AGE	DEFORMATION	APLITES, PEGMATITES	GRANITISATIONS	INTRUSIONS BASIQUES	METAMORPHISME DES FILONS	METAMORPHISME REGIONAL
GARDAR	MYLONITES, FAILLES, DECROCHEMENT			Plusieurs générations de DOLERITES		
SANERUTIEN	FRACTURATIONS et MYLONITES					
			MICROGRANITES	AMPHIBOLITES discordantes.	fort	
		APLITES – PEGMATITES ... AP ...	GRANITES JEUNES D'ISORTOQ, NARSSARSSUAQ, ASATDLUT	DIORITES disc. (reactivées localement par les granites)		
	TENSION		?	DIORITES disc.	nul à faible	?
	CISAILLEMENT (localement intense)					
	TENSION			AMPHIBOLITES disc.	moyen à fort	
	TENSION			GABBROS A HORNBLENDE	nul à faible	
	TENSION suivie de CISAILLEMENT ou CISAILLEMENT		? GRANITE JEUNE d'Ømartok	AMPHIBOLITES disc.	fort	?
		AP (nbrx)				
	CISAILLEMENT			ANORTHOSITES		
		AP (nbrx)				
	D_3 PLIS NE (mésoscopiques) BOUDINAGE, CISAILLEMENT		REACTIVATION REGIONALE			Faciès amphib.
KUANITIOQ				AMPHIBOLITES (DOLERITES?) AMPHIBOLITES (ULTRABASITES)		
KETILIDIEN	(?Plis NE mésoscop.?) ...	...	GRANITES POSTCINEMAT.			Faciès amphib. supérieur. ?
	D_2 PLIS NW (méga. mésoscop.)		GRANITES;			
	D_1 PLIS NE (+NW?) méga.. mésoscopiques.	... AP	GRANODIORITES (intense)			
		... (rares)	GRANODIORITES (faible)			
	DEPOTS Roches volcaniques (?) Grès ± purs (?) + minces horisons calcaires Pélite, semi-pélites + horizons gréseux et calcaires (?)			Sills basiques		

Socle: inconnu

I. LES ROCHES KÉTILIDIENNES

A. Les gneiss et les micaschistes

1. Introduction

Comme nous l'avons vu dans l'introduction générale, on peut diviser les roches en plusieurs unités superposées. La base est formée par des gneiss sombres; ils seront étudiés d'abord; ils se divisent en deux groupes géographiquement et pétrographiquement distincts:

— Les gneiss d'Ivnarssuaq au SW de la presqu'île qui ont en moyenne une composition plus basique et une structure plus rubanée que les gneiss du NE.

— Les gneiss d'Isaussârssuk au NE de la presqu'île forment le centre du massif bordé par les fjords d'Ûnartoq et de Sioralik. Ils sont nettement plus alumineux, de composition plus homogène et de structure plus uniforme.

En plus de ces deux unités bien différenciées sur le terrain, on observe dans les granites une quantité innombrable de reliques dont les structures et la composition sont comparables à celles des gneiss sombres, aussi nous n'en ferons pas une étude détaillée. On se référera à la carte géologique (Pl. 10) pour définir leurs positions géographiques.

2. Les gneiss d'Ivnarssuaq

a) Aperçu général

Ces gneiss se concentrent sur la côte SW de la presqu'île entre Akuliaruseq et la région des lacs au NE d'Ivnarssuaq. Ils y forment le coeur d'un anticlinal de direction NE. Au NE d'Ivnarssuaq, ils disparaissent grâce à une brutale plongée axiale, au SE on les retrouve dans les petites Iles situées au large d'Akuliaruseq. L'analyse structurale permet de situer la coupure du plan axial de l'anticlinal et de la topographie au SE des côtes. Cette ligne d'intersection se situe entre les îles d'Îsíneq et la côte, au large du golfe de Tuapait et d'une partie de la côte d'Ivnarssuaq. Donc, dans cette étude, on s'adressera plus particulièrement au flanc SW de l'anticlinal.

b) Classification structurale des gneiss d'Ivnarssuaq

Il est difficile de décrire dans une image cohérente ces gneiss qui ont reçu des empreintes fort diverses (plissements, cisaillements, granitisation syncinématique, post-cinématique . . . etc.). Nous les classerons en plusieurs types structuraux tout en nous rendant compte que notre division est trop schématique.

— gneiss rubanés
— gneiss veinés
— gneiss homogènes
— granites gneissiques.

1) Gneiss rubanés

Ils sont largement représentés dans les îles d'Îsíneq et Îsínêraq, au coeur de l'anticlinal; ils s'opposent aux gneiss veinés qui appartiennent à des séries supérieures. L'alternance de gneiss rubanés avec des gneiss veinés s'observe cependant à la base. On peut distinguer deux types de gneiss rubanés:

— ceux dont les lits présentent des contacts francs entre eux. C'est le type le plus commun (fig. 2, p. 24). La partie sombre contient essentiellement de la biotite et de la hornblende, la partie claire est, soit un granite homogène à grain fin ou moyen, généralement non folié, soit un gneiss de même texture mais plus clair que les horizons sombres. A la limite des deux lits, on observe parfois une mince zone enrichie en minéraux ferro-magnésiens (front basique). A l'intérieur des lits sombres, on constate souvent la présence de petites lentilles de quelques mm ou cm de composition basique à ultrabasique (hornblende) avec parfois un centre plus acide. Ces lentilles (voir ci-dessous) correspondent probablement à des différenciations métamorphiques. Parfois les lits sombres passent longitudinalement à un matérial plus clair, de composition granitique sans changer de texture, indiquant ainsi une feldspathisation de la roche.
L'épaisseur peut être constante le long des lits ou varier considérablement en créant des structures en pinch and swell (Ramberg 1955), de vrais boudins typiques s'observent cependant très rarement. Le gradient de compétence semble n'avoir jamais été très grand mais il est tout de même sensible (Goguel 1952). Les lits clairs granitiques peuvent parfois déborder de leurs cadres et donner naissance à des veines discordantes, déformées et cisaillées parallèlement au plan axial des plis. Le style des plis est similaire ou parallèle, ce dernier est surtout représenté dans ces gneiss rubanés, mais il n'est jamais typique.



Fig. 2. Gneiss rubanés. Les horizons sombres sont constitués essentiellement de biotites, le horizons clairs présentent une composition granitique ou granodioritique. Ile d'Îsíneq.

Les gneiss rubanés à contacts graduels entre lits sombres et lits granitiques ou gneissiques clairs présentent des structures en pinch and swell plus fréquentes mais moins symétriques. Ces gneiss forment un type de transition entre les précédents et les gneiss veinés.

2) Les gneiss veinés

Les structures ne sont pas aussi cohérentes que dans les types précédents. Les lits se contractent et s'enflent (fig. 3). Les contacts entre les lits sont souvent graduels. Le matériel granitique est hétérogranulaire, souvent porphyroblastique, alors qu'à l' affleurement ou à l'échantillon, les minéraux mafitiques ont des dimensions comparables. Au contraire des gneiss rubanés, on n'observe généralement pas d'enrichissement en mafites le long des contacts. Une des caractéristiques frappantes des



Fig. 3. Gneiss veinés avec lentille d'amphibolite d'origine inconnue (AD_1?). NE du golfe de Tuapait.

gneiss veinés est leur mode de plissement qui fait songer à des déformations plastiques s'opposant aux plissements plus réguliers des gneiss rubanés. (voir analyse structurale p. 179). Ajoutons que les gneiss veinés contiennent presque toujours de la muscovite et parfois même de la sillimanite.

3) Gneiss sombres homogènes

En plus de ces deux types bien définis, il existe plusieurs larges bancs (1–5 m) de gneiss sombres homogènes à grain fin, constitués essentiellement de biotite et d'amphiboles, représentant, en fait, de très larges lits homogènes, au sein des gneiss rubanés.

4) Granite gneissique

Un dernier groupe de roches que nous appellerons granites gneissiques se présente en grande quantité dans cette unité. Il s'agit de granites à



Fig. 4. Granites gneissiques clairs avec reliques de gneiss sombres. Presqu'île SW d'Igdlorssuatsiait.

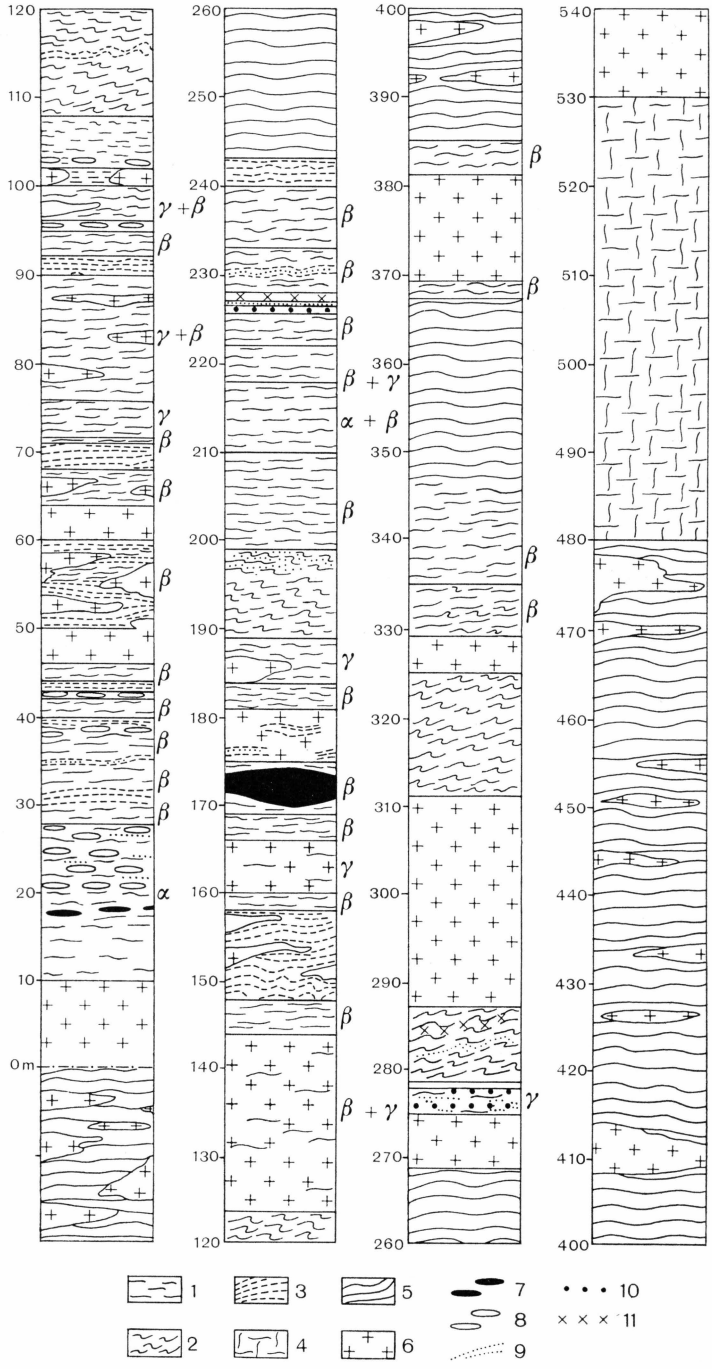
biotite et à hornblendes en proportion variable, caractérisés par une foliation bien marquée. Ils sont généralement plus clairs dans les zones supérieures de l'unité. Souvent ils sont cisaillés obliquement et prennent une structure de wavy gneiss (BERTHELSEN 1960b). Les relations structurales avec les gneiss sombres sont de deux types: concordants, ils sont alors une part du rubanement général; discordants, les gneiss sombres passent longitudinalement aux granites foliés (fig. 4). Ces granites n'ont donc pas une genèse identique. Ils sont très répandus dans toute la presqu'île.

c) Succession lithologique et description pétrographique

Pour rendre plus accessible la compréhension des gneiss d'Ivnarssuaq, nous avons établi un profil lithologique légèrement schématisé. Il a été

Table 2. *Profil lithologique de la série d'Ivnarssuaq (établi au NE du golfe de Tuapait).*

1 = Gneiss sombres à biotite et hornblendes, il en existe trois variétés α, β, γ (voir texte) 2 = Gneiss veinés à muscovite. 3 = Gneiss clairs. 4 = Quartzites massifs transformés. 5 = Granites gneissiques. 6 = Granites et granodiorites. 7 = Lentilles ultrabasiques. 8 = Skarns. 9 = Horizons grenatifères. 10 = Horizons enrichis en magnétites. 11 = Horizons pyriteux.



construit sur la côte d'Ivnarssuaq à l'angle NE du golfe de Tuapait. Selon l'hypothèse structurale, il ne s'adresse qu'à un flanc du pli anticlinal. Les structures sont subverticales, légèrement inclinées vers le SW. Le 0 m correspond à la partie inférieure de la série.

Comme ce profil comprend tous les types principaux de roches, nous avons introduit dans un second alinéa, les observations faites dans d'autres régions de la presqu'île (SE) et les résultats de l'analyse pétrographique (voir table 2).

1) Les gneiss sombres à biotite et hornblende

Les gneiss sombres se divisent en trois variétés.

a) les gneiss α de nature homogène, massifs, durs, de teinte très sombre à noire, parfois rubanés, constituent le 5 % du profil lithologique. Ils se trouvent à plusieurs endroits et apparaissent souvent à l'état de bancs isolés de quelques dm. de large, pouvant se suivre sur de longues distances (50 m) Le boudinage y est fréquent. Ces gneiss présentent diverses variétés pétrographiques dont nous verrons le détail ci-dessous.

Pétrographie

Ce groupe renferme plusieurs types pétrographiques allant de quartzites à hornblendes et grenats à des roches se rapprochant d'amphibolites.

Les quartzites à hornblendes représentent l'une des meilleures reliques sédimentaires trouvées à Ivnarssuaq (fig. 5).

Les minéraux, quartz (jusqu'à 60 %), hornblende (10 à 30 %), grenats (jusqu'à 15 %), plagioclases subordonnés et oxydes de fer sont arrangés en lits. Le grain varie entre 0,2 et 0,5 mm. Le quartz est équigranulaire. Certaines zones recristallisées sont constituées de grandes plages de quartz. D'une manière générale, la texture est granoblastique avec grains de quartz de formes irrégulières, parfois arrondies ou éllipsoïdales. Une pigmentation grise est commune à tous les quartz. Elle s'ordonne parfois en traînées, mais il n'a jamais été possible de retrouver des « anneaux » preuve d'une cristalloblastèse *in situ* (PETTIJOHN 1949). La plupart des quartz semble avoir cristallisé même plusieurs fois. On peut le prouver grâce à d'anciennes fissures caractérisées par des lignes floues composées d'épidotes, séricites et des concentrations d'une pigmentation grise, recoupées par d'autres fissures remplies par un feldspath potassique et suivies par une recristallisation générale.

Les hornblendes présentent parfois une orientation préférentielle. Elles sont de deux types: la première à pléochroïsme fort (z = vert-bleuté, y = vert, x = jaune brun) forme des taches irrégulières à l'intérieur d'une hornblende de type actinolitique à pléochroïsme très faible (x = incolore). Il est certain que l'une dérive de l'autre, sans que l'on puisse indiquer le sens de la réaction. Toutes les deux présentent parfois de vagues lignes du clivage des pyroxènes, laissant présumer l'existence d'un métamorphisme antérieur plus sévère (?). Elles se transforment en pistacite avec formation accessoire de sphène. La réaction est avancée. Les grenats ont une teinte jaune-or, pas aussi intense que dans les skarns (voir plus bas). Ils se transforment en épidote. Les plagioclases sont totalement saussuritisés. Ils sont interstitiels mais peuvent aussi enrichir certains lits.

Ces quartzites sont rares parmi le groupe en question. Elles passent latéralement à des roches de plus en plus sombres.

On y peut distinguer deux grands groupes:

a) évolution vers le type skarn par enrichissement en hornblende, grenats et oxydes de fer que nous décrirons plus bas.

b) évolution vers l'amphibolite et même la hornblendite par enrichissement en plagioclases et hornblendes. Sur le terrain il existe une continuité entre ces deux types.

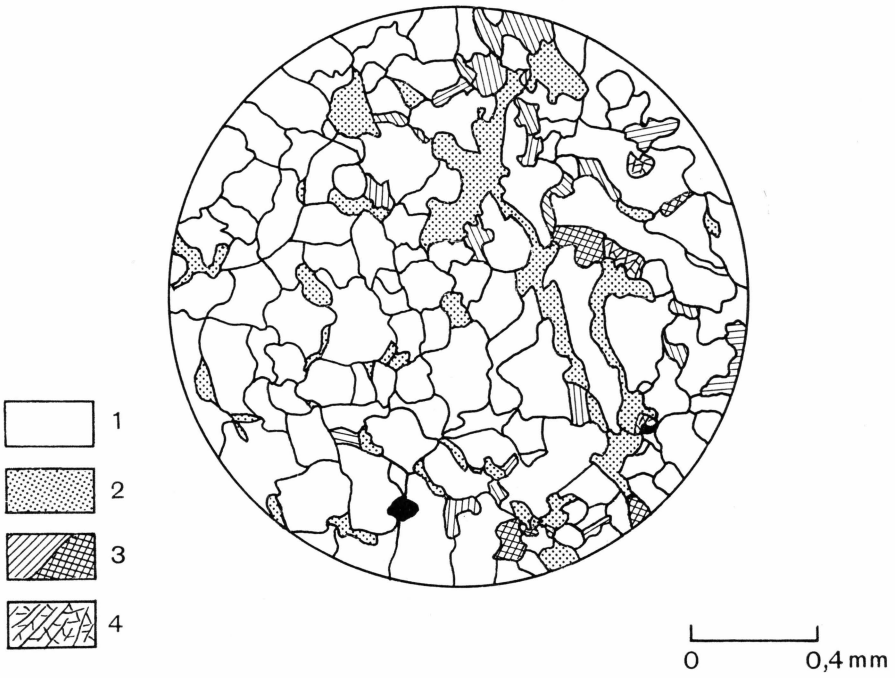


Fig. 5. Quartzite sombre recristallisé avec minéraux sombres interstitiels. 1 = Quartz, 2 = Plagioclases saussuritisés, 3 = Amphiboles, 4 = Epidotes, en noir = Magnétite.

Le passage aux amphibolites se fait de la manière suivante: le plagioclase qui était intersticiel dans les quartzites se concentre de plus en plus en lits, les grenats se raréfient, la hornblende devient plus pléochroïque, on n'observe plus d'amphiboles actinolitiques et la quantité de quartz diminue. Le grain reste identique entre 0,1 et 0,5 mm. La texture est granoblastique à nématoblastique. Il arrive de voir des biotites arrangées diablastiquement sur un fond de hornblendes orientées. La hornblende se transforme généralement en épidote et parfois en biotite, le sphène est dans les deux cas un produit accessoire de la réaction. Une chloritisation sous forme de pennine à biréfringence anormale brune s'observe aussi. Les plagioclases généralement bien maclés sont de composition variable (entre An 40 % et An 70 %). Ils s'altèrent tous en séricite, qui passe à la muscovite. Les biotites primaires ou dérivant d'amphiboles s'altèrent en pennine à teinte de polarisation anormalement bleue (les pennines issues d'hornblendes présentent une teinte brune). On observe un peu d'apatite, de zircon allotriomophe ou hypidiomorphe et du quartz en proportion variable.

En résumé, ce groupe comprend une série de faciès pétrographiques qui passent graduellement des uns aux autres autant sur le terrain qu'au microscope. Les associations extrêmes sont: quartz avec grenats et hornblendes subordonnés; hornblendes (pyroxène ?), grenats, magnétite, avec quartz aubordonnés (ce seront les skarns) et troisièmement, hornblendes, plagioclases avec quartz et biotite subordonnés. Tous ces groupes se transforment en des associations caractérisées par l'épidote et la pennine (faciès métamorphique de plus basse température).

b) Gneiss β. Ils présentent un grain fin, de teinte bleu sombre, rubanés avec du matériel plus clair ou des lits granitiques. Ils se différencient nettement des précédents par leur couleur, leur plus haute teneur en biotite (la plupart ne contiennent pas de hornblende) et une schistosité, nettement marquée. Dans le profil lithologique, ils constituent le 18,5 % des roches. Ces gneiss β sont très fréquents non seulement à Ivnarssuaq, mais dans toute la presqu'île où on les trouve à l'état de reliques dans les granites. Par enrichissement en micas, ils peuvent passer à des gneiss de type veiné. Les lits granitiques présentent presque toujours une structure en pinch and swell. Les fronts basiques y sont plus fréquents que dans tous les autres gneiss. Les contacts entre les lits sont parfois graduels, le plus souvent ils sont francs.

Pétrographie

Composition minéralogique: quartz 4 à 40 %, généralement 15 %, microcline généralement absent, plagioclase 15 à 60 %, généralement 40 %, hornblendes 0 à 20 %, biotite 4 à 40 %, puis par ordre de fréquence décroissant: pistacite, sphène, chlorite, zoïsite, muscovite, oxyde et sulfure de fer, zirzon.

Le microcline n'apparaît que près des zones granitisées, il n'est d'abord qu'interstitiel puis devient porphyroblastique et remplace les plagioclases, il est nettement secondaire dans ces roches. Le plagioclase, variant entre An 30 % et An 70 % est toujours bien mâclé. La saussuritisation n'est pas intense à l'exception des zones proches des veines granitiques où l'altération est toujours forte. Dans les veines granitiques il a une nette tendance à devenir porphyroblastique. Dans les lits sombres comme dans les lits granitiques, on observe des zonages inverses ou normaux. Dans un même cristal, l'écart entre les teneurs extrêmes peut correspondre à des variations de 15 ou 20 % d'anorthite. La biotite brune (verdâtre près des veines granitiques) est contemporaine des hornblendes, ou dérive de ces dernières et contient alors souvent entre les lamelles du sphène en agrégats lenticulaires. Elle est chloritisée près des veines granitiques. Un autre type de chlorite à pléochroïsme très faible et biréfringeance normale est associé à des cataclases tardives. Les hornblendes présentent un pléochroïsme uniforme. Dans l'échantillon GGU 25524, nous avons mesuré $2Vx = 68$, $z \wedge c = 22$ indiquant un rapport Mg/Fe = environ 1 et la présence d'un peu de sodium (WINCHELL 1959). Elles sont généralement instables et se transforment en biotite et épidotes.

L'orthite est rare, le sphène est très commun, très souvent il accompagne les oxydes de fer (ilménite). Le zircon est toujours présent dans ces roches mais en très petite quantité. Les différences essentielles entre ces gneiss et les précédents, à part leurs proportions minéralogiques, sont: une plus grande stabilité des paragenèses pour autant qu'elles ne se trouvent pas au contact de veines granitiques.



Fig. 6. Gneiss sombres, légèrement rubanés, à biotite (variété β). Ils présentent des structures en pinch-and-swell avec du matériel granitique. NE de Tuapait.

c) Gneiss rubanés γ. De couleurs gris-bleu clair à gris-clair, peu ou pas schisteux. Ils représentent un faciès de transition entre les gneiss précédents et les gneiss clairs (voir sous chiffre 3). Ils se différencient des gneiss β par un grain légèrement plus grossier. De petits horizons de grenats minuscules y sont fréquents. Ils constituent le 4 % des roches calculé sur la base du profil. Comme ces gneiss ne se distinguent des précédents que par une diminution des mafites et une présence plus constante de microcline et qu'ils forment un faciès de transition, nous ne les étudierons pas en détail.

2) Les gneiss veinés à deux micas

Leurs teintes est gris-bleu, gris à rose, crème. Ils sont toujours très plissotés et sont constitués de lits granitiques hétérogranulaires et de lits composés essentiellement de biotite et muscovite (fig. 3). Ils constituent le 12 % du profil.

Ces gneiss dans les zones non plissées ont des structures typiques en pinch and swell. Les veines granitiques appartiennent à plusieurs générations, et elles se forment dans les surfaces S_1 et S_2 (parallèles au plan axial). Ces gneiss sont plus fréquents au sommet qu'à la base de la série d'Ivnarssuaq. On en trouve de nombreuses reliques dans toute la région. Il est courant d'observer que la structure veinée est en relation avec la composition plus alumineuse de ces gneiss (GAVELIN 1960, ALLAART 1958). Cette remarque s'applique sans exception à cette région.

Pétrographie

Le grain est hétérogranulaire (0,1 à 2 mm), la texture est granoblastique avec porphyroblastèse de plagioclases et microclines surtout dans les veines acides.

La texture cloisonnée (JUNG 1960) est commune. Les micas forment souvent des îlots dans les veines granitiques, leurs orientations sont obliques, parallèles ou diablastiques par rapport à la foliation. Il en existe plusieurs générations associées aux différentes déformations (voir analyse structurale p. 221).

Les minéraux essentiels sont: quartz = 20 à 50 %, plagioclase (An 10–20) = 15 à 50 %, biotite = jusqu'à 30 %, muscovite jusqu'à 15 %, plus: sillimanite, microcline, chlorite, oxydes de fer, sphène et zircon, et plus rarement épidote.

Le microcline perthitique peut être absent ou enrichir considérablement certains faciès. Il corrode ou est corrodé par les plagioclases. Le quartz libre d'inclusions peut former des concentrations abondantes avec feldspaths interstitiels. Le plagioclase inégalement maclé (albite-pericline) forme parfois des porphyroblastes (5 mm) très fréquemment altérés en saussurite. Les cristaux de plagioclases et de quartz sont souvent allongés parallèment à la foliation et sont probablement syncinématiques, alors que les porphyroblastes de plagioclases ou de microclines semblent post- ou tardi-cinématiques. La biotite brune ou brun roux est associée à la muscovite.

Dans les charnières des plis, elle présente des arrangements polygonaux (VOLL 1959), ou est déformée (cristallisation post ou syncinématique).

La sillimanite bien que rare est pétrogénétiquement intéressante. Dans certaines roches, elle se présente sous la forme d'îlots de fibrolite microplissée (période des plis 0,03 mm) entourée de micas. Ces reliques non recristallisées semblent être contemporaines de la première déformation. Les plis furent ensuite recoupés par des biotites, des muscovites et une seconde génération de sillimanite sous forme d'aiguilles croissant diablastiquement à l'intérieur des micas, plagioclases et quartz dont elles recoupent souvent les contacts. Elles sont évidemment tardives, leur âge kétilidien ou sanérutien n'a pas pu être fixé, ce dernier étant la plus probable. La cordiérite ne s'observe plus que sous la forme de ces produits d'altération.

3) Gneiss clairs

Ces gneiss sont rubanés à grain fin (0,5 à 5 mm) de teinte crème ou rose. Lorsqu'ils contiennent de petits horizons grenatifères, ils prennent une teinte lie de vin. Ces gneiss semblent présenter deux origines:

— Ils seraient le produit du métamorphisme de roches primaires de composition acide, et correspondraient alors à un terme de transition entre les quartiztes rubanés (voir plus bas p. 57) et les gneiss sombres.

— Ils correspondraient à des produits de feldspathisation des gneiss sombres. En effet, à quelques endroits, on les a observés dérivant longitudinalement de gneiss à biotite.

Ils représentent le 7 % des roches de la série d'Ivnarssuaq.

Pétrographie

Le grain est fin (0,1 à 0,5 mm), la texture granoblastique le rubanement se traduit par l'alternance de lits sombres et clairs, par des lits enrichis en quartz et des lits enrichis en microcline. Ceci est bien visible sur les surfaces polies colorées par la méthode de Chayes (1952). Les lits de microcline sont souvent recoupés par d'autres lits de même composition, dont l'origine est en relation avec une déformation tardive.

La composition est semblable à celle d'un granite ou d'une granodiorite, le microcline est généralement rare et interstitiel. Le plagioclase (oligoclase) n'est jamais porphyroblastique et toujours plus ou moins saussuritisé. La biotite verte se chloritise plus rapidement que dans les gneiss précédents. La muscovite, rare, est primaire ou secondaire. La pistacite et le sphène dérivent de hornblendes, celles-ci ne sont que rarement visibles. On observe en outre de l'orthite, de l'apatite, des oxydes de fer et du zircon. Ce dernier présente souvent des grains de forme elliptique et est toujours corrodé.

4) Granites gneissiques

Ils sont homogènes, de grain moyen, contiennent de la biotite et de la hornblende en quantité variable, ils sont généralement clairs. Au sommet de la série d'Ivnarssuaq, ils deviennent très acides. Ils constituent le 25 % du total du profil lithologique.

Pétrographie

La composition varie entre un granite et une granodiorite et parfois même une diorite. La présence de quartz et de microcline est très variable, de 5 à 40 % pour le quartz, le microcline est plus rare. Les plagioclases (An 30 à 40 %) très souvent zonés, toujours bien maclés forment la majorité des minéraux avec la hornblende et la biotite. On observe en outre de la pennine, pistacite, orthite et sphène formant des agrégats allongés, parallèles à la foliation, de l'apatite, du zircon, des oxydes et sulfures de fer. La texture granoblastique à tendance porphyroblastique a été souvent cataclasée, causant une texture en mortier. Cette cataclase s'est faite parallèlement à la foliation; elle déforme certains lits plus que d'autres. Dans ceux-là, le microcline est toujours plus fréquent, la saussuritisation plus intense. Le microcline a cristallisé dans les fentes des plagioclases, il est nettement tardif. La hornblende et la biotite semblent avoir recristallisé après la cataclase, car même dans les zones très déformées elles restent fraîches. La hornblende forme fréquemment des cristaux poecilitiques avec les plagioclases, elle se transforme en épidote, sphène et biotite. La séquence de cristallisation peut s'établir sommairement de la manière suivante:

1) plagioclases, hornblendes, biotites. 2) transformation de la hornblende en épidote, biotite et sphène. 3) porphyroblastèse de plagioclases. 4) cataclases. 5) mobilisation potassique avec formation de microcline. Il est possible que le potassium provienne de la roche elle-même (on observe souvent des plagioclases antiperthitiques). La biotite aurait partiellement recristallisé ainsi que la hornblende. Tardivement, les biotites se seraient transformées en pennine.

5) Quartzites blancs, homogènes, granitisés

La description en sera faite dans un chapitre ci-dessous (p. 52).

6) Granites clairs

Dans les gneiss d'Ivnarssuaq, il existe différentes générations de granites et de veines granitiques, présentant des compositions différentes. La première génération forme des veines concordantes qui contribuent au rubanement de la roche (voir fig. 2, p. 24). En plusieurs endroits, ces veines débordent de leur cadre et donnent naissance à des veines discordantes souvent cisaillées le long du plan axial des premiers plis. Elles sont donc contemporaines ou antérieures à la première déformation (D_1, voir analyse structurale p. 162 et fig. 22, p. 83). Une seconde génération de veines présentant des structures en pinch and swell, totalement concordantes au rubanement sur de longues distances, donnent naissance à des corps lenticulaires de notable dimension, qui peuvent évoluer vers de grandes masses granitiques discordantes. Ces granites recoupent la première génération des veines granitiques (voir ci-dessus) mais sont recoupés par des filons basiques de la période kuanitique. Une troisième génération de veines de même aspect que les deux autres, recoupe les filons kuanitiques (fig. 31, p. 98). Il n'est pas facile à cause de la rareté des filons kuanitiques de préciser l'importance de ces dernières. Il semble cependant, comme on le verra à l'étude de la période sanérutienne (p. 107) qu'elles soient un phénomène assez rare. Sur le terrain, il est assez rare de pouvoir séparer les trois générations. Macroscopiquement, ces veines et lentilles granitiques ont le même aspect: granite clair, homogène, non folié, parfois strié de nombreux schlieren sombres et clairs.

Pétrographie

Au microscope, dans les gneiss rubanés, les veines de la première génération, de grain nettement plus grand que les gneiss encaissants, présentent une texture granoblastique à tendance porphyroblastique. Elles sont essentiellement composées de quartz et plagioclases dont la basicité est identique à celle des plagioclases du gneiss encaissant. Le plagioclase y est toujours plus altéré que dans les gneiss. Il est hypidiomorphe ou allotriomorphe. Les minéraux sombres sont représentés par quelques biotites chloritisées, un peu d'épidote, de sphène et d'oxydes de fer. Le microcline est inexistant ou parfois interstitiel dans les veines bordées par des gneiss sombres, par contre, au contact des gneiss clairs, plus riches en microcline que les gneiss sombres, il est beaucoup plus fréquent. Il présente des contacts corrodés avec le plagioclase et est toujours plus ou moins perthitique. La présence de microcline dans les veines bordées par des gneiss clairs et son absence dans celles qui se situent dans les gneiss sombres pourrait être un argument en faveur d'une différenciation, du moins partielle, des veines granitiques à partir des gneiss encaissants. Nous n'avons malheureusement pas assez d'échantillons pour le prouver. Dans les veines granitiques des gneiss veinés, le microcline est très inégalement réparti. Certaines en contiennent plus du 30 %,

alors que d'autres n'en ont pas du tout. Les veines de la seconde et troisième génération, présentent une pétrographie totalement différente et sont composées essentiellement de microcline. Ces faits sont discutés ci-dessous (p. 39).

7) Lentilles de hornblendite

Les lentilles de hornblendite sont de couleur vert à noir, de 60 cm à 1 m de long, on en a observé une de 5 m de large sur 20 de long. Elles sont composées en presque totalité de hornblendes dont le pléochroïsme est plus faible que celui des hornblendes communes (x = incolore). La biotite semble toujours plus ou moins tardive et se greffe sur les hornblendes. Dans certains cas elle est accompagnée de sphène, orthite, oxydes et sulfures de fer. Le quartz est parfois présent. Ces hornblendites sont très rares, leur origine est énigmatique. Peut-être faut-il y voir des skarns d'un chimisme spécial ou des anciennes intrusions filoniennes péridotiques fragmentées par les déformations ou peut-être des zones d'enrichissement en minéraux sombres (Sørensen 1953).

8) Les lentilles de silicates calciques ou skarns

Ces lentilles qui ont reçu l'empreinte d'un boudinage très brutal, sont composées d'épidotes, hornblendes grenats, pyroxènes, quartz. Certains de ces minéraux se disposent en zones concentriques. Le grenat et le pyroxène en forment généralement le noyau et sont entourés d'une auréole de hornblendes et d'épidotes. L'épidote pure compose généralement le manteau. Les lentilles ont des dimensions et des formes variables, souvent ellipsoïdales avec un grand axe allant de quelques cm à 1,5 m et un petit axe allant jusqu'à 70 cm. Elles se disposent en lits discontinus allant de quelques m à plusieurs décamètres de long. On les trouve surtout à la base de la série d'Ivnarssuaq et dans les quartzites.

Pétrographie

Au microscope, on peut préciser la nature interne de ces lentilles. On distingue deux types structuraux:

a) l'un concentrique avec centre grenatifère contenant des plagioclases calciques et des pyroxènes, un manteau d'épidote et une zone intermédiaire de quartz et oxydes de fer. L'amphibole se greffe au hazard, mais dans de nombreux cas, elle prend place dans la zone intermédiaire.

b) l'autre, rubané; le grenat conserve toujours sa situation centrale, mais le zonage entre les autres minéraux n'est pas aussi caractéristique que dans le premier cas.

Dans les deux cas, la texture est granoblastique. Le grenat a une couleur caractéristique brun-jaune très intense, parfois biréfringent avec 2V petit et positif qui est un caractère de la série de l'ugrandite (Winchell 1959). Nous avons vu que dans les quartzites à hornblendes (p. 28) qui forment une roche de transition entre les quartzites et les skarns, les grenats étaient plus colorés que dans les quartzites et

les gneiss, pas autant cependant que dans les skarns. Il existe donc une nette relation entre la couleur des grenats et la quantité de chaux présente dans ces différentes roches. Les grenats forment généralement des cristaux massifs, mais parfois ils se présentent en textures squelettiques disposées dans une matrice de quartz granoblastique. Ils s'altèrent souvent en épidote. Cette réaction est très fréquemment observée le long de zones cataclasées (fig. 7) précisant ainsi le rôle de « catalyseur » des mouvements, lors de ces transformations.

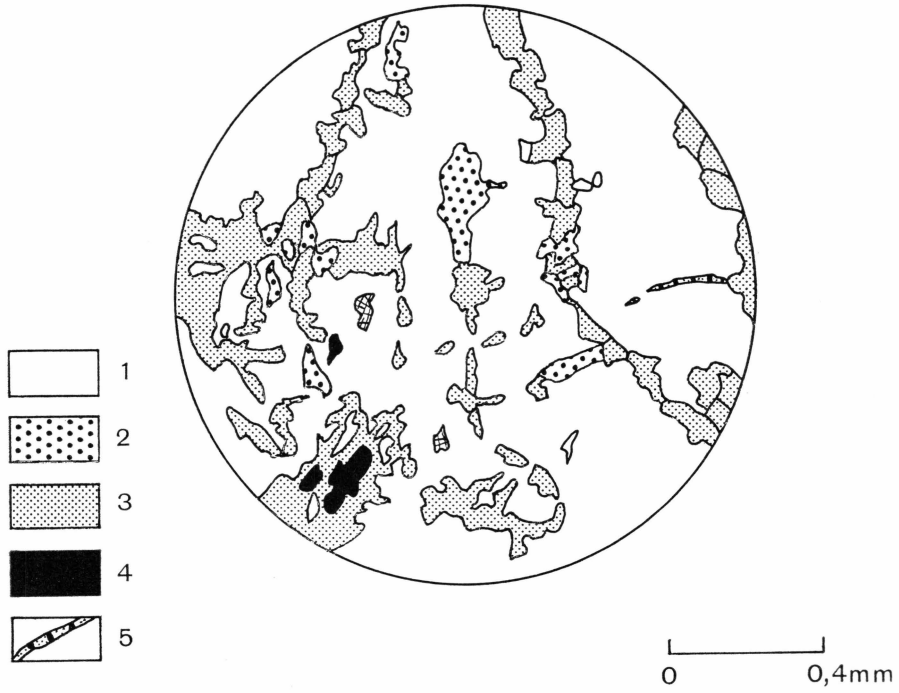


Fig. 7. Dans les skarns: grande plage de grenat (1) se transformant en épidote (3) avec formation de sphène (5), de quartz (2) et de magnétite (4). La transformation s'est faite à la suite d'une cataclase, le long de cassures orientées.

L'amphibole est une variété actinolitique très peu colorée (z = vert-bleuté, y = vert-grisâtre, x = gris-vert pâle). Elle est parfois totalement incolore. Dans la zone du manteau elle prend une teinte plus accentuée, répartie irrégulièrement dans le cristal, dans les zones très externes, elle passe à une hornblende commune. Dans certains types rubanés, on note à côté de l'actinote, l'existence d'une hornblende à pléochroïsme très intense, qui est une pseudomorphose de pyroxène. Bien qu'il n'y ait pas de preuves texturales, il semble que ces deux amphiboles appartiennent à deux temps de cristallisation. Toutes les deux se transforment en épidote.

Le pyroxène est souvent présent, parfois même abondant. Il appartient à la série diopside-augite, est incolore ou très légèrement verdâtre. Parfois il est plus franchement coloré (z = verdâtre, y = verdâtre-pâle, x = jaune-brun) 2V z = 64, z ∧ c = 45 et correspond au type ferrifère de la série diopside-hédenbergite. Il est associé avec un plagioclase calcique et beaucoup d'oxyde de fer. Il se transforme en épidote, l'excès de fer se concentre dans les oxydes qui cristallisent souvent idiomorphiquement. Le plagioclase est calcique (labrador ?). Dans la roche encaissant

les lentilles, le plagioclase est toujours calcique (labrador-andésine). Dans certaines roches, il existe une carbonitisation tardive du sphène, de l'épidote, du grenat, de l'amphibole et des minerais de fer.

D'après les différentes paragenèses, en plus des types structuraux, on peut distinguer deux types pétrographiques extrêmes de skarns: l'un calcique et ferrifère, légèrement sodique, l'autre plus siliceux et moins ferrifère. Ce dernier semble restreint aux zones supérieures du profil, à la base et à l'intérieur des quartzites alors que l'autre semble confiné dans les séries inférieures des gneiss d'Ivnarssuaq.

L'évolution du métamorphisme est rétrograde et se réalise en quatre étapes:

1) elle est représentée par les paragenèses les plus anciennes:—hédenbergite, grenat, plagioclase basique, oxydes de fer, quartz;—grenat, diopside, quartz, oxydes de fer.

2) la seconde étape est caractérisée par l'instabilité du pyroxène passant à de l'amphibole. Cette réaction qui exige un apport de silice explique peut-être la relative stabilité des pyroxènes dans les faciès sans quartz. De même, le grenat se transforme en amphibole uniquement dans les zones où le quartz est présent.

3) Dans le troisième stade, tous les minéraux calciques se transforment en pistacite ferrifère (dans certains cas, elle est accompagnée d'un peu de zoïsite; dans une seule roche, on a observé de l'orthite prismatique presque isotrope).

Accessoirement, on observe la formation de sphène. La transformation presque totale des plagioclases en épidote ne peut se dater par l'étude des textures, mais il est probable qu'elle appartienne à ce stade. Dans plusieurs roches, l'épidote est contemporaine d'une cataclase. Elle constitue presque toujours le manteau des lentilles. Dans la roche encaissante, les minéraux en bordure des lentilles sont toujours fortement allongés. Ces trois remarques indiqueraient que la formation de l'épidote est liée à une phase de déformation. D'après Harker (1950), le grossulaire se transforme rapidement dans un milieu sous contrainte.

4) Dans le quatrième stade, les épidotes, grenats, sphène, amphiboles se transforment en calcite. Cette réaction crée des structures « bréchoïdes » où la calcite joue le rôle de ciment.

L'évolution suivante est caractérisée par des nombreuses cataclases successives (on en compte trois au minimum), où seul le quartz a recristallisé. En dernier lieu, on observe la formation de zéolites (Fig. 7). Ces zéolites cristallisent en veines ou en larges plages. La détermination aux rayons X a permis d'identifier de l'épistilbite et de la chabasie, cette dernière a cristallisé après l'épistilbite dont elle remplit les cassures. L'existence de zéolites à l'exception d'une occurence dans un gneiss

clair et de très rares occurences dans les granites jeunes ainsi que sur les parois de certaines diaclases, est restreinte à ces skarns. Il semble qu'il faille l'expliquer par la formation de vides dûs à la dissolution des carbonates et leur remplissage par des solutions silicatées circulant dans les zones à température et pression basses (WEGMANN, comm. verb.). Elles auraient donc la même origine que les zéolites recouvrant les surfaces de diaclases.

Conclusions

Nous avons insisté sur l'étude de ces skarns premièrement parce qu'ils correspondent à des systèmes fermés très peu « perméables » aux agents métasomatiques et permettent de déduire ainsi avec une bonne approximation, les différentes étapes du métamorphisme.

9) Horizons de grenats

Ce sont des horizons généralement très minces (1 à 2 cm), discontinus, qui s'observent soutout dans les gneiss clairs. Les grenats sont incolores ou très légèrement roses, hypidiomorphes. Le diamètre des grains est très petit. Ils se transforment tous plus ou moins en chlorite ou épidote.

10) Horizons de magnétite

La magnétite de ces horizons ne forme généralement pas plus de 10 % du total de la roche. Elle est souvent accompagnée de petits grenats incolores, de beaucoup de quartz, de biotite et de plagioclases.

Une analyse modale (GGU 25614) donne les proportions suivantes: Quartz: 34 %, plagioclases (An 50): 9,8 %, grenats: 21 %, magnétite: 9,2 %, biotite: 25 %, pistacite: 1 %, plus orthite, pennine, muscovite.

Les petits grains hypidiomorphes de magnétite recristallisent en grandes plages lorsqu'ils sont à proximité de veines granitiques; on n'en trouve jamais dans la veine proprement dite.

11) Horizons pyriteux

A Ivnarssuaq, ces horizons sont plus rares que dans la région NE, mais présentent des traits identiques. Ils forment de longues zones « rouillées » de quelques cm à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et parfois deviennent un trait marquant du paysage.

Ces horizons sont d'excellents témoins des structures prégranitiques (WEGMANN 1938). Ils peuvent parfois être confondus avec des zones de minéralisation dans des fractures plus jeunes. Les sulfures de fer bien que dominant sont toujours associées avec des oxydes de fer. Les sulfures ne représentent cependant que quelques pourcentages du total de la roche, qui est généralement riche en quartz, auquel s'associent en outre de la muscovite, de la biotite, des plagioclases acides et parfois du microcline.

d) Conclusions

Les principaux problèmes qui se posent à propos de ces gneiss, sont les suivants: a) peut-on admettre une origine supracrustale c'est-à-dire correspondant à des roches extrusives ou sédimentaires déposées à la surface de la croûte terrestre?. b) quelle est la genèse des veines granitiques?. à quel moment les veines granitiques se sont-elles formées?. c) quelle fut l'évolution du métamorphisme?.

L'origine supracrustale

Dietrich (1960 a et b) essaie de constituer une classification génétique des gneiss rubanés. Bien que cette classification et les critères qui l'accompagnent soient par nécessité trop théorique, elle permet de poser les problémes clairement.

A Akuliaruseq, l'origine supracrustale est basée sur des faits d'observations structuraux et pétrographiques tels que l'existence et la persistance longitudinale de minces horizons de quartzites sombres peu transformés, la présence de skarns d'origine sédimentaire probable (anciens horizons calcaires ou marno-calcaires?) que l'on retrouve à de nombreux étages de ces séries, et surtout la présence d'horizons de sulfures de fer, pouvant se suivre sur plusieurs kilomètres. Ces faits ajoutés au caractère de la succession lithologique (alternance de gneiss rubanés et de gneiss veinés d'origine pélitique probable (voir Gavelin 1960) parlent nettement en faveur d'une origine primaire des différentes unités et non d'une différenciation secondaire due à des causes tectoniques par exemple. Bien que nous n'ayons pas fait une étude spéciale des zircons, (Poldevaart 1956), leur examen microscopique montre que leur morphologie (formes émoussées, corrodées, mais toujours plus ou moins allongées) doit être relié à une origine détritique des roches.

Chacune de ces observations prise en elle-même n'est qu'un indice, mais prise en un tout, elle constitue certainement une preuve valable.

Les veines granitiques

Au cours de ce chapitre, nous avons montré que le rubanement était causé, d'une part par les variations latérales de la composition, structure et couleur des gneiss et d'autre part par l'existence de veines granitiques claires s'intercalant dans ceux-ci. Dans le premier cas, la nature primaire du rubanement, c'est à dire synchrone du dépôt des séries, semble pouvoir être admise; par contre, l'origine des veines granitiques est beaucoup plus difficile à préciser. Il n'est que de se référer à la littérature sur le sujet pour saisir la complexité de ce problème (Dietrich 1960 a et b, Loberg 1963, Lundegärdh 1960, Ljunggren 1957, Gavelin 1960, Wegmann et Krank 1931).

Les veines granitiques de ces gneiss appartiennent au minimum à trois générations. Elles ont en général toutes le même aspect macroscopique, mais pas nécessairement la même pétrographie. Les veines de la première génération sont moins potassiques que celles des deuxième et troisième générations; elles présentent plus facilement des fronts basiques que les deux dernières générations. De plus, dans quelques cas, on a pu démontrer que la nature pétrographique des veines était en relation avec celle de la roche encaissante.

Il existe théoriquement 5 origines possibles de ces veines:

1) métamorphisme d'horizons primaires de composition analogue à celle d'un granite (arkoses par exemple).
2) différenciation métamorphique in situ.
3) anatexie différentielle.
4) apport magmatique.
5) apport métasomatique.

Il ne semble pas possible que dans une région où des granitisations et remobilisations successives transforment profondément les roches, de choisir l'une ou l'autre de ces origines. Dans le cas des veines de la première génération, on pourrait expliquer leur existence par une origine primaire (possibilité 1); dans les endroits où ces veines deviennent discordantes et sont cisaillées, on pourrait évoquer un métasomatisme, à partir des veines primaires, dans des cassures formées en cours de déformation (GAVELIN 1960) ou leur anatexie partielle. Si l'on admet les conclusions de LJUNGGREN (1957), on sera tenté d'expliquer les veines de la première génération par des différenciations métamorphiques. Mais les fronts basiques qui justifient une telle hypothèse pourraient aussi s'expliquer par des réajustements chimiques au cours des granitisations postérieures.

La seconde génération, si l'on admet un mécanisme de différenciation pour la première, nécessiterait un apport potassique éloigné, puisque les deux se forment dans les mêmes gneiss et dans des conditions de mobilité plus ou moins équivalentes. Mais cet argument n'est plus d'aucune valeur si une origine primaire est maintenue pour la première génération.

On voit à ces quelques remarques que ces problèmes sont presque insolubles. Ce que l'on peut assurer, c'est une origine polygénétique des veines et par conséquent du rubanement.

Conclusions à l'étude pétrographique

On a pu diviser la série d'Ivnarssuaq en trois groupes de roches importants: gneiss rubanés à biotite, gneiss veinés et granites gneissiques caractérisés par les associations suivantes:

a) quartz, plagioclase, biotite (hornblende),
b) quartz, plagioclase, microcline, biotite, muscovite (sillimanite),
c) quartz, plagioclase, hornblende, biotite.

Les autres roches forment des catégories moins fréquentes: gneiss clairs, quartzites sombres, amphibolites, présentant respectivement les paragénèses suivantes:

d) quartz, plagioclase, microcline, biotite (muscovite et grenats),
e) quartz, grenats, hornblende (actinote),
f) quartz, plagioclase, hornblende (biotite).

Les associations a), b), c), f), correspondent au faciès cornéenne à hornblende (Turner et Verhoogen 1960) et d), e), au faciès amphibolite à almandin, subfaciès: sillimanite—almandin—orthoclase, c'est-à-dire aux conditions moyennes et extrêmes du faciès amphibolitique.

On remarquera qu'une partie de ces paragenèses sont rangées dans un faciès classé dans la catégorie du métamorphisme de contact, alors que plusieurs autres le sont dans celle du métamorphisme régional. Cela tient d'une part à la définition trop arbitraire entre ces deux types de métamorphisme qui se recouvrent et aux nombreuses granitisations ayant suivi le métamorphisme régional.

Tous les assemblages ne sont pas stables, les principales transformations sont:

— transformation de la hornblende en épidote, biotite, sphène, (calcite)
— transformation des grenats en épidote et chlorite
— chloritisation de la biotite (Pennine à teinte de polarisation anormale bleu-violacé)
— chloritisation (rare) des hornblendes
— saussuritisation des plagioclases.

Toutes ces réactions créent de nouvelles associations stables sous un degré de métamorphisme inférieur à celui des associations précédentes. Il existe donc une rétromorphose générale. Elle n'est cependant pas uniquement contrôlée par les facteurs physiques (série de transformations isochimiques), mais semble être étroitement associée à la circulation des solutions nouvelles dans les roches.

Plusieurs cas peuvent illustrer ce fait. Les granites gneissiques à hornblende par exemple, subissent une altération de leurs hornblendes et plagioclases uniquement aux endroits où un métasomatisme de potassium peut être démontré. Un autre cas analogue s'observe dans les gneiss veinés: La biotite ne se transforme en pennine que dans les cas où le microcline est absent. On peut donc affirmer que le métasomatisme est un facteur favorisant le rétromorphisme.

Nous avons vu que le métasomatisme où le potassium joue un rôle important, est presque toujours postérieur à une cataclase comme on peut le voir dans les échantillons où le rubanement dû au microcline est surimposé aux anciennes structures et dans les textures où la cristallisation du microcline apparaît dans les fissures de presque tous les autres minéraux. Ce métasomatisme doit certainement être relié à la période de réactivation sanérutienne ou aux derniers instants de cette même période.

Les variations de la basicité des plagioclases (An 20 à 70 %) permet de formuler certaines conclusions à propos du métamorphisme.

Suivant la plupart des auteurs (BECKE cité par BARTH 1936), (HARKER 1950, RAMBERG 1952), la basicité des plagioclases doit suivre parallèlement les fluctuations du métamorphisme. BARTH (1936) a montré par contre que les plagioclases ont un contenu en anorthite variant entre 0 et 90 % dans un même faciès métamorphique, ceux-ci présentent des structures zonées normalement. Dans le cas qui nous occupe, les plagioclases présentent des zonages normaux ou inverses selon les échantillons, les deux types ne furent jamais observés dans une même coupe mince.

A Akuliaruseq, la basicité des plagioclases dépend surtout de la composition globale de la roche (très basiques dans les skarns ou les amphibolites, acides dans les gneiss veinés, gneiss clairs . . . etc), (voir fig. 10). Il est clair qu'une telle variation met en évidence le défaut ou l'excès de Ca dans ces roches. Ceci nous amène à penser que les reliques de plagioclases dont le pourcentage en anorthite est égal à 70 sont les rares témoins d'un métamorphisme élevé qu'il faut placer entre le faciès amphibolitique et le faciès granulitique.

L'origine des gneiss d'Ivnarssuaq

L'origine des quartzites sombres et des skarns semble être suffisamment claire. Ce que nous avons décrit comme quartzites sombres, se classeraient, selon PETTIJOHN (1957), dans la catégorie des « subgraywakes » (moins de 75 % de quartz) qui, d'après lui, sont souvent caractérisés par la présence d'une composante calcaire. Il ajoute, d'autre part, que l'intercalation de lits plus ou moins argileux est aussi un trait marquant de telles roches. Si tel était le cas, il faudrait supposer que les « subgraywackes » ne formeraient que des lits assez restreints au milieu de séries plus argileuses et marneuses (amphibolites et gneiss à biotite). Le passage de ces « subgraywakes » aux skarns est un argument de plus prouvant l'origine sédimentaire de ces derniers. L'origine des gneiss veinés se trouve très probablement dans des sédiments plus ou moins argileux, tandis que les gneiss à biotite, gneiss clairs et granites gneissiques ne peuvent pas se ranger dans une catégorie bien définie.

3. Les gneiss d'Isaussârssuk

a) Aperçu général

Ces gneiss affleurent au NE de la presqu'île entre la baie de Puiátukulôq et la région du sommet d'Isaussârssuk. Ils forment un 8 très allongé, non complètement fermé à la hauteur des glaciers de Kugssuaq. Cette forme en 8 correspond à un anticlinal à flancs très redressés plongeant à la verticale au lac 40 m (baie de Puiátukulôq), un plongement moins accentué fait disparaître ces gneiss au NE d'Isaussârssuk. La partie centrale est bordéé de part et d'autre par des horizons de gneiss reliques. Les contacts de ces gneiss sont concordants par rapport aux mégastructures, mais discordants (contacts de granitisation) à l'affleurement.

b) Classification structurale

D'une manière générale, si on oppose ces gneiss à ceux d'Ivnarssuaq, on est surpris par leur caractère homogène; et si l'on fait abstraction du matériel granitique, ils devraient représenter une très large série monotone. Le type de gneiss rubané est beaucoup moins fréquent qu'au SW de la presqu'île et restreint à la boucle SW du 8 (région d'Akuliaruserssuaq) Dans la région proprement dite d'Isaussârssuk on ne le note presque pas. En tenant compte du matériel granitique, ces roches se classent dans la catégorie des gneiss veinés (Fig. 9).

c) Description

L'étude de ces gneiss se divisera en trois parties (voir Pl. 10):

1) celle des gneiss d'Akuliaruserssuaq, comprenant la fermeture SW du 8 jusqu'à l'étranglement central.
2) celle de la région du lac 980 m au SW d'Isaussârssuk.
3) celle de la région d'Isaussârssuk proprement dite.

1) Les gneiss d'Akuliaruserssuaq

Ce sont les plus diversifiés. On peut les diviser en trois associations paragénétiques différentes:

— biotite, hornblende
— biotite, (muscovite), (grenats)
— biotite, grenats, andalousite, cordiérite.

a. Gneiss à biotite et hornblende

Ces gneiss sont rares. Leur couleur est gris-sombre, parfois légèrement verte. Les lits sombres alternent avec des lits granitiques de quelques mm à quelques cm d'épaisseur. Les contacts entre les deux composantes sont généralement francs.

Pétrographie

La texture de la partie sombre est lépido- à nématoblastique. La hornblende et la biotite forment des intercroissances parallèles intimes, les deux minéraux semblent avoir cristallisé simultanément. Les plagioclases et le quartz présentent parfois des formes très allongées, parallèles à la foliation. Dans ce cas, ils semblent avoir cristallisé en même temps que les mafites.

Les veines granitiques, lorsqu'elles sont épaisses, présentent des textures granoblastiques, mais lorsqu'elles se réduisent à de minces horizons, le quartz et les plagioclases y présentent aussi un allongement très marqué.

La basicité du plagioclase (An 50–55 %) est la même dans les veines granitiques et dans les horizons sombres. Le plagioclase est faiblement altéré. Parfois il recristallise dans les cassures des hornblendes. Le pléochroïsme de ces dernières est moins intense que celui des hornblendes d'Ivnarssuaq. Ces caractéristiques optiques sont cependant les mêmes ($2V\,x = 68$, $z \wedge c = 22$). A de très rares endroits, la hornblende devient porphyroblastique et déforme les lits. Elle est certainement postcinématique. La biotite brun-roux forme souvent deux générations: La première synchrone du premier plissement NE cristallise parallèlement à la foliation, la seconde synchrone de la deuxième déformation cristallise dans les plans axiaux de cette dernière.

On observe en outre un peu d'épidote, sphène et oxydes de fer. Tous les minéraux sont stables à l'exclusion de certaines biotites dans les veines granitiques. Ces dernières se composent d'environ 50 % de quartz, 45 % de plagioclases et 2 à 5 % de biotite.

b. Gneiss à biotite et à deux micas

Ces deux groupes forment la majorité des gneiss de cette zone. Les gneiss à deux micas semblent être plus importants que les gneiss à biotite. Ils alternent l'un et l'autre.

Pétrographie

Le grain est fin (0,1–0,2 mm), la texture granoblastique à lépidoblastique. Le plagioclase (An 35–45 %) est quelquefois mâclé, toujours très frais, allotriomorphe. Il est marqué parfois par une élongation parallèle à la foliation S_2 (S_2 correspond à la schistosité axiale du premier pli). Il existe jusqu'à trois générations de biotite respectivement synchrone des différentes déformations (voir analyse structurale p. 183). La biotite est brun-roux, parfois légèrement verdâtre. On trouve en outre des traces de pistacite, orthite, sphène, oxydes de fer et zircon. L'aspect extérieur des gneiss à deux micas diffère peu des précédents.

Ils présentent parfois une teinte ocre due à leur contenu en sulfures et oxydes de fer souvent plus marquée. La biotite et la muscovite croissent dans des mêmes lits ou alternent en horizons séparés. Le pourcentage de plagioclase varie entre 35 et 3 %, faisant ainsi passer ses gneiss dans la classe des micaschistes. Le contenu en anorthite (8–20 %) est nettement plus faible que dans les gneiss à biotite. Les plagioclases forment souvent des porphyroblastes allotriomorphes. Dans un cas, nous avons observé du microcline sous la forme d'antiperthite (Pl. 1, fig. 1). Celle-ci existe sous la forme de deux générations: la première présente une orientation oblique par rapport au réseau du plagioclase, la seconde lui est parallèle, toutes les deux sont inclues au centre d'un porphyroblaste. Il s'agit donc bien d'un remplacement de microcline par le plagioclase. La muscovite peut former le 50 % de la roche. Quelques échantillons contiennent en outre des grenats.

c. Gneiss à biotite, andalousite, cordiérite, grenats

Ces roches forment des bancs de 0,5 à 1 m d'épaisseur dans les gneiss micacés. Ils présentent un léger rubanement uniquement perceptible sur les affleurements altérés. La couleur brun-rouille est caractéristique et est due à une forte teneur en oxydes et sulfures de fer.

Pétrographie

La texture est granoblastique, les mafites sont mal orientés, conséquence d'une cristallisation tardive du plagioclase, qui repousse les minéraux sur ses bords. Le grain est fin (0,3–0,6 mm). Les minéraux blancs, plus la biotite forment le 70 à 80 % de la roche. Les autres minéraux par ordre de fréquence décroissant sont: andalousite, cordiérite, grenats, magnétite, pyrite, limonite, chlorite, sphène apatite, zircon. Le, plagioclase (An 10–15 %), de forme arrondie, maclé, est toujours frais. La biotite présente un pléochroïsme très intense avec z = brun-orange, c'est un type très ferrifère (annite, WINCHELL 1959). Parfois elle se transforme en pennine. L'andalousite est porphyroblastique à texture poecilitique et contient de nombreuses inclusions de quartz, elle n'est pas pléochroïque. Elle est de cristallisation postcinématique, probablement après D_1. La cordiérite forme aussi de grands porphyroblastes poecilitiques. Ces produits de transformation sont divers. Elle est caractérisée par une fine pigmentation grise et sillonnée de fines veinules rouge-orange. Des anneaux pléochroïques n'ont pas pu être observés. Comme l'andalousite, elle est tardive. Les grenats sont rares, incolores à légèrement rosés. La magnétite est fréquente et contient souvent des noyaux de pyrite. Elle est hypidiomorphe et se transforme en limonite. Tous les minéraux ont cristallisé après les mouvements principaux, cela est démontré par les orientations diverses des biotites et par les textures porphyroblastiques.

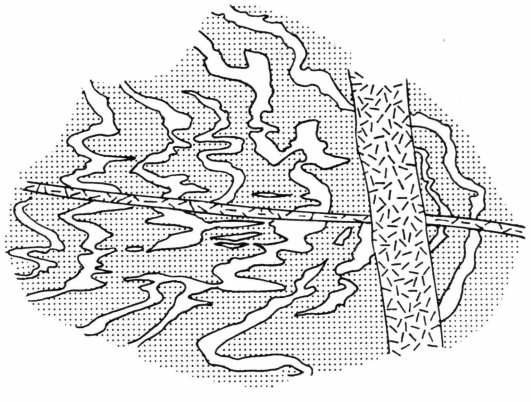


Fig. 8. Dans les gneiss à biotite: veines granitiques syncinématiques cisaillées dans les plans axiaux des plis de la première génération (D_1). Les gneiss et les veines sont recoupés par des veines appartenant à deux générations de pegmatite. Ech. 1: 10. N d'Akuliaruserssuaq.

d. Les veines granitiques

Les veines granitiques appartiennent à deux générations: l'une parallèle à la première foliation S_1, l'autre parallèle à S_2. Structuralement, le passage de la première à la seconde a pu être observé (fig. 8).



Fig. 9. Gneiss veinés à deux micas, fortement plissés, avec veines granitiques syncinématiques. Celles-ci sont très irrégulières et présentent de nonbreuses structures en pinch-and-swell. NE d'Akuliaruserssuaq.

Dans les gneiss à hornblende et à andalousite, les veines forment un nouveau rubanement. Dans les autres gneiss, elles sont souvent réduites à des lentilles en « flamme ». Souvent, les veines « s'enflent » très fortement (fig. 9).

Pétrographie

Les veines sont composées de quartz et de plagioclases en quantité variable, avec rares biotites qui se chloritisent et un peu d'épidote, apatite, zircon et parfois de muscovite. Le plagioclase, de même composition que celui de la roche encaissante, présente encore souvent des formes allongées en amande, indiquant une cristallisation syncinématique, (HARKER 1950). Toutes les veines ont subi une cataclase suivie de recristallisation. Lorsque celle-ci est forte, on peut souvent observer du microcline antiperthitique ou interstitiel indiquant une microclinisation tardive. On arrive donc ici aussi aux mêmes conclusions que dans les gneiss d'Ivnarssuaq.

2) Les gneiss du lac 980

Dans cette région, les gneiss sont beaucoup plus homogènes que dans la précédente, bien qu'ils appartiennent au même horizon structural. Il existe cependant encore des alternances de roches plus claires et plus sombres, mais les passages sont très graduels. Les gneiss apparaissent en grandes agmatites, souvent anguleuses, dans un granite homogène clair à grain fin ou moyen.

Ces gneiss alternent parfois avec des bancs d'amphibolites concordantes d'origine mal définie (dépôts primaires, sills, ou filons basiques post-kétilidiens ?).

Pétrographie

La texture est lépidoblastique à diablastique, la biotite et la muscovite sont toujours très étroitement associées. Dans les micaschistes, les quartz se concentrent en lits, tandis que dans les gneiss et les schistes feldspathiques, les minéraux clairs forment des veines, lentilles ou sont statistiquement distribués. Dans presque toutes les roches, on observe des agrégats lenticulaires composés de minuscules cristaux de muscovite (0,01–0,1 mm) accompagnés de biotite. Leur forme est lenticulaire, en amande, de 0,5 à 1 cm de long ou en rubans de 1 ou 2 cm. Dans les petits plis, ces lentilles tournent autour des charnières, parfois, mais ceci est rare, elles recoupent les plis. Sur les bordures des lentilles, la muscovite recristallise en cristaux plus grands. (A Isaussârssuk, l'andalousite se transforme parfois en agrégats de muscovite). Il se pourrait donc que ces agrégats présentent une origine analogue.

La muscovite et la biotite brune ont des dimensions inégales suivant les échantillons (0,2 à 0,8 mm). La muscovite est généralement plus abondante que la biotite. Le plagioclase (An 5 à 30 %) est parfois zoné. Il cristallise couvent sous la forme de porphyroblastes conservant à l'intérieur les anciens lits micacés plus ou moins clairsemés, il remplace aussi les agrégats de muscovite et leur est donc postérieur. Il est nécessairement tardi. ou post-cinématique (en tout cas postérieur à D_1), il ne présente jamais de macles. Un autre type de plagioclase, mieux maclé, de diamètre plus grand, presque toujours accompagné de quartz, se forme dans les veines claires. La texture y est granoblastique, hétérométrique, parfois porphyroblastique. Ces derniers plagioclases, au contraire des précédents, chassent les micas sur leur bordure. Ces veines claires sont parallèles à S_1, mais recoupent parfois certains petits plis. Elles sont donc d'âge syncinématique, mais se sont formées après une première phase de déformation lors du plissement D_1. Ces veines sont recoupées par des granites postcinématiques, dans lesquels « baignent » les grandes agmatites de gneiss.

3) La région proprement dite d'Isaussârssuk

A côté des gneiss et des schistes identiques à ceux décrits dans le précédent paragraphe, on trouve de nombreux micaschistes quartzeux à andalousites avec présence accessoire de sillimanite. La couleur est rouge brique à lie de vin. Les andalousites bleutées restent en relief dans la roche altérée. Comme précédemment, ces micashistes peuvent passer à des gneiss.

Pétrographie

La composition moyenne est la suivante: quartz = 10 à 30 %, oligoclase = 5 à 15 %, biotite brune = 30 à 40 %, muscovite = 2 à 20 %, andalousite = 2 à 30 %, plus sillimanite, chlorite, oxydes de fer et zircon.

L'andalousite est incolore à grise, à peine pléochroïque. Elle forme de très grands porphyroblastes (plus de 5 mm) recoupant la foliation ou de très longs cristaux arrangés parallèlement à cette dernière. Elle contient de nombreuses inclusions de quartz, biotite, oxydes de fer, parfois orientés. Les oxydes dessinent parfois des contours d'anciens cristaux (biotite ?) ou de petits plis qui pourraient être des plis reliques. L'âge de l'andalousite n'a pas pu être fixé avec certitude. Elle semble avoir pseudomorphosé d'anciennes structures plissées et recoupe nettement la foliation. Elle serait donc tardi. ou postcinématique, mais la relation avec les phases de déformation régionale n'a pas pu être trouvée à cause des trop grandes complications tectoniques de cette région. Un âge intermédiaire entre D_1 et D_2 nous semble probable. Les plagioclases qui ont cristallisé postérieurement à une cataclase, contiennent de nombreuses inclusions de sillimanite en aiguilles et de micas.

L'andalousite se transforme en muscovite; cette réaction débute sur les bords ou dans les cassures des cristaux. On observe aussi parfois des minéraux énigmatiques pouvant éventuellement provenir de cordiérite.

4) Conclusions

Les gneiss de la région du lac 980 m et d'Isaussârssuk proprement dite sont caractérisés par une haute teneur en alumine qui s'exprime par l'abondance de muscovite et d'andalousite. Ceci ne laisse donc aucun doute quant à l'origine argileuse de ces gneiss.

Comparée à la région d'Isaussârssuk, celle d'Akuliaruserssuaq est plus basique avec moins de muscovite et plus de plagioclases dont la basicité est plus grande. Des minéraux alumineux (andalousite, cordiérite) apparaissent cependant encore à quelques endroits.

A l'exception de l'andalousite qui se transforme en muscovite et de la chloritisation des biotites (cette dernière est restreinte aux veines granitiques), tous les minéraux sont non transformés.

4. Autres affleurements de gneiss de moindre importance

Région NE

En dehors de la zone des gneiss décrite ci-dessus, on observe d'autres affleurements en reliques dans les granites disposés de part et d'autre du 8. La plupart ont une pétrographie analogue à ceux d'Akuliaruserssuaq-Isaussârssuk, à l'exception des zones les plus externes, en contact avec les gneiss oeillés, au sommet de la falaise dominant le fjord d'Ûnartoq (Pl. 1), qui sont représentés par des gneiss à biotite et hornblende (l'hornblende se transforme en biotite, épidote et sphène). Sur l'autre flanc du massif (fjord de Sioralik), on a aussi retrouvé de tels gneiss, laissant ainsi supposer l'existence d'une série plus basique à la limite inférieure des gneiss oeillés et des amphibolites (voir p. 20).

Région d'Asatdlut

Malgré la très grande pauvreté d'affleurements de ce massif, il a été possible de cartographier un large horizon de gneiss très continu qui affleure dans les falaises (voir Pl. 10). Ce sont des gneiss rubanés à biotite (plagioclase: An 35–45 %), contenant un peu de microcline et très souvent de la hornblende instable et de l'épidote.

Tous ces minéraux se sont formés le long de surfaces S_2, seule la biotite apparaît comme reliques recristallisées in situ des anciennes surfaces S_1. (Pl. 8, fig. 1, voir aussi: analyse structurale p. 173).

Sur l'arête SE du sommet 1085 m, on retrouve des gneiss veinés à deux micas alternant avec des gneiss rubanés à biotite et hornblende qui sont structuralement inférieurs à la zone des gneiss entourant la massif.

Région du SW

Parallèlement à la série d'Ivnarssuaq. Comme les affleurements sont très mauvais, il est difficile de se faire une idée des relations existant entre ces diverses occurences. Nous ne les décrirons point ici.

5. Conclusions à l'étude des gneiss d'Isaussârssuk

Le métamorphisme de la période kétilidienne

Une étude du métamorphisme par rapport aux différentes déformations n'a pas pu être faite avec rigueur.

L'étude des skarns nous renseigne sur l'évolution décroissante du métamorphisme depuis la limite entre faciès granulitique et amphibolitique jusqu'au faciès épidote-amphibolite, mais ne fixe pas l'âge de ces divers stades. La présence de sillimanite relique d'âge D_1 et la présence d'andalousite et cordiérite d'âge postérieur à D_1 indiquerait l'existence d'une diminution des pressions après D_1, on passerait ainsi du faciès amphibolitique supérieur c'est-à-dire intense au faciès amphibolitique moyen ou inférieur.

L'âge de l'andalousite et de la cordiérite n'a cependant pas pu être fixé avec précision. Il est tardif ou postérieur à la dernière déformation locale dans la région d'Isaussârssuk. Comme les déformations D_2 et D_3 furent très irrégulièrement distribuées (voir analyse structurale p. 184), il se pourrait que la cristallisation de l'andalousite soit de n'importe quel âge postérieur à D_1. A Isaussârssuk et au lac 980, la transformation des paragenèses: plagioclase, andalousite, biotite à plagioclase, muscovite. biotite indique un apport de potasse qui a pu se faire aussi bien au Kétilidien qu'au Sanérutien. Donc s'il est possible de reconnaître des conditions de métamorphisme intense au début des plissements kétili-

diens, il n'est plus possible de déterminer les fluctuations du métamorphisme au cours des périodes suivantes.

On verra à l'étude des AD_2 que le début du métamorphisme sanérutien fut caractérisé par le faciès amphibolitique et suivi d'un rétromorphisme allant jusqu'au faciès épidote-amphibolite. Le rétromorphisme observé dans les gneiss sombres peut donc être sanérutien ou représenter des reliques de la fin de la période kétilidienne. L'existence d'un rétromorphisme kétilidien est cependant probable puisque les dykes kuanitiques (AD_2) firent intrusion sous des conditions anorogéniques (voir p. 103). Cette régression des conditions de métamorphisme est d'autre part appuyée par le style moins plastique du plissement D_2.

Etude comparée de la région NE et SW

Nous avons vu que les gneiss d'Ivnarssuaq différaient de ceux du NE par leur structure et les variations de leur faciès pétrographiques. Pour préciser ces différences, nous avons établi une courbe des pourcentages minéralogiques et une courbe des proportions d'oxydes (fig. 10).

Ces courbes sont basées sur l'analyse de plus de cent échantillons. Les pourcentages minéralogiques furent en partie calculés avec le compteur de points et en partie estimés grâce à des figures de distribution schématique auparavant calculées au compteur de points. La première méthode a servi de contrôle à la seconde. Le calcul des oxydes a été élaboré à partir des proportions minéralogiques, en employant pour chaque minéral, les analyses chimiques trouvées chez DEER, HOWIE & ZUSSMANN (1963).

La méthode comporte une certaine imprécision; ainsi tous les pourcentages d'oxydes sont généralement trop élevés. Elle paraît cependant suffisante pour ce que l'on se propose de démontrer.

La quantité de quartz diminue progressivement entre les régions I et III.

Le plagioclase reste plus ou moins constant entre I et II mais diminue brusquement dans la région III. Si l'on compare la courbe de fréquence des plagioclases avec celle du pourcentage d'anorthite mesuré dans chacune des roches, on est frappé de la parfaite identité de ces deux courbes. Le pourcentage en anorthite de chaque cristal est donc conditionné par la quantité de plagioclase trouvé dans la roche, c'est-à-dire par son pourcentage en chaux. Plus la roche est calcique, plus les plagioclases sont basiques. On rejoint donc par une autre méthode d'approche les conclusions de la page 42.

La quantité de biotite augmente progressivement d'une région à l'autre tandis que la muscovite abonde dans la région III.

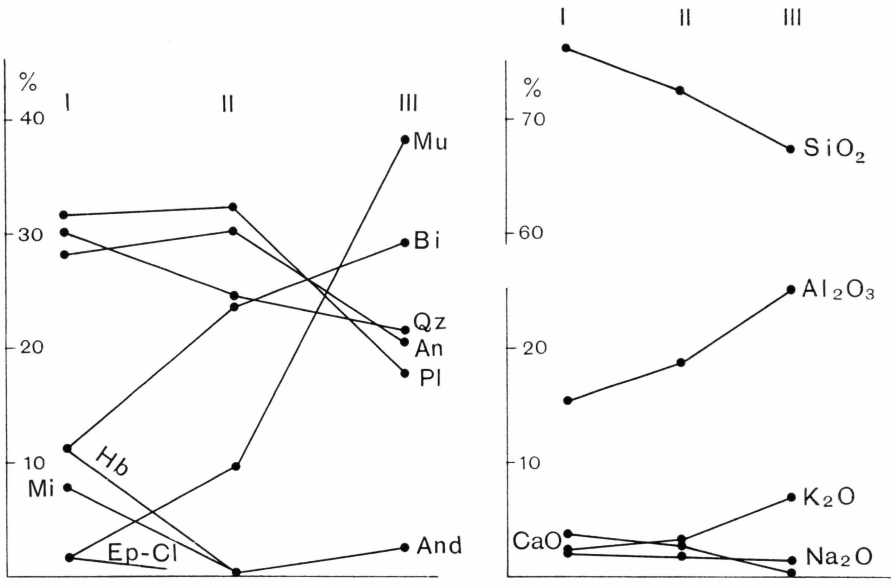


Fig. 10. Distribution des pourcentages minéralogiques (à gauche) et des oxydes (à droite) dans les régions d'Ivnarssuaq (I), d'Akuliaruserssuaq (II) et d'Isaussârssuk (III). La courbe An correspond à une moyenne de nombreux cristaux mesurés au microscope polarisant ou à la platine de Fedorov. Les oxydes furent calculés arbitrairement à partir des pourcentages minéralogiques.

La hornblende, l'épidote, la chlorite ainsi que la microcline n'apparaissent pratiquement qu'à Ivnarssuaq, et encore dans de très faibles proportions.

L'établissement des courbes des oxydes permet de s'assurer que ces variations ne sont pas dues uniquement à des remplacements minéralogiques. Ces courbes sont très suggestives: diminution de SiO_2 et de CaO, constance de Na_2O et augmentation sensible de Al_2O_3 et de K_2O.

Ces courbes ne peuvent pas s'expliquer par une intensité croissante de la granitisation. D'après les observations de terrain, celles-ci présentent une intensité plus ou moins égale entre les trois secteurs. Il est vrai, comme l'on remarqué plusieurs auteurs, que des changements chimiques notables peuvent précéder le front visible de la granitisation (Quirke & Collins 1930, Escher 1966). Cependant, la granitisation qui se révèle dans la majorité des roches par une augmentation de K_2O n'expliquerait pas dans des gneiss d'Isaussârssuk la diminution de silice et l'augmentation d'alumine.

Deux autres possibilités pourraient expliquer la fig. 10:

a) Les gneiss sont les termes dérivés d'unités originellement métachrones.

b) Ils appartiennent à des dépôts contemporains dont les variations de composition seraient originelles.

Pour des raisons structurales, la possibilité a) est peu probable. En effet, les variations de composition entre les régions II et III se font dans un horizon structuralement identique. Les gneiss d'Ivnarssuaq, comme ceux du NE, sont surmontés par une succession analogue de divers types de roches, donc l'étage stratigraphique semble être le même. D'autre part, si l'on admet une variation des faciès selon la verticale, il faudrait supposer qu'une des séries ait totalement disparu par granitisation, or rien dans le terrain ne permet de le supposer. Pour toutes ces raisons, la possibilité b) paraît donc la plus probable. Les gneiss d'Isaussârssuk représenteraient d'anciennes roches argileuses ou argilo-gréseuses qui se chargeraient en chaux en allant vers le SW.

B. Les quartzites et les granites à grain fin

Ces roches affleurent sous la forme d'une bande plus ou moins large et continue à la bordure NW des gneiss d'Ivnarssuaq et au SE de ceux d'Isaussârssuk. On en observe aussi quelques rares affleurements à la base des gneiss d'Isaussârssuk (Lac 445 m, région d'Akuliaruserssuaq) et sur les pentes dominant le fjord de Sioralik. Les quartzites proprement dites se présentent partout à l'état de reliques très transformées dans des granites et gneiss nébulitiques à grain généralement fin. Suivant l'hypothèse structurale, elles forment un horizon continu d'épaisseur difficilement estimable mais d'au minimum 50 m, reposant sur la série des gneiss d'Ivnarssuaq et d'Isaussârssuk. Il s'agit en majeure partie de gneiss et granites très acides à grain très fin correspondant plus ou moins aux leptynites françaises (JUNG 1963) ou partiellement aux leptites scandinaves. Selon WILLIAMS, TURNER and GILBERT (1955) on les classerait comme des schistes et gneiss quartzo-feldspathiques. Bien qu'à quelques endroits, des reliques de quartzites et leur passage aux gneiss et granites furent observés, il n'est pas totalement certain que toutes les roches de cette série dérivent de vrais quartzites.

1. Description

Structuralement on peut les diviser en deux catégories étroitement associées sur le terrain:

a) les quartzites rubanés blancs plus ou moins feldspathiques à horizons d'épidote et amphibole.

b) les quartzites homogènes blancs ou roses.

La quantité de quartz dans les deux catégories est très variable. Toutes les deux présentent un grain de 0,1 à 0,5 mm. Des structures primaires de sédimentation ne furent jamais observées.

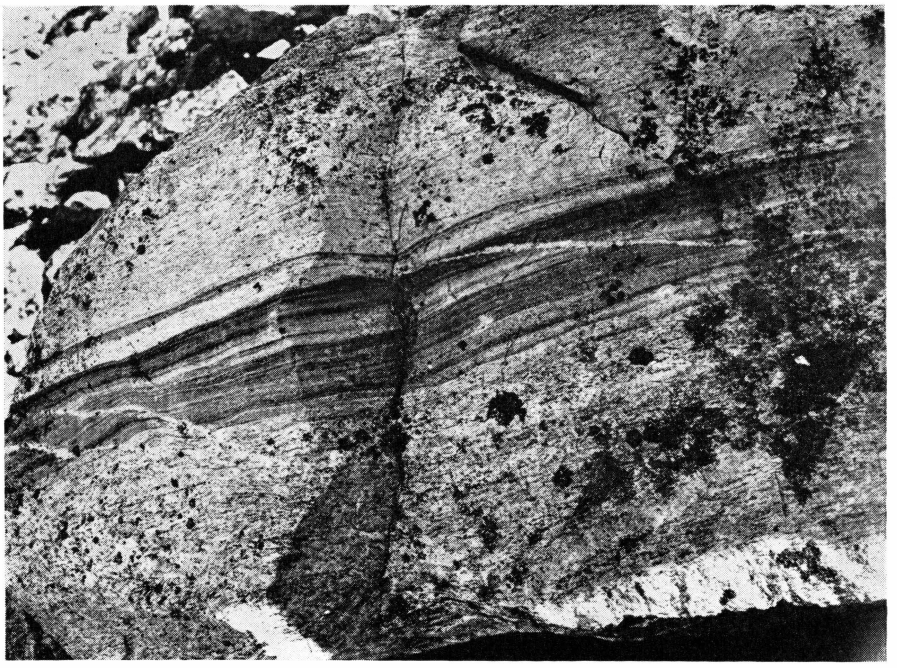


Fig. 11. Quartzites rubanés en reliques au milieu de granites gneissiques. N d'Akuliaruserssuaq.

a) Les quartzites rubanés

On les observe surtout dans la région NE (Akuliaruserssuaq et Isaussârssuk) où ils se concentrent à la bordure SE des gneiss sombres. Un profil transversal NE–SE au N du point 1391 m précisera leurs relations spatiales:

— Gneiss sombres (série d'Akuliaruserssuaq-Isaussârssuk, env. 400 m).
— Alternance de quartzites rubanés et de gneiss très riches en biotite (quelques m).
— Quartzites rubanés plus ou moins transformés (env. 60 m).
— Quartzites homogènes feldspathiques avec orientation planaire due à la biotite (env. 80 m).
— Granite à grain fin alternant avec granites et gneiss plus grossiers passant ensuite à des gneiss oeillés et des gneiss sombres micacés.

A l'affleurement, l'épaisseur des lits sombres varie entre quelques mm et plusieurs cm (fig. 11). La plupart sont composés essentiellement d'épidote, des structures en pinch and swell sont rares; par contre, lorsque le grenat est présent, le boudinage devient facile. Ces quartzites à lentilles de grenats sont relativement rares dans la presqu'île, mais beaucoup plus fréquents au SE du fjord d'Ûnartoq. Les lits sombres

disparaissent par granitisation, processus qui est graduel. Le résultat final est représenté par un granite contenant quelques rares traînées. A ce stade là, les quartzites rubanés ne peuvent plus se différencier des quartzites homogènes transformés.

A Isaussârssuk et dans la région du Lac 980 m le caractère rubané n'est pas aussi fortement exprimé qu'à Akuliaruserssuaq (fig. 35).

Pétrographie

La proportion du quartz et des feldspaths varie beaucoup, même dans un seul échantillon (table 3).

La texture est granoblastique allotriomorphe. Le quartz est toujours abondant sinon le seul minéral clair là où les lits mafitiques sont larges et denses. Il est toujours secondaire, très déformé à contacts suturés (Pl. 1, fig. 2). La relation entre le quartz et la distribution des mafites rejoint ce qui a été dit à propos des skarns. Les lits basiques ont joué le rôle d'écran envers les agents granitisant, conservant ainsi plus ou moins la composition originelle et empêchant la feldspathisation (Pl. 2, fig. 1). Les plagioclases se concentrent parfois en lits. Ils sont souvent très allongés et parfois porphyroblastiques 0,8 mm. Cette porphyroblastèse semble être postérieure à la formation de l'épidote. En présence de hornblende et d'épidote, le plagioclase s'altère facilement en séricite, ailleurs il reste frais.

Table 3. *Analyse modale au compteur de points de quartzites rubanés transformés (1 à 5) et de quartzites homogènes (6).*

Les analyses de 1 à 5 proviennent de la région d'Akuliaruserssuaq, l'analyse 6, d'Ivnarssuaq.

	1	2	3	4	5	6
Quartz	57	46,4	32,4	28,2	22	42,6
Plagioclases	22	36,8	48,2	50,8	38	54
Microcline	–	–	0,6	–	25	2,4
Biotite	tr.	–	8,8	9,8	2,4	–
Muscovite	0,8	–	3,8	2	8,6	–
Hornblende	2	5,4	–	–	–	0,4
Epidote	17,4	10,6	4,6	7,2	3	0,2
Min. acc.	0,8	0,8	1,6	2	1	0,4
An. % (moyen)	0–5	12	10	12	15?	12

La hornblende forme deux générations; l'une à pléochroïsme faible, proche d'une actinote, l'autre est une hornblende commune. Toutes les deux se transforment en chlorite. Là où il y a de la hornblende, il n'y a pas de biotite et peu de sphène. Tandis que là où des agrégats de biotite—épidote—sphène existent, on ne trouve pas de hornblende. Ceci est très caractéristique de ces roches. Comme dans les skarns, le sphène est toujours très coloré. Le microcline est de cristallisation tardive, souvent postérieure à une dernière cataclase. Il n'est pas possible de certifier si tout le microline appartient à cette phase tardive de mobilité du potassium déjà observé dans les gneiss sombres.

Les lentilles de grenats dont nous avons parlé plus haut présentent grosso-modo la même minéralogie que les skarns. Les pyroxènes y sont cependant plus rares et passent rapidement à des amphiboles.

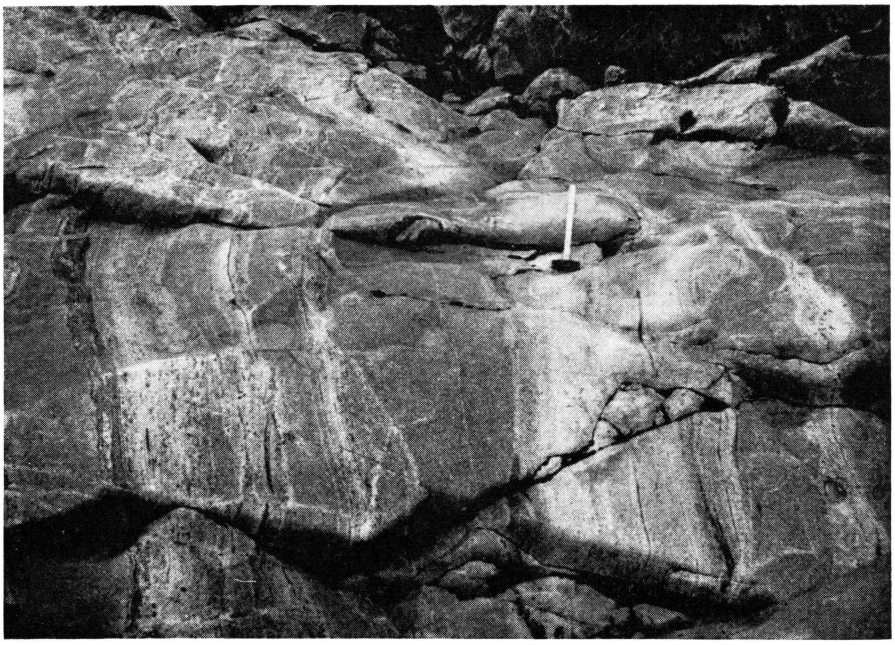


Fig. 12. Quartzites homogènes. Les zones à teinte grise représentent les quartzites microclinisés, les parties claires contiennent du quartz, des plagioclases et un peu de microcline très disséminé. Golfe de Tuapait.

b) Les quartzites homogènes

Latéralement et longitudinalement, les quartzites rubanés passent à des faciès homogènes toujours très quartzeux à texture granoblastique. Les minéraux sont les mêmes que précédemment, mais les mafites ne dépassent pas 2 ou 3 %.

L'analyse No. 6, table 3 provient du golfe de Tuapait où ces roches forment un des meilleurs affleurement de toute la région. Il s'agit d'un horizon (voir table 2, p. 27 et fig. 12) très large de couleur blanche, dont les rares minéraux sombres créent des structures planaires et linéaires concordantes aux structures régionales. Les quartzites blancs sont envahis par du microcline disposé en horizons ou en « tache d'huile » discordante. La présence de microcline colore la roche en rose.

Au microscope, on peut voir que le microcline est tardif: il apparaît d'abord dans les fissures des plagioclases, puis sous forme interstitielle, pour finalement former près du 45 % de la roche.

Sur les hauteurs d'Ivnarssuaq, ces roches ne se distinguent plus des granites, elles sont toujours très acides. Les feldspaths y deviennent porphyroblastiques. Le microcline contient de nombreuses inclusions de plagioclases d'orientations optiques différentes indiquant aussi une

formation tardive du feldspath potassique. A cet endroit, les dernières étapes de la recristallisation de ces roches ont pu être séparées:

1) Porphyroblastèse de plagioclases et de microclines, ces derniers remplacent partiellement les plagioclases.
2) Cataclases provoquant la formation de textures en mortier et de fissures minéralisées par des oxydes de fer.
3) Recristallisation du quartz, plagioclase, microcline et muscovite qui remplissent les fissures des anciens cristaux. Phénomènes de corrosion entre plagioclases et microclines avec formation d'auréoles albitiques sur les bords des plagioclases au contact des microclines. Formation d'une seconde génération de perthite postérieure à la cataclase.
4) Légère saussuritisation des plagioclases de la phase 3. Ces phénomènes sont communs à tous les quartzites transformés de la région d'Ivnarssuaq, on retrouve la même séquence dans les gneiss et granites à grain fin. Dans certains échantillons, il est encore possible de fixer une cinquième étape grâce à l'existence de veines feldspathiques, généralement albitiques. Ces veines se sont parfois formées par un processus de diffusion latérale. Les produits de remplissage de la veine (albite, microcline) proviennent alors de cristaux encaissants et empiètent parfois sur un minéral juxtaposé.

2. Conclusion

Il est impossible de connaître la composition originelle de ces quartzites transformés. Le cas des quartzites rubanés est cependant plus clair que celui des quartzites homogènes grâce à plusieurs reliques assez bien préservées. On peut proposer l'évolution suivante bien, qu'il y ait d'autres possibilités. Il s'agissait probablement de séries gréseuses alternant avec des horizons plus basiques, par exemple marneux. La composante basique devait du moins partiellement former le ciment entre les grains de quartz. Les transformations se sont faites probablement de la manière suivante: 1) après ou lors du métamorphisme, des feldspaths envahirent la roche n'épargnant que les zones centrales des horizons riches en impureté (hornblende, grenats, épidote) qui auraient joué le rôle d'écran. Dans un stade plus avancé, ces horizons furent eux-mêmes dispersés, probablement à la faveur de déformation. 2) le microcline fait son apparition parfois timide, parfois en masse, donnant un granite à grain fin.

Les quartzites homogènes bien que dérivant partiellement de quartzites rubanés, n'ont probablement pas dans leur totalité une composition originelle semblable. Une origine arkosique ne peut pas être éliminée.

Une partie du microcline est cependant secondaire, mais pourrait être due à une remobilisation in situ ou à un apport; l'un ou l'autre de ces phénomènes s'est fait postérieurement à une forte cataclase d'âge sanérutien ou tardi–sanérutien probable.

C. Les amphibolites et leurs produits de transformation

Les amphibolites se divisent en deux groupes:

1) Les amphibolites supérieures
2) Les horizons amphibolitiques situés dans les migmatites et granites dérivés en majeure partie de métasédiments (voir les deux chapitres précédents).

Ces roches ne forment pas à proprement parler une réelle unité pétrographique. Leurs compositions varient entre des hornblendites et des granites et parfois même des syénites. Les roches prégranitiques furent cependant en général des amphibolites dont l'indice de coloration variait entre 90 et 30.

1. Les amphibolites supérieures

a) Situation géologique et géographique

Elles se concentrent en trois régions:

— Celles de Narssarssuaq affleurent au SW des monts Asatdlut et au NE des grands lacs 45 m et 50 m. Elles dessinent un demi cercle et sont limitées au NE par des granites et migmatites kétilidiens réactivés, au NW et partiellement au SW par des granites plus jeunes sanérutiens.
Les meilleurs affleurements se situent dans les îles d'Ivnatsiánguaq.
— Les amphibolites d'Asatdlut au NE du massif du même nom sont entièrement entourées par des granites jeunes.
— Le troisième groupe de beaucoup le plus important et le plus hétérogène est situé entre les fjords et l'inlandsis. Il forme la totalité de cette immense région à l'exception d'une mince bande de granites anciens sur le flanc NW de la vallée d'Ûnartoq, de quelques larges affleurements près du glacier de Sioralik et des grandes masses de granites jeunes d'Isortoq (ces derniers dérivent en majeure partie d'amphibolites, voir p. 148).

b) Situation structurale (bref aperçu)

Selon l'hypothèse structurale, ces amphibolites sont situées au sommet de toutes les séries: gneiss sombres, quartzites, migmatites

nébulitiques et gneiss oeillés qui, à l'exception de ces derniers appartiennent probablement à d'anciens métasédiments. A Asadtlut et partiellement à Narssarssuaq, elles sont séparées des séries inférieures par des granites jeunes qui dérivent partiellement d'amphibolites. Dans ces deux localités, les granites jeunes sont partiellement en discordance sur les migmatites inférieures. Dans la vallée d'Ûnartoq, il y a concordance entre amphibolites et granites anciens. Au glacier de Sioralik, les amphibolites reposent à nouveau sur des granites plus jeunes. Le couple granite jeune-amphibolite est caractéristique (voir p. 155).

L'épaisseur des amphibolites est difficilement appréciable. On ne connaît nulle part de séries supérieures. D'après la construction de profils, on peut faire les estimations suivantes:

A Narssarssuaq: minimum 500 m.
A Asatdlut: minimum 300 m.

Entre les fjords et l'inlandsis: quelques centaines de m et peut-être plus de 1000 m.

c) Les amphibolites de Narssarssuaq et d'Asatdlut

Sur le terrain, ces roches se divisent en deux faciès pétrographiques qui sont géographiquement distincts:

1) Les amphibolites à grain fin (0,2 à 0,6 mm)

Ces amphibolites forment la majeure partie des affleurements. Leur couleur est noire à gris, leur composition basique; elles sont très souvent granitisées. La roche est pauvrement foliée ou schisteuse. Elle est souvent tachetée de « gloméro-porphyres » ou porphyroblastes, de feldspaths ou de hornblendes.

2) Les amphibolites à grain moyen ou grossier (0,6 à 1 cm)

Leur teinte est généralement très sombre. Elles ne présentent que très rarement des structures foliées ou schisteuses. En quelques endroits, il est possible d'observer à l'oeil nu des textures blasto-ophitiques. La roche est très souvent recoupée diablastiquement par de longs feuillets de biotite, spécialement dans les faciès très basiques. Il existe toute une gradation entre des hornblendites presque pures et des amphibolites, ces dernières sont plus communes que les autres. La distribution géographique des amphibolites à grain moyen ou grossier est indiquée sur la Pl. 11, par de petits cercles noirs. Structuralement, elles forment la base des amphibolites à grain fin, en plusieurs endroits cependant, on retrouve une mince épaisseur de faciès fins sous les faciès grossiers (voir fig. 13). A Asatdlut, les faciès grossiers présentent une épaisseur minimum de 200 m.

3) Autres types de roches dans les séries amphibolitiques

A Narssarssuaq et Asatdlut, on n'a jamais observé d'autres roches au milieu des séries. C'est seulement à la base, près des contacts, qu'on note des intercalations d'horizons de gneiss rubanés souvent très fortement plissotés, contenant parfois des lentilles basiques, des migmatites nébulitiques d'âge kétilidien épargnées par les granites jeunes. L'un de ces horizons peut se suivre au NNE des grands lacs 60 m, 45 m (Narssarssuaq). Son épaisseur apparente atteint plus de 200 m au SSW et va en s'amincissant vers le NE. On peut y construire des axes de plis d'orientation analogue à ceux dessinés par les structures régionales. Ces horizons semblent donc conformes aux grandes structures de la région. On a pu observer plusieurs intercalations de ce genre à l'E du lac 60 m et sur toute la zone NE du demi cercle. Ils sont souvent trop minces pour être cartographiés.

Entre les lacs 45 m et 60 m existe un niveau amphibolitique de 100 m d'épaisseur environ, qui se rattache aux grandes masses, mais dont la structure et la composition est légèrement différente. Il est composé d'amphibolites massives, alternant avec des gneiss rubanés à amphiboles ou épidotes. Il semble avoir été très fortement tectonisé.

4) Structures primaires

Au point 105 m on a observé un rubanement composé de roches basiques et ultrabasiques. Les contacts entre les deux composantes sont francs. L'orientation subhorizontale correspond aux structures de la région et à la surface de contact entre granites jeunes et amphibolites. Il n'a malheureusement pas pu être fait d'étude précise à cause de la mauvaise qualité de l'affleurement.

5) Succession lithologique

Tous les éléments décrits plus haut semblent, à première vue, assez disparates. Mais une fois intégrés dans le cadre structural, ils prennent une signification toute différente. Voici résumées, les différentes successions (fig. 13).

Narssarssuaq

1. Granites et gneiss migmatitiques anciens, probablement formés, en majeure partie à partir de métasédiments.
2. Granites gneissiques et gneiss oeillés avec nombreuses reliques d'amphibolites se transformant en granites jeunes sanérutiens.
3. Amphibolites à grain fin de très faible épaisseur, avec en quelques endroits, intercalation de gneiss sombres rubanés, en relique dans une matrice granitique.

COUPES LITHOLOGIQUES (schématisées)

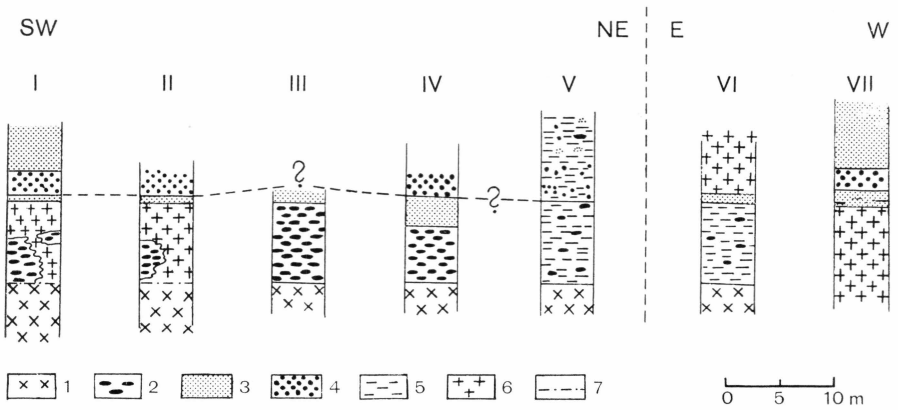


Fig. 13. Coupes illustrant les différentes successions lithologiques entre les secteurs de: Narssarssuaq (I), Asatdlut (II), début de la vallée d'Ûnartoq (III), lac 730 m (IV), lac 760 m (V), lac 1430 m (VI) et SW du glacier de Sioralik (VII). 1 = migmatites anciennes, en majorité nébulitiques, 2 = gneiss oeillés, 3 = amphibolites à grain fin, 4 = amphibolites à grain grossier, 5 = gneiss rubanés sombres, 6 = granites jeunes, 7 = discordances partielles.

4. Amphibolites à grain grossier présentant des faciès mélanocrates et holomélanocrates.
5. Puissante série d'amphibolites à grain fin.

Entre 1. et 2. on observe en plusieurs endroits une discordance.

Asatdlut

1. Granites et migmatites anciens.
2. Granites jeunes dérivant de granites gneissiques et gneiss oeillés à nombreuses reliques basiques.

   Ces derniers dérivent eux-mêmes, du moins partiellement des amphibolites 3.
3. Amphibolites à grain fin.
4. Amphibolites à grain grossier. Les faciès holomélanocrates sont plus rares qu'à Narssarssuaq. On ne connaît pas de série supérieure.

d) La région située entre les fjords et l'inlandsis

Si l'on pénètre dans la vallée d'Ûnartoq du SW au NE et qu'on établisse des profils successifs perpendiculaires aux structures, on obtient les différents schémas suivants:

1) Début de la vallée d'Ûnartoq

Profil NW-SE, c'est-à-dire de la base au sommet suivant l'hypothèse structurale.

1. Très large série formée par les gneiss sombres d'Isaussârssuk, les quartzites et les migmatites nébulitiques.
2. Granites gneissiques et gneiss oeillés avec nombreuses inclusions lenticulaires basiques (plus de 200 m).
3. Amphibolites à grain fin avec nombreuses zones lenticulaires granodioritiques. Le passage entre 2. et 3. est graduel.

2) Hauteur du lac 730

Dans cette région on peut compléter le profil vers le SE. Au-dessus des amphibolites à grain fin, d'épaisseur apparente de 50 à 100 m, on retrouve des amphibolites à grain grossier. La plupart sont holomélanocrates et forment de grandes masses noyées dans les faciès fins ainsi que dans des granites et des granodiorites. L'épaisseur apparente est d'environ 100 m.

3) Terminaison NE de la vallée d'Ûnartoq (lac 760 m).

Le profil est sensiblement différent des précédents. Aux migmatites nébulitiques et granites kétilidiens, qui forment en quelque sorte l'épine dorsale de toute cette région, succèdent des gneiss rubanés très sombres alternant avec des granodiorites gneissiques. Ces roches contiennent en outre de nombreuses lentilles amphibolitiques qui deviennent de plus en plus importantes vers le NE (c'est-à-dire dans les zones supérieures), où elles forment parfois des masses de plus de 100 m de long (voir Pl. 11). La majeure partie de ces amphibolites sont du type grossier.

Au milieu de ces masses basiques apparaissent des horizons de gneiss très riches en micas et en grenats, analogues à ceux d'Akuliaruserssuaq.

Plus au NE encore, la quantité de lentilles amphibolitiques diminue. Elles font progressivement place à des gneiss rubanés à amphiboles très sombres alternant avec des horizons amphibolitiques et des horizons granodioritiques. Ces trois types de roches, intimement associés sont très répandus dans cette région et jusqu'au fjord de Sermilik (S. Ayrton & M. Weidmann, com. verb.). Les granodiorites sont en partie des produits de transformation des gneiss rubanés et des amphibolites, mais semblent aussi représenter un matériel originel plus acide. Bien que les faciès soient différents entre les lacs 730 m et 760 m, il semble d'après l'analyse structurale qu'on pourrait les englober dans un même étage stratigraphique. Il y aurait un changement latéral de faciès.

4) SW de la vallée d'Isortoq E (jonction de la vallée et du grand glacier)

La situation y est analogue à celle du lac 760 m. On y observe cependant peu d'amphibolites massives. Aux lacs 1080 m et 1430 m, les

gneiss rubanés contiennent plusieurs horizons de gneiss très micacés et des horizons de silicates calciques (skarns), analogues à ceux d'Ivnarssuaq, mais beaucoup moins déformés. La base de ces gneiss rubanés est formée par des migmatites constituant l'épine dorsale de toute cette région, le sommet: par 50 à 100 m d'amphibolites à grain fin qui passent plus haut aux granites jeunes.

5) SW du glacier de Sioralik

La situation est analogue à celle d'Asatdlut. Une immense masse d'amphibolites à grain fin, très homogènes, mais plus fortement granitisées reposent sur les granites jeunes. A la base, mais dans les amphibolites à grain fin, on peut suivre un horizon assez continu de faciès grossiers, mélanocrates à holomélanocrates.

6) Vallée d'Isortoq E, SE du lac 1390 m

Au contact entre granite jeune et amphibolites, on observe une zone assez importante de gneiss rubanés qui pourraient être la continuation de ceux du lac 1480 m.

Ceci n'est cependant pas certain, car entre ces deux localités se situe l'immense masse de granite jeune où l'analyse structurale n'a pas pu être poussée très loin.

On voit donc qu'en suivant les différentes successions lithologiques sans jamais perdre de vue le point de vue structural, on arrive à établir de l'ensemble une image assez nette bien que nécessairement schématique. Les granites anciens et les amphibolites de type grossier en sont les deux fils conducteurs.

e) Pétrographie

Les commentaires ci-dessous concernent les faciès fins et grossiers des amphibolites d'Asatdlut, Narssarssuaq et du SW de la vallée d'Ûnartoq à l'exclusion des séries de gneiss rubanés des régions NE qui n'ont pas fait l'objet d'une étude spéciale.

1) Les amphibolites à grain grossier

On a vu qu'il existait dans ce groupe des roches de différentes basicité, les plus basiques seront décrites d'abord.

Composition:	Plagioclases (An 40–55 %)	8 à 30 %
	Amphiboles	50 à 90 %
	Pyroxènes	traces
	Biotites	0 à 25 %
	Apatite	3 à 5 %
	Magnétite, Ilménite, Sagénite: traces	

L'indice de coloration varie entre 90 et 60. Le plagioclase est fortement saussuritisé et presque toujours interstitiel. Parfois il devient porphyroblastique et englobe alors plusieurs cristaux de hornblende.

Il existe deux variétés d'amphiboles qui passent de l'une à l'autre. Le centre du cristal est formé par une amphibole incolore qui passe sur les bordures du cristal à une hornblende commune. Dans l'échantillon: GGU 48504, on a mesuré: $2Vx = 74$, $z \wedge c = 20$ dans la hornblende et $2Vx = 82$, $z \wedge c = 14$ dans l'amphibole incolore qui apparaît donc comme une variété actinolotique. Dans quelques échantillons, le centre de ces deux variétés est constitué par des pyroxènes reliques. Toutes les variétés sont en continuité optique. Il est évident qu'il s'agit d'une série de transformations à partir du pyroxène. Dans d'autres cas, la variété actinolitique présente un aspect fibreux et se greffe alors au hasard des cristaux de hornblende. Elle pourrait être interprétée comme une relique (ancienne ouralitisation?) ou comme une forme d'altération rétromorphique de la hornblende. Le pyroxène monoclinique appartient probablement à la série des augites.

La biotite forme de longs cristaux (jusqu'à 2 cm) disposés diablastiquement. La couleur en est brun-roux, intense (cette couleur est caractéristique des biotites de toutes les amphibolites supérieures). Elles croissent aux dépens des amphiboles et sont surtout concentrées dans les zones proches des granites jeunes, loin des contacts, elles ne s'observent plus.

Elles paraissent donc s'être formées par métasomatisme à partir de ces derniers. Des déformations tardives provoquent la chloritisation (pennine) des biotites. Les faciès très biotitisés sont très riches en sphène, qui provient en majeure partie de la transformation des amphiboles. L'apatite peut former jusqu'à 5 % de la roche. Constamment idiomorphe, c'est un minéral caractéristique de ces amphibolites supérieures. On observe en outre un peu de sagénite dans les biotites, et des oxydes de fer, principalement de l'ilménite.

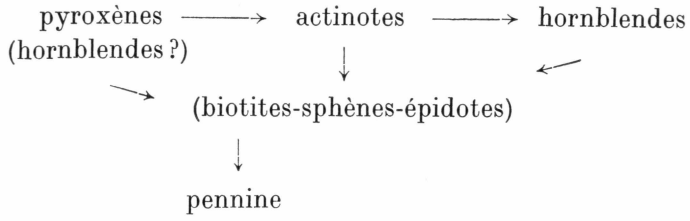
Ce sont dans les faciès moins basiques (indice de coloration entre 60 et 40), que l'on observe des reliques de textures subophitiques (les lattes de plagioclases sont plus longues que le diamètre moyen des mafites (Williams, Turner & Gilbert 1955), Pl. 2, fig. 2).

La roche est constituée de 40 à 60 % de plagioclases, le reste étant réparti entre la hornblende (20 à 30 %), le pyroxène (5 à 25 %), la biotite (5 à 25 %) et l'apatite (3 à 5 %). La composition des plagioclases, mesurée par la méthode de Fedorov (abaques de Rheinhard), varie dans les cristaux primaires comme dans les cristaux recristallisés entre 55 et 25 % d'anorthite. Les plagioclases sont toujours bien maclés (albite et albite-péricline) et légèrement saussuritisés. Le zonage idio-

morphe est caractérisé par de nombreuses oscillations, limitées entre 10 et 15 % d'anorthite.

Le pyroxène incolore appartient à la série des augites. Il présente encore de nombreux contacts primaires avec les lattes de plagioclases (Pl. 3, fig. 1). Comme dans le cas précédent, il se transforme d'abord en amphibole incolore, puis en hornblende commune. La biotite se transforme en pennine. On observe en outre du sphène, des oxydes de fer et parfois des zircons idiomorphes.

La séquence des transformations est la suivante:



Dans les régions éloignées des granites, les plagioclases ne font que recristalliser avec formation accessoire de quartz. Dans les zones de proche contact, ils sont souvent corrodés par le microcline et parfois recristallisent en porphyroblastes. La texture de recristallisation est granoblastique hypidiomorphe.

2) Les amphibolites à grain fin

Généralement, elles présentent une texture granoblastique allotriomorphe. L'indice de coloration varie entre 50 et 20. Le plagioclase (An 45 à 20 %) forme parfois des phénocristaux idiomorphes, « baignant » dans une matrice de petits plagioclases allongés, arrangés selon des orientations très diverses. Cette texture semble être primaire.

Les actinotes, le pyroxène et l'apatite sont moins fréquents que dans les faciès précédents. Le quartz, le microcline et la biotite sont plus ou moins fréquents selon l'intensité de la granitisation. La biotite s'oriente souvent et forme une structure planaire difficilement visible à l'oeil nu.

Dans l'horizon très déformé situé au N du lac 45 m (Narssarssuaq), la plupart des plagioclases et des hornblendes se sont transformés en épidote (jusqu'à 50 % de la roche). Celle-ci présente parfois des textures sphérolitiques très belles. Le noyau des sphérolites est souvent de l'oxyde de fer.

Donc ici comme dans les skarns d'Ivnarssuaq, un métamorphisme rétrograde, probablement en relation étroite avec des mouvements intenses, est nettement perceptible. L'âge n'en peut pas être fixé.

Dans ce groupe on a observé une seule fois des traces de texture subophitique, cela proche d'un faciès grossier. La roche est analogue aux amphibolites à grain grossier, seul le grain est plus fin. Elle pourrait correspondre à un contact de refroidissement.

3) Etude optique des amphiboles

Pour préciser les variations existant entre les diverses amphiboles, on en a fait une étude optique en mesurant 2Vx et z ∧ c. Le premier varie 82° et 56°, le second entre 14° et 25°. Dans une même coupe mince, la

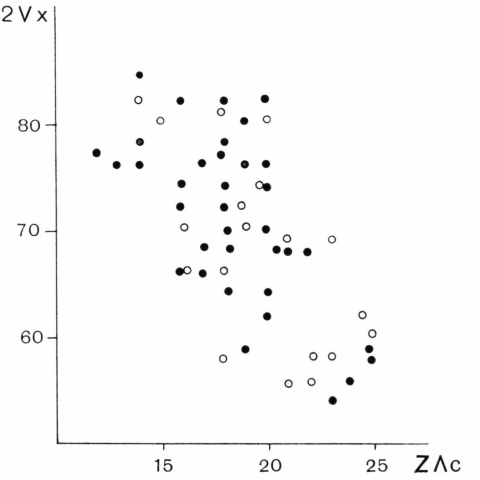


Fig. 14. Diagramme montrant la distribution de 2Vx par rapport à z ∧ c des amphiboles de la série des amphibolites supérieures (cercles vides) des horizons amphibolitiques (cercles pleins).

variation peut être respectivement de 8° et 5°. Rapporté sur un tableau (fig. 14), les mesures évoluent conjointement et bien que la dispersion soit grande (cela tient surtout aux mesures difficiles à réaliser et probablement à une variation réelle), on peut tracer une courbe; celle-ci est très différente de celle que donne Tröger (1956) Il est impossible de préciser de quelle manière cela se reflète sur le chimisme. Il est intéressant de noter que cette variation ne correspond pas nécessairement à une variation analogue du pléochroïsme. Une amphibole avec 2Vx grand ne présentera pas nécessairement une teinte pâle bien que cela se vérifie dans la plupart des cas.

f. Les phénomènes de granisation et les contacts

On peut distinguer quatre formes de granitisation:

1) La première crée des structures orientées. Elle est de loin la plus importante dans les amphibolites à grain fin. Dans la masse basique,



Fig. 15. Granitisation, par les granites jeunes, des amphibolites à grain fin de Narssarssuaq. Le granite ne laisse plus que des lentilles effilées de matériel basique à divers degrés de transformation. N du Lac 60 m.

apparaissent d'abord de petites lentilles granitiques orientées dans une même direction, qui forment des artérites en s'intensifiant et ne laissent plus que des lentilles basiques en forme de poisson et dont la densité décroît lorsqu'on approche des contacts (fig. 15). A l'intérieur des masses basiques les granites forment des horizons de quelques mètres d'épaisseur se terminant en biseau. Il y a en fait reproduction à une échelle plus grande des structures des contacts.

2) Le granite forme des agmatites dont la grandeur des fragments est variable (fig. 16). Lorsque ce faciès évolue par granitisation, il ne reste plus que quelques inclusions plus ou moins sombres présentant souvent des fronts de transformation successifs (voir fig. 44). Les contacts entre les différents fronts sont francs. Parfois il s'y forme des concentrations hornblenditiques de quelques cm de diamètre qui sont d'excellents exemples de différenciations métamorphiques.
3) La granitisation homogène correspond à une quartzo-feldspathisation régulièrement distribuée sur de grandes surfaces Si les affleurements sont assez étendus, on peut voir que cette granitisation correspond à une agmatitisation de très grande échelle.



Fig. 16. Agmatisation des amphibolites à grain grossier par les granites jeunes de Narssarssuaq. Iles d'Ivnatsiánguaq.

4) Contacts francs entre granites et amphibolites. La structure 1) est commune dans les contacts avec les granites jeunes de Narssarssuaq, d'Isortoq et des granites anciens. Elle est plus rare à Asatdlut. La structure 2) est caractéristique des faciès grossiers et très basiques. Elle est très commune à Asatdlut. La structure 3) s'observe partout avec plus ou moins d'intensité et les contacts francs sont fréquents à Asatdlut, rares à Isortoq, inexistants à Narssarssuaq.

g) Pétrographie des faciès granitisés

Dans la vallée d'Ûnartoq où il fut possible d'étudier une série de transformations au contact des granites et migmatites anciens, l'évolution est la suivante:

1) Légère recristallisation des plagioclases.

2) intensification de la recristallisation et apparition d'un peu de microcline et quartz interstitiel.
3) près des granites, le microcline corrode les plagioclases avec formation de textures myrmékitiques et devient souvent porphyroblastique.

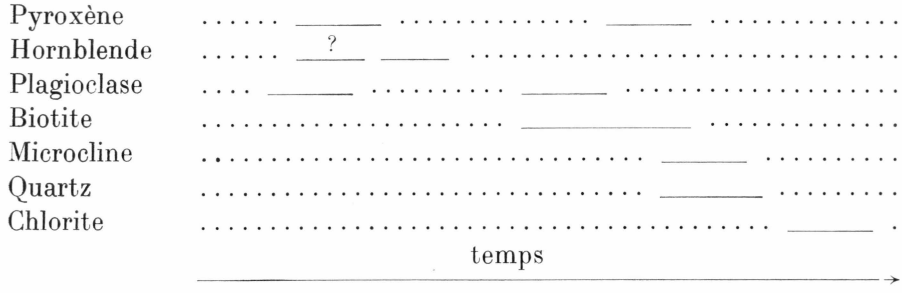
Pendant toute cette évolution, il y a formation de plus ou moins de biotite qui généralement s'oriente dans une même direction et cause d'abord une texture schisteuse qui, dans un stade plus avancé, évoluera par ségrégation des différents minéraux vers une structure foliée. Le stade final est représenté par un granite à grain moyen ou grossier à structure gneissique très marquée.

Au contact des granites jeunes de Narssarssuaq, les phénomènes sont assez analogues. Le quartz n'accompagne pas toujours le microcline et l'on peut parler dans certains endroits, d'un front potassique précédent le front de silice et créant ainsi des roches de la classe des syénites. Ainsi l'échantillon GGU 48775 est constitué d'env: microcline 25 %, plagioclase 27 %, amphibole 30 % dont les 3/4 sont formés par la variété actinolitique, biotite 15 % et minéraux accessoires. Ces faciès ne représentent cependant que des particularités locales.

En d'autres endroits, des mouvements de cisaillement ont précédé la granitisation: la biotite et les plagioclases recristallisent en s'orientant parallèlement à une schistosité. Le microcline lui-même est post-cinématique et forme de très grands porphyroblastes. Ceci revient à dire que localement du moins, le front de déformation précéda le front de granitisation.

Au contact des granites jeunes d'Asatdlut, les phénomènes sont encore un peu différents. On a déjà vu que les structures agmatitiques étaient des formes de granitisation communes réalisées dans un cadre plus statique, où l'on voit que l'apport de microcline et de quartz s'est fait dans une roche peu ou pas déformée et souvent même non recristallisée. Ainsi, dans certains cas, il est possible de retrouver l'ancienne texture subophitique grâce aux plagioclases littéralement pseudomorphosés par le microcline.

Le granite jeune d'Asatdlut a exercé un léger métamorphisme de contact en causant la cristallisation d'une seconde générarion de pyroxènes disposés en petits grains dans la roche. Au contact de ce granite, l'évolution des amphibolites est généralement la suivante:



En résumé, on peut conclure qu'à l'échelle microcsopique et macroscopique, la granitisation ne présente pas les mêmes effets, cependant, partout elle est liée à un apport de potasse indéniable qui s'accompagne d'un apport de silice simultané, postérieur ou antérieur au potassium. D'autre part, la granitisation par les granites anciens et les granites jeunes de Narssarssuaq s'est généralement faite dans un cadre en mouvement ce qui s'oppose à la granitisation des amphibolites d'Asatdlut qui semble s'être faite dans un cadre plus statique.

h) Pétrogenèse et conclusions

En résumant les observations ci-dessus, on arrive aux conclusions suivantes:

Les amphibolites proprement dites représentent une série basique de grande épaisseur (minimum 500 m) passant au NE et à l'E (région haute de la vallée d'Ûnartoq et inlandsis) à des gneiss rubanés sombres. L'extension minimum du SW au NE est d'environ 40 km, du SE au NW de 5 km dans la région de Narssarssuaq (cette valeur est probablement plus grande puisqu' on retrouve des amphibolites d'aspect semblable de l'autre côté du fjord de Lichtenau, (Buttet 1963). A la hauteur du glacier de Sioralik, la largeur est d'au minimum 12 km.

La base est formée d'amphibolites à grain fin surmontées par des amphibolites à grain plus grossier dont les termes mélanocrates proviennent de roches intrusives (l'épaisseur peut atteindre 200 m), elles sont surmontées à nouveau par des amphibolites à grain fin.

L'âge des amphibolites situées entre Narssarssuaq et le fond de la vallée d'Ûnartoq est probablement le même; la corrélation avec les amphibolites du glacier de Sioralik est plus douteuse. Ces roches se sont mises en place avant les déformations et le plutonisme kétilidien.

L'origine des faciès grossiers (texture subophitique) semble assez claire, il est plus difficile de trouver une explication aux faciès fins. Nous avons établi trois analyses chimiques partielles des faciès grossiers holomélanocrates (analyse 1) mélanocrates (analyse 2) et des faciès fins (analyse 3) que nous comparons avec un filon métadoléritique d'âge kuanitique et des basaltes (table 4).

Les analyses 2 à 5 présentent un chimisme comparable. La quantité légèrement plus faible de FeO, MgO et CaO ainsi que le pourcent de Na_2O un peu trop élevé pour des gabbros dans les analyses 2 et 3 sont probablement à mettre sur le compte de la granitisation. Sous le microscope, les échantillons 2 et 3 présentaient des traces de quartz, un peu de biotite et étaient recristallisés à 70 %.

Les analyses 2 et 3 représenteraient donc des roches de nature gabbroïque alors que l'analyse 1 se rapprocherait de la famille des péridotites.

Table 4. *Analyse comparée des amphibolites supérieures avec une métadolérite et des basaltes.*

	1	2	3	4	5
FeO	8,91	5,77	5,93	7,72	6,37
MnO	0,15	0,13	0,24	0,16	0,31
MgO	17,52	5,00	3,75	5,13	6,17
CaO	5,95	7,05	7,95	8,60	8,95
Na_2O	1,40	4,00	4,10	3,31	3,11
K_2O	11,2	1,24	1,50	1,72	1,52

1. Amphibolite holomélanocrate (vallée d'Ûnartok).
2. Amphibolite mélanocrate (Asadtlut).
3. Amphibolite mélanocrate, faciès à grain fin (vallée d'Ûnartok).
4. Filon amphibolitique kuanitique (métadolérite) (Ile d'Ûnartok).
5. Basaltes (moyenne) DALY (1933).

Chimiste: BJØRN I. BORGEN.

Si l'on intègre ces résultats dans l'image générale, l'on peut formuler l'hypothèse générale suivante:

Les amphibolites à grain fin représenteraient une large série de roches volcaniques extrusives dont la base aurait été le siège d'intrusions en forme de sills de composition analogue aux laves (faciès grossiers mélanocrates). Ces sills auraient subi des différenciations partielles (faciès hypermélanocrates et holomélanocrate).

L'origine ortho des amphibolites à faciès fin repose sur plusieurs arguments:

— homogénéité quasi totale de toutes les roches et absence de structure dans presque toute la série à l'exception des zones de contact. Si l'on supposait que ces séries étaient d'origine para on s'attendrait à observer quelques lits différenciés et surtout une forte schistosité ou foliation qui ne manquerait pas de se produire au sein de la masse.
— composition chimique analogue aux faciès grossiers (sills) suggérant une origine analogue des deux magmas.
— présence de textures rappelant les textures des basaltes (mégacristes de plagioclases idiomorphes dans une matrice de petits plagioclases allongés, disposés selon des orientations quelconques).

Les faciès grossiers mélanocrates s'interprètent beaucoup mieux comme des sills que des coulées volcaniques. Dans ce dernier cas, il faudrait admettre que les textures subophitiques peuvent se former sur une épaisseur de plus de 200 m lors d'une seule coulée ce qui, à notre connaissance, ne s'est jamais observé.

Les faciès holomélanocrates s'interprètent mieux aussi comme des différenciations à partir du sill que comme des intrusions péridotitiques,

cela est basé sur les textures, et la composition un peu trop acide pour une péridotite. Il n'est naturellement pas possible de choisir entre un mécanisme de différenciation magmatique ou métamorphique (Søren-sen 1953).

La corrélation génétique entre les amphibolites et les gneiss rubanés de la région NE (inlandsis) est assez délicate.

Ou ceux-ci correspondent à des horizons stratigraphiques différents, ou il s'agit de deux faciès d'un dépôt synchrone.

On a vu que cette dernière possibilité était plus plausible que la première pour des raisons structurales. Dans ce cas, les lentilles de roches mélanocrates et holomélanocrates que l'on observe à la base de ces gneiss pourraient correspondre à des sills ayant fait intrusion à la base des amphibolites. Les gneiss rubanés seraient d'origine pyroclastique ou sédimentaire?

L'hypothèse d'une origine volcanique est plus plausible dans le cadre de la géologie régionale. On sait que dans la région du fjord de Sermilik (Wegmann 1938, Escher 1966) où le front de granitisation n'est pas monté aussi haut dans les séries, il a été possible de définir une série volcanique de plus de 900 m composée essentiellement de pillow lava et de produits pyroclastiques. On observe à l'intérieur de ces séries plusieurs sills gabbroïques. Les pillow lava y ont un caractère spilitique. Grâce à une analyse structurale détaillée (J. Müller 1962, archives du GGU), il a été possible de suivre ces roches sous un faciès très transformé, entre Sermilik et Ûnartoq. Il reste cependant quelques incertitudes (voir Allaart 1964) de part et d'autre du fjord de Sermilik où d'un côté les roches volcaniques sont très fraîches et de l'autre presque totalement granitisées. Certains géologues avaient pensé à l'existence possible d'un géosynclinal plus jeune dans la région S de Sermilik, qui serait d'âge post-kétilidien, avec sédimentation pendant la période kuanitique et plutonisme pendant la période sanérutienne. Cette idée semble cependant pouvoir être abandonnée étant donné les résultats obtenus à Akuliaruseq.

A Akuliaruseq, le problème de l'apport granitique peut être résolu. Il est impossible d'apprécier le volume d'amphibolites totalement granitisées, mais celles-ci représentent au minimum le tiers de toutes les roches. Ce qui signifie, si l'on s'en tient à un ordre de grandeur moyen, que 150 à 200 km² de roches de composition gabbroïque ont passé à une composition granitique. Cette énorme migration de matières, principalement de potassium et de silice, ne peut se faire qu'à partir des zones profondes. La théorie de la dégranitisation des étages granulitiques (Ramberg 1952) semble le mieux expliquer de tels phénomènes.

2. Les horizons amphibolitiques concordants

Dans la presqu'île on compte une dizaine d'horizons amphibolitiques pouvant parfois affleurer sur de très longues distances (maximum 10 km). Structuralement, ils ont une très grande importance et peuvent servir comme des horizons stratigraphiques dans l'élucidation des structures.

On en compte trois importants:

L'un se suit depuis le N du village d'Akuliaruseq jusque dans la région des lacs 45 m 50 m et il est possible qu'il se continue dans les granites jeunes de Narssarssuaq (voir Pl. 10). Le second dessine plus ou moins la limite supérieure des gneiss d'Ivnarssuaq et se perd à l'extrémité NE de ce massif. Le troisième peut se suivre d'une manière continue autour des Monts Asatdlut. D'autres de moindre importance ont été dessinés sur la carte géologique.

Tous ces horizons à l'exception de ceux inclus dans les granites jeunes présentent les mêmes relations structurales avec les roches encaissantes:

— Ils sont concordants et d'âge antérieur aux déformations et au plutonisme kétilidien (une légère obliquité pourrait exister sans qu'il soit possible de la déceler avec les méthodes d'analyse structurale).

— Des structures ou textures primaires ne se retrouvent nulle part. Toute leur géométrie interne est secondaire et due aux déformations et granitisations postérieures à leur mise en place.

La granitisation et les déformations produisent deux types de structures:

— Une agmatitisation (fig. 17). Dans certains cas, les fragments d'agmatites ont bougé les uns par rapport aux autres. A Igdlorsuatsiait, il existe deux types d'agmatites mélangés les uns aux autres. Le premier correspond aux amphibolites, le second aux gneiss d'Ivnarssuaq. Ceci indique l'existence d'une « interstratification » entre les amphibolites et les gneiss. Dans certains cas, on peut distinguer plusieurs fronts d'agmatitisation d'âge différent.

Au N d'Akuliaruseq, la roche encaissante est composée de granite à grain moyen plus ou moins gneissique contenant des reliques migmatitiques de gneiss sombres. Le centre de l'horizon est formé d'agmatites hypermélanocrates coupées de petits filonets quartzo-feldspathiques. En se dirigeant vers les bordures, le matériel quartzo-feldspathique devient de plus en plus important, mais se charge de plus en plus en mafites, sa couleur s'assombrit. Conjointement à cette augmentation de la basicité du matériel granitique, on observe une diminution de la basicité des agmatites.

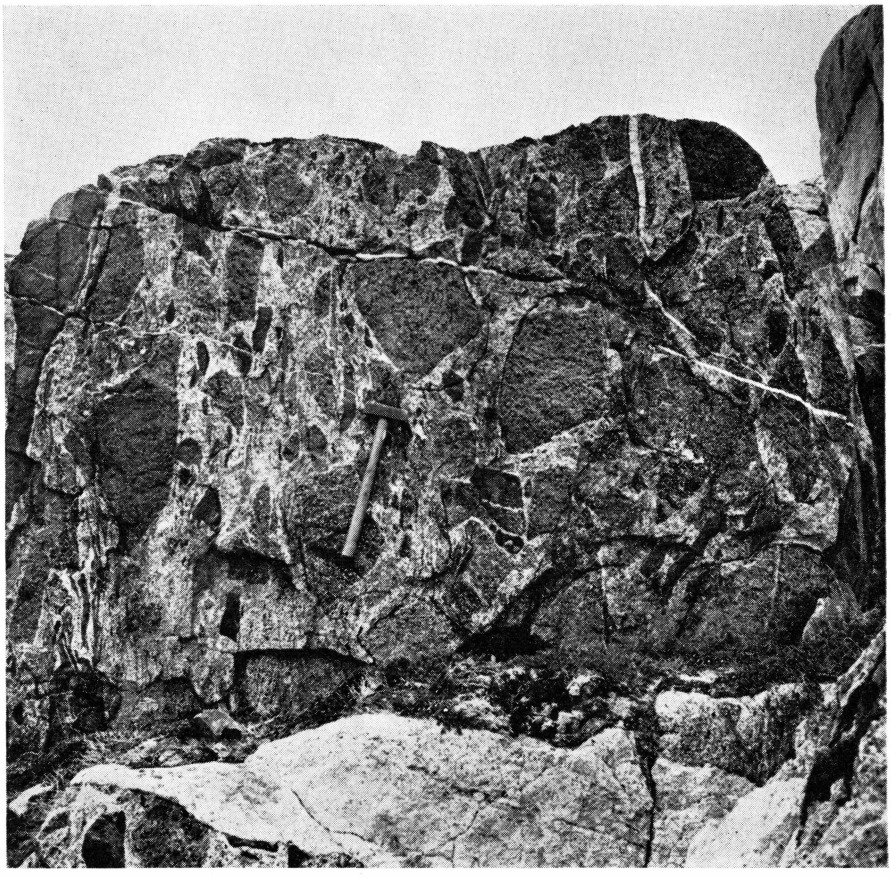


Fig. 17. Agmatites d'amphibolites « interstratifiées » avec des agmatites de gneiss sombres (à gauche de la tête du marteau) dans l'horizon amphibolitique d'Igdlorssuatsiait.

Le stade final est un granite sombre dans lequel on retrouve des taches plus sombres (reliques d'agmatites) et des taches plus claires qui représentent soit des reliques non remobilisées de l'ancien front acide ou de nouveaux centres d'activité. Dans ce granite sombre, qui représente le stade final d'une agmatitisation, apparaissent à nouveau des veines plus claires qui recommencent le processus de l'agmatitisation. C'est le second front d'agmatites. A l'intérieur des agmatites en voie d'assimilation, on observe des concentrations hornblenditiques avec fronts acides qui sont à mettre sur le compte d'une différenciation métamorphique. Ces concentrations résistent beaucoup mieux aux nouvelles granitisations et on peut les retrouver jusque dans les faciès très clairs des granites.

— Structures rubanées. Cette structure est très rare. Il s'agit de gneiss rubanés basiques dont l'épaisseur des lits varie entre quelques cm

et quelques dm. Ces gneiss rubanés passent longitudinalement à des structures agmatitiques. Un bel exemple se trouve dans la région de Niaqornap Qâva au NE de Sletten.

La composition comme les textures de ces roches est absolument identique aux faciès grossiers des amphibolites décrites au chapitre précédent. On retrouve le même faciès holomélanocrate et mélanocrate. Les relations entre les deux variétés d'amphiboles sont les mêmes (fig. 14); cependant les centres actinolitiques sont beaucoup plus restreints et moins typiques que dans les cas précédents. L'apatite y joue aussi un rôle caractéristique.

Les seules différences sont dues à l'absence de reliques de textures éruptives et de pyroxènes. Cette absence est probablement à mettre sur le compte des déformations qui se firent plus intensément sentir dans ces horizons que dans les grandes masses amphibolitiques.

Structuralement, il n'a jamais été possible de relier ces horizons aux sills des amphibolites supérieures. Il est cependant très probable qu'ils aient une origine analogue (WEGMANN 1938).

D. Les gneiss oeillés

Le terme de gneiss oeillé s'applique à une série de roches qui comprend des granites gneissiques à grain grossier, quelques artérites, de rares granites homogènes sans structure apparente et de vrais gneiss oeillés.

Ces roches forment la zone de transition entre les séries des amphibolites supérieures et les granites et migmatites dérivés des métasédiments (voir fig. 13).

Leur extension est assez importante. On les observe surtout sur la péninsule prolongeant au SE les monts d'Asatdlut où ils passent longitudinalement au N, aux granites jeunes et sur la côte W du fjord d'Ûnartoq près de la vallée d'Ûnartoq. D'autres occurences, de composition plus acide, moins caractéristiques, apparaissent sur la côte SE du fjord de Lichtenau, depuis le N du village d'Akuliaruseq jusqu'au granite jeune. On retrouve quelques petits affleurements à l'intérieur de la presqu'île, mais ils ne furent jamais assez importants pour être cartographiés.

1. Description macroscopique

Le grain est moyen à grossier; la foliation toujours très bien marquée; les yeux de feldspaths de 0,5 à 4 cm de long, sont en forme d'amande ou de fuseau et ont parfois l'une des extrémités qui se termine brusquement en forme de cône très aplati. Dans plusieurs cas, le grand axe des yeux est oblique par rapport à la foliation (fig. 18) et suggère ainsi une légère

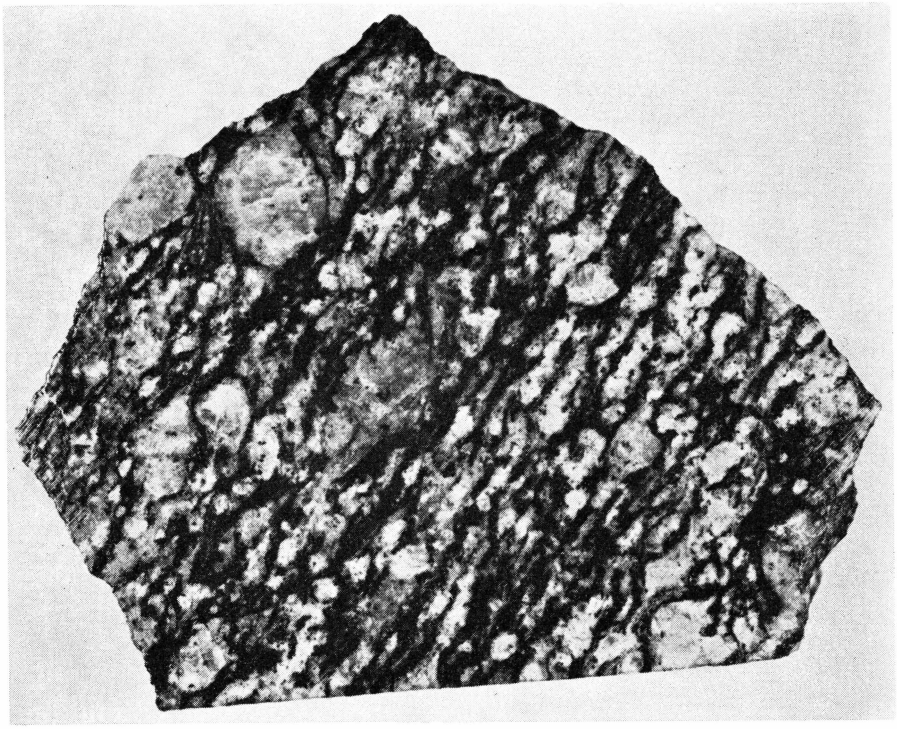


Fig. 18. Gneiss oeillé. A gauche en haut, le plan de symétrie de l'un des yeux est légèrement oblique à la foliation. Grandeur nature. Péninsule d'Asatdlut.

rotation des feldspaths. Il n'est pas rare d'observer des feldspaths idiomorphes disposés selon des orientations quelconques. Les gneiss oeillés passent souvent latéralement à des gneiss glanduleux où les yeux de feldspaths se lient entre eux par des veinules quartzofeldspathiques.

Certaines régions sont plus homogènes que d'autres. Ainsi, dans les falaises bordant au NW le fjord de la vallée d'Ûnartoq, l'homogénéité est très marquée. Cependant on observe des inclusions lenticulaires d'amphibolites dont la densité va en croissant lorsqu'on s'approche du contact des amphibolites supérieures. Au contact des migmatites, c'est-à-dire à l'intérieur du massif d'Akuliaruserssuaq-Isaussârssuk, les gneiss deviennent beaucoup plus acides et les inclusions ne sont plus du tout représentées (fig. 19). Dans toute cette région, les gneiss sont cisaillés obliquement par rapport à la foliation, ce qui crée souvent des structures de « wavy gneiss » (Berthelsen 1960). On peut identifier au moins deux ordres de grandeur de cisaillement:

— Les cisaillements de grande amplitude dans lesquels on observe souvent un enrichissement en minéraux sombres et qui sont disposés parallèlement les uns aux autres.

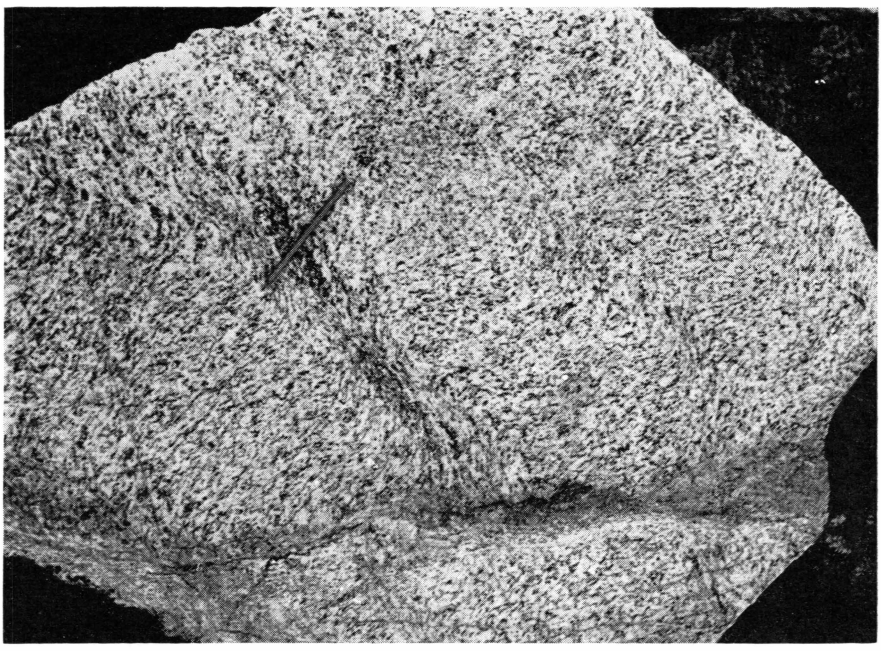


Fig. 19. Gneiss oeillé passant à un granite gneissique. Le cisaillement oblique cause la formation d'une structure de « wavy gneiss ». Notez les deux ordres de grandeur de cisaillement. Narssatsiaq.



Fig. 20. Formation de lentilles de gneiss oeillé dans des gneiss sombres de composition proche d'une amphibolite. Portusôq.

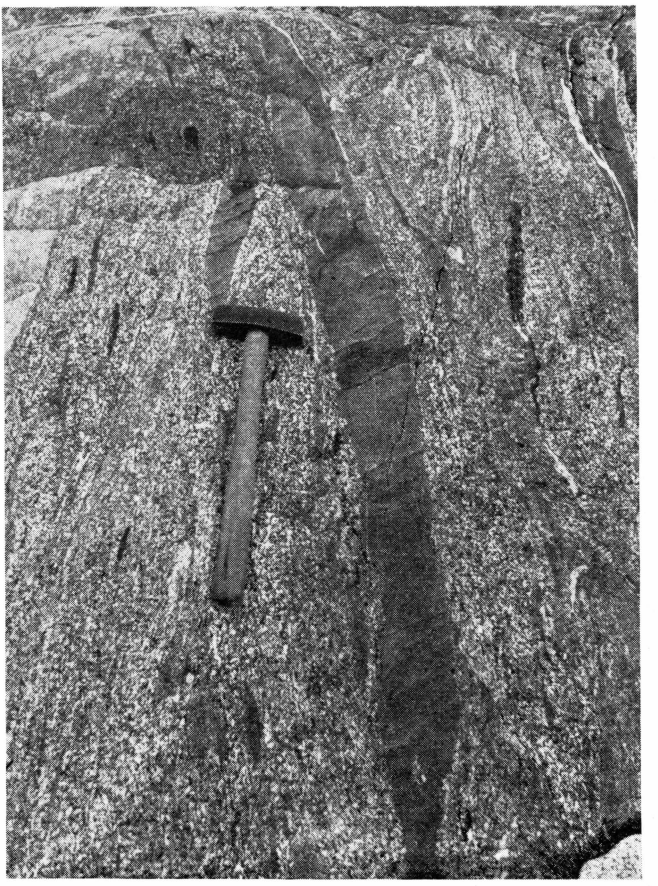


Fig. 21. Lentilles d'amphibolites à divers degrés de transformation dans des gneiss oeillés. Portusôq.

— Des cisaillements de quelques cm ou dm qui s'atténuent souvent en une simple ondulation de la roche. Ces derniers sont intercalés entre les grands plans de cisaillement précédents.
On retrouve des phénomènes semblables dans les déformations de la troisième période de filons basiques et lors de la déformation des granites au moment de la réactivation principale sanérutienne. Ces déformations semblent être caractéristiques d'un stade semi-plastique des roches. Dans les gneiss qui nous occupent, ces déformations sont partiellement antérieures à une dernière porphyroblastèse des feldspaths qui recoupent les plans cisaillés.
Dans la péninsule d'Asatdlut, l'homogénéité n'est pas aussi parfaite. Les gneiss oeillés y forment souvent des « canaux » concordants ou des lentilles très allongées dans une matrice à grain plus fin et plus sombre, sans porphyroblastes, présentant parfois des faciès de réelles amphibolites (fig. 20, fig. 21).

Cet arrangement suggère que la formation des gneiss oeillés s'est faite le long de « canaux de cisaillement », au sein d'une masse homogène basique, les mouvements étant accompagnés de métasomatisme. Dans la région du fjord de Lichtenau, les gneiss sont plus acides, les faciès oeillés beaucoup moins caractéristiques. Ces dernières occurences sont très analogues aux faciès de gneiss oeillés dans les contacts avec les séries migmatitiques de la vallée d'Ûnartoq. Ces gneiss du fjord de Lichtenau suggèrent l'existence d'une série de gneiss oeillés surmontés d'amphibolites dans les régions côtières du fjord. Ceci est d'ailleurs appuyé par l'analyse structurale.

L'âge des gneiss oeillés est antérieur à celui des filons basiques (AD_2), mais il est possible qu'une partie des porphyroblastes leur soit postérieure. Ceci repose sur les observations suivantes:

— les AD_2 recoupent les différents faciès de gneiss oeillés. Ainsi, les canaux de transformation dont on a parlé plus haut n'ont pas d'effet tectonique sur les filons. Ils sont donc d'âge kétilidien.

— Des veinules aplitiques déformées par cisaillement en même temps que les AD_2 sont recoupées par de grands porphyroblastes de feldspaths. Ce qui permet de supposer un âge post-déformation sanérutienne du métasomatisme. On sait cependant que les recoupements entre deux matériaux leucocrates sont souvent sujet à caution et il faut rester très prudent dans leur interprétation.

— Les gneiss oeillés sont souvent agmatitisés par des granites clairs. Les agmatites furent parfois déplacées les unes par rapport aux autres. Dans certains cas, il est possible de prouver que le cisaillement oblique, donnant naissance aux « wavy gneiss » est antérieur à cette agmatitisation. Ces phénomènes se concentrent surtout aux abords des granites jeunes, aussi il est probable qu'ils soient d'âge tardif. Cependant, on en a observé, plus rarement il est vrai, dans des régions où les granites jeunes n'affleurent pas. L'âge kétilidien ou syn-réactivation principale est donc possible.

2. Pétrographie

La texture est granoblastique avec porphyroblastes feldspathiques, surimposée par une texture cataclastique qui dans les cas extrêmes cause la formation d'une texture en mortier, celleci se forme le long de canaux parallèles. Cette cataclase doit se comprendre comme un long processus qu'il n'a pas été possible d'élucider totalement. Dans certains cas, tous les minéraux ont été déformés et n'ont pas recristallisé à l'exception du quartz, dans d'autres la muscovite et l'épidote ont recristallisé et parfois le plagioclase et le microcline.

La composition varie entre les limites suivantes:

Quartz: 20 à 35 %, microcline: 0 à 30 %, plagioclase (abite ou oligoclase généralement acide): 38 à 53 %, biotite: 7 à 17 %, pistacite 0 à 3 %, plus: chlorite, muscovite, sphène, apatite, zoïsite, orthite, hornblende, oxydes de fer, principalement de l'ilménite et quelquefois du zircon.

Les porphyroblastes

Lorsque la roche ne contient que des plagioclases, ceux-ci forment des lentilles toujours très allongées, parfois obliques à la foliation (fig. 18). Ils sont souvent cataclasés et recristallisés, les macles sont généralement absentes, la saussuritisation rare.

Lorsque le plagioclase et le microcline sont présents, ils peuvent former séparément ou en commun des porphyroblastes, ou bien seuls les microclines forment des porphyroblastes idiomorphes sans inclusions. Un mégacriste de microcline peut englober plusieurs grains de plagioclase et de microcline. Les orientations optiques de chacun de ces grains peuvent être différentes, le mégacriste de microcline est lui-même souvent entouré d'une auréole de plagioclase. Cette auréole qui n'est pas sans rappeler celle qu'on trouve dans la texture des rapakivi, peut être formée dans certains cas uniquement par des perthites qui se greffent selon des orientations différentes sur les pourtours des mégacristes (Pl. 9, fig. 1).

De telles dispositions sont communes aux grands porphyroblastes comme aux petits cristaux.

Dans certains cas, on peut démontrer que les inclusions reliques du centre des porphyroblastes appartenaient à un seul et même cristal qui fut fracturé et englobé dans une seconde porphyroblastèse.

La matrice

Le grain varie entre 0,2 et 0,6 mm. Les mafites s'arrangent en lits sinueux contournant les porphyroblastes. Ils sont constitués essentiellement de biotite à divers degrés de chloritisation (pennine). Comme dans les gneiss d'Ivnarssuaq, cette transformation est d'autant plus faible qu'il y a peu de microcline présent dans la roche. Il existe aussi un autre type de chlorite qui semble être dû à des déformations tardives. Les agrégats de biotite, sphène et épidote sont nombreux, tous ces trois minéraux dérivent principalement de hornblende. Celle-ci n'est généralement plus visible. Dans certains cas, on observe une albitisation tardive. Le sphène est caractéristique de ces roches, il est souvent idiomorphe.

La porphyroblastèse des microclines est postérieure à la transformation des hornblendes en épidote et biotite.

3. Conclusions

D'une manière générale, on peut envisager la genèse des gneiss oeillés de trois manières:

a) Les yeux réagirent passivement aux déformations. C'est le cas d'un granite à mégacristes plus ou moins schistifié dans un état semi-mobile. HARKER (1950) définit ce genre de genèse comme un phénomène protoclastique.

b) Les yeux sont dûs à des remobilisations et concentrations du matériel feldspathique dans un cadre orienté. Le cadre peut être le siège de mouvements contemporains ou non.
Ces deux possibilités sont généralement admises par tous les auteurs (RAMBERG 1952, CORRENS 1949).

c) Les yeux sont le résultat d'un phénomène mixte entre a) et b).

Dans le cas présent, l'étude des différentes transitions entre les amphibolites et les gneiss à l'intérieur ou le long des contacts de ceux-ci, suggère que ces yeux se sont formés progressivement à partir d'un matériel plus ou moins amphibolitique.

Il est des plus probable que les yeux se comportèrent passivement ou activement selon les endroits et les périodes.

L'étude microscopique montre très bien ce jeu où les cataclases précèdent, accompagnent ou succèdent la formation des porphyroblastes. Parfois, c'est la composante potassique qui joue un rôle important, parfois la composante plagioclasique. La première semble cependant avoir plus d'importance que la seconde. Ces alternances dans la composition du « mobilisat » causent des textures se rapprochant de texture rapakivi (voir fig. 18, plagioclase de gauche en haut).

La plupart de ces gneiss se sont formés aux dépens d'amphibolites comme le montre la nature des reliques, mais le caractère oeillé n'est pas nécessairement dépendant du matériel originel puisqu'on observe des faciès semblables dérivant de roches acides.

Une des causes de la formation de ces gneiss semble bien être tectonique et serait due, comme on le verra à propos des déformations, à leur situation privilégiée entre les séries amphibolitiques et les roches dérivées de métasédiments.

Cette zone située entre deux unités présentant un certain gradient de compétence (amphibolites et roches dérivées de métasédiments, voir p. 180), semble avoir été le siège de mouvements différentiels qui se seraient faits dans un milieu où des solutions circulaient plus ou moins librement (mobilisat). Par leur genèse, ces gneiss sont à rapprocher des granites jeunes tardi-sanérutiens qui semblent s'être formés d'une manière analogue mais au cours d'une période différente.

E. Les granitisations kétilidiennes

1. Définitions et restrictions

La granitisation kétilidienne est restreinte à l'activité plutonique qui a donné naissance entre la période de dépôt des séries supracrustales et celle de l'intrusion des filons basiques d'âge kuanitique à des migmatites et des granites. La mise en place de pegmatites ou aplites n'est pas considérée comme une granitisation au sens propre.

Dans l'état de transformation des roches d'Akuliaruseq, il est impossible de donner un aperçu complet des divers stades de granitisation et d'autant plus de leur mécanisme. On ne peut établir que certaines images partielles qui donnent une idée de la complexité des phénomènes sans pour autant les résoudre.

La réactivation sanérutienne a oblitéré de nombreuses structures qui auraient pu nous donner d'utiles renseignements, ce qui laisse planer un doute dans presque tous les cas d'interprétation. Ainsi dans plusieurs cas, l'âge même des granites est douteux et ce n'est que là où les filons basiques d'âge kuanitique jouent le rôle de témoins, qu'il est possible de distinguer les phénomènes kétilidiens des phénomènes sanérutiens. A l'étude de ces filons, on verra que la remobilisation sanérutienne n'a jamais atteint un stade extrême et que l'on peut considérer grosso-modo tous les granites qui nous occuperons dans ce chapitre comme kétilidiens, à l'exception de quelques affleurements qui seront discutés dans le texte.

Cette remarque s'adresse l'aspect macroscopique et structural des granites. Il n'en est pas de même de sa pétrographie. En effet celle-ci a pu changer notablement (apport de potassium par exemple) pendant la période sanérutienne sans qu'il soit possible de dater et d'estimer les transformations.

2. Extension des granites et migmatites kétilidiens

Concernant l'extension géographique de ces roches, on voudra bien consulter la carte géologique (Pl. 10 et 11).

D'une manière générale, les granitisations n'ont épargné aucune région ni aucune série. Il est intéressant de noter qu'ils sont surtout concentrés entre les séries de quartzites et les amphibolites supérieures, c'est-à-dire à la base des granites jeunes. En ce sens, on peut dire que la granitisation kétilidienne fut essentiellement sélective.

D'aucun pourront rétorquer que cette disposition structurale entre quartzites et amphibolites est surtout due au toit que forment les amphibolites supérieures, qui jouerait plus ou moins le rôle d'une surface de « condensation » par rapport aux agents granitisants. Bien que ce

phénomène ait pu jouer un rôle, il ne semble de loin pas avoir été la seule cause de cette concentration des granites.

3. Structures et mouvements

On retrouve évidemment toutes les formes classiques de migmatites (agmatites, nébulites, artérites . . . etc.), décrites par SEDERHOLM (1923, 1926), WEGMANN (1935, 1938) et d'autres.

La majeure partie des migmatites d'Akuliaruseq se range cependant dans la catégorie des nébulites.

Comme l'avait proposé WEGMANN (1935), on peut diviser les structures migmatitiques en deux groupes: celles qui représentent des reliques pré-migmatisation et celles qui sont propres aux mouvements des migmatites elles-mêmes. Cette distinction est essentielle dans cette région où la granitisation est pré, syn, ou post-cinématique.

4. L'âge des granitisations

Il n'existe pas à proprement parler plusieurs générations bien séparées l'une de l'autre de granites kétilidiens. Tous les différents granites qui seront distingués ci-dessous constituent en fait les éléments d'une même évolution plutonique où l'on peut reconnaître des stades de forte et faible activité.

a) La première phase de granitisation

Comme les différentes phases de granitisation sont fixées par rapport aux déformations, un bref aperçu de ces dernières s'impose.

La première déformation (D_1) plisse les surface (S_1) qui furent dans le chapitre A (p. 39) identifiés avec la stratification. Lors de la déformation (D_1), il se créa une schistosité parallèle aux plans axiaux des plis (D_1). Ce nouveau plan constitue une surface cinétique (S_2). La seconde déformation (D_2) correspond au plissement de cette surface (S_2). Lors de ce plissement, une seconde schistosité axiale se forma. Sa distribution est beaucoup plus inégale que la première schistosité (S_2). Cette seconde schistosité constitue donc un nouveau plan cinétique qui est appelé (S_3). Une troisième déformation (D_3) fut surimposée, elle présente cependant un caractère très différent des deux premières et est d'âge sanérutien.

La première phase de granitisation correspond à la granitisation des surfaces (S_1). Il s'agit de veines granitiques généralement parallèles à ces surfaces. Comme on l'a déjà remarqué au chapitre A (p. 39), il est possible qu'elles correspondent à un ultramétamorphisme d'horizons supracrustaux prédisposés à une transformation rapide en granite. Dans les gneiss d'Ivnarssuaq, ces veines provoquent la formation d'un rubanement très

bien marqué alors que dans ceux d'Isaussârssuk et dans les gneiss veinés en général, cette forme de transformation se traduit par de fines veinules quartzo-feldspathiques qui peuvent longitudinalement s'épaissir d'une manière notable, prendre l'aspect de structures en pinch and swell. Les contacts entre les veines et les gneiss sont souvent diffus et graduels (fig. 9).

L'âge du début de cette granitisation ne peut être fixé. Elle a pu se former au cours d'une longue période de métamorphisme d'âge pré- ou

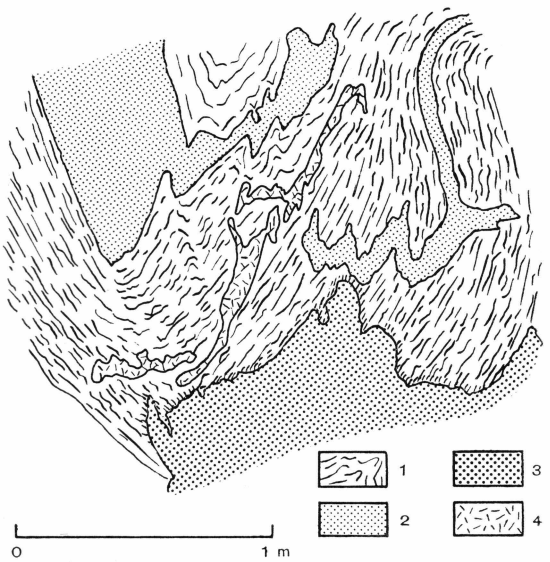


Fig. 22. Gneiss rubanés sombres (1) alternant avec des veines granitiques concordantes (2). Celles-ci passent en discordance et sont cisaillées subparallèlement au plan axial. Le tout est recoupé par des granites clairs (3) et par des pegmatites (4). Tuapait.

para-cinématique. L'âge de son achèvement est plus facilement reconnaissable bien qu'ainsi que nous le disions au début de ce chapitre, il est impossible de fixer une limite précise.

Au cours du plissement (D_1), ces veines granitiques deviennent par endroits très mobiles. Elles débordent de leurs limites constituées par les surfaces (S_1), passent en discordance ou imprègnent la roche. Dans de nombreux cas, ces veines sont recoupées par des granites de la seconde génération (veines granitiques parallèles à S_2) (fig. 8 & 22). Mais on observe aussi des formes de transition où les veines parallèles à (S_1) sont cisaillées et passent à des veines parallèles à (S_2) qui constituent la seconde génération (fig. 8). Comme on l'a déjà vu à propos des gneiss d'Isaussârssuk, certaines veines coupent des plis de faibles amplitudes et sont déformées par des plis plus grands indiquant que la granitisation s'est

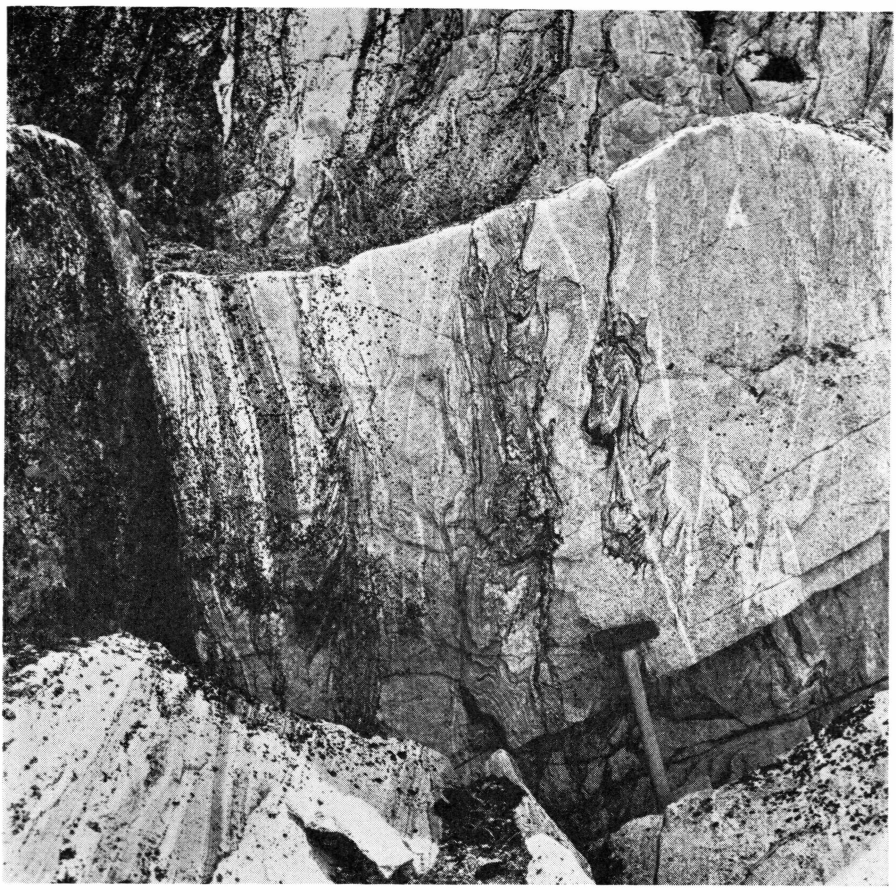


Fig. 23. Deux phases de granitisation dans les gneiss rubanés sombres. Ceux-ci sont plissés et granitisés selon S_1, les veines granitiques I parallèles à S_1 nébulitisent parfois les gneiss (à gauche de la tête du marteau). Dans une seconde phase, des granites mis en place parallèlement au plan axial recoupent les veines I. On observe la formation de nombreux schlieren sombres et clairs dans les granites de la seconde génération. NE de Tuapait.

faite tout au long du plissement (D_1). De tels phénomènes furent cependant rarement observés.

Dans d'autres cas (fig. 23), les veines assimilent une portion du gneiss encaissant en produisant une nébulitisation de ce dernier et sont elles-mêmes recoupées par une seconde génération de granite parallèle au plan axial des premiers plis.

L'importance de cette phase de granitisation semble être assez insignifiante comparée aux suivantes. Elle apparaît plutôt comme un commencement de l'activité que comme une génération différente. Cependant dans certains cas, ces veines sont nettement recoupées par d'autres granites et pour cette raison, nous l'avons séparée des granitisations suivantes.



Fig. 24. Stade extrême de la seconde phase de granitisation. On observe de nombreux schlieren (selon S_2) parallèles aux reliques plissées des gneiss. Notez la légère ondulation des surfaces S_2. Région de Kûgssuaq.

b) La seconde phase de granitisation

Au cours de la déformation (D_1), se forma une seconde génération de plans cinétiques (S_2) qui furent le siège d'une intense granitisation.

Il n'est pas possible d'établir avec certitude si la granitisation fut contemporaine de la formation de la schistosité ou si elle eu lieu dans des plans déjà formés.

Dans de nombreux cas, la genèse des phénomènes, lors de la seconde granitisation, est la suivante: on observe d'abord la formation de minces veinules granitiques parallèles au plan axial qui, en s'intensifiant, effacent la charnière des plis D_1. Il se forme ainsi des horizons de granite parallèles à S_2 (fig. 23), les granites ainsi formés présentent très souvent des schlieren sombres et clairs qui sont probablement des reliques de la roche primitive remaniée par les mouvements. Dans certains cas, on observe une vraie



Fig. 25. Reliques de plis dans les migmatites nébulitiques. A droite, les flancs de part et d'autre de la charnière furent déplacés l'un par rapport à l'autre. Région d'Ivnarssuit.

foliation dans ces horizons de granite. Il s'agit donc d'une « transposition de la foliation » (TURNER et WEISS 1963) où les structures S_1 ont joué un rôle passif par rapport aux structures S_2 actives. Parfois, des structures en bordure des gneiss sont repliées, prouvant l'existence de mouvements lors de cette granitisation. Dans un stade extrême, il ne reste plus que quelques reliques dans un granite plus ou moins gneissique de composition hétérogène (fig. 24).

Les mouvements au cours de cette granitisation sont extrêmement difficiles à analyser à cause de la réactivation sanérutienne. De l'étude de nombreuses AD_2 se dégage cependant l'impression qu'il est possible de différencier les mouvements propres à cette granitisation de ceux de la réactivation. Pendant la réactivation, les roches réagirent aux déformations par des cisaillements ou des mouvements semi-plastiques qui n'altèrent pas dans une aussi grande mesure l'homogénéité du granite, comme cela semble être le cas pendant la seconde phase de granitisation. D'autre part, au Sanérutien, les traces de cisaillement même si elles ont donné naissance à des schlieren sombres ou clairs, se laissent encore deviner ce qui n'est jamais le cas pour les granites kétilidiens. Grâce à ces observations, on est en droit d'admettre que les mouvements jouèrent un rôle important au cours de la seconde phase de granitisation. En effet,

de faibles déplacements relatifs entre les deux flancs d'un même pli dont la charnière fut granitisée sont d'observation courante (fig. 25). Les mouvements dans le granite lui même se traduisent par des traînées sombres et claires qui causent un rubanement un peu confus (fig. 23 & 24). De telles traces sont mieux visibles dans les régions constituées primitivement par des gneiss rubanés.

L'hétérogénéité des gneiss rubanés et la composition de certains horizons très éloignés de celle d'un granite prédispose à laisser de telles traces différenciées. Par contre, dans la région d'Isaussârssuk, par exemple, où les gneiss présentent une composition très homogène, on n'observe plus de tels schlieren.

Cette seconde phase semble être la plus importante parmi les granitisatons. C'est à elle qu'on doit la plupart des régions notées en migmatites nébulitiques sur la carte géologique. Elle est antérieure à la la déformation D_2 qui plisse les structures S_2 révélées dans le granite par les schlieren et la nouvelle foliation (voir fig. 24).

c) La troisième phase de granitisation

Les granites de cette phase sont essentiellement post-cinématiques, ils recoupent les structures et les veines formées au cours de la granitisation précédente (fig. 26). Le granite ne contient généralement pas de structure pouvant indiquer l'existence de mouvements contemporains de sa formation.

Le plus souvent, il nébulitise la roche ancienne en conservant les structures de celle-ci et se comporte donc comme un granite de remplacement, mais dans quelques régions, il présente une mobilité assez importante pour provoquer des mouvements.

Tel est le cas d'une longue bande de granite, large de 50 à 100 m qui s'étend parallèlement au fjord sur les premières collines au NW d'Igdlorssuatsiait. Sur le prolongement NW de la petite presqu'île d'Igdlorssuatsiait, les deux contacts sont très bien exposés: Au NW, les granites présentent un contact d'imprégnation typique (Wegmann 1938). Le granite nébulitise à divers degrés des gneiss à biotite. Les structures des gneiss reliques correspondent à celles de la région entourante et ne semblent pas avoir été troublées d'une manière notable par la nébulitisation. Cette dernière, lorsqu'on se dirige vers le SE, augmente d'intensité et passe finalement à des granites homogènes à biotite de grain moyen. Des traces reliques ne s'observent plus. Le diaclasage parallèlipédique très régulier traduit indirectement l'homogénéité de cette roche. Au SE le granite présente un contact très brutal avec des gneiss rubanés déjà granitisés. Les structures des gneiss sont nettement déformées, au contact, on aperçoit des schlieren qui semblent bien indiquer l'existence



Fig. 26. Gneiss veinés, granitisés le long des surfaces S_1 (lère phase de granitisation), cisaillés et granitisés le long des surfaces S_2 (parallèles au marteau, 2ème phase de granitisation). Ils sont nébulitisés (à droite en haut du marteau) par des granites homogènes clairs. NE du glacier de Sioralik.

d'un « écoulement » du granite. Sur tout le contact SE de cette bande de granite, on observe des structures semblables. De tels phénomènes correspondent probablement à de petits diapires, (WEGMANN 1930).

Dans les monts dominant le fjord de Lichtenau, on observe une large bande de granite (jusqu'à 1 km) orienté NE, qui présente les mêmes contacts d'imprégnation avec les gneiss granitisés pendant la phase I et II. Jusqu'au massif d'Ivnarssuaq (hauteur des lacs 120 m et 270 m), ces granites sont recoupés par des AD_2 et AD_3 et sont donc d'âge kétilidien. Leur composition est très homogène et comme dans le granite d'Igdlorssuatsiait, on n'y observe pas de structures-reliques. Ils représentent donc un granite à mobilité accrue post-cinématique.

Sur les flancs NW du massif d'Ivnarssuaq ce granite est pétrographiquement identique à son prolongement SW, mais il ne contient plus de filons basiques et, à l'exception des bordures, très peu d'aplites-pegmatites.

L'absence de filons basiques AD_3 est assez étonnante alors que toute la région entourant ce granite est très riche en AD_3. Au point 540 m on a retrouvé une zone d'inclusions amphibolitiques dessinant les contours d'un ancien dyke de même orientation que l'une des générations d'AD_3 que l'on retrouve à 100 m de là. Malheureusement, les contacts sont cachés par une zone mylonitique gardar. L'âge de ces granites n'est donc pas fixé, il se pourrait, d'après ce que nous connaissons des contacts des granites tardi-sanérutiens qu'ils représentent une zone d'intense recristallisation des granites jeunes de Narssarssuaq. Ceci n'aurait rien d'étonnant car les granites jeunes forment une large couche subconcordante qui, virtuellement, devrait se retrouver au sommet de ces granites.

A Ivnarssuaq, des granites homogènes forment des lentilles de 10 à 50 m de longueur, elles sont souvent prolongées par des veines granitiques totalement concordantes aux structures des gneiss (fig. 6). Ces veines présentent des structures en pinch and swell. Elles ont une épasseur de 10 à 30 cm et présentent des contacts francs avec la roche encaissante. Elles meurent dans les gneiss en formant de petits filons concordants. La lentille elle-même force les gneiss tout en restant subconcordante. De telles structures indiquent une mise en place syn- ou tardi-cinématique (Ramberg 1956, Wegmann 1932). Par contre, si l'on s'adresse aux contacts proprement dits entre les lentilles et les gneiss, on observera de nombreux types de contact d'imprégnation où les mouvements ne semblent avoir pris aucune part. Les contacts peuvent être francs, mais on peut retrouver les traces des anciennes structures absolument pas déformées. Selon Wegmann (1935), de tels contacts seraient dûs à une longue stagnation du front des granites. Il ressort de ceci que les granites furent mis en place alors que les mouvements étaient encore actifs et que la granitisation a continué après la cessation de ceux-ci. Ils représentent donc de vrais granites tardi-cinématiques.

L'âge de tous ces granites n'est pas entièrement fixé. Cela tient à la répartition inégale des plissements D_2 et à l'absence de critères suffisants qui permettent de décider si une structure mésoscopique a pris naissance lors de D_1 ou D_2. D'autre part, si en de nombreux endroits ils recoupent nettement les granites de la seconde phase, en d'autres, ils semblent être le prolongement de l'activité de celle-ci. Dans plusieurs cas, (Asatdlut, Akuliaruserssuaq) les granites granitisent les veines granitiques plissées par D_2. Ils sont donc post D_2. Mais dans la plupart des régions, il est impossible d'être aussi affirmatif. La seule interprétation raisonnable semble être la suivante: après la seconde phase de granitisation, l'activité

diminua fortement en certains endroits, une nébulitisation post-cinématique transforma des roches en granites homogènes sans structure aucune. Au cours de la déformation D_2, l'activité fut faible. Ceci est soutenu d'une part, par le style des plis moins plastiques que D_1, d'autre part, par la faible granitisation syncinématique dans les plis D_2. Il est cependant possible qu'au cours de ce plissement, une nébulitisation générale des roches ait eu lieu et qu'elle se soit prolongée après la fin des mouvements, effaçant ainsi les structures D_2. Les granites post-cinématiques pourraient donc avoir deux âges: post D_1 ou post D_2 puisque le plissement D_2 ne s'est pas fait sentir partout avec la mème intensité.

Pétrographie

Comme l'ont déjà noté de nombreux chercheurs, (WEGMANN 1935, SEDERHOLM 1926), l'étude pétrographique est peu propice à résoudre les problèmes des granites. La seule distinction valable qui put être faite à Akuliaruseq est basée sur la présence ou non de microcline.

Les granites de la première phase ne contiennent généralement pas de microcline. La proportion en biotite ne dépasse pas 5 à 8 %. Les minéraux accessoires sont: chlorite, épidote, orthite, oxydes de fer. La texture est granoblastique, généralement équigranulaire. Les structures planaires ou linéaires sont rares.

Le seconde phase de granitisation forme des granites plus hétérogènes. Le microcline peut être abondant en certains endroits, absent en d'autres. Ceci semble être dû à la genèse particulière de ces granites qui ont évolué tardivement en granites post-cinématiques. Les mafites sont les mêmes que dans les précédents, ils peuvent passer de quelques % à 15 % selon que l'on s'adresse à des schlieren sombres ou clairs.

Les granites postcinématiques à quelques exceptions près (la bande de granite située au NE d'Igdlorssuatsiait est de composition quartz-dioritique), sont toujours potassiques.

Dans tous les granites kétilidiens le plagioclase est abondant (40 à 50 %), c'est un oligoclase de composition hétérogène (zonage irrégulier) formant de nombreux contacts de corrosion avec le microcline.

6. Conclusions

La granitisation des roches kétilidiennes correspond probablement à une très longue période. L'activité très faible d'abord (début du plissement D_1) augmente d'une manière notable au cours et à la fin de cette déformation. A cette époque, la plus grande partie de la contrée se trouvait déjà fortement granitisée. Pendant la période de déformation D_2, l'activité semble avoir été beaucoup plus faible. Des granites post-cinématiques mal différenciés à l'intérieur des granites précédents se mettent

en place après la déformation D_2 et peut-être dans quelques cas entre D_1 et D_2.

La granitisation fut plus intense dans les zones comprises entre les quartzites et les séries de gneiss oeillés, granites gneissiques et amphibolites. Elles semblent avoir eu une action sélective très forte.

La distribution des granites dans le temps présente des aspects très complexes. Les granitisations n'eurent pas une intensité égale dans toute la région. Ainsi, lors de la seconde phase, les gneiss rubanés d'Ivnarssuaq furent beaucoup moins transformés que les gneiss d'Isaussârssuk. Cela semble être dû à l'existence d'une schistosité axiale dans les gneiss plus pélitiques d'Isaussârssuk par rapport aux gneiss d'Ivnarssuaq.

L'état physique des granites, lors de leur mise en place, est impossible à définir dans de nombreux cas. Ce n'est que dans les régions où les structures reliques nébulitiques ont été conservées dans leurs positions originelles, qu'il est possible d'éliminer un état fondu (magma anatectique, magma allochtone), puisque les structures ont été conservées.

La qualité de « mobilité », terme que nous avons souvent employé, ne préjuge pas de l'état physique du granite puisqu'il est impossible de contrôler le facteur temps. Ainsi, de nombreuses structures « fluidales » (schlieren) observées lors de la seconde phase ont pu se faire par un mécanisme métasomatique à l'échelle du ion, de la particule ou des solutions lors de mouvements très lents, mais aussi sous un état plus plastique ou même fondu.

Le problème de l'apport granitique ou d'une différenciation in situ (terme pris dans son sens large) ne peut être résolu que dans les zones constituées d'amphibolites; on l'a vue, cet apport devait être très grand. Dans les séries dérivant de métasédiments on sait que la transformation en granite ne nécessite pas un apport notable de matériel étranger (Winkler & von Platen 1960).

On notera enfin l'absence totale de massifs batholitiques de caractère allochtone à la fin de la période kétilidienne.

On sait après les travaux de nombreux auteurs, en particulier Read (1957) que la fin d'un cycle orogénique est très souvent marquée par la mise en place de granites allochtones, diapiriques ou nettement intrusifs.

Or, ceux-ci sont totalement absents à la fin de la période kétilidienne. On peut l'expliquer de deux manières:

Ou bien la fin du Kétilidien ne représente pas la phase terminale de l'évolution orogénique, phase qu'il faudrait paralléliser avec le Sanérutien (Allaart 1964, Bridgwater & Walton 1964). Ou bien l'activité plutonique a cessé alors que la région se trouvait à des étages structuraux trop profonds pour permettre la formation de tels granites.

II. LA PÉRIODE SANÉRUTIENNE

INTRODUCTION

Dans l'introduction générale (p. 17), on a déjà montré qu'au Groenland méridional, il fut possible de distinguer trois périodes d'intrusion basique séparées par des périodes d'activité plutoniques (dans le sens de READ 1957). Toutes ces intrusions basiques, à l'exception de quelques unes appartenant à la troisième période, furent métamorphosées. Le terme neutre d'AD (amphibolite discordante) leur fut réservé. Dans notre région ces intrusions s'observent uniquement sous la forme de filons. Les AD_1 sont d'âge kétilidien et correspondent partiellement au dépôt des roches volcaniques. Elles furent reconnues à Kobberminebugt (WATTERSON 1965) et dans la région de Julianehåb (ALLAART, en prép.) et de Sârdloq (WINDLEY 1963).

A Akuliaruseq, bien que théoriquement il devrait exister des filons discordants ayant donné naissance aux sills et aux séries volcaniques (p. 70), il ne fut jamais possible de les observer. Il est fort probable que tous ces filons furent ramenés à une certaine conformité avec les roches encaissantes ou dispersés par les mouvements des différentes phases de déformation.

Il n'est plus possible de les distinguer de para-amphibolites. L'existence d'AD_1 interkétilidiennes (intrusions postérieures à des déformations et antérieures à d'autres déformations kétilidiennes), qui fut démontrée au NW (WATTERSON 1965) reste purement hypothétique à Akuliaruseq.

La seconde période (kuanitique) correspond à l'intrusion de différentes générations de filons basiques qui séparent la période kétilidienne de la période sanérutienne; ils furent métamorphosés, granitisés et déformés pendant la réactivation principale. Ce sont les AD_2 qui seront décrites dans le prochain chapitre.

Après la mise en place de nombreuses aplites et pegmatites (chapitre B) de nouvelles intrusions basiques constituent la troisième période (AD_3), (chapitre C). Pendant toute cette période sanérutienne, on observe en outre la mise en place de plusieurs granites jeunes et de masses anorthositiques (chapitre D et E). Rappelons que la classification des AD en trois périodes: $AD_{1, 2, 3}$ séparées l'une de l'autre par un plutonisme

actif, ne fut pas toujours comprise dans ce sens. Pour AYRTON (1963) et WEIDMANN (1964) les termes $AD_{1,2,3}$ correspondent à différentes générations de filons (recoupements) sans tenir compte de la notion d'activité plutonique intermédiaire.

Le Sanérutien fut défini par BERTHELSEN (1960), (voir aussi: BONDESEN et HENRIKSEN 1965, AYRTON 1963, WEIDMANN 1964) qui démontra dans la région d'Ivigtut que les dykes kuanitiques (de Kuanit fjord) furent métamorphosés et déformés mais non granitisés. Il s'est avéré cependant que ces filons pouvaient appartenir à deux périodes: l'une kétilidienne (filons nourriciers des séries volcaniques, l'autre kuanitique). Toute la chronologie fut redéfinie à Kobberminebugt par WATTERSON 1964 qui, le premier, pouvait distinguer les trois périodes d'intrusion basique. ALLART (en prép.) et WINDLEY (1963) pouvaient étendre cette division vers le SE. Il s'agissait donc pour nous de voir si cette division était encore valable plus au S.

A. La réactivation principale (les AD_2)

1. Définition

Le terme de réactivation est pris dans le sens d'un retour à des conditions plutoniques d'un ensemble régional constitué de roches granitiques ou migmatitiques ayant passé par des conditions anorogéniques.

Comme la région d'Akuliaruseq fut le siège au Sanérutien de plusieurs phases de plutonisme, il est nécessaire de définir rigoureusement les AD_2. Quatre conditions théoriques sont nécessaires à cet effet:

a) le filon doit être intrusif et basique. Il doit en outre être prouvé qu'il a fait intrusion dans une roche froide et cassante (voir ci-dessous),

b) il doit recouper des structures antérieures dont on peut assurer qu'elles se sont formées pendant l'orogène kétilidienne et qu'elles n'appartiennent pas à un cycle antérieur,

c) il doit recouper des granites ou roches analogues dérivées de roches mises en place pendant cette orogène ou alors qui appartiennent à un cycle antérieur mais qui furent réactivées au Kétilidien,

d) les AD_2 doivent en outre elles-mêmes être recoupées par des AD_3.

Si l'une de ces conditions n'est pas réalisée, le filon ne sera pas nécessairement une AD_2. Ainsi s'il ne satisfait pas à la condition a), le filon pourra être soit une relique basique de l'âge des dépôts, soit un filon d'un genre spécial tel que les AD_3 qui peuvent faire intrusion pendant

une période de plutonisme régional (dans ce cas, le terme de réactivation générale n'aurait pas de sens). Sans la condition b), le filon pourrait être une AD_1 ou même un filon appartenant à l'ancien socle. La condition d) semble essentielle car, après la réactivation principale, on compte de nombreuses activités plutoniques locales qui, dans certains cas, peuvent être confondues avec la réactivation générale. Donc tout dyke granitisé n'est pas nécessairement une AD_2. Dans ce qui va suivre, chaque AD_2 décrite est recoupée ou gît à proximité d'une AD_3.

2. Les AD_2

Nous avons défini comme AD_2 une trentaine de filons distribués dans toute la presqu'île et observé plusieurs dizaines d'autres de caractère analogue, mais d'âge incertain. Leur épaisseur est généralement comprise entre 20 et 50 cm, quatre filons ont 3 à 4 m, un seul totalise 20 m. On peut distinguer deux générations (fig. 27).

La première génération, holomélanocrate, de couleur vert-noir est composée essentiellement de hornblendes. Elle est recoupée par la

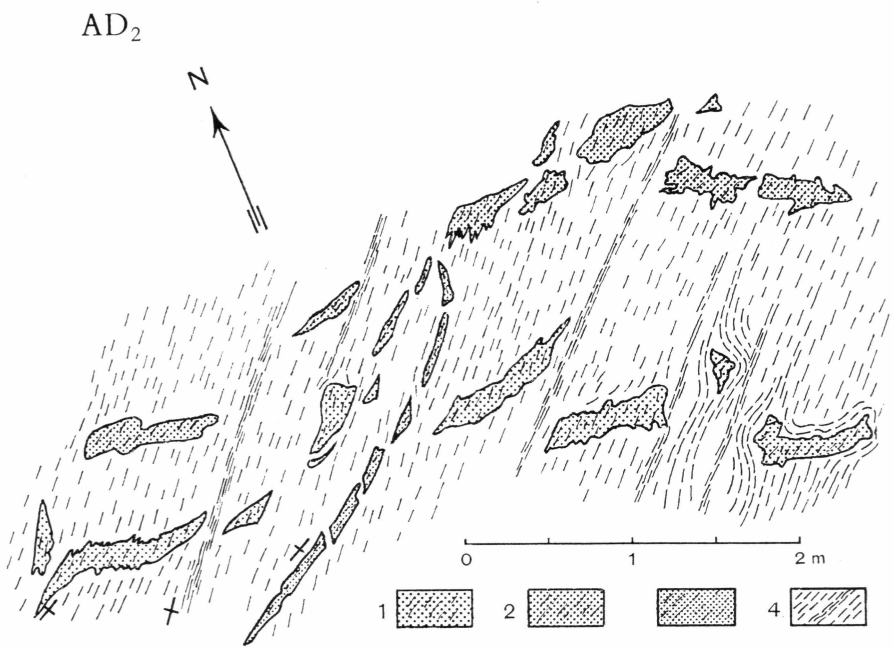


Fig. 27. AD_2. On observe deux filons parallèles (1 et 2) appartenant à une première génération recoupés par une seconde génération (3). Les filons 1 et 2 sont homélanocrates de teinte verte, le filon 3 mélanocrate, de teinte noire. Tous les trois sont cisaillés et boudinés. La schistosité est parallèle à la foliation (4) des granites gneissiques. Presqu'île SW d'Igdlorssuatsiait.

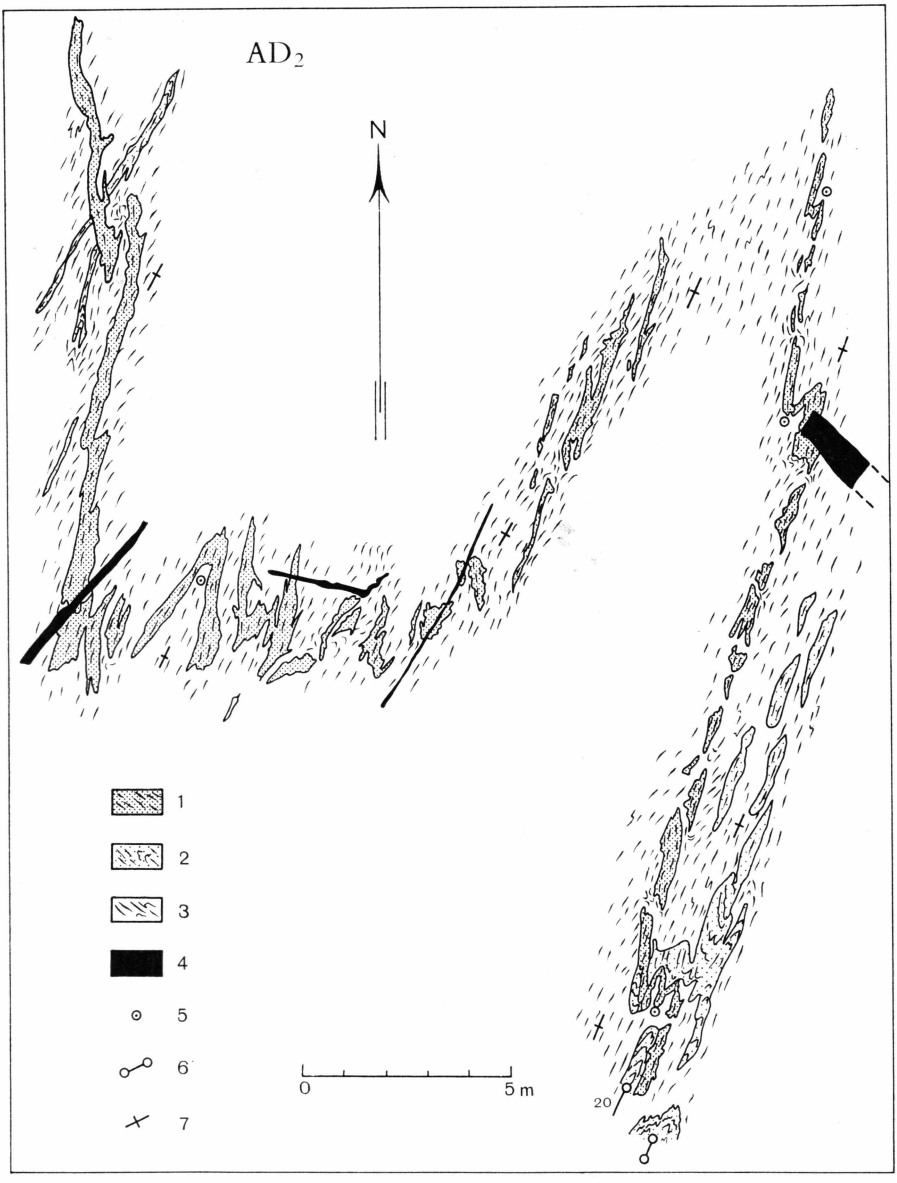


Fig. 28. AD_2 plissée, boudinée et granitisée dans des granites gneissiques (3). 2 = reliques de gneiss rubanés déformés au cours de la période kétilidienne. 4 = pegmatites. 5 = axes de plis verticaux, mesurés. 6 = axes horizontaux. Les traits à l'intérieur des filons indiquent la disposition de la schistosité, dans les granites gneissiques: la foliation. NE de l'île d'Îsíneq.

seconde génération, mésocrate à mélanocrate de couleur gris-noir, comprenant des plagioclases et des hornblendes. Nous décrirons quelques-uns de ces filons, les conclusions seront reportées en fin de chapitre.

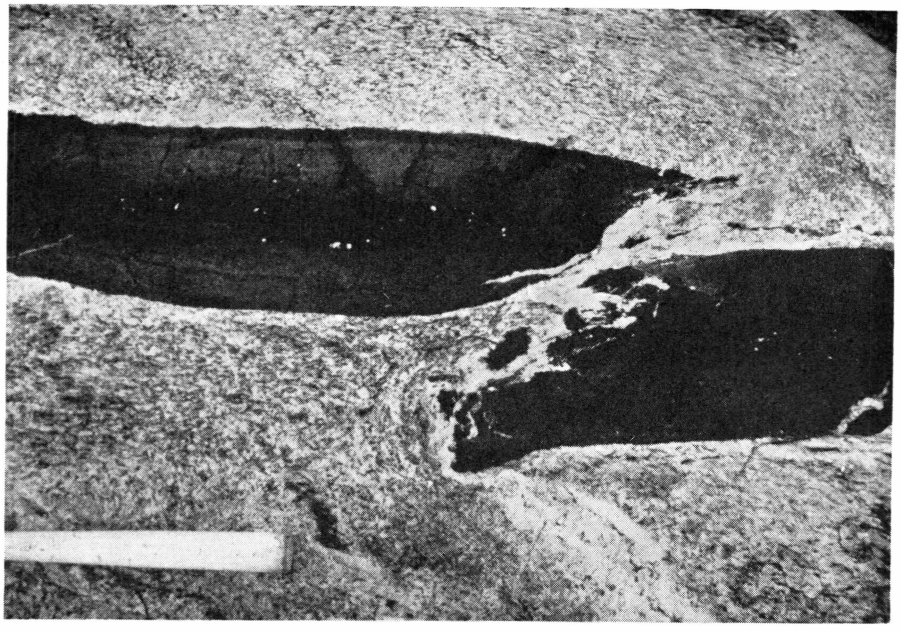


Fig. 29. Filon basique discordant (AD_2 la même que celle de la fig. 28). On notera le rubanement parallèle au contact et l « écoulement plastique » des granites gneissiques entre les deux boudins. Du matériel pegmatitique s'est formé dans l'espace inter-boudins.

Ile d'Îsíneq

L'île est composée de divers gneiss appartenant à la série d'Ivnarssuaq. Ils se trouvent à l'état de reliques dans les granites plus ou moins gneissiques. Les gneiss et partiellement les granites subirent au minimum trois déformations (D_1, D_2, D_3). Les premières structures S_1 qui furent déformées, correspondent à la stratification originelle (voir p. 39).

Au NW de l'île, un filon vert boudiné et plissé appartenant à la première génération, recoupe les structures des reliques de gneiss sombres, plissés en inclusions dans les granites gneissiques (fig. 28). L'épaisseur du filon varie entre 30 et 50 cm. La schistosité plus ou moins marquée selon les endroits est sub-parallèle aux contacts du dyke. Dans les charnières des plis, cette schistosité est parallèle au plan axial. En plusieurs endroits, mais non partout, on observe un rubanement du filon, constitué d'un centre hornblenditique flanqué de deux bandes contenant une assez forte quantité d'épidote, dérivant essentiellement de plagioclases, les zones de contact sont à nouveau hornblenditiques (fig. 29).

Le rubanement est toujours parallèle aux contacts, même dans les endroits plissés. Dans les fractures, le rubanement est recoupé par les granites (fig. 29). Le fait qu'il n'apparaît que sporadiquement indique

probablement une origine secondaire. Au contact du dyke et sur une mince zone de 1 à 2 cm le granite présente une composition plus acide et apparaît souvent sans structure aucune, alors que plus loin, il est généralement bien folié. Le granite « épouse » plastiquement les formes des différents types de fractures (principalement le boudinage). Il « s'écoule » dans les fentes plus qu'il n'imprègne intimement la roche (fig. 29). En ce sens, le granite n'a pas marqué une agressivité notable envers le dyke. A plusieurs endroits, les espaces inter-boudins furent le siège d'une pegmatitisation, phénomène connu depuis fort longtemps (Wegmann 1932, Ramberg 1956). L'orientation originelle du filon était probablement transversale à l'actuel plan de déformation. Celle-ci aurait causé la formation de plis de 15 à 20 m d'amplitude. D'après l'actuelle distribution des fragments et leur épaisseur dans l'ensemble assez constante, il est presque impensable que cette déformation ait résulté d'un seul cisaillement. Il semble nécessaire de faire intervenir un certain raccourcissement du segment transversal au plan de déformation. La quantité de ce raccourcissement est cependant impossible à mesurer.

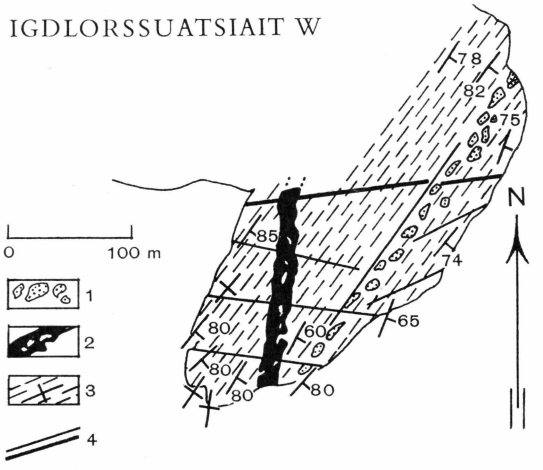


Fig. 30. Carte schématique de la presqu'île SW d'Igdlorssuatsiait. 1 = horizon amphibolitique (sill?) d'Igdlorssuatsiait agmatitisé (AD_1?). 2 = filon d'âge kuanitique granitisé, épaisseur: 17 m (AD_2). 3 = granites gneissiques et migmatites. 4 = filons non granitisés (AD_3).

Presqu'île d'Igdlorssuatsiait

La presqu'île prolonge l'île d'Îsíneq vers le NW. Les structures (en majorité des plans S_2) sont parallèles aux grandes structures S_1 marquées par l'horizon amphibolitique d'Igdlorssuatsiait que l'on peut suivre sur plusieurs km (fig. 30).



Fig. 31. AD_2 boudinée, plissée, cisaillée et granitisée. Elle recoupe les granites gneissiques et leurs inclusions de gneiss rubanés plissés (à droite de la boussole). Elle est elle-même recoupée par une veine granitique à structure en pinch and swell et par des aplites-pegmatites (à gauche, en haut de la boussole).

Au NE de la presqu'île une AD_2 très basique de teinte verte, recoupe la foliation des granites gneissiques, des inclusions de gneiss rubanés plissés appartenant à la série d'Ivnarssuaq et des veines granitiques (fig. 31). Elle fut elle-même fortement déformée et présente une bonne schistosité parallèle ou oblique aux contacts, dans les zones plissées, la schistosité est parallèle au plan axial des plis. Comme dans le cas précédent, le granite s'introduit plastiquement dans les fentes du dyke, mais on observe aussi de fines veinules granitiques qui semblent être des exsolutions de la roche encaissante et qui recoupent le filon basique. En plusieurs endroits, celui-ci est recoupé par des filons granitiques à structure en pinch and swell et par de nombreuses aplites-pegmatites.

A 250 m au SW du filon de la fig. 31, les structures sont recoupées sous un faible angle par un large dyke (17 à 20 m). A l'affleurement, la discordance n'est pas très nette à l'exception d'une apophyse, mais apparaît très clairement à la cartographie (fig. 30). Le dyke n'est pas analogue aux précédents bien que sa basicité soit comparable (indice de coloration = 70). Il présente une composition hétérogène, certaines zones sont très riches en hornblendes, d'autres en feldspaths, la distribution de ces zones différenciées ne présente aucune relation géométrique avec les contacts. Il est caractérisé par une grande abondance de pyrite, comparé aux autres AD_2. La schistosité est bien marquée et dans l'ensemble parallèle aux contacts. Le dyke recoupe les reliques de gneiss plissés plus ou moins granitisées, il est aussi postérieur aux agmatites appartenant à l'horizon amphibolitique d'Igdlorssuatsiait qui fut interprété comme un sill basique contemporain ou légèrement postérieur au dépôt des séries supracrustales. Le granite encaissant agmatitisa le dyke par un réseau de veines anastomosées. Des structures d'imprégnation progressives ne sont cependant pas rares.

Il importe de noter que le dyke n'a pas encouru une forte déformation d'ensemble alors qu'à quelques mètres, des filons plus petits sont intensément fragmentés (fig. 27). Ceci tient à la grande épaisseur du filon et à sa faible discordance par rapport au plan de la déformation sanérutienne en cet endroit.

La région d'Igdlorssuatsiait contient de nombreux autres filons déformés et granitisés qui ne seront pas mentionnés ici. Dans certains cas, par exemple au fond du golfe d'Igdlorssuatsiait, les contacts des filons présentent sporadiquement des textures plus fines marquées par une patine métallique qui pourrait éventuellement correspondre à des anciens contacts de refroidissement. Ceci ne peut cependant pas être prouvé.

Péninsule d'Asatdlut

Certaines AD_2 ont subi deux déformations métachrones avec mise en place intermédiaire de veines aplitiques et pegmatitiques. Tel est le cas présenté sur la fig. 32. Le dyke est marqué par une schistosité parallèle aux contacts. A quelques endroits, cette schistosité est plissée et froissée, ces plis sont eux-mêmes recoupés par de fines veines pegmatitiques, elles-mêmes à nouveau légèrement plissées. A son extrémité S le dyke est fortement imprégné par les granites, il disparaît presque complètement. Plus loin encore, il est fortement plissé par cisaillement. Dans cette région d'Asatdlut, les AD_2 sont nombreuses. Elles recoupent en discordance les gneiss oeillés et leurs inclusions amphibolitiques. La roche encaissante semble y avoir eu une mobilité plus grande que dans le SE. Les AD_2 sont toutes fortement déformées.

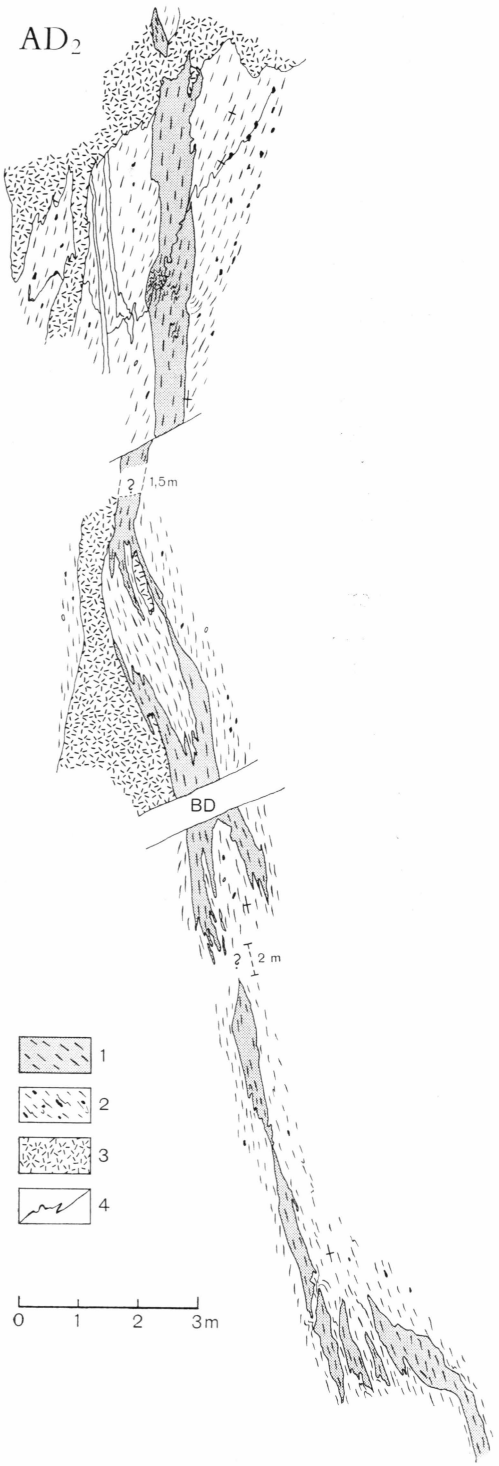


Fig. 32. AD_2 (1) très basique, de teinte verte, recoupant les gneiss œillés (2) et leurs inclusions basiques (celles-ci ne sont pas figurées). La schistosité du filon est parfois plissée, ces plis sont eux-mêmes recoupés par une veine aplitique (4) elle-même à nouveau plissée. Des pegmatites recoupent l'AD_2 et les gneiss (3). Au N des porphyroblastes idiomorphes recoupent l'aplite (4).

Qerrorssuit.



Fig. 33. AD_2 plissée (amplitude des plis = 50 m). A gauche, dans la falaise, on aperçoit des AD_3 non granitisées. Lac 1430 m, près de l'inlandsis.

La seule région où l'on a pu observer des AD_2 non déformées mais intensément granitisées se situe sur les côtes du fjord de Sioralik au pied des monts d'Asatdlut.

Dans ce cas, le granite imprégne les filons par grandes tranches parallèles aux contacts, ne laissant parfois qu'une portion centrale ou les deux zones de contact. Ici aussi, l'activité plutonique semble avoir été plus forte qu'au SW.

On retrouve des AD_2 jusqu'à l'inlandsis. Le manque de temps n'a cependant pas permis leur étude en détail. Au lac 1430 m (vallée E d'Isortoq près de l'inlandsis) on a pu photographier (fig. 33) un dyke déformé de 4 à 5 m d'épaisseur, de composition basique, en discordance dans des gneiss rubanés plissés et granitisés. Le dyke est plissé, les plis y présentent une amplitude d'environ 50 m et une période de 70 m. Comme la plus grande partie du filon est recouverte de blocs autochtones déchaussés, il n'est pas possible de se rendre compte si cette déformation est due à un raccourcissement des segments perpendiculaires au plan axial des plis ou à un cisaillement subperpendiculaire au dyke. Celui-ci est recoupé par des AD_3 non déformées.

3. Pétrographie des AD_2

a) Les AD_2 vertes

Ces roches sont composées essentiellement de hornblendes communes qui forment le 70 à 90 % du volume total. Il existe en outre de la biotite et du plagioclase (An 40 et 50 %), de la pistacite, orthite, sphène, muscovite, apatite et des oxydes de fer. On observe aussi parfois un peu de sulfure de fer et très rarement du zircon. L'analyse au compteur de points de la partie centrale du filon d'Isíneq (fig. 28) donne les résultats suivants: Hornblende = 87,2 %, pistacite = 9,6 %, muscovite = 0,8 %, sphène = 0,8 %, oxyde de fer = 0,8 %, biotite = 0,4 %, apatite = 0,4 % et des traces de pennine et de plagioclases reliques.

Le grain varie suivant les filons entre 0,2 et 1 mm. La texture est schisteuse, mais souvent on observe aussi un arrangement diablastique des hornblendes et de la biotite indiquant une cristallisation postérieure à la formation de la schistosité (VOLL 1959). Une texture glomérophyroblastique des hornblendes est commune.

La hornblende est fraîche, présentant un fort pléochroïsme (Z = vert-bleuté, Y = vert-foncé, X = jaune-pâle), elle est généralement stable. Le plagioclase est interstitiel, dans les zones enrichies il est allotriomorphe avec macles polysynthétiques. Il forme parfois des glomérophyroblastes qui donnent un aspect tacheté à certaines parties de la roche. Dans de nombreux filons, le plagioclase se transforme rapidement en pistacite avec comme produit accessoire, de la muscovite. La pistacite est très irrégulièrement distribuée; elle est un produit de transformation des plagioclases et des hornblendes. Dans ces dernières, la transformation s'est faite uniquement dans des zones de fracture et apparaît comme tardive. La biotite, comme on l'a vu plus haut se dispose parallèlement à la schistosité et est donc probablement contemporaine de la hornblende. Mais dans certains cas, elle croît en travers de celle-ci ou dérive d'amphiboles, elle est donc syncinématique et post-cinématique. La chloritisation de la biotite est très faible dans les filons verts, alors qu'elle est souvent intense dans les filons gris. Des textures éruptives reliques n'ont pas été trouvées.

b) Les AD_2 grises

Ces filons sont plus massifs que les précédents. L'indice de coloration égale environ 50. La texture est un peu moins schisteuse, souvent granoblastique allotriomorphe. La hornblende forme souvent des mégacristes poecilitiques noyés dans une matrice de hornblendes et de biotites orientées selon la schistosité. Ces mégacristes proviennent probablement d'anciens pyroxènes comme cela a pu être prouvé dans quelques cas. Le plagioclase est une andésine ou un labrador acide, le zonage est

irrégulier, jamais très caractéristique. La saussuritisation est beaucoup plus atténuée que dans les filons verts.

C'est dans ce groupe que l'on a trouvé les seules reliques de pyroxènes. Il s'agit d'une AD_2 (échant. GGU 67276) située sur la côte NW de l'île d'Ûnartoq. Son épaisseur atteint plus de 3 m. Elle est légèrement plissée, les bordures sont schisteuses, le centre massif. La composition est la suivante: hornblende = 37,6 %, plagioclase (An 50–55 %) = 47 %, (saussurite inclue), pennine = 6,8 %, pyroxène (2Vz = 56) = 5 %, biotite = 1,4 %, apatite = 1,2 %, sphène = 0,4 %, pyrite = 0,6 %. Le grain est fin (0,2 à 0,3 mm) la texture est granoblastique (Pl. 3, fig. 2) mais contient de nombreux mégacristes poecilitiques (1,5 à 5 mm) de pyroxènes se transformant d'abord en hornblende pâle puis, sur les bordures, en hornblende verte commune. Les trois minéraux sont en continuité optique. La plupart de ces mégacristes ne sont formés que de hornblendes dérivant de pyroxènes. Les vides laissés au milieu des mégacristes présentent des contours subrectangulaires (Pl. 3, fig. 2), ils sont occupés par plusieurs cristaux de plagioclases recristallisés. Dans quelques cas, des plagioclases primaires sont encore visibles, et présentent des contacts primaires entre plagioclases et pyroxènes.

Une telle texture est évidemment de nature éruptive. Son appartenance à une ancienne texture doléritique, bien que fort probable, ne peut être totalement certaine.

4. Pétrogenèse et conclusion

Pour démontrer que la réactivation avait un caractère régional et non local, il est nécessaire de prouver que les roches ont auparavant passé par un état où les températures étaient suffisamment basses pour inhiber une activité plutonique régionale au sens de Read (1957). Cet état est plus ou moins bien défini par le terme cratogénique (Kober 1928, Termier 1956) qui oppose des aires stables (cratogènes) à des aires mobiles (orogènes) ou par le terme anorogénique (Sutton 1964, dans discus. Bowes *et al.* 1964).

Jusqu'à Sederholm (1926), le seul critère vraiment valable à une telle démonstration était représenté par les dépôts sur un socle granitique de roches supracrustales (sédimentaires ou extrusions volcaniques). Sederholm démontra que les filons basiques pouvaient servir à séparer un épisode anorogénique d'un épisode orogénique et définir ainsi sa célèbre notion de palingenèse. L'opinion qui régna longtemps alors était que tout filon basique pouvait servir à une telle distinction.

Plus tard, et dans la région même où Sederholm avait travaillé, Kaitaro (1952, 1953) démontrait que certains lamprophyres des îles d'Åland avaient fait intrusion dans un cadre mobilisé (synplutonique) et

non dans une roche totalement inerte. Durant ces dernières années, le GGU (WATTERSON 1965, ALLAART en prép.) apporta de nombreux arguments nouveaux à l'existence d'intrusions basiques faites sous des conditions de plutonisme actif (voir étude sur les AD_3 p. 146). On restreignait ainsi dans une large mesure la méthode des filons basiques telle qu'elle fut présentée par SEDERHOLM.

Le problème est donc le suivant: des dykes basiques tels que les AD_2 peuvent-ils représenter une coupure profonde dans l'évolution plutonique régionale ou ne sont-ils qu'un aspect d'importance mineure? En d'autres termes, en ce qui concerne la région d'Akuliaruseq les AD_2 ont-elles une signification différente des AD_3 (intrusion tardi-plutonique) et existe-t-il des critères généraux permettant de distinguer un filon basique ayant fait intrusion pendant une période anorogénique (état cassant et relativement froid) d'un filon syn-plutonique ou tardi-plutonique? Ces critères sont-ils d'ordre structuraux ou pétrographiques?

Les critères structuraux

En anticipant sur le chapitre des AD_3 (p. 146) nous pouvons, en faisant une étude comparée des deux groupes de filons, AD_2 et AD_3, observer trois grandes différences concernant les mouvements et la granitisation:

1) les AD_2 ont réagi d'une manière compétente par rapport aux granites encaissants lors des déformations, alors que les AD_3 sont incompétentes (le boudinage si fréquent dans les AD_2 ne s'observe jamais dans les AD_3).
2) Les AD_2 sont en général plissées alors que les AD_3 qui ne le sont pas firent intrusion postérieurement à ces plissements.
3) Les granites encaissants les AD_2 furent actifs et s'écoulèrent plastiquement dans les fentes où imprégnèrent les filons en taches d'huile. Les granites encaissant les AD_3 furent inertes et ne présentèrent aucune espèce d'activité, seules les aplites et pegmatites pouvaient encore se former et recouper les filons.

Ces trois différences qui à Akuliaruseq sont d'une grande importance puisqu'elles permettent de distinguer entre deux périodes d'intrusion, n'ont pas la même signification, si on les considère comme critères généraux permettant de distinguer entre des aires plutoniques et des aires anorogéniques. En effet, elles ne représentent que des stades d'intensité différente d'un même phénomène de déformation et d'activité plutonique. Ainsi pour fixer les idées, si un filon basique du type des AD_3 avait fait intrusion lors de la réactivation générale, c'est-à-dire pendant la déformation et la granitisation des AD_2, il n'aurait probablement pas été

possible de le distinguer d'une AD_2 en se servant des seuls critères structuraux.

Ceci revient à dire que les critères structuraux n'ont pas une valeur absolue pour distinguer un filon basique « anorogénique » d'un filon tardi- ou synplutonique.

Les critères pétrographiques

Ils résident dans la nature des filons. L'étude des AD_3 (voir p. 131) montre que des filons basiques d'extension régionale et de nature allant de roches gabbroïques à des roches granodioritiques pouvaient faire intrusion sous des conditions tardi-plutoniques. Il en est de même des filons lamprophyriques des îles d'Åland (Kaitaro 1952). Les AD_3 présentent d'autre part des « chilled margin » et des textures éruptives se rapprochant de textures subophitiques (les pyroxènes ne furent cependant jamais observés). Le problème peut donc se poser ainsi: existe-t-il des filons basiques de nature particulière qui puissent être caractéristiques d'une intrusion faite au cours d'une période anorogénique (cratogénique) et qui n'ont pas leurs correspondants dans des dykes syn- ou tardi-plutoniques?

Il est difficile de répondre à cette question, étant donné que les études sur les intrusions synplutoniques n'en sont qu'à leur début. Il est évident que les filons à textures vitreuses ou semi-vitreuses ont fait intrusion dans un cadre relativement froid et permettent de définir un stade anorogénique. Parmi les autres filons volcaniques, les dolérites, grâce à leur texture caractéristique et à leur grande extension à la surface terrestre, semblent pouvoir jouer ce rôle de témoin d'un stade anorogénique. Jusqu'à maintenant, il n'a jamais pu être démontré que les dolérites puissent se former sous des conditions synplutoniques.

Il est cependant souvent très difficile lorsqu'elles sont recristallisées de les distinguer de filons synplutoniques (AD_3), aussi faut-il être toujours très prudent.

A Akuliaruseq, la première génération des AD_2 est de nature ultrabasique (table 5, analyse 1).

Cette première génération ne présente aucune texture relique et n'est donc d'aucune utilité pour résoudre ce problème. Par contre la seconde génération montre des textures éruptives très proches de textures doléritiques. Son chimisme (table 5, analyse 2) est analogue aux dolérites Gardar à l'exception d'un contenu en silice légèrement plus haut que la moyenne de celles-ci (certaines dolérites Gardar sont plus chargées en silice que cette AD_2) et une quantité légèrement plus grande de K_2O laquelle peut être raisonnablement mise sur le compte de la réactivation.

Table 5. *Analyse chimique de deux AD_2.*

L'analyse 1 correspond à une roche ultrabasique (Echant. GGU 67276).
L'analyse 2 est probablement représentative d'une métadolérite (Echant. GGU 67274).
Chimiste: B.I. BORGEN.

	1	2
SiO_2	44,80 %	48,93 %
TiO_2	0,70	1,04
Al_2O_3	12,16	17,30
Fe_2O_3	4,14	2,43
FeO	6,94	7,72
MnO	0,28	0,16
MgO	12,03	5,13
CaO	13,43	8,60
Na_2O	1,21	3,31
K_2O	1,22	1,72
P_2O_3	0,28	0,50
CO_2	+	+
H_2O +	2,75	2,60
Total	99,94	99,44

On voit donc qu'il y a de fortes présomptions que la seconde génération des AD_2 représente les restes fortement recristallisés de métadolérites, et que par conséquent, l'état physique de la croûte lors de leur intrusion était cassant et relativement froid. L'hypothèse selon laquelle des dolérites firent intrusion lors de la période kuanitique est d'autre part appuyée par les observations faites dans la région de Julianehåb où ALLAART (en prép.) a pu démontrer leur existence.

Le métamorphisme

Le métamorphisme accompagné de mouvements a eu trois effets principaux sur les AD_2: a) transformation des pyroxènes en amphiboles et recristallisation des plagioclases. b) différenciation métamorphique. c) formation d'une schistosité. Les relations d'âge entre ces phénomènes et les déformations jettent quelque lumière sur les débuts du Sanérutien. Ainsi, le rubanement secondaire que l'on observe dans de nombreux dykes et qui a été causé par la séparation de la phase plagioclasique et hornblendique est antérieur au plissement (voir p. 96) puisqu'il s'est fait parallèlement aux contacts dans la charnière des plis. Si la différenciation était synchrone ou postérieure aux plis, elle se serait faite de part et d'autre des plans schisteux qui auraient joué le rôle de plans de migration facile. D'autre part, elle est antérieure au boudinage puisque le rubanement est recoupé par les fractures. La granitisation

elle-même est postérieure au métamorphisme et très souvent syn- ou tardi-cinématique puisque les veines granitiques recoupent fréquemment la schistosité sans être pour autant déformées. On aurait donc, dans de nombreux cas, la succession suivante:

1. Intrusion.
2. Début du métamorphisme (faciès amphibolitique) et différenciations métamorphiques. Ce dernier phénomène a eu lieu à un stade relativement tôt de la réactivation. Les filons ayant subi une déformation interne permettant la différenciation, ils furent donc moins compétents que le granite encaissant.
3. Déformations, et formation d'une schistosité dans une roche encaissante semi-plastique. A ce stade le filon est donc plus compétent que la roche encaissante.
4. Agressivité croissante du matériel granitique qui s'introduit surtout dans les fentes causées par la déformation.
5. Rétromorphisme accompagné de mouvements légers qui transforment tous les plagioclases et une partie des hornblendes en épidote.

Ce schéma est cependant trop rigide et ne peut s'appliquer qu'à quelques dykes, en général tous ces facteurs doivent plus ou moins se recouvrir dans le temps.

La granitisation

La granitisation des AD_2 qui correspond donc à la réactivation principale est un phénomène d'intensité variable suivant les régions mais généralement faible. Il n'y a pas eu une remobilisation générale des granites comme dans certaines régions situées au NE, par exemple à Sârdloq (Windley 1963) où des massifs autochtones se sont individualisés à cette époque. Dans le SW de la presqu'île, cette granitisation semble avoir été plus faible que dans le NE. En général, elle se traduit par de minces veinules qui exsudent des granites et s'introduisent dans les zones de pression réduite causée par la déformation. Dans le NE, principalement sur la côte de Sioralik, le granite imprègne le dyke. Dans plusieurs endroits, la mobilité est assez grande pour faire disparaître toute trace de ce dernier. Mais ceci est un phénomène très rare.

Les déformations

Les déformations sont assez importantes pour causer la formation de plis d'amplitude de 50 m. Dans certains cas, le seul mécanisme de cisaillement ne semble pas pouvoir expliquer ceux-ci, il est nécessaire d'introduire un mécanisme de raccourcissement des segments perpendiculaires au plan de déformation. Cette déformation de symétrie

triclinique est très irrégulièrement distribuée. Certains filons, bien que transverses au plan de déformation, ne sont que très peu déformés alors que d'autres, à quelques m de là, sont totalement altérés. Ceci tient naturellement en grande partie à la différence de compétence entre filons et granites et surtout à la variation de plasticité de ces derniers contrôlée par leur mobilité. Mais ces phénomènes ne semblent pas être la seule cause.

Les directions des déformations sont variables et essentiellement dépendantes de la structure antérieure des roches. Ainsi par exemple, dans la baie de Kangiussaq où les structures des roches encaissantes sont EW, les déformations des AD_2 se sont faites selon cette même direction (fig. 37), alors qu'à Îsíneq, les déformations se sont faites selon des directions N et NE. De tels phénomènes sont courants. Ils semblent devoir exclure dans une certaine mesure l'hypothèse selon laquelle les déformations sanérutiennes auraient suivi des sortes de « canaux » plus ou moins larges, phénomène qui se rapprocherait en quelque sorte du mécanisme des failles et des décrochements.

S'il est possible d'assurer que le front de mobilité de la réactivation principale s'atténue dans les régions SE (Sermilik), il n'est pas pour autant possible de définir une limite aux déformations.

B. Les veines leucocrates et les mylonites pre-AD_3

1. Les aplites – pegmatites sanérutiennes

Il existe une opposition très remarquable entre l'absence presque totale de ces formations au cours de l'époque kétilidienne et leur très grande fréquence au Sanérutien. Une partie des aplites-pegmatites kétilidiennes ont pu disparaître au cours de la réactivation, mais celle-ci ne semble pas avoir été assez intense pour les éliminer toutes. Il semble plus probable qu'elles ne se soient pas formées au cours de cette période. Aucune explication raisonnable ne peut être formulée. Il serait éventuellement possible que les isothermes aient brusquement varié, empêchant la ségrégation en veines des solutions résiduelles. Après la réactivation principale caractérisée par une plasticité et mobilité maximum, la croûte retourne à des conditions cassantes. L'activité plutonique est en forte régression et ne se traduit plus que par la mise en place d'aplites et de pegmatites.

Il a été possible de diviser cette activité en trois phases successives qui subdivisées chacune en différentes générations, présentent des caractères légèrement différents.

1) la première phase correspond à la mise en place d'aplites-pegmatites pendant la période située entre la réactivation principale et des

phénomènes de cisaillement de type particulier que nous avons appelé mylonites pré-AD_3 (voir ci-dessous).

2) la seconde phase se forme dans l'intervalle délimité par ces mylonites pré-AD_3 et les primières intrusions d'AD_3.

3) la troisième phase couvre la période tardi-sanérutienne allant des premières AD_3 aux filons Gardar.

Pendant les phases 1 et 2, l'intensité de l'activité est sensiblement égale alors qu'elle est très diminuée au cours de la phase 3.

Raguin (1957) à la suite de Wegmann, distingue génétiquement des veines dilationnelles et non dilationnelles. A ces deux modes de formation, on peut en ajouter un troisième: les aplites-pegmatites formées dans des zones de cisaillement. D'autres modes de classification peuvent être basés sur leurs contacts francs ou graduels, leurs structures simples ou complexes, leur minéralogie, etc.

C'est en tenant compte de tous leurs aspects que nous avons établi la chronologie des diverses veines leucocrates. Chronologie qui ne peut être rigoureuse à cause des énormes difficultés qu'il y a à relier les veines entre elles; ainsi, le long d'une même veine, une aplite peut passer à une pegmatite et vice versa. D'autre part, comme le note Windley (1963), des veines d'une génération (1) recoupées par une génération (2) peuvent être à nouveau remobilisées et recouperont la génération (2).

On a procédé de la manière suivante: dans chaque secteur, il fut établi une chronologie aussi précise que possible, puis les secteurs furent ensuite comparés entre eux, comparaison qui était possible grâce aux fils conducteurs qu'étaient les AD_3 et les veines mylonitiques.

Phase 1

La première génération de cette phase est caractérisée par des aplites-pegmatites très déformées (cisaillement). Elles sont postérieures aux AD_2 qu'elles recoupent, et déformées en même temps que celles-ci. Grâce à leur caractère, ces veines sont toujours facilement reconnaissables.

Elles sont recoupées par des pegmatites à grain grossier, de formes irrégulières, très souvent sinueuses qui se sont mises en place par remplacement. Ces pegmatites ont une teinte rosée due au microcline toujours abondant. Il est probable que ces pegmatites puissent localement être divisées encore en différentes générations.

Dans plusieurs localités, ces deux premières générations sont recoupées par des aplites à contacts francs (fig. 34), dont l'épaisseur est constante pour une même veine. La plupart de leurs épontes ont subi des mouvements relatifs, parfois importants. Certaines de ces veines présentent des morphologies très semblables aux AD_3. On y observe des

apophyses, des structures en baïonnette ... etc. Parallèlement à ces veines, on observe souvent de petites fractures de décrochement plus ou moins cicatrisées, la recristallisation peut être plus ou moins importante et passe graduellement à de vraies veines. Leurs directions sont très constantes pour un secteur donné.

Il est évident que ces veines sont étroitement associées aux cisaillements qui ont probablement contribué à la concentration du matériel leucocrate.

Phase 2

Dans la seconde phase, les structures complexes sont nettement plus fréquentes que dans la première. Il existe aussi plusieurs générations.

La première génération se rencontre sous la forme de veines complexes, dont le rubanement, constitué par des bandes de matériel aplitique ou pegmatitique (des bandes de quartz pur s'observent quelquefois) est disposé symétriquement de part et d'autre du centre de la veine. La disposition suivante: aplite au centre et pegmatite sur les bords, est fréquemment observée.

La transition entre les différentes zones de rubanement est franche ou graduelle. Les contacts avec la roche encaissante sont généralement francs. Ces veines semblent être toutes du type dilationnel. Comparées à l'énorme quantité de veines simples, elles sont rares. Elles sont recoupées par des aplites de caractère dilationnel qui très souvent débouchent sur de petites masses de formes irrégulières, souvent anguleuses, à caractère « intrusif ». Celles-ci sont surtout représentées dans le SW de la presqu'île.

A Igdlorssuatsiait, elles sont recoupées par des aplite-spegmatites en veines ou géodes à caractère de remplacement.

Phase 3

Après la mise en place des premières AD_3, il est impossible d'établir une chronologie de ces veines à cause de leur plus grande rareté. En règle générale, on peut dire que chaque filon basique est recoupé par des veines leucocrates. Parfois celles-ci sont déformées avec le filon, parfois elles les recoupent nettement après les déformations.

L'une d'elles qui contient des grenats, forme des grandes masses de plusieurs mètres de diamètre. Elle semble appartenir au type de pegmatites de remplacement. Il existe, en outre, de très grandes pegmatites graphiques qui apparaissent toujours sur les bordures des granites jeunes de Narssarssuaq et d'Asatdlut, auxquelles elles doivent être génétiquement reliées.

Au cours des phases 1 et 2, la minéralogie des aplites-pegmatites est très uniforme et consiste essentiellement en quartz, plagioclase et microcline avec très rarement de la muscovite, biotite, épidote et oxydes de



Fig. 34. Aplite formée dans une zone de cisaillement. Le déplacement relatif des épontes est d'environ 15 cm. Notez la morphologie analogue à celle d'une AD_3. NE de Tuapait.

fer. Lors de la phase 3 (voir ci-dessus), une génération de ces pegmatites se distingue par la présence de grenats de quelques mm à plusieurs cm et par sa richesse en muscovite. La radioactivité y est aussi sensiblement plus haute que dans les autres. Nous n'avons pas observé de pegmatites à béryl qui sont communes dans le SW du Groenland.

2. Les mylonites pré-AD_3

Entre la phase 1 et 2 des aplites pegmatites se développe une mylonitisation d'un genre spécial, qui présente une extension régionale. Les meilleurs exemples sont cependant concentrés entre Akuliaruserssuaq et Isaussârssuk. Dans le SW, elles sont plus rares et moins caractéristiques.



Fig. 35. Veine mylonitique sombre recoupant des quartzites rubanés. Notez le déplacement relatif des épontes, l'épaisseur constante, identique sur 70 m et les bordures pegmatitiques. En haut: pegmatite de cisaillement de morphologie analogue à la veine mylonitique. Lac 980 m.

a) Description

Ces formations mylonitiques présentent des caractères morphologiques analogues à ceux d'un dyke (fig. 35). L'épaisseur varie entre quelques cm et 50 cm. Elle reste sensiblement constante le long d'une même veine à l'exception de la partie terminale qui se termine en un fuseau très allongé. La longueur est très variable, entre 30 et 200 m. Comme dans les AD_3 (voir p. 117) on observe aussi parfois des apophyses latérales qui meurent dans la roche encaissante par une fine zone de cisaillement.

Le matériel composant la veine est constitué des mêmes éléments que ceux de la roche encaissante, mais est enrichi en mafites par rapport à celle-ci, ce qui lui donne, lorsqu'elle recoupe des granites clairs, une teinte grise caractéristique. Elle présente une foliation toujours bien marquée alors que la roche encaissante peut être libre de toute structure. Cette foliation est généralement parallèle aux contacts, mais peut être oblique, sygmoïdale en forme de Z ou plus rarement de S. Les bordures sont généralement constituées d'une mince pellicule pegmatitique. Ces dernières en certains cas se disposent en plusieurs rubans parallèles aux contacts, créant ainsi une structure rubanée.

Au NE d'Akuliaruserssuaq, ces veines pré-AD_3 recoupent les zones des contacts des anorthosites et sont donc nettement plus jeunes. Sur les bordures, mais à l'extérieur de la veine, on y peut observer des cristaux allongés (0,5 à 2 cm) d'amphiboles disposées parallèlement aux contacts.

Les zones terminales finissent par un simple cisaillement souvent enrichi en épidote, biotite et chlorite.

Ces veines se sont formées par cisaillement comme le prouve le déplacement des épontes, les mouvements relatifs peuvent varier entre quelques cm et plus d'un mètre. La foliation de la roche encaissante n'a subi aucune distorsion lors du déplacement, elle réagit donc d'une manière rigide.

Le phénomène le plus frappant tient dans leur enrichissement en mafites. Pour le préciser, on a établi plusieurs analyses modales au compteur de points (table 6).

L'échantillon (1) ne présente pas de bordures pegmatitiques alors qu'on en observe dans l'échantillon 2 (voir table 6). La roche encaissant les deux veines (1 et 2), est un quartzite transformé. Elle est dépourvue uniformément de mafite sur de très grandes surfaces (les éléments autres que les quartzofeldspaths ne forment rarement plus du 5 à 7 % du total de la roche). Par contre, la variation dans les proportions des feldspaths et du quartz est toujours importante.

La texture de la veine ressemble à un granite gneissique. Elle est granoblastique avec orientation des biotites et des chlorites, celles-ci présentent parfois des textures gloméro-porphyritiques. Tous les minéraux

Table 6. *Analyse volumétrique des mylonites et de la roche encaissante (voir texte).*

	1a	1b	2a	2b	2c
Quartz	31,4	34,8	29,6	20,4	36,8
Microcline	5,6	4,0	2,4	8,4	32,8
Plagioclase	58,8	46,0	65,2	46,0	30,4
Pistacite	2,6	3,4	1,2	9,2	tr.
Orthite	tr.	0,2	tr.	tr.	–
Biotite	tr.	8,4	tr.	0,4	–
Pennine	tr.	tr.	0,4	14,0	tr.
Muscovite	1,2	2,2	–	0,4	0,4
Sphène	0,2	0,2	0,4	0,8	–
Oxyde de fer	0,2	0,2	0,8	0,4	tr.
Zircon	tr.	tr.	–	–	–
Apatite	tr.	0,6	tr.	tr.	–

1a: roche encaissante, 1b: centre de la veine
2a: roche encaissante, 2b: centre de la veine
2c: pegmatite dans la veine

sont plus ou moins cataclasés, mais dans la même mesure que dans la roche encaissante, même si celle-ci se trouve à plusieurs mètres de la veine. Par contre, la cataclase est toujours plus importante dans les zones pegmatitiques.

b) Pétrogenèse

L'étude de ces veines pré-AD_3 apporte divers éléments à la compréhension du métamorphisme, des migrations et échanges de matières, du problème des aplites-pegmatites et de la chronologie régionale.

1) Le métamorphisme

La présence de minéraux orientés tels que les amphiboles, la biotite et la totale recristallisation et même porphyroblastèse des minéraux blancs indiquent que ces veines furent formées à des températures relativement hautes. Cette température, n'était cependant pas assez importante pour permettre une déformation plastique des épontes comme c'est le cas pour les AD_2, et pour recristalliser totalement les zones terminales où, semble-t-il, seuls le quartz, la pistacite et la biotite ont recristallisé.

Dans quelle mesure l'énergie nécessaire à ces phénomènes est-elle apportée par le métamorphisme régional ou due à la friction elle-même, comme on l'observe dans les pseudo-tachylites (WURM 1935)? Le faciès des zones terminales, par rapport aux zones plus larges, indique un certain déséquilibre dans la répartition des énergies nécessaires à la recristallisation. Déséquilibre qu'il faut certainement mettre sur le compte des phénomènes de friction. Ceci ne signifie pas cependant que la roche encaissante était « froide » comme le prouvent les phénomènes de diffusions (voir ci-dessous).

La formation d'amphibole observée uniquement dans les zones de contact des anorthosites suggère une distribution inégale des isothermes. En effet, les anorthosites qui se sont mises en place après la réactivation principale et après plusieurs générations de pegmatites, sont franchement recoupées par ces veines. La roche encaissant les veines ne contient pas d'amphiboles et en général pas de mafites, c'est seulement sur les bordures des veines qu'on observe des amphiboles. Il est raisonnable alors de se demander si la présence d'amphiboles dans les zones de contacts des veines ne serait pas due au massif anorthositique qui libérerait encore assez d'énergie pour permettre la formation locale d'amphiboles. Comme une étude très détaillée n'a pas pu être faite dans cette région d'accès difficile, nous ne présentons cette explication qu'à titre provisoire.

En résumé, ces mylonites se sont formées sous des faciès plus élévés que ceux qui caractérisent les zones épizonales. Fort probablement, la

surface des isothermes à cette époque était irrégulière. Une partie de l'énergie de recristallisation semble avoir été libérée par les mouvements.

2) Les phénomènes de migration

L'analyse minéralogique indique un enrichissement en biotite, pennine (celle-ci est un produit d'altération de la biotite), muscovite, pistacite et une diminution des plagioclases par rapport à la roche encaissante. La microcline varie, mais semble diminuer là où il y a enrichissement en biotite et augmenter où celle-ci est remplacée par la pennine. Les minéraux blancs sont cependant en proportion variable dans la roche encaissante et il est difficile d'établir un bilan. Il est fort probable que le Ca du plagioclase se fixe sur l'épidote, et le K du microcline sur la biotite et la muscovite. La silice et l'alumine libérées peuvent se répartir dans le quartz libre et les autres minéraux sombres. Tous ces échanges peuvent se faire en grande partie in situ.

Quant aux ferro-magnésiens, leur bilan est solidement établi par 8 % de biotite et 14 % de chlorite dans chacune des analyses, sans compter ceux qui entrent dans le réseau de l'épidote. Une telle différence entre la veine et la roche encaissante ne peut s'expliquer par une différenciation sur place. Il est nécessaire de faire intervenir un apport éloigné. Celui-ci pourraient partiellement provenir de la zone bordière pegmatitique dans l'analyse 2. Cette dernière cependant forme environ 1/4 du volume total de la veine et ne peut donc pas constituer l'unique source. Dans l'échantillon 1, il n'existe pas de pegmatite et les ferro-magnésiens sont régulièrement distribués dans la veine. Il est donc nécessaire de faire intervenir une migration de fer et de magnésium. Dans ce cas, les ferro-magnésiens auraient pu provenir de deux sources:

1) de la roche encaissante, par un phénomène de diffusion dans un cadre rigide et cassant, comme le prouve la morphologie des veines, diffusion qui aurait dû toucher un grand volume de la roche encaissante et s'être faite soit par des films intergranulaires (Wegmann 1935) soit par des ions ou tout autre mécanisme ne faisant pas intervenir des canaux collecteurs individualisés.
2) L'apport des ferro-magnésiens se serait fait le long même des veines, par solutions hydrothermales par exemple, la source même de l'apport devait se trouver assez éloignée.

3) Les relations entre mylonites et aplites-pegmatites

On a vu que les bordures et parfois la zone centrale sont rubanées par des veines pegmatitiques (analyse 2c). Des passages à des pegmatites pures n'ont pas été observés à Akuliaruseq. Cependant, Windley (communication verbale) a pu observer des remplacements de veines du

même genre par des aplites-pegmatites. Des portions de ces veines avec foliation oblique restent en reliques non déplacées au milieu du matériel acide. Les aplites-pegmatites sont donc tardives par rapport à la mylonite. Comme les pegmatites sont toujours très cataclasées, il est à supposer que les mouvements n'avaient pas cessé lors de leur mise en place.

Cette opposition entre un apport d'abord basique suivie dans certains cas d'un remplacement acide est frappante.

Comme pour les ferro-magnésiens, les remplacements acides sont dûs à des phénomènes de migrations, par diffusions ou par solutions hydrothermales. Au premier abord sur le terrain, on avait songé à un phénomène de mylonitisation sous forte compression suivi d'un relâchement des pressions causant un état tensionnel pendant lequel les pegmatites se seraient mises en place. On retrouverait alors ce contraste entre les minéraux stress et anti-stress (HARKER 1950), mais ici ils réagiraient activement alors que dans la notion classique, le minéral est passif par rapport aux mouvements.

4) L'importance géologique

A cause des conditions assez spéciales exigées pour la formation de ces veines, celles-ci sont un bon repère pour l'établissement d'une chronologie. A Akuliaruseq, surtout dans le NE de la presqu'île, ces veines peuvent se suivre sur plusieurs km.

C'est grâce à elles qu'il fut possible de séparer les différentes pegmatites en plusieurs phases.

En outre, elles permettent avec les aplites-pegmatites de définir le style tectonique de cette période s'étendant entre la réactivation principale et les AD_3: On a vu que les aplites-pegmatites présentaient différents modes de gisement (dilationnels, de remplacement, de cisaillement). Ces trois types se mettent en place à différentes époques indiquant ainsi que l'activité leucocrate pré AD_3 s'est poursuivie dans un milieu alternativement sous tension et sous compression avec ou sans mouvements relatifs parallèles aux fractures. Il serait cependant dangereux de généraliser et de penser que si une région présente un style tensionnel par exemple, ce style doit se retrouver dans d'autres régions plus éloignées. Un tel mécanisme dépend probablement du jeu des blocs entre eux, causant des tensions en certains endroits et par exemple des phénomènes de cisaillement en d'autres endroits dans le même moment (WEGMANN 1947).

C. Les filons basiques sanérutiens (AD_3)

1. Introduction

La réactivation principale et la forte activité des aplites-pegmatites fut suivie d'une période d'intrusions basiques qui s'est traduite par la mise en place d'innombrables filons (AD_3). Les AD_3 se distinguent des filons basiques de la seconde période d'intrusions (AD_2) en ce sens qu'ils ne sont ni fragmentés, ni granitisés par les granites réactivés du début du Sanérutien décrits ci-dessous (p. 107). Mais ils sont tout de même recoupés par des veines aplitiques et pegmatitiques. Dans plusieurs régions, les AD_3 furent granitisées et déformées pendant la mise en place des granites jeunes de caractère autochtone présentant de très larges zones de contact (voir p. 144). Dans ce cas, les AD_3 présentent une morphologie telle qu'elles peuvent facilement être confondues avec les AD_2.

Les filons basiques de la troisième période se distinguent des filons Gardar en ce sens que ces derniers ne sont ni recristallisés, ni déformés et qu'ils sont d'âge postérieur à la mise en place des aplites-pegmatites.

On a pu établir une séquence d'au minimum quatre générations d'AD_3 d'extension régionale et localement une cinquième génération. Ces quatre générations présentent de nombreux traits communs entre elles, mais se distinguent aussi l'une de l'autre par certaines particularités.

La plupart des AD_3 sont des filons métamorphosés et correspondent à de réelles amphibolites; cependant on en observe aussi qui présentent une grande fraîcheur et qui ne justifient pas le terme d'AD, on maintiendra cependant cette dénomination, d'une part parce qu'elle est d'usage courant au GGU pour décrire la troisième période d'intrusions basiques et d'autre part, parce qu'une même génération peut présenter des termes métamorphiques et non métamorphiques.

2. Description

a) Caractères communs à la majorité des filons

Les AD_3 présentent toutes les caractéristiques des dykes de fissures (Sederholm 1923, 1926, Anderson 1942):

Structures en échelon, en baïonnette, apophyses latérales, disposition en swarm, parfois textures de refroidissement et d'écoulement, rubanement primaire (fig. 36, 37). Ils se distinguent cependent des dykes frais, anorogéniques par les mouvements qu'ils subirent et qui occasionnèrent la formation d'une schistosité et par le recoupement des veines leucocrates.



Fig. 36. AD_3 avec apophyse latérale, recoupée par des veines d'aplite-pegmatite. Ile d'Ûnartoq.

Cisaillement et schistosité

Il est d'observation courante que les déformations agissant dans une région coupée de nombreux filons, se répercutent surtout sur ces derniers. On exprime cela en disant qu'ils sont incompétents par rapport à la roche encaissante (REYNOLDS 1931, MOORE et HOPSON 1961). C'est le cas à Akuliaruseq où au minimum les 3/4 des filons sont déformés alors que les traces de déformation se marquent très peu dans la roche encaissante.

Les déformations pendant ou après la mise en place des filons, ont généralement causé un déplacement relatif des épontes, déplacement qui varie entre quelques cm et plus de 10 m et qui apparaît souvent comme des décrochements sub-horizontaux. Les mouvements contribuent à la formation d'une schistosité. Celle-ci est oblique par rapport aux contacts ou présente une forme sygmoïdale, elle est aussi parallèle ou varie d'une position parallèle à oblique dans un même dyke.

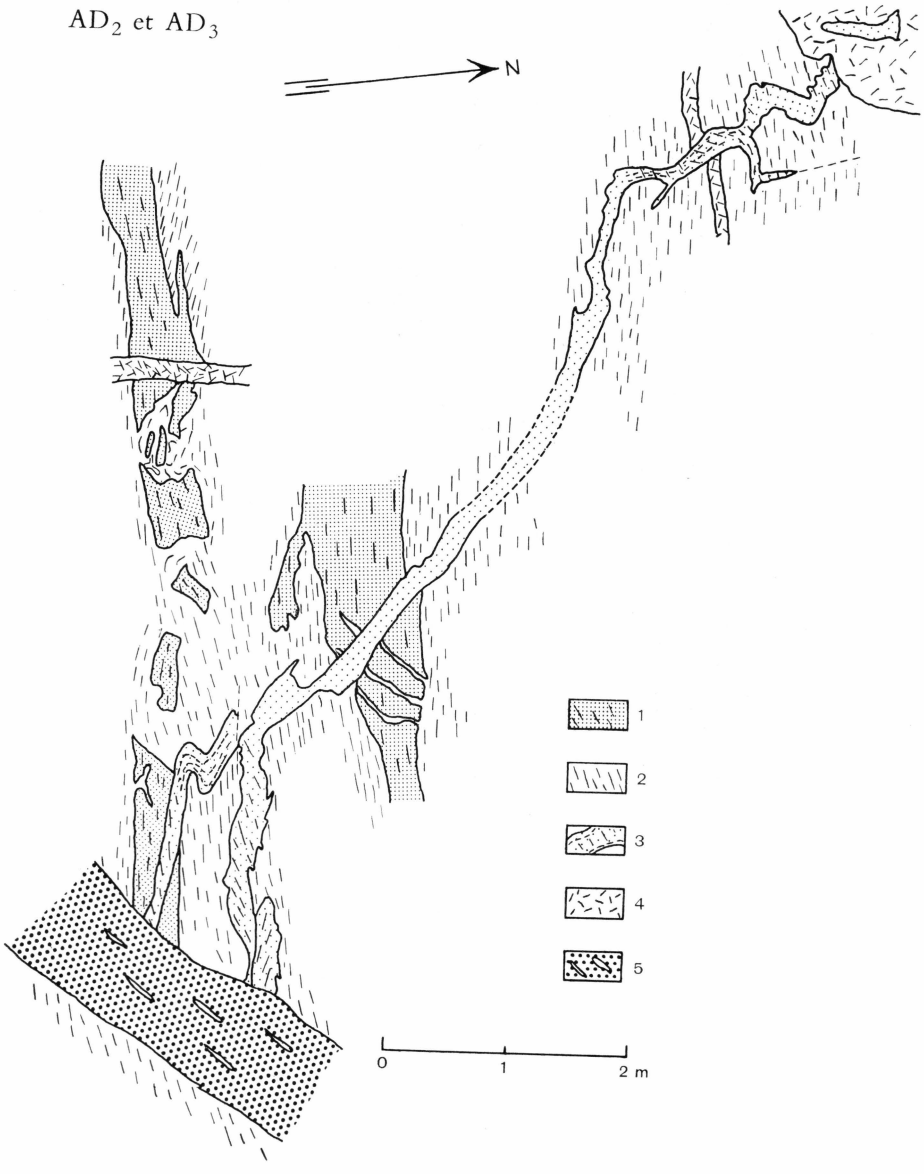


Fig. 37. Dans les granites gneissiques (2): AD_2 (1) avec schistosité parallèle aux contacts, fortement fragmentée et granitisée; recoupée par une AD_3 (3) à schistosité oblique peu marquée, les épontes furent peu déplacées et un rubanement primaire parallèle aux contacts est encore visible. L'AD_3 recoupe et est recoupée par des pegmatites (4) et par un filon de granite jeune à inclusions lenticulaires homoeogènes. Kangiussaq.

Dans de nombreux cas, elle suit parfaitement toutes les irrégularités des contours du dyke principalement dans les zones de contact et présente alors l'aspect d'une schistosité de fluidalité. Dans le cas d'un dyke à schistosité oblique, les bordures de celui-ci présentent, sur environ 1 cm d'épaisseur, une schistosité parallèle. Parfois la schistosité est plissée avec un plan axial sub-parallèle aux contacts. Les plis peuvent se produire soit au centre du filon, soit dans le prolongement d'une apophyse de granite qui joue alors le rôle de « môle résistant ». Ce plissement indique que les mouvements se sont prolongés après la formation de la schistosité ou qu'ils se sont échelonnés en plusieurs phases.

En plus de la schistosité, les mouvements ont causé la formation de cisaillements dans la roche encaissante. Ceux-ci sont généralement parallèles aux filons et souvent restreints à la terminaison des apophyses.

Parfois, les zones de cisaillement ont presque totalement recristallisé et passent presque inaperçues. Dans la plupart des cas, les cisaillements sont bien visibles et présentent très souvent des structures sygmoïdales identiques à celles formées dans la schistosité des filons (fig. 38, voir aussi fig. 37 à droite en haut), prouvant leur appartenance à la même phase de déformation que celle de la schistosité.

Dans de nombreux cas, il est certain que la schistosité a été causée par la déformation puisque les filons qui ne présentent pas de schistosité n'ont pas non plus d'épontes déplacées. Ceci peut s'observer dans un même swarm à quelques m de distance.

La forme de la schistosité sygmoïdale, c'est-à-dire sa disposition en S ou Z indique toujours le sens du déplacement réel des épontes. Cette forme en S ou Z est identique dans le dyke et dans les cisaillements de la roche encaissante. Ces structures sygmoïdales sont tout à fait différentes, génétiquement parlant des structures de fiederspalten (CLOOS 1936). Dans certains cas, là où par exemple la schistosité suit parfaitement les irrégularités des contours, il est plus difficile de l'interpréter. Elle pourrait être primaire et due à l'écoulement du magma ou causée par des phénomènes de compression (lors des déformations) régulièrement répartis sur tous les contours de ces irrégularités.

Dans certains cas, les observations permettent de penser que la schistosité s'est formée pendant l'intrusion, elle-même synchrone des déformations (intrusion syn-cinématique) alors que dans d'autres cas, il est évident que les déformations se sont faites après l'intrusion (voir ci-dessous).

Un exemple permettra de concrétiser quelques-uns de ces phénomènes (fig. 38). Il s'agit de deux filons basiques (amphibolites) de composition homogène sur toute la longueur du dyke. Le déplacement relatif des épontes s'est fait selon un axe N80° E incliné de 30° vers l'E. Il est de 1,90 m pour le filon supérieur et d'environ 1 m pour le filon inférieur.

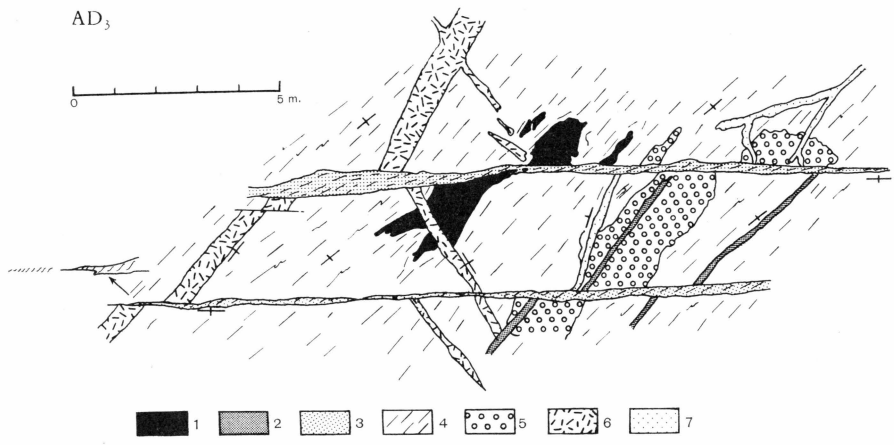


Fig. 38. AD_3 déformée avec schistosité oblique en S (3). Une relique basique (1) fut prise dans les mouvements, boudinée et légèrement mylonitisée. La schistosité du dyke épouse les contours déformés de la relique. L'AD_3 recoupe des granites gneissiques (4), des granites porphyroblastiques (5) et des aplites-pegmatites (6 et 7). Notez la structure sygmoïdale en S de la partie terminale du filon inférieur et le cisaillement (décrochement de la pegmatite de gauche) dans la roche encaissante. Presqu'île SW d'Igdlorssuatsiait.

La schistosité à l'exception d'une mince bordure où elle est parallèle, est oblique, de forme sygmoïdale en Z. Parallèlement au filon supérieur, on observe une fracture presque entièrement recristallisée qui déplace une veine leucocrate. Ce petit décrochement ne se continue pas et est résorbé dans la masse de granites gneissiques. A l'extrémité W du filon inférieur, les mouvements créent une fine zone de cisaillement où l'on observe aussi une structure sygmoïdale en Z. Le filon supérieur recoupe une relique d'amphibolite de composition à peu près identique à celle du dyke. Lors des mouvements, la portion en contact avec le filon fut prise dans ces derniers, lui causant une structure vaguement boudinée. La zone déformée de la relique basique semble avoir été partiellement mylonitisée, elle présente un grain plus fin que le reste de la relique. Celle-ci a donc réagi d'une manière compétente par rapport au filon. Au contact de cette inclusion, la roche du filon présente une schistosité qui en suit grossomodo les contacts. La texture du filon à cet endroit n'a cependant pas été modifiée comme celle de la relique basique.

Ces observations peuvent s'expliquer de la manière suivante: Mise en place du filon et déformation alors que celui-ci se trouvait encore à haute température et qu'il pouvait recristalliser tandis que la relique basique subissait une déformation mécanique. La formation de la schistosité du filon serait donc contemporaine des mouvements et l'intrusion elle-même plus ou moins contemporaine de la déformation. En d'autres termes, les mouvements seraient paracristallins et l'énergie nécessaire à

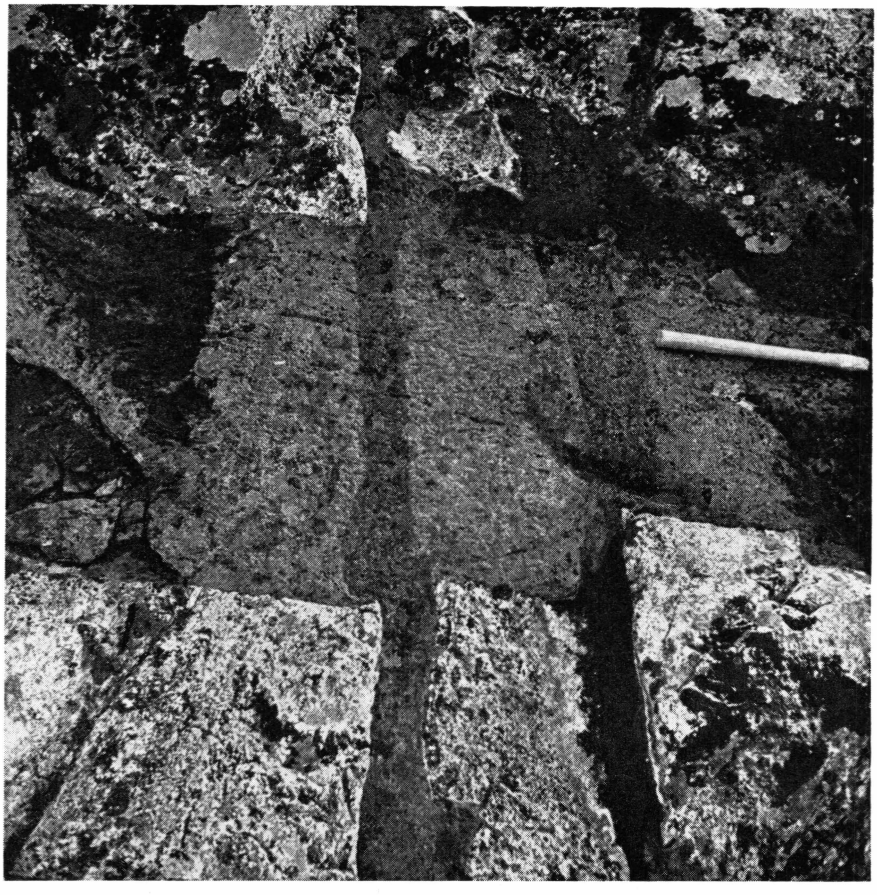


Fig. 39. Intersections entre deux générations de filons basiques (AD_3), voir texte p. 122). N du lac 40 m, Puiátukulôq.

la formation de la schistosité se puiserait dans le filon lui-même et non dans un métamorphisme régional. Il s'agirait d'un autométamorphisme syncinématique (RAMBERG 1952).

Intersections

On compte de nombreuses intersections entre les filons de différentes générations.

Sur la fig. 39, on observe une intersection entre un filon de la première (large filon) et deux petits filons de la troisième génération.

Les dykes des deux générations ont une composition basique, les deux petits dykes de la troisième génération sont légèrement plus acides que celui de la première génération et de grain plus grossier; il s'agit de deux apophyses d'un large filon partiellement différencié. Le petit filon de droite, présente une schistosité sigmoïdale. Le filon situé à

gauche de la figure, présente une schistosité parallèle, celle-ci épouse parfaitement les irrégularités des contacts, les épontes sont très légèrement déplacées. Par contre, dans le filon de droite, le déplacement est plus important et la schistosité nettement oblique (en Z). Des veines pegmatitiques recoupent la première génération et sont recoupées par la seconde, d'autres veines recoupent cette dernière.

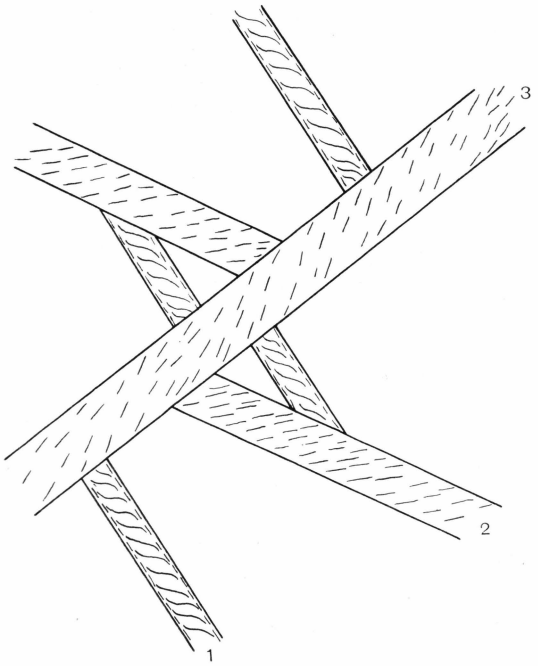


Fig. 40. Intersection entre filons basiques de trois générations. Chaque génération fut déformée avant l'intrusion de la génération suivante. La déformation, traduite par le déplacement relatif des épontes a donné naissance à une schistosité oblique, sigmoïdale ou sub-parallèle. Chacun de ces filons est recoupé par plusieurs générations d'aplites pegmatites. La paroi NW du lac 980 m.

Dans la paroi NW du lac 980 m (Cirque SE d'Isaussârssuk), il est possible d'observer des intersections entre filons des quatre générations. Malheureusement, la paroi est très abrupte et il n'a été possible de faire que des dessins schématiques des intersections. Il existe 6 intersections distribuées sur une surface d'environ 30.000 m², qu'on peut schématiser dans une seule figure, où l'on ne tient compte que de la qualité et non de la quantité des mouvements (fig. 40).

Les trois premières générations sont sub-verticales, les mouvements différentiels le long de chaque dyke, sont de 5 à 8 m. La schistosité est très nette, sigmoïdale dans la première génération, parallèle ou oblique dans la troisième, oblique mais peu marquée dans la seconde. La dernière

génération qui n'est pas figurée sur le dessin est sub-horizontale et beaucoup plus massive et plus claire que les précédentes. La schistosité y est parallèle. Notons en outre que toutes ces quatre générations de filons sont recoupées par des veines d'aplites-pegmatites. Chaque génération d'intrusion fut donc accompagnée ou suivie par des déformations s'étant faites parallèlement aux contacts de chaque dyke et fut recoupée par des veines d'aplites.

On peut présenter deux interprétations à cette suite d'évènements:

1. Intrusion syncinématique dans un milieu où les conditions dynamiques se sont répétées au minimum quatre fois, selon des orientations différentes.
2. Mise en place dans des fractures ouvertes ou qui s'ouvraient (sans déplacement relatif des épontes); cristallisation puis imposition par les déformations d'une schistosité secondaire favorisée par une recristallisation tardive. Ce phénomène se serait répété quatre fois. L'existence de la schistosité implique trois possibilités:

a) le métamorphisme régional était assez haut pour permettre la recristallisation.

b) si le métamorphisme était bas, l'énergie nécessaire à la recristallisation trouva son origine dans le filon lui même encore peu refroidi.

c) chaque intrusion se fit dans un cadre cassant et froid et fut suivie d'un métamorphisme régional. Cette dernière possibilité est cependant à exclure, puisqu'elle nécessiterait l'intervention d'au moins quatre périodes de métamorphisme intercalées entre des périodes non métamorphiques.

Dans ce qui suit, on verra qu'il est possible de choisir parmi ces différentes possibilités.

b) Les différentes générations et leurs caractères pétrographiques

1) La première génération

Les orientations moyennes sont N140 E et N50 E, parfois le même filon diverge à angle droit ou forme un T. Cette génération forme des swarms souvent impressionnants (au NW d'Akuliaruserssuaq, les filons occupent le 40 % du volume total de la roche sur plus de 200 m de largeur).

La plupart des filons présentent tous les caractères décrits dans les pages précédentes. Ils ont une composition homogène basique. Certains contiennent des veines de formes quelconques, parfois cisaillées dont la composition varie entre des ultrabasites et des granodiorites. L'origine de ces veines doit être probablement attribuée à des différenciations pri-

maires. Les filons présentent une teinte noire, parfois un peu verdâtre. La schistosité généralement oblique est toujours bien marquée.

Pétrographie

La roche est une amphibolite (table 7, analyse 1 et 2), de texture schisteuse et granoblastique, le grain varie entre 0,1 et 0,3 mm.

Les plagioclases allotriomorphes (An env. 40 %) sont irrégulièrement maclés, les macles peuvent être abondantes ou absentes, jamais très belles. Le zonage lui aussi n'est pas très caractéristique et souvent de distribution irrégulière dans le cristal. Plusieurs plagioclases forment des porphyroblastes contenant une grande quantité d'inclusions.

La hornblende verte dont le pléochroïsme d'intensité moyenne est constamment semblable (elle s'oppose ainsi aux hornblendes des AD_2) hypidiomorphe souvent très allongée suivant la schistosité. Elle forme parfois des mégacristes que contourne la schistosité, suggérant une cristallisation antérieure à la formation de celle-ci. Les textures glomeroporphyritiques avec les hornblendes ou les plagioclases sont communes.

La biotite brune semble souvent contemporaine de la hornblende, mais parfois elle se greffe sur cette dernière. Elle se transforme en pennine. La pistacite parfois accompagnée d'orthite semble secondaire. Les minéraux accessoires sont: apatite, sphène, oxydes et sulfures de fer, ces derniers sont rares.

Table 7. *Analyse volumétrique des quatre générations de filons basiques sanérutiens (AD_3).*

Notez la diminution de la basicité de la première à la quatrième génération.

	1	2	3	4	5	6	7	8a	8b	9	10
Quartz	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3
Microcline	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5	8
Plagioclase.....	22,0	42,0	60,3	35,6	46,4	38,6	38,8	52	30	20	47
Hornblende.....	66,6	52,0	34,6	61,4	37,0	42,8	31,6	34	55	28	–
Biotite + Pennine	8,2	4,6	4,8	2,4	14,0	15,0	26,8	10	10	30	36
Pistacite.....	0,8	tr.	tr.	tr.	tr.	2,0	0,4	1	2	tr.	tr.
Carbonates.....	–	–	tr.	–	–	–	–	–	–	10	3
Min. acc.	2,4	1,4	0,3	0,6	2,6	1,6	2,4	3	3	7	3
An % moyen ...	40	40	55	50	65–40	45	40	–	–	30	30

1, 2: première génération (GGU 67352, 67207).

3, 4, 5, 6: seconde génération (GGU 25442, 25546, 67374, 67372).

7, 8: troisième génération: a) bord du filon, b) centre du filon (GGU 67353, 67285, 67287).

9, 10: quatrième génération (GGU 67356, 67286).

La texture de la roche est donc métamorphique ou éventuellement synchrone de l'intrusion. Il n'existe pas de pyroxène et des textures éruptives ne furent jamais observées.

2) La seconde génération

Elle est fort différente, mais se rattache à la précédente par l'une de ses variétés. Ces filons semblent avoir été observés uniquement dans la région du fjord d'Ûnartoq.

La direction générale N110 E est très constante, ils ne forment que rarement des swarms et sont nettement plus larges (6 à 8 m). Ils ont la particularité de former de larges dykes sur une centaine de mètres puis se continuent par des dykes plus minces (10 à 40 cm), sur plusieurs centaines de mètres et reprennent ensuite leur épaisseur primitive. Ils sont beaucoup plus rares que les précédents; on en compte une quarantaine entre le bout de la presqu'île et le fond des fjords.

Leur aspect est massif, frais, caractérisé par un diaclasage parallèlipédique très régulier, les contacts sont réguliers avec absence d'apophyses latérales. Ils sont caractérisés par la présence de phénocristaux idiomorphes de plagioclases (5 8 mm), généralement absents des contacts. Ceux-ci sont constitués d'un grain plus fin (chilled margin). Le grain varie entre 0,5 et 1 mm. A l'altération, les filons présentent une couleur grise, alors qu'à la cassure, ils sont très sombres. Cette description s'adresse à la majorité d'entre eux (variété a et b, voir ci-dessous), la variété c présente une morphologie légèrement différente.

Pétrographie

Sous le microscope, on peut les diviser en trois variétés:

a) La première est représentée par un seul filon situé au contact SE (côte) du granite jeune d'Ûnartoq. Il est plus jeune que ce dernier. Sa composition est basique (table 7 analyse 5 et table 8, analyse 1), il s'agit d'un gabbro à hornblende à texture subophitique (Pl. 4, fig. 1). Les phénocristaux de plagioclase sont plus saussuritisés que les lattes. Il s'agit d'un labrador acide. La hornblende est du type basaltique avec Z = Y = brun et X = jaune pâle, $2Vx = 78°$ et $z \wedge c = 16°$. Elle présente au contraire de celle de la variété b des caractères optiques constants. La biotite brun-rouge semble contemporaine de la hornblende, parfois elle dérive de celle-ci et contient alors de nombreuses lentilles d'épidote et d'oxydes de fer disposées entre les feuillets. Une partie des hornblendes se transforme tardivement en pennine. Ce filon n'a subi aucune recristallisation postérieure à sa mise en place.

b) La seconde variété forme la majorité des filons. Ils ne présentent pas un aspect aussi frais que le précédent. Les textures sont plus ophiti-

Table 8. *Analyses chimiques de deux variétés recristallisées et non recristallisées de filons basiques appartenant à la seconde génération des AD_3.*

	1	2
SiO_2	47,98	47,15
TiO_2	1,03	0,67
Al_2O_3	17,68	17,50
Fe_2O_3	1,80	1,92
FeO	6,88	5,95
MnO	0,15	0,15
MgO	7,36	8,45
CaO	10,78	11,70
Na_2O	2,96	2,25
K_2O	0,68	1,10
P_2O_5	0,17	0,13
CO_2	0,00	0,00
H_2O +	2,20	2,18
Total	99,67	99,15

1: GGU 25442. Contact SE des granites jeunes de l'île d'Ûnartoq, variété a), non recristallisée.

2: GGU 25546. Presqu'île SW d'Igdlorsuatsiait, variété b), légèrement recristallisée.

ques que sub-ophitiques, c'est-à-dire que la longueur moyenne des lattes de plagioclases est plus courte que le diamètre des hornblendes; ceci n'est cependant qu'une tendance. Une partie des plagioclases ont recristallisé. Ils sont légèrement plus acides que dans le cas précédent. Les phénocristaux sont généralement altérés.

La quantité de hornblende verte est plus importante (table 7, analyse 6), le pléochroïsme et les caractères optiques beaucoup plus variables, ce qui indique une hétérogénéité dans la composition. Cette variation dans les hornblendes est due aux phénomènes de recristallisation, car elle est d'autant plus grande que les plagioclases sont plus recristallisés. La hornblende se transforme plus aisément en biotite, épidote et sphène et comme la biotite, elle se chloritise. La pyrite (elle s'oxyde en magnétite sur les bordures) est plus abondante que dans la première variété.

Comme la chronologie relative des granites tardi-sanérutiens repose sur l'identité d'âge de ces deux variétés, il a été fait deux analyses chimiques (table 8). Les deux filons présentent des compositions exactement semblables. Cet argument ajouté à celui de leur morphologie et de la direction particulière de tous ces filons, permet d'assurer leur contemporanéité avec une bonne certitude.

On a observé de très belles textures fluidales (fig. 41) dans les zones marginales de l'un des filons de la variété b) (épaisseur 40 cm) qui

recoupe les anorthosites de la région NE d'Akuliaruserssuaq. La cristallisation débute par celle des phénocristaux autour desquels tournent les filets de fluidalité. Elle est suivie par celle de la matrice composée de petites hornblendes et plagioclases allongés. Plusieurs gloméro-porphyres d'hornblendes sont probablement antérieurs à la

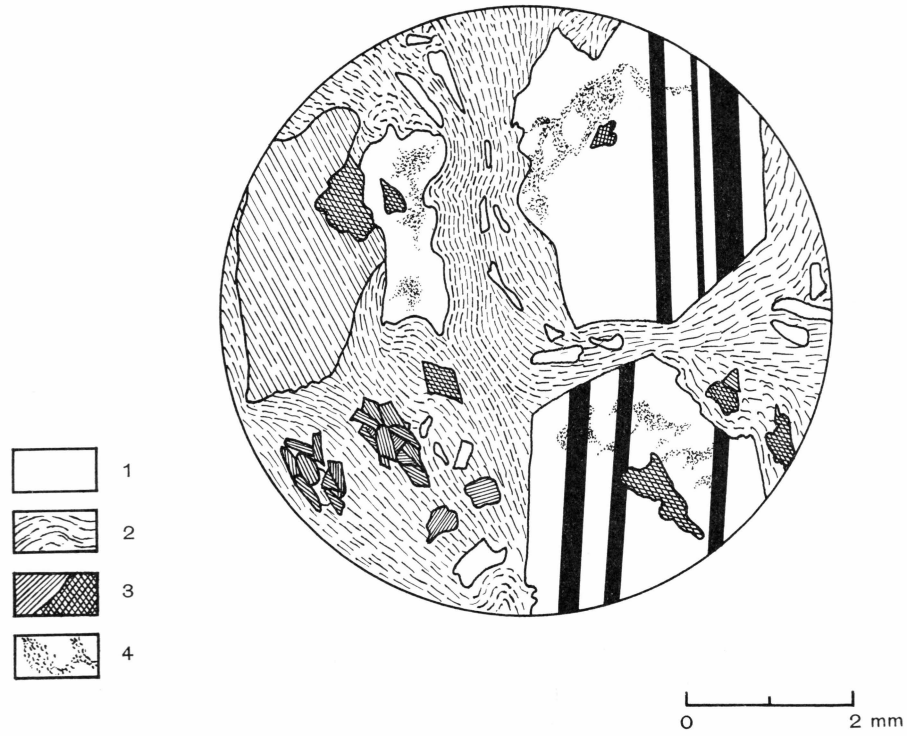


Fig. 41. Seconde génération d'AD_3. Texture fluidale. 1 = plagioclases de la matrice et phénocristaux. 2 = lignes de fluidalité marquées par les plagioclases. 3 = hornblendes (phénocristaux et gloméro-porphyres). 4 = saussauritisation.

consolidation de la matrice. Mais d'autres hornblendes ont crû postérieurement, elles sont disposées transversalement à la fluidalité. Le centre du filon présente tous les caractères de la variété b.

c) A Igdlorssuatsiait, l'un des larges filons appartenant à la variété b) se prolonge par un swarm de petits filons de 10 à 30 cm d'épaisseur. La plupart de ceux-ci à l'exception d'un seul furent déformés et ne se distinguent pas de la première génération (épontes déplacées, cisaillement dans la roche et à la terminaison des apophyses, schistosité oblique ou parallèle ... etc.). Le seul filon non déformé (table 7 analyse 5) contient des reliques de phénocristaux zonés idiomorphiquement (on a mesuré du centre au bord: An 65, An 55, An 33).

Ils sont corrodés et partiellement recristallisés et baignent dans une matrice de plagioclases qui présentent à la jonction de chaque grain des angles de 120° interprétés par Voll (1959) comme le résultat d'une cristallisation dans un milieu en équilibre. La hornblende et la biotite sont fraîches et probablement contemporaines de la matrice. Les minéraux accessoires sont les mêmes que dans la variété b). A 2 m de ce dernier, on observe un filon de la même génération, d'orientation parallèle et présentant des épontes déplacées. (table 7, analyse 6). Les phénocristes ont disparu, la hornblende est plus abondante que dans le filon précédent, la texture est fortement schisteuse. Les minéraux accessoires sont les mêmes. Des phénomènes analogues se retrouvent dans la paroi NW du lac 980 m.

En résumé, la majorité de ces filons gabbroïques à hornblendes intrudèrent dans des fractures ouvertes (chilled margin, textures éruptives sub-ophitiques ou d'écoulement . . . etc), ce sont de vrais dykes de fissures (Anderson 1942). La plupart d'entre eux furent recristallisés partiellement (variété b). Quelques uns présentent des caractères aberrants (schistosité, cisaillement, texture secondaire . . . etc) indiquant soit une mise en place dans des fractures vivantes (intrusion syncinématique) soit l'existence de déformations postérieures à leur intrusion.

3) La troisième génération

Elle présente beaucoup de similarité avec la première. Elle s'en distingue cependant par des épaisseurs plus grandes (1 à 3 m), par une hétérogénéité de composition due à des différenciations probablement primaires, par une schistosité moins marquée et en règle générale par un grain plus grossier. La direction est variable mais généralement NE.

Pétrographie

Ces dykes sont légèrement plus acides que les précédents et certains se rapprochent de la composition d'une diorite (table 7, analyse 7 et 8). Le rubanement, causé probablement par des différenciations primaires est souvent très marqué. La composition entre les différentes zones varie entre celle d'une hornblendite, d'une diorite et d'une granodiorite, la composition globale semble être cependant celle d'une amphibolite.

On observe parfois du quartz et des traces de microcline. Les textures sont primaires ou secondaires (textures de recristallisation en relation étroite avec les mouvements). Ainsi on trouve des dispositions se rapprochant de textures sub-ophitiques (sans pyroxènes) où cependant la plupart des lattes de plagioclase ont recristallisé (Pl. 4, fig. 2). Dans d'autres cas, on observe des reliques de plagioclases idiomorphes (phénocristes) corrodées du même genre que ceux décrits sous c) de la précédente

génération. D'autres filons furent plus marqués par le métamorphisme et des porphyroblastes de plagioclases chargés d'inclusions recoupent la schistosité (Pl. 5, fig. 1).

On peut donc observer toutes les transitions entre des textures nettement intrusives et des textures métamorphiques, dont l'intensité de recristallisation ou de porphyroblastèse va généralement de pair avec la quantité de déformation qui a affecté le dyke.

4) La quatrième génération

Les filons de cette dernière génération sont toujours sub-horizontaux, plus acides que les précédents (des faciès basiques s'observent quelquefois), (table 7, analyses 9 et 10). Ils sont beaucoup plus massifs et présentent rarement des épontes déplacées, les apophyses latérales sont rares et les épaisseurs généralement petites (10 à 30 cm, rarement 1 m). Ils sont surtout localisés dans le NE de la presqu'île et près de l'inlandsis.

Pétrographie

La roche est généralement une diorite et contient souvent du microcline et du quartz, mais rarement plus de 10 %. Ils sont presque toujours caractérisés par la présence de carbonates. Le plagioclase est de l'oligoclase-andésine, la hornblende est généralement moins abondante que la biotite. La texture est grenue et souvent primaire. Des plagioclases idiomorphes noyés dans une matrice de plagioclases allotriomorphes sont des textures fréquentes.

En plus de ces quatre générations de distribution régionale, on a identifié des filons granodioritiques antérieurs à toutes les AD_3 et présentant toutes les caractéristiques de celles-ci. Ils sont postérieurs aux AD_2 et à la réactivation principale. D'autres filons hyper-mélanocrates très rares n'ont pas pu être placés dans la chronologie.

3. Pétrogenèse et conclusions

a) La composition des filons

On a montré qu'entre la première et la quatrième génération, il existait une évolution chimique vers un pôle acide. Les deux premières générations sont nettement basiques, la troisième génération est légèrement plus acide, mais n'atteint pas encore une composition dioritique. Dans cette génération, il est difficile de se faire une idée exacte de la composition vu les nombreuses variations de composition à l'intérieur d'un même filon.

Ces variations semblent être plutôt le résultat d'une différenciation in situ pré-déformations, plutôt que celui d'intrusions multiples succes-

sives (Daly 1931). En effet, bien des fois, les termes acides ou ultrabasiques sont distribués d'une manière totalement irrégulière. On peut ainsi observer des traînées d'hornblendites disposées transversalement et cisaillées lors de la formation de la schistosité. Comme ces phénomènes n'ont cependant pas fait l'objet d'une étude particulière à cause de leur rareté dans les régions bien exposées, nous préférons laisser de côté ce problème.

La quatrième génération est nettement plus acide (diorite) et souvent caractérisée par une grande abondance de carbonates. Une telle évolution fut souvent interprétée comme le produit d'une différenciation à partir d'un magma basique. Ainsi Moore et Hopson (1961) concluent à propos de deux séries de lamprophyres dont la basicité était décroissante avec le temps, qu'ils furent différenciés en deux époques différentes à partir d'un même magma basique (voir aussi Reynolds 1931). D'autres y voient un mécanisme d'acidification par contamination de la roche encaissante (Holmes 1931).

Il serait prématuré de vouloir conclure à une telle série à propos des AD_3 d'Akuliaruseq; car si un tel phénomène semble bien net à propos des quatre générations ci-dessus, on a aussi observé l'existence, il est vrai locale, de filons granodioritiques antérieurs à tout le groupe et d'autres filons très basiques non classés dans la chronologie. Seul un inventaire complet ordonné selon une échelle chronologique pourrait être la base d'une bonne discussion.

L'évolution de la composition semble tout de même être une idée en faveur de l'unité du système intrusif au cours de cette période. Watterson (1962, 1965) classa les AD_3 comme des lamprophyres, Windley (1963) émet l'hypothèse que certains dykes ont une affinité lamprophyrique, mais fait de notables restrictions quant aux conclusions de Watterson. Chez nous, où les textures primaires sont souvent bien observées, il est possible de répondre avec certitude que les AD_3 n'ont rien de commun avec les lamprophyres. La textures panidiomorphique avec dans la matrice deux générations de minéraux sombres n'a jamais été observée. La dernière génération qui est pourtant caractérisée par une haute teneur en carbonates, ne peut pas être non plus classée dans les lamprophyres.

b) Le caractère tardi-plutonique des AD_3

On a vu que le début du Sanérutien fut caractérisé par une remobilisation intime et générale des granites et des gneiss. L'intensité en fut variable selon les endroits, mais son extension était nettement régionale. Cette remobilisation fut suivie d'une intense activité des « phases résiduelles » qui s'est traduite par la mise en place d'innombrables aplites et pegmatites. Cette activité très forte jusqu'à la mise en place des AD_3 va en diminuant

avec l'apparition de celles-ci, mais reste toujours existante comme le prouvent les recoupements des diverses générations d'AD_3. Parfois il est même possible de démontrer que les veines leucocrates furent déformées en même temps que se formait la schistosité (aplites-pegmatites cisaillées dans le dyke) et donc que cette activité existait aussi entre l'intrusion et la déformation des dykes.

Cette évolution décroissante marque donc la fin d'une phase de plutonisme régional.

Les veines leucocrates n'en sont d'ailleurs pas la seule manifestation. On retrouve une même ligne générale à propos des mouvements. Ceux-ci au début du Sanérutien déforment plus ou moins plastiquement aussi bien les granites que les AD_2, lesquels se comportent d'une manière compétente par rapport aux granites. Le gradient de compétence ne devait cependant pas être très grand. Par contre, dans les périodes qui suivent, les déformations de caractère plus cassant d'ailleurs, sont restreintes surtout aux AD_3 qui réagissent cette fois-ci d'une manière incompétente par rapport aux granites. Les dykes, si l'on peut dire ainsi, deviennent les « canaux collecteurs » des déformations.

Donc, autant l'étude des veines que celle des déformations indiquent que les AD_3 se sont mises en place dans un cadre marqué par un plutonisme actif bien que restreint qui fait suite à une période d'activité relativement intense. Leur intrusion est donc tardi-plutonique (voir KAITARO 1952).

c) Mode de mise en place et déformations

C'est WATTERSON (1965) qui fut le premier à mettre l'accent sur le caractère anormal des intrusions d'AD_3 dans la région de Kobbermine-bugt. D'autres études sur des problèmes analogues avaient été faites ailleurs par PITCHER et READ (1960), KAITARO (1952). Ce dernier démontra que certains caractères des lamprophyres classiques de l'île d'Åland, mis par SEDERHOLM sur le compte de la réactivation pouvaient s'expliquer par des intrusions plus ou moins syn-plutoniques et partiellement syn-cinématiques. Les filons n'étaient plus considérés comme de vrais dykes de fissure dans le sens où l'entendait SEDERHOLM (1926).

Au Groenland méridional, WATTERSON (1962) et WINDLEY (1963) en se basant sur une étude très détaillée des cisaillements et des apophyses arrivent non seulement à la conclusion que les AD_3 ont fait intrusion dans des fractures vivantes (intrusion syncinématique) mais en plus proposent plusieurs critères permettant de distinguer un filon syn-cinématique d'un dyke de fissure (ANDERSON 1942).

A Akuliaruseq, l'étude des AD_3 ne permet pas de les suivre jusqu'à leur dernière conclusion, et même pour une catégorie importante de filons, elle en contredit le caractère syn-cinématique. Il serait donc

dangereux de caractériser toute la période des AD_3 du Groenland méridional comme des intrusions syn-cinématiques.

L'étude de la première génération, comme on l'a déjà souligné, ne permet pas de tirer des conclusions valables à ce sujet. Il est fort possible que les déformations furent synchrones de l'intrusion. Par contre, l'étude de la seconde et de la troisième génération prouve d'une manière évidente le caractère tardif des déformations puisque dans un même filon ou groupe de filons, il est possible d'observer des textures primaires de consolidation (textures éruptives et chilled margins) et des textures secondaires (schistosité, cisaillement, porphyroblastèse) qui sont génétiquement reliées aux mouvements.

La morphologie de ces dykes déformés tardivement et leur texture sont exactement identiques à celles de la première génération et présentent plusieurs aspects communs avec ceux décrits par Watterson et Windley. Il est cependant difficile de préciser à quel moment eurent lieu les déformations. Trois possibilités peuvent être proposées:

1) Les déformations se firent lorsque les filons étaient cristallisés mais encore à température élevée, permettant ainsi une déformation paracristalline sous des conditions locales du faciès amphibolitique.
2) Les déformations se firent tardivement, lorsque la roche se trouvait en équilibre thermique avec le métamorphisme ambiant, métamorphisme qui devait au moins atteindre le faciès amphibolitique.
3) Les déformations furent tardives et l'énergie nécessaire à la recristallisation trouva sa source dans les frictions et non dans le métamorphisme régional(?), (dynamo-métamorphisme).

En un endroit (falaise NE d'Asatdlut), il fut possible d'observer un intersection entre deux filons basiques non granitisés dont le premier avait subi une mylonitisation intense de direction parallèle au dyke et qui était recoupée par une AD_3 de type normal non mylonitisée. Si le premier filon appartient au groupe des AD_3 (ce qui malheureusement n'est pas certain) cela signifierait que le métamorphisme régional n'était pas assez élevé pour substituer à une mylonitisation une recristallisation totale du filon.

L'étude des cisaillements ne permet pas non plus de conclure sur le caractère régional ou local du métamorphisme. Toutes les mylonites et cisaillements inter-AD_3 ont plus ou moins recristallisé et furent peut-être réactivés pas des mouvements au cours des dernières périodes du tardi-sanérutien.

En résumé, on peut tirer les conclusions suivantes:

a) toutes les générations d'AD_3 sont tardi-plutoniques.
b) lors de toute la période d'intrusion, des mouvements intermittents,

d'intensité variable et irrégulièrement distribués, déformèrent la majorité des filons. Certains de ceux-ci ne furent pas touchés par les mouvements, d'autres furent partiellement altérés, d'autres encore le furent totalement.

c) dans certains filons de la première génération, il est probable que des mouvements eurent lieu au moment même de l'intrusion (intrusion syn-cinématique), mais dans la majorité des AD_3, principalement dans les deuxième, troisième et quatrième générations, il fut démontré que ces mouvements eurent lieu après la mise en place du filon et après la cristallisation de la masse fondue.

d) La distribution des AD_3

L'extension des AD_3 n'est pas restreinte aux 60 km de la presqu'île d'Akuliaruseq; on peut les retrouver jusqu'à Kobberminebugt au NW. Au SE de notre région, leur existence n'a pas pu être démontrée avec certitude; elles semblent d'ailleurs très rares (ESCHER 1966, DAWES 1963). Entre Ûnartoq et Sermilik, bien qu'une étude détaillée n'ait pu être entreprise, leur existence est très probable (J. MULLER, comm. verb.). Elles couvrent une très grande superficie.

A Akuliaruseq, comme partout ailleurs, il n'a jamais été possible de les relier avec des intrusions basiques ou acides de caractère batholitique ou analogue. Elles correspondent donc bien à une période d'intrusions basiques régionales, au même titre que les AD_2 et les filons Gardar. Ces deux derniers groupes ont cependant une extension plus grande.

Faut-il admettre que la différence entre les AD_2 et les filons Gardar d'une part (dykes de fissure) et les AD_3 d'autre part, ne gît que dans l'étage d'intrusion plus profond de ces dernières dans la croûte terrestre ou sont-elles génétiquement différentes? C'est un problème auquel nous renoncerons à répondre pour l'instant bien que la première possibilité nous semble la plus acceptable.

Notons encore que l'un des aspects les plus importants des AD_3 gît dans leur qualité de repère chronologique qui a permis d'établir des corrélations assez précises entre Kobberminebugt et Ûnartoq. (voir ALLAART 1964).

D. Les massifs circonscrits sanérutiens

On a vu que la réactivation principale n'avait pas produit de granite individualisé même de faible extension dans la région d'Akuliaruseq. Par contre, le nombre des massifs mis en place après la réactivation est très grand. On en compte pas moins de six dans la seule presqu'île.

Certains sont restreints à de petites surfaces, d'autres couvrent plusieurs centaines de km².

Ce sont:

1. Deux petits massifs d'anorthosites.
2. Le granite jeune du SE d'Ûnartoq.
3. Le granite jeune de Narssarssuaq.
4. Le granite jeune d'Asatdlut.
5. Les granites et granodiorites jeunes d'Isortoq.
6. Différents petits affleurements de micro-granite.

Les massifs 2. et 4. furent partiellement décrits par WEGMANN (1938). Le massif 3. est seulement figuré sur une esquisse géologique dans sa publication de 1939.

1. Les anorthosites

a) Description

Deux petits massifs affleurent au NE de la presqu'île; l'un au SE d'Isaussârssuk (surface = env. 8 ha), l'autre au NE d'Akuliaruserssuaq (surface = env. 24 ha). Le premier, d'accès difficile nous rendît impossible de nombreuses observations. Il est situé dans une paroi verticale composée de granites avec reliques de gneiss (série d'Isaussârssuk). Il apparaît comme une masse très blanche coupant granites et gneiss à l'emporte-pièce. Au centre de cette masse, on peut observer par endroits, de grandes enclaves de gneiss de forme anguleuse.

Tout le massif semble être une sorte de « cheminée » de section lenticulaire dont le grand axe serait disposé selon les directions NE c'est-à-dire plus ou moins parallèle aux structures anciennes. La roche présente un aspect massif, les plagioclases (2 cm ou parfois plus) sont idiomorphes, les biotites forment des glomérophyres allant jusqu'à 6 cm de diamètre, elles se distribuent très inégalement et certains endroits en sont totalement dépourvus. A l'échantillon, la biotite ne semble pas faire plus du 8 % du volume. Sous le microscope (table 9, analyse 1) la texture est hypidiomorphe, grenue. Les plagioclases (An 45 %) sont parfois idiomorphiquement zonés, ils sont peu saussuritisés et souvent très déformés. Il existe un peu de quartz et de microcline interstitiels. Le quartz peut former des inclusions dans le plagioclase mais jamais le microcline. Ce dernier peut grossir jusqu'à 4 mm et contient alors de nombreuses inclusions de plagioclases. La biotite est fraîche, brun-sombre à roux et parfois accompagnée d'un peu de muscovite primaire.

La minéralogie de ces roches permet donc de les classer comme des anorthosites qui passent par endroit à des gabbro-anorthositiques

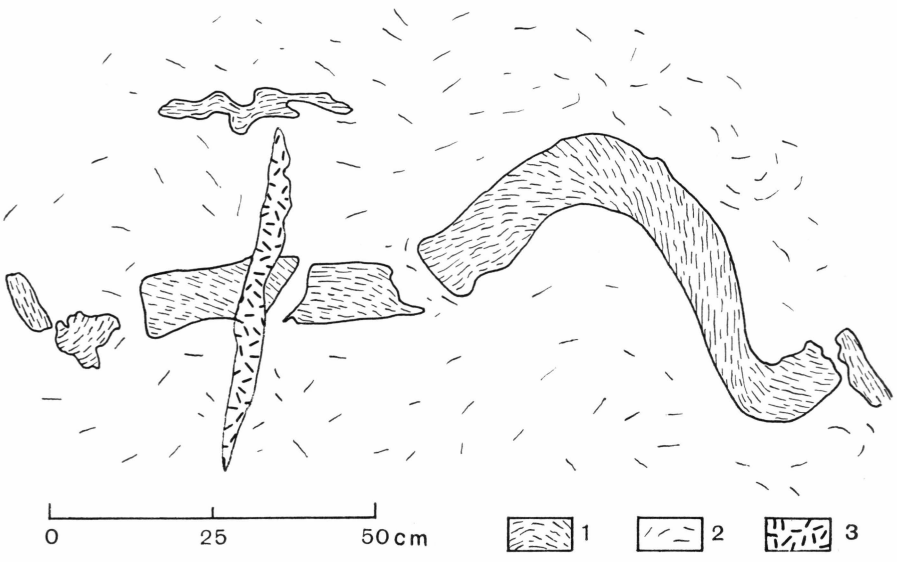


Fig. 42. AD_2 (1) à schistosité oblique, déformée à nouveau par la mise en place des anorthosites. La roche encaissante (2) est constituée de granites à grain fin, dont l'orientation des mafites présente un aspect désordonné. L'AD_2 est recoupée par une pegmatite à amphibole (3). Contact SE des anorthosites. NE d'Akuliaruserssuaq.

(TURNER et VERHOOGEN 1960) par enrichissement en biotite. L'âge est soit tardi-kétilidien, soit sanérutien.

Au NE d'Akuliaruserssuaq, l'âge a pu être fixé avec assez de précision puisqu'elles recoupent des AD_2 et sont recoupées par des veines mylonitiques pré-AD_3. La forme de ce massif est aussi celle d'une « cheminée » de section lenticulaire conforme aux grandes structures mais discordante à l'affleurement.

Au SE, les anorthosites sont en contact avec des granites clairs, produit de transformation de quartzites. Ceux-ci se retrouvent à l'état de reliques dans les zones très externes. Plus l'on s'approche des contacts, plus ces roches deviennent homogènes et claires.

Les quelques mafites encore orientées selon les structures de l'endroit dans les zones externes, présentent de plus en plus des structures « fluidales » comme si la roche avait subi un brassage intense. Le contact lui-même n'est pas franc. Sur quelques m, parfois quelques dm, on ne peut dire ce qui appartient à la roche encaissante ou aux anorthosites. Le contact NW s'aperçoit au sommet du névé du glacier de Kûgssuaq. Les granites encaissants, de couleur grise, deviennent de plus en plus leucocrates et, en certains endroits, on observe des enclaves du granite gris dans les granites clairs. Dans les zones proches du contact de nombreux schlieren sombres accompagnés souvent de matériel pegmatitique des-

sinent des figures compliquées qui paraissent être des surfaces « d'écoulement plastique ».

La morphologie des filons basiques est encore plus suggestive quant au mode de mise en place des anorthosites. A l'extérieur des contacts les AD_2 sont rectilignes granitisées sans être fortement déformées. Plus on se dirige vers le massif, plus elles sont plissées et cisaillées, les déformations semblent se faire d'une manière quelconque et rappellent cette image de brassage des roches. Certaines AD_2 présentent des schistosités obliques, elles-mêmes redéformées (fig. 42). Contrairement à toutes les AD_2 déformées au début du Sanérutien, celles-ci sont souvent bordées dans les zones fracturées d'un film d'épidote, indiquant l'existence de mouvements formés sous un métamorphisme plus bas que celui qui caractérise la réactivation principale. Dans les zones de contacts, on observe aussi souvent la formation de géodes lenticulaires de pegmatites contenant de grands cristaux (1 cm) d'amphiboles.

Au microscope, ces anorthosites diffèrent de celles du massif précédent par un grain plus fin (5 à 10 mm), une plus grande abondance de microcline et de quartz et un très faible poucentage de biotite (table 9, analyse 2).

La texture est cependant la même et comme précédemment, la cataclase allant jusqu'à former des textures en mortier est toujours très forte. L'andésine rarement saussuritisée contient parfois des inclusions d'anciens plagioclases allotriomorphes et du quartz, mais jamais de microcline. Celui-ci est restreint aux interstices et corrode parfois les plagioclases en formant des myrmékites.

On l'observe dans les fissures de ces derniers et semble donc de cristallisation tardive. Les minéraux accessoires sont rares: apatite, zircon, sphène, oxydes de fer, ceux-ci forment parfois des concentrations, ils sont quelquefois accompagnés de molybdénite.

Table 9. *Analyse volumétrique de deux anorthosites.*
1: massif SE d'Isaussârssuk, éch. GGU 67358₁. 2: massif NE d'Akuliaruserssuaq, éch. GGU 25490.

	1	2
Quartz	3,6	16,2
Plagioclase (An 42–47)	91,6	68,6
Microcline	tr.	13,6
Biotite	3,8	0,6
Min. acc.	1,0	1,0

b) Pétrogenèse

Les observations sur ces deux petits massifs sont trop peu nombreuses pour en tirer des conclusions absolues, mais certains aspects méritent

d'être notés. Il existe en effet des différences sensibles entre ces anorthosites et celles des régions précambriennes du Groenland ou d'ailleurs (MICHOT 1957, 1960, voir aussi une excellente revue du problème chez BERRANGÉ 1962).

BUDDINGTON (1939) range les anorthosites en deux catégories:

1) Celles qui appartiennent à des complexes plutoniques différenciés tels que celui du Bushweld et dont l'âge peut être quelconque (du Précambrien au Tertiaire).

2) Celles qui affleurent sur de vastes étendues dans les terrains précambriens (Adirondack, Rogaland), auxquelles on peut donner le terme d'anorthosites anorogéniques (BERRANGÉ 1962). Ces dernières se divisent elles – mêmes en deux groupes génétiques:

a) produits de métamorphisme de calcaires plus ou moins purs. Les gabbros-anorthosites du Groenland méridional appartiennent éventuellement à ce type (BERTHELSEN 1960, SØRENSEN 1955, NOE-NYGAARD et RAMBERG 1961).

b) produits d'intrusions, de différenciations magmatiques, d'anatexie différentielle ... etc caractérisés presque constamment par les associations: anorthosites, gabbros, norites, pyroxènites souvent localisées dans les zones marginales et par une auréole de roche appartenant à la série des charnokites. Dans ce cas l'anorthosite proprement dite est généralement de grain grossier, le plagioclase est de l'andésine ou du labrador, les mafites de l'hypersthène, du diopside, rarement de l'olivine. Elles sont souvent cataclasées, principalement dans les bordures et caractérisées par le faciès granulitique à amphibolitique supérieur. Elles appartiennent à la catazone profonde (MICHOT 1957), TURNER et VERHOOGEN 1960).

Au Groenland méridional, les gabbros anorthosites se présentent comme des lentilles de quelques décimètres à plusieurs mètres, intercalées entre des gneiss. Ces lentilles forment des horizons parfois très larges qui ont permis l'élucidation des structures régionales anciennes (BERTHELSEN 1960). Elles sont caractérisées par l'association plagioclase-hornblende et furent marquées selon les régions par un métamorphisme granulitique ou amphibolitique, ce dernier étant souvent rétrograde par rapport au premier. Les derniers affleurements SE de ces gabbros-anorthosites s'observent à l'E de Kobberminebugt (ALLAART, sous presse). BRIDGWATER (1965) a observé des xénolites d'anorthosites dans les dolérites Gardar.

Les deux petits massifs de la presqu'île d'Akuliaruseq sont donc des manifestations isolées au milieu d'une vaste région. Elles ne présentent ni les caractères du premier groupe, ni ceux du second (BUDDINGTON

1939) et différent nettement de celles de la côte W du Groenland (SØRENSEN 1955) par leur âge, leur minéralogie, et leur mode de gisement.

Voici brièvement les aspects originaux des anorthosites d'Akuliaruseq:

1) L'âge est post-AD_2 et pré-AD_3, et probablement se situe à la fin de la réactivation principale.
2) La composition diffère de la plupart des anorthosites citées ci-dessus. Elles sont caractérisées par la présence de biotite, microcline et quartz. Dans aucun cas il n'a été possible d'observer des pseudomorphoses de biotite, celle-ci se présente sous son faciès primaire. Par contre, le microcline et le quartz sont probablement secondaires et seraient à mettre sur le compte d'une métasomatose tardive peut-être en fin de la réactivation principale. Cette possibilité doit être envisagée bien qu'elle ne soit pour l'instant qu'hypothétique. Les phénomènes de cataclase sont analogues aux anorthosites orogéniques. Ceux-ci dans notre cas, peuvent être soit des phénomènes protoclastiques, soit des manifestations de la tectonique tardi-sanérutienne, qui se seraient mieux marqués dans ces roches à cause de leur texture et composition.
3) Il n'existe pas d'association avec des roches basiques (gabbros, norites . . . etc) ou une série charnockitique.
4) Dans un des massifs, les contacts sont graduels et ont subi une forte remobilisation qui s'est traduite par une homogénéisation et une faible acidification des granites. Les mouvements synchrones de la remobilisation, c'est-à-dire de la mise en place sont souvent très marqués et semblent s'être formés dans un milieu « semi-plastique ».
5) L'étude des contacts suggère d'autre part que la roche encaissante se trouvait dans des conditions de métamorphisme plus bas qu'à l'époque de la réactivation principale.
6) Le mécanisme de la mise en place n'est pas complètement élucidé, mais il est plus que probable qu'il faille recourir à celui de l'intrusion plutôt qu'au métasomatisme.
   Les arguments en faveur de la première possibilité sont: la forme des massifs, les contacts discordants (dans le massif SW ils ne le sont qu'à l'échelle de l'affleurement, au NE le massif semble découper la roche encaissante à l'emporte pièce), le caractère idiomorphique des plagioclases et dans certains cas leur zonage primaire, l'absence de minéraux ou d'inclusions reliques à divers degrés de transformation.
   En faveur de la seconde hypothèse, on peut présenter: la forte remobilisation des contacts (au SW du moins), le maclage généralement très imparfait des plagioclases et dans certains cas le caractère hétérogène du zonage. Cependant tous ces phénomènes pourraient

s'expliquer par une légère remobilisation tardive en relation avec la réactivation principale.

7) Sur le tableau chronologique (table 1), le granite jeune du SE d'Ûnartoq (groupe de Sydprøven) a un âge équivalent à celui des anorthosites. Il se pourrait qu'il y ait une relation génétique entre ces deux manifestations(?). Une meilleure explication serait cependant de relier ces anorthosites à d'éventuels gabbros-anorthosites prolongeant à des étages inférieurs ceux de la région d'Ivigtut et de Kobberminebugt. Ceci impliquerait naturellement une anatexie différentielle de ces derniers sous des faciès plus profonds.

On voit à ces quelques remarques que le problème de l'origine de ces anorthosites n'est pas prêt d'être résolu et on peut dire avec MICHOT, à la suite de READ, qu'il y a anorthosites et anorthosites comme il y a granites et granites.

2. Les granites et granodiorites jeunes

a) Introduction

Quatre grands massifs de granite et granodiorite jeunes affleurent dans la région cartographiée. Celui situé au SE de l'île d'Ûnartoq appartient au groupe de Sydprøven (WEGMANN 1938). Ayant fait l'objet d'une étude préliminaire (BRIDGWATER 1962), il n'en sera parlé qu'incidemment ici. Les trois autres massifs qui s'échelonnent du SW au NE affleurent sur presque la moitié de la surface cartographiée. Il s'agit du granite de Narssarssuaq situé au SW des monts Asatdlut, d'Asatdlut, au NE de ces mêmes monts et d'Isortoq qui s'étend du fjord de Sioralik à l'inlandsis. Ce dernier est un des plus grands massifs sanérutiens rencontrés au SW du Groenland.

Pour abréger, on dénommera les granites selon leurs initiales N, A, I. Bien que leur contemporanéité ne soit pas une certitude, ils ont suffisamment de traits communs pour les étudier ensemble.

Ces massifs dont l'un d'eux (A) fut relié par WEGMANN aux granites de Sydprøven diffèrent de ces derniers par leurs âges (postérieur) et par de nombreux aspects.

b) Situation structurale

On a déjà vu (fig. 13) que les granites N, A, I, s'étaient formés entre les migmatites et granites anciens dérivés de métasédiments et les grandes masses d'amphibolites supérieures. Ils apparaissent comme une large couche d'épaisseur variable, grosso modo conforme aux irrégularités des anciennes structures. Cette position est nettement marquée à N et A, où l'on peut grâce à la topographie accentuée, dessiner les surfaces de

contact entre amphibolites et granites (fig. 52). Elle est moins nette à I où l'analyse structurale n'a pu être faite en détail.

Ces granites n'ont pas de racines et peuvent être classés comme autochtones. En ce sens, ils diffèrent beaucoup des granites de Sydprøven où le caractère allochtone est très marqué. La majorité des structures rencontrées sont des anciennes structures qui furent réactivées. Localement, lorsque le granite atteint une mobilité très grande, des structures d'orientation nouvelle se créent.

c) Nature des granites

Le granite N est calco-alcalin, A calco-alcalin et alcalin, I. quartz-dioritique, granodioritique et calco-alcalin. Dans tous les trois, les faciès sont plus basiques dans les zones proches des amphibolites et plus acides aux contacts des anciens granites, cela souvent sur plusieurs km. Ce qui signifie, lorsque le massif a une attitude sub-horizontale que le sommet sera plus basique que la base. Le grain est moyen à grossier à N, grossier à A et fin à moyen à I. Chacun d'eux est caractérisé par des porphyroblastes idiomorphes (les formes rondes si typiques des granites de Sydprøven font généralement défaut) de microcline allant jusqu'à 2 cm de long (fig. 43). Leur abondance est très grande à A, moins grande à N et faible à I. Toutes ces roches contiennent de la biotite et des hornblendes en proportion diverse.

Les directions structurales sont souvent soulignées par l'orientation des mafites et des plagioclases, par une foliation, et très souvent par des inclusions lenticulaires amphibolitiques de quelques cm à quelques dm de long (dans la plupart des cas, le meilleur élément de mesure).

d) Les enclaves

On peut distinguer deux types d'enclaves:

1) celles de forme et de grandeur quelconque qui proviennent de roches anciennes de toute nature. Elles peuvent être soit des reliques de roches en place soit énallogènes (ce dernier cas ne s'observe qu'à A).
2) les enclaves lenticulaires (dans les trois dimensions elles ont la forme d'un disque ou d'un poisson très aplati). Leur composition varie entre une amphibolite et un granite sombre. Elles ont une double origine:

— enclaves homoeogènes (Raguin 1957), c'est-à-dire produits différenciés du granite. Cette origine est bien prouvée dans les filons discordants de granite où les lentilles se disposent parallèlement aux contacts (voir fig. 37).

— reliques d'anciennes amphibolites à divers stades d'acidification, découpées par des mouvements de cisaillement plus ou moins syn-

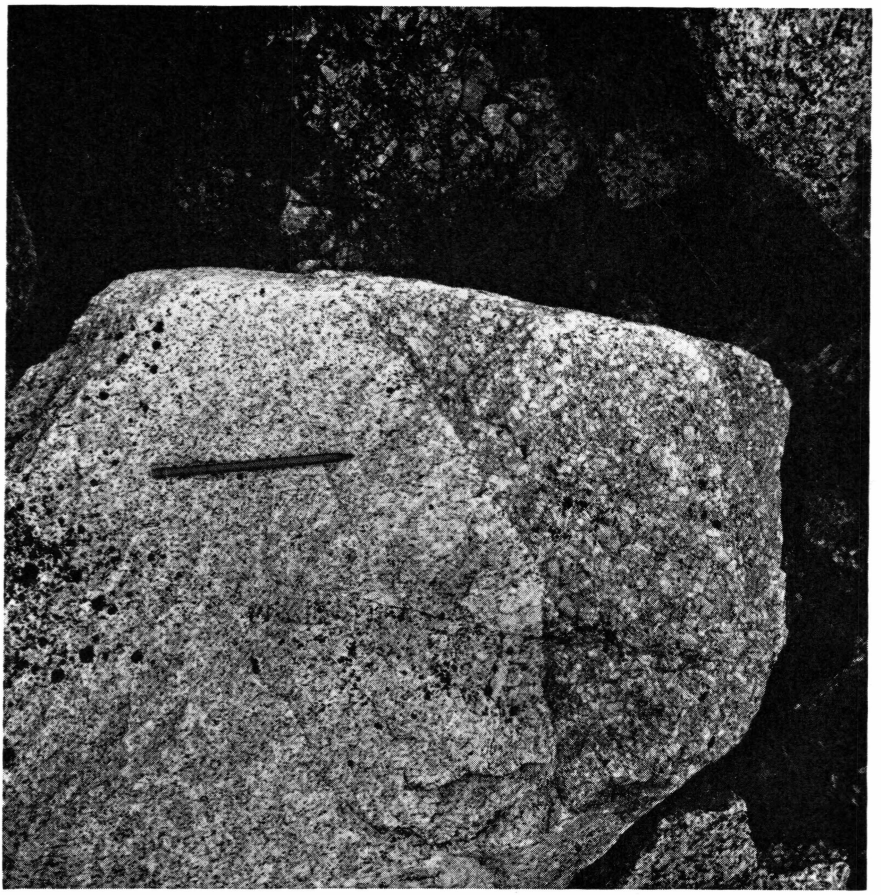


Fig. 43. Contact franc entre granite jeune et granite (migmatite nébulitique à un stade extrême) ancien. Le contact suit une zone de cisaillement. Notez les porphyroblastes idiomorphes de microcline. Falaise NE d'Asatdlut.

chrones de la granitisation. Leur caractère de reliques se prouve par l'étude: 1) des contacts où l'on observe une progression graduelle depuis les masses amphibolitiques peu transformées aux granites à enclaves, les deux roches étant en parfaite concordance structurale. 2) des filons basiques reliques d'orientation transverse à la foliation du granite et qui ne laissent plus au stade final, qu'une série de lentilles à partir desquelles on peut redessiner le dyke primitif. Celui-ci a été parfois légèrement plissé par des mouvements de cisaillement. Il s'agit dans ce cas de déformations souvent identiques à celles qui plissèrent les AD_2.

Sur le terrain, il est toujours très difficile de départager les enclaves homoeogènes des autres. Il est fort possible, par le jeu des mouvements

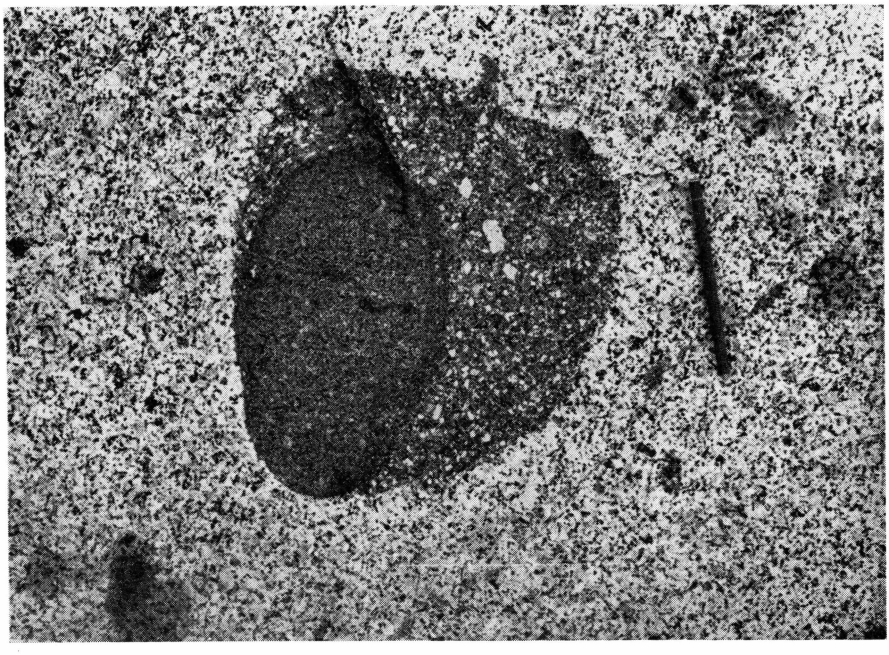


Fig. 44. Enclave basique lenticulaire coupée selon un plan légèrement oblique à son aplatissement. On observe deux zones de basicité différentes emboîtées l'une dans l'autre et séparées par un front basique. Des porphyroblastes de microcline s'observent uniquement dans la zone claire. Notez l'auréole claire autour de l'enclave. Granite d'Isortoq, NE d'Isaussârssuk.

et des concentrations basiques qu'une grande partie des enclaves appartiennent aux deux types (homoeogènes-reliques).

Toutes les enclaves sont granitisées par un processus homogène (régulièrement réparti) ou par fronts successifs, causant la formation d'auréoles emboîtées de basicité croissante vers le centre. Entre auréoles les contacts sont francs ou graduels. Parfois les auréoles externes recoupent les contacts entre auréoles internes, indiquant une activité plus rapide sur certaines portions de l'enclave. Ces enclaves présentent souvent de magnifiques fronts basiques (Wegmann 1935, Reynolds 1946) qui se traduisent par une mince zone basique au contact de deux auréoles (fig. 44) ou par des concentrations hornblenditiques de forme quelconque.

Les porphyroblastes idiomorphes peuvent être distribués sans orientation préférentielle dans toute l'enclave ou se disposer parallèlement au grand axe de la lentille, dans les zones marginales (cristallisation mimétique). Comme les fronts basiques, la porphyroblastèse progresse très souvent à partir des bords et est essentiellement le résultat d'un apport de l'extérieur.

Les enclaves enallogènes sont très rares et ne s'observent que dans le granite A. Elles peuvent provenir soit d'anciens filons soit de migmatites; leur provenance n'a jamais pu être fixée avec précision. L'absence presque totale de ce type d'enclave est l'une des principales différences entre ces granites et ceux du groupe de Sydprøven.

Les granites N et I contiennent des horizons reliques sombres, souvent amphibolitiques (voir cartes géologiques), qui se suivent sur plusieurs km. Ils dessinent parfois d'anciens plis et sont totalement concordant avec les structures des granites. A Narssarssuaq, leur liaison avec les horizons amphibolitiques du SW (sills) bien que très probable n'a pas pu être certifiée.

e) Les schlieren

Les schlieren (CLOOS 1936) sont des traînées sombres ou claires qui sont généralement des produits de différenciation dans des zones de mouvements. Elles ont des compositions très variables, le minéral principal en est l'amphibole pour les types sombres; elles sont très souvent subconcordantes aux structures du granite. La plupart des schlieren sombres sont des manifestations tardives de l'activité du granite. Elles semblent postérieures à la formation des enclaves lenticulaires qu'elles contournent (fig. 45) et semblent postérieures aux dernières porphyroblastèses puisqu'il n'a jamais été possible d'y observer des porphyroblastes. Dans certains cas, elles semblent s'être formées dans des fissures du granite déjà consolidé, car elles se terminent par de minces apophyses mylonitiques.

f) Les contacts

L'aspect des contacts est déterminé essentiellement par la nature de la roche encaissante. Il est différent selon qu'on s'adresse aux amphibolites ou aux migmatites claires.

Dans la majorité des cas, les contacts sont graduels et peuvent s'étendre sur quelques mètres ou plusieurs centaines de mètres (perpendiculairement aux structures). Les contacts entre granites jeunes et amphibolites furent déjà décrits (p. 65). En résumé, il s'agit de larges zones où les enclaves lenticulaires d'amphibolite vont en diminuant en se rapprochant des centres granitiques. Ces reliques furent peu ou pas déplacées (fig. 15). On a vu d'autre part qu'elles étaient le résultat d'un cisaillement léger surimposé aux structures anciennes et accompagné de granitisation. Il existe en outre, un type de contact par agmatitisation.

Avec les migmatites nébulitiques et les granites anciens, les contacts sont:

1) francs (fig. 43), discordants ou concordants. On les observe à A, parfois à I, rarement à N.



Fig. 45. Schlieren sombre épousant les contours d'une grande enclave d'amphibolite transformée. Granite jeune d'Isortoq. Lac 850 m, entre les vallées d'Ûnartoq et d'Isortoq E.

2) graduels, sans traces de mouvements. La zone de contact s'étend sur quelques mètres ou une centaine de mètres. Il s'agit d'une homogénéisation et acidification graduelle: les reliques de structures de migmatites disparaissent, le grain grossit progressivement et fait place aux faciès porphyroblastiques. Ces contacts sont en fait des auréoles de recristallisation. Cette auréole est très bien individualisée autour du massif A.

3) graduels, avec nombreuses traces de mouvements. Le type le plus simple apparaît sous la forme d'un cisaillement fin, intense, d'orientation quelconque qui se forme sur trois ou quatre mètres. Il est bien marqué sur la côte du fjord de Lichtenau au contact SE des granites N.

Dans de nombreuses régions, le cisaillement s'étend sur plus de 100 m (Pointe N de l'île d'Ûnartoq). Il est presque toujours accompagné

d'aplitisation et de pegmatitisation. L'activité de ce dernier phénomène se prolonge parfois après les mouvements et en efface les traces. Le cisaillement est désordonné. Dans de nombreux cas, on observe encors ces traces de cisaillement à l'intérieur des granites jeunes indiquant par là qu'un front de mouvement accompagné d'aplitisation et de pegmatitisation a précédé le front de granitisation sensu stricto. Ce type fut observé surtout à N, plus rarement à I où on le trouve parfois en contact avec les amphibolites, très rare à A.

On a vu (p. 68) que le granite A avait causé la néoformation de pyroxènes dans les amphibolites. On a retrouvé des phénomènes analogues dans certains filons basiques proches des contacts. On peut donc parler d'un métamorphisme de contact à propos de ce granite. Il est très léger, totalement inaperçu à l'oeil nu et restreint à de rares endroits.

g) Pétrographie

Chacun de ces massifs a son faciès caractéristique, accompagné de toute une gamme de produits dérivés de roches anciennes qu'on retrouve dans chacun des granites.

1) Narssarssuaq

La roche type est un granite calco-alcalin de teinte claire, blanche à gris crème, parfois rosée, composé de: quartz (20 à 30 %), microcline (30 à 40 %), plagioclase An 5 à 20 (30 à 50 %), biotite brune (1 à 10 %), hornblende 0 à 6 %, épidote 0 à 6 % plus sphène, apatite et oxydes de fer. La textures est grenue, allotriomorphe à hypidiomorphe avec porphyroblastes et presque toujours surimposé par une texture cataclastique recristallisée.

Le microcline forme des porphyroblastes allotriomorphes ou idiomorphes. Les perthites très fréquentes sont en majeure partie des résidus de plagioclases remplacés (voir ci-dessous). Les myrmékites sont rares et surtout localisées aux contacts de migmatites nébulitiques. Le plagioclase est plus oligoclasique qu'albitique, toujours bien maclé, plus souvent allotriomorphe qu'idiomorphe. La saussuritisation est faible. La biotite toujours petite (0,5 à 2 mm) est fréquemment cataclasée et se transforme en pennine. Les hornblendes sont inégalement réparties, le pléochroïsme en est intense avec Z = vert très bleuté, X = jaune clair ou incolore. L'épidote souvent idiomorphe est commune et le sphène caractéristique. Les transformations sont multiples: biotitisation des hornblendes, chloritisation des hornblendes et des biotites, microclinisation des plagioclases et de la biotite, acidification de ceux-là.

2) Asatdlut

Tout en présentant de nombreux aspects communs avec le granite précédent, ils en diffèrent par une homogénéité plus grande, une plus grande abondance de porphyroblastes, une distribution plus régulière des amphiboles et un caractère plus sodique de celles-ci.

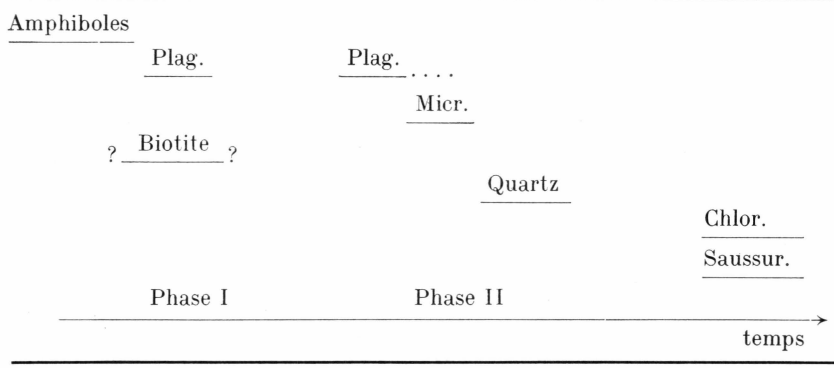
La composition moyenne est la suivante: quartz (20 à 25 %), microcline (50 à 60 %), plagioclase (10 à 25 %), amphibole (env. 3 %) biotite (env. 2 %) plus: pistacite, orthite, zoïsite, sphène, apatite, oxydes et sulfures de fer et parfois du zircon. Selon la terminologie française, c'est un granite déjà alcalin (Jung 1963). La roche est de couleur blanche ou rosée, massive, très altérable; elle forme de nombreuses arènes granitiques. La texture est grenue (5 mm à 2 cm), hypidiomorphe, avec de nombreux porphyroblastes. La texture cataclastique si accentuée à N n'existe pas ici.

Les plagioclases sont idiomorphes et allotriomorphes et appartiennent à deux temps de cristallisation. Le premier est plus ou moins zoné et très maclé. Le second présente un zonage irrégulier, il est non maclé et est souvent plus acide que le premier. La composition établie par la méthode de Fedorov varie entre 5 et 20 % d'anorthite, les plagioclases inclus dans du microcline sont toujours plus acides (respectivement An 14 % ± 1 et An 6 % ± 1 dans un échantillon). Le plagioclase diminue progressivement de basicité du centre aux bords des enclaves amphibolitiques, le même phénomène s'observe au contact entre amphibolites et granites jeunes. (Dans une enclave on a mesuré: du centre au bord An 43, An 21 et An 5 à 12 dans le granite). Il y a d'autre part une nette relation entre l'acidité des plagioclases et la fréquence du microcline. Ce dernier est toujours très perthitique. Dans certains cas, on peut démontrer l'existence de deux générations de perthites dont la première est en fait une relique de plagioclase. Cette origine par remplacement est d'ailleurs plus commune. Ainsi on peut observer toute la transition entre plagioclases idiomorphes, zonés, corrodés par le microcline et les perthites en taches, films ou veines. Certaines perthites sont antérieures à la formation des macles du plagioclase, d'autres postérieures à celles du microcline.

Les porphyroblastes idiomorphes de microcline sont tardifs. Deux faits le démontrent: ils englobent toujours tous les autres minéraux, ils croissent dans des filons basiques postérieurs à la formation des structures du granite (fig. 47).

L'amphibole est idiomorphe et se transforme en biotite et chlorite. Elle est bleutée et appartient au groupe des amphiboles sodiques. La biotite est orange, presque rouge et souvent corrodée par les feldspaths et le quartz. La présence de sphène et d'orthite idiomorphe est caractéristique de ces granites.

Table 10. *Séquence de cristallisation dans le granite jeune d'Asatdlut.*



L'étude texturale d'une dizaine d'échantillons pris parmi les plus typiques donne les relations de la table 10. Cette séquence est schématique et ne s'observe pas partout. Les contacts présentent d'autres formes d'évolution qu'on a déjà traitées (p. 77). Mais il est absolument certain qu'on peut distinguer deux phases:

a) la première est une recristallisation générale de la roche ancienne avec apport probablement très faible de microcline. Cette recristallisation détermine la formation d'une texture hypidiomorphique grenue.
b) la seconde phase est marquée par un fort apport de microcline accompagnée d'une recristallisation des plagioclases idiomorphes de la première phase en plagioclases allotriomorphes et d'une corrosion et instabilité de plusieurs minéraux, principalement l'amphibole.

Dans un éboulis, on a observé des faciès rapakivi prouvant nettement le caractère de remplacement de ces textures, (Pl. 5, fig. 2, Pl. 6, fig. 1 et 2, Pl. 7, fig. 1).

3) Isortoq

Il comprend deux faciès passant graduellement de l'un à l'autre:

a) un faciès clair formant les zones marginales (inférieures) avec les granites et migmatites anciens, clairs. La largeur apparente de cette zone peut atteindre 2 km. La largeur réelle est de quelques m à 800 m.
La roche est granitique ou granodioritique, de couleur blanche, massive ou foliée. Le grain varie entre 2 et 5 mm. Les plagioclases sont toujours idiomorphes à hypidiomorphes et franchement oligoclasiques, rarement maclés. Le microcline forme moins fréquemment des porphyroblastes. Il est moins perthitique que dans les autres

granites. La biotite est brune et en proportion ne dépasse pas 10 %, elle est accompagnée d'un peu de hornblende. Le sphène et l'épidote sont moins fréquents, les minéraux accessoires sont les mêmes.

b) Le faciès a) passe graduellement à une roche plus sombre, généralement bien foliée, contenant de nombreuses inclusions lenticulaires. La composition varie entre un granite calco–alcalin, une granodiorite et une diorite quartzifère. Ces deux dernières sont le plus fréquemment représentées. Certaines fois, la roche est franchement dioritique. La texture est allotriomorphe, parfois hypidiomorphe.

Comme dans les faciès clairs, les plagioclases sont souvent idiomorphes et s'allongent parallèlement à la foliation. Ils sont plus basiques (An 30 %). Le microcline ne joue qu'un rôle secondaire avec 10 à 20 %, il est généralement interstitiel, rarement porphyroblastique, il cristallise tardivement. La hornblende verte, hypidiomorphe, forme la majorité des mafites, elle est accompagnée d'un peu de biotite, épidote, sphène. L'apatite est plus fréquente qu'à A et N. La totalité des mafites forme le 15 à 20 % de la roche.

4) Conclusions

Les trois massifs bien que différents réunissent en chacun d'eux les faciès typiques de l'un ou l'autre. Dans les zones marginales de N on retrouve les faciès typiques de I et dans les granites A on rencontre de grandes enclaves du faciès type de N.

Les trois massifs sont d'autre part caractérisés par une évolution pétrogénétique analogue, qui se traduit par une première phase de cristallisation et la formation d'une texture hypidiomorphe où le plagioclase joue le premier rôle, et une seconde phase de porphyroblastèse avec activité croissante du microcline.

L'évolution du granite I aurait cessé au cours de la première phase; par contre les faciès clairs de ces granites auraient été actifs jusqu'au début de la seconde. Le granite A aurait réalisé un certain équilibre tandis que le granite N se présenterait comme un cas intermédiaire. Ceci est en faveur de l'unité pétrogénétique de ces trois granites.

L'apport est évident et a dû se faire sous forme métasomatique puisqu'on ne trouve ni racine, ni filon afférent à ces granites. Il est cependant diffcile de l'estimer quantitativement à cause de l'existence des anciennes granitisations. Cet apport a du être très important puisque les roches dont dérivent les granites jeunes, contenaient beaucoup moins de potassium (granites réactivés: 20 à 30 % de microcline, granite jeune A: 50 à 60 %) ou n'en contenaient pratiquement pas (amphibolites). Dans certains cas locaux, l'apport de silice et de sodium peut être prouvé



Fig. 46. Filon basique (diorite) recoupant la foliation et les enclaves lenticulaires (près de la tête du marteau) du granite jeune d'Isortoq. Le filon est repris dans une dernière phase de mobilité des granites et présente tous les traits d'une AD_2 granitisée mais non déformée. SW du glacier de Sioralik.

(p. 67), mais on ne peut généraliser ces observations à cause d'une redistribution possible de ces éléments au sein de la masse.

h) Les aplites-pegmatites

Ces veines sont très rares (15 à 20 à N). Elles ont une épaisseur de 5 à 20 cm. A cause de leur rareté, il n'a pas été possible de les relier à une tectonique éventuellement propre au granite (CLOOS 1936). Par contre, à A et N, il existe plusieurs grandes masses irrégulières de 10 à 15 m de diamètre de pegmatites graphiques contenant un peu de magnétite et de biotite. Elles sont disposées dans les zones marginales à l'intérieur ou à l'extérieur des contacts.

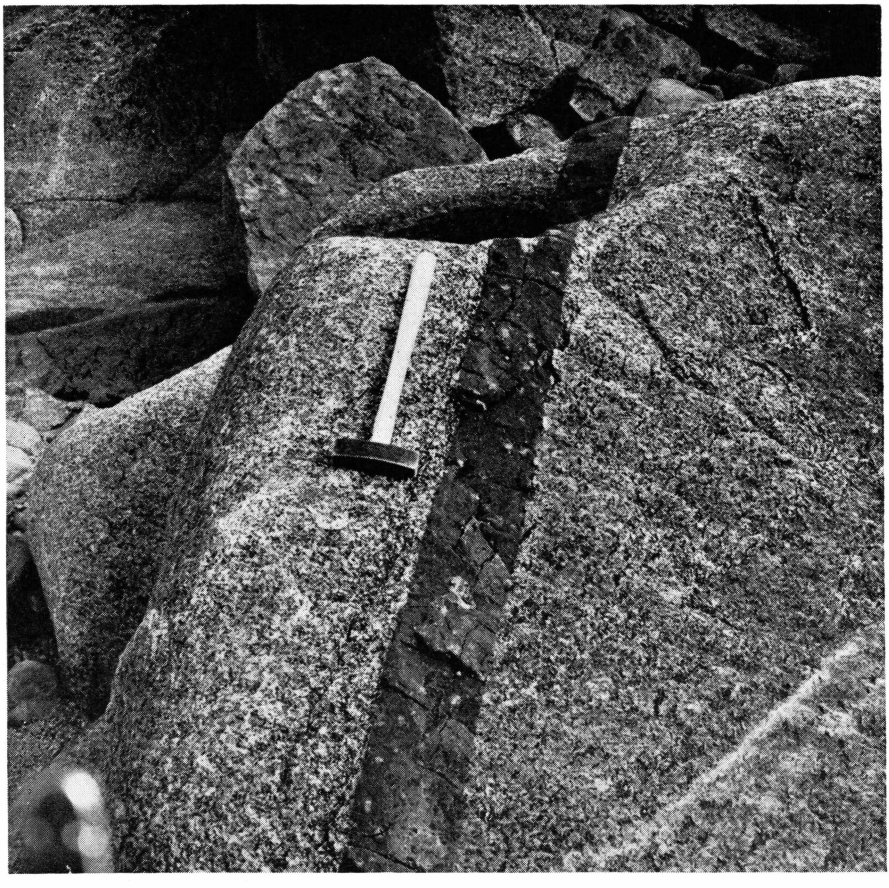


Fig. 47. Filon basique (méla-diorite) recoupant les structures de granite jeune d'Asatdlut. Tardivement, des porphyroblastes idiomorphes de microcline croissent à l'intérieur du filon et le long des contacts qu'ils chevauchent. Iterdlâ.

i) Les filons basiques

Une vingtaine de filons basiques recoupent les granites jeunes. Il en existe deux générations:

1) La première génération de filons recoupe la foliation et les enclaves des granites jeunes, mais elle est altérée par une dernière phase de mobilité de ces derniers. L'épaisseur des filons varie entre 15 cm et 5 m, ils sont verticaux, généralement très rectilignes; on n'y observe que très rarement des apophyses latérales et jamais de schistosité, ce qui les distingue déjà des AD_3 typiques. Ils sont imprégnés par le granite dans de rares portions des filons et ne semblent jamais déformés. En ce sens, ils présentent les mêmes aspects que les AD_2 non déformées. Le granite qui les imprègne est légèrement plus acide que la roche encaissante, le grain est identique (fig. 46). En plusieurs

endroits, ils sont recoupés par des pegmatites. Un de leurs caractères frappants est la formation de porphyroblastes de microcline analogues à ceux des granites, à l'intérieur comme dans les bordures des filons (fig. 47).

La composition est dioritique à méla-dioritique. La texture se rapproche d'une texture sub-ophitique (sans pyroxène), parfois recristallisée mais dont le caractère primaire est toujours reconnaissable. Le grain varie entre 0,5 et 0,8 mm.

Le zonage des plagioclases est très marqué (An 50 à An 30 %). La hornblende verte accompagnée de plus ou moins de biotite forme le 30 à 40 % de la roche, l'apatite est très fréquente. Dans les faciès granitisés, le microcline forme parfois de magnifiques pseudomorphoses de plagioclases. La corrosion débute sur les bords des cristaux et avance parallèlement aux différents zonages jusqu'au centre de ces derniers. Le quartz et le microcline sont parfois interstitiels.

Ces filons ont subi une légère cataclase qui déforme les minéraux et facilite probablement la microclinisation. De tels filons postérieurs à la mise en place des granites mais antérieurs aux dernières activités de ceux-ci furent décrits par PITCHER et READ (1960).

2) Le second groupe de filons diffère du premier par la nature de la roche et par l'absence de faciès granitisés. Le grain est plus fin (0,1 à 0,3 mm), l'indice de coloration est légèrement plus grand. Ils présentent des schistosités souvent nettement marquées. La texture est granoblastique et on ne retrouve jamais d'anciennes textures primaires. Le plagioclase (oligoclase-andésine) est allotriomorphe. La hornblende verte et la biotite forment environ le 50 % de la roche. Ces filons sont caractérisés par une grande abondance de sphène et d'épidote secondaire ainsi que par des carbonates. La présence de microcline semble constante (ce dernier est de dimension égale au plagioclase) et peut faire passer ces roches du groupe des diorites à des syénites.

Les filons du second groupe ont des compositions comparables avec la dernière génératon des AD_3 (présence de microcline et carbonates). Les déformations semblent avoir été plus importantes et n'ont pas laissé de traces de textures primaires. Il n'est pas certain (voir ci-dessous) que ces filons appartiennent à une génération différente de la quatrième génération des AD_3.

j) L'âge des granites jeunes

1) Les granites du SE d'Ûnartoq (groupe de Sydprøven, WEGMANN 1938, « New granites » de BRIDGWATER 1963) recoupent des filons basiques appartenant soit à des AD_2, soit à des AD_3 (ces filons sont



Fig. 48. Filon basique (gabbro à hornblende appartenant à la seconde génération des AD_3) imprégné par le faciès clair du granite jeune d'Isortoq. Glacier de Nunatarssuasik.

de plus en plus déformés lorsqu'on s'approche des contacts du granite. Comme les déformations sanérutiennes ne semblent avoir eu aucune action sur leurs contacts souvent très francs, l'âge du début de leur formation doit être avec beaucoup de probabilité, postérieur à la réactivation principale). L'âge de leur achèvement est fixé par la seconde génération des AD_3 qui recoupe le granite.

2) Deux arguments permettent de fixer l'âge approximatif des granites N et A.

— Ils recoupent des AD_3 dont l'âge relatif est inconnu (fig. 37). Le phénomène est très spectaculaire dans les falaises NE d'Asatdlut.

— Les granites et migmatites encaissants contiennent de nombreuses AD_3. Dans les granites jeunes, on n'en observe plus aucune (voir pl. 18). Ceci signifie qu'elles ont probablement disparu à travers la granitisation. Leurs âges sont donc postérieurs aux quatre générations d'AD_3 et antérieurs aux microgranites et aux dolérites Gardar.

3) Au glacier de Nunatarssuasik, le granite d'Isortoq recoupe franchement la seconde génération des AD_3 (fig. 48).

Au S du lac 850 m entre la vallée d'Ûnartoq et d'Isortoq E, le granite jeune recoupe franchement les trois premières générations des AD_3



Fig. 49. AD_3 granitisée par le granite jeune d'Isortoq. Le style des déformations fut cassant et le granite imprégna surtout les zones fracturées, et épargna la roche du filon. S du lac 850 m entre la vallée d'Ûnartoq et celle d'Isortoq E.

(déformées par boudinage, cisaillement, ou déformations selon des styles plus cassants (fig. 49) et granitisation). Le recoupement de la quatrième génération des AD_3 est moins clair. Le seul filon en contact avec le granite disparaît dans une zone de cisaillement et il ne fut pas possible de certifier l'existence de phénomènes de granitisation. Cependant, cette génération forme de nombreux swarms dans les falaises de la vallée d'Ûnartoq, ces swarms, si l'on construit géométriquement leurs prolongements, devraient théoriquement recouper les granites jeunes. Or, ce n'est pas le cas.

Il est donc probable que l'âge du granite d'Isortoq soit postérieur aux quatre générations des AD_3, la seconde alternative (intermédiaire entre la troisième et la quatrième génération) est une possibilité qu'il ne faut cependant pas écarter.

k) Conclusions

1) Mode de gisement

Les trois granites pourraient à première vue se classer dans la catégorie des massifs stratoïdes (Raguin 1957). Ils diffèrent cependant de l'interprétation qu'en donne Raguin par le fait qu'ils se sont mis en place dans un cadre rigide ou semi-rigide et qu'ils ne furent pas plissés. Ils ne sont donc pas syn-cinématiques si l'on considère les déformations des grands ensembles.

Ils appartiennent tous les trois probablement à une unique couche, dont on observe actuellement les restes laissés par l'érosion. Cette unité spatiale est suggérée indirectement par leurs contacts, enclaves, schlieren ... etc semblables. C'est-à-dire que leur développement pétrogénétique et leurs âges sont probablement analogues.

D'un point de vue géométrique, rien ne s'oppose à cette idée, puisque la surface de contact granites-jeunes et migmatites nébulitiques anciennes, prolongées virtuellement dans l'espace s'élève toujours au-dessus de la surface topographique actuelle. Cette conception d'une couche continue permettrait d'expliquer la situation particulière des granites du NE d'Ivnarssuaq pour lesquels un âge sanérutien avait été envisagé. Ceux-ci représenteraient l'auréole de recristallisation des zones marginales inférieures de la couche granitique telle qu'on l'observe à Asatdlut.

2) Genèse des granites jeunes

La conservation des structures régionales pré-granitiques est un des arguments les plus probants de leur origine métasomatique (Wegmann 1935). Il existe d'autres indices à l'appui de cette thèse tels que les contacts graduels sur plusieurs centaines de m, les reliques d'amphibolites et enclaves concordantes par rapport aux structures régionales, l'existence de filons reliques légèrement cisaillés, et l'apport chimique progressif qui, dans certains massifs, s'atténue et cesse à une certaine période tandis qu'il se continue dans d'autres massifs. Ce dernier phénomène est très caractéristique: A Isortoq, les amphibolites atteignent rarement le stade de vrais granites et les structures sont encore très bien marquées tandis qu'à Narssarssuaq, les amphibolites ont passé à des granites calco-alcalins où le microcline joue déjà un rôle important. Les structures y sont encore très nettes dans les zones marginales, mais s'atténuent et disparaissent au centre. A Asatdlut, les granites atteignent un certain équilibre sous un faciès alcalin. L'étude des contacts toujours plus francs, des enclaves et de la porphyroblastèse décrit magnifiquement bien cette mobilité croissante d'un massif à l'autre et du bord au centre de chacun. Elle n'est pas due à une évolution plus rapide d'un massif à un autre,

mais bien à une activité qui s'est poursuivie plus longtemps puisqu'à Asatdlut, on retrouve les différents stades d'arrêt des autres massifs. Il est impossible de préciser la cause de cette grande mobilité précisément à Asatdlut, peut-être faut-il y voir l'effet de mouvements plus accentués d'un substrat déjà fortement granitisé ou tout simplement une concentration des matériaux métasomatiques.

Les mouvements qui ont participé à la formation de ces granites sont un autre aspect essentiel à leur compréhension. On a vu qu'aux contacts, ils cisaillent les amphibolites et les filons, tout en conservant les orientations principales des anciennes structures, alors que souvent aux contacts des anciennes migmatites acides, leurs traces ont un aspect très désordonné. Ceci signifierait que dans les zones de contact, les amphibolites sont plus incompétentes que les granites et migmatites acides par rapport aux déformations et aux granites jeunes. Par contre, à l'intérieur des granites, il est possible d'observer, assez rarement il est vrai, des filons basiques boudinés qui se comportent d'une manière compétente par rapport aux granites jeunes. Donc, du point de vue des déformations, les conditions tectoniques aux contacts sont plus ou moins analogues à celles des AD_3 alors que le type de déformation à l'intérieur des granites serait plus semblable à celui des AD_2. Il semble évident que ces caractères de la déformation doivent être reliés à la mobilité des granites.

La localisation des granites à la base des amphibolites, peut éventuellement aussi s'expliquer par l'incompétence relativement plus grande de la série des amphibolites supérieures, par rapport aux granites et migmatites inférieurs. Celles-là permirent des déformations plus intimes, distribuées d'une manière plus homogène, qui favorisèrent une migration plus rapide des produits métasomatiques. Ceci n'est peut-être pas la seule explication, on a vu qu'en certains endroits, il existait une disharmonie entre les gneiss oeillés et les amphibolites d'une part et les migmatites acides inférieures d'autre part. Cette disharmonie et peut-être aussi la texture et le chimisme des gneiss oeillés ont pu jouer un rôle dans les piégeage des produits métasomatiques. Dans la région de Nanortalik, ESCHER (1966) a trouvé un mode de gisement identique pour des granites probablement mis en place au début du Sanérutien. Contrairement à nous, il propose de les expliquer par la compétence relativement plus grande de la supra-structure (série volcanique basique) par rapport à l'infra-structure (schistes et gneiss). Des fractures se seraient formées dans les roches volcaniques alors que les schistes se seraient écoulés plastiquement. Ces fractures auraient facilité la concentration des matériaux granitiques dans la série volcanique.

3) La signification des granites jeunes

Dans l'évolution plutonique de la région d'Akuliaruseq, les granites N, A, I représentent une des dernières phases: granites de remplacement accompagnés de mouvements synchrones de leur mise en place, ils correspondent en fait à une réactivation d'un niveau structural déterminé. Dans quelle mesure cette réactivation est-elle locale ou englobe-t-elle la région de Julianehåb, Ûnartoq, Nanortalik? En plusieurs endroits, au NW du fjord de Lichtenau, il fut observé certaines formations granitiques tardives qui pourraient éventuellement appartenir à cette même phase. (Berrangé 1966, Buttet 1963). Mais, comme la séquence chronologique n'a pas pu être établie avec rigueur (la rareté des filons en est la cause), il serait dangereux de vouloir conclure au retour de toute la région à des conditions de plutonisme plus actif.

Si, au contraire, ces formations sont locales, l'évolution plutonique différerait notablement du schéma plutonique des Calédonides de l'Ecosse où Read (1961) se sert des granites syn-cinématiques et post-cinématiques intrusifs et hypabissaux pour démontrer l'ascension progressive de la croûte terrestre au cours des temps géologiques. En effet, les granites de Sydprøven sont d'un caractère nettement allochtone et en grande partie intrusifs et ils précèdent les granites de remplacement N, A, I.

3) Les microgranites

Les granites jeunes de Narssarssuaq et surtout d'Isortoq sont recoupés de micro-granites qui forment de larges filons irréguliers, discontinus de quelques centaines de m de longueur et de 10 à 30 m de large (Pl. 11).

Ces « filons » sont allongés suivant les structures des granites mais présentent à l'échelle de l'affleurement, des contacts discordants. Ceux-ci sont francs et souvent anguleux, suggérant une mise en place alors qu'un réseau de diaclases était déjà formé. Ils représentent très probablement des formations intrusives. Le grain est fin (0,4 à 1 mm) et leur composition est calco-alcaline. Ils contiennent toujours un peu de biotite chloritisée, muscovite, épidote, sphène et oxydes de fer. Leur texture est hypidiomorphe à allotriomorphe grenue.

Il ne fut pas possible de trouver une relation d'âge entre les microgranites et les filons basiques postérieurs aux granites jeunes. Ils sont antérieurs aux filons Gardar. Ces formations sont communes dans tout le SW du Groenland. Il n'est pas possible d'assurer leur contemporanéité dans toute cette région, mais dans chaque cas, ils semblent clore l'évolution du plutonisme.

III. LA PÉRIODE GARDAR

N'ayant pas fait une étude approfondie de cette période, nous n'en donnerons qu'un bref aperçu.

Dans la région d'Igaliko, le Gardar est représenté par des dépôts de roches supracrustales, sédimentaires et volcaniques, sur un socle constitué de migmatites et granites kétilidien et sanérutien et par l'intrusion de roches alcalines (WEGMANN 1938, BERTHELSEN 1960). Selon WEGMANN, cette période pourrait représenter le contre-coup d'une orogenèse qui n'aurait pas encore été reconnue.

La base du Gardar est délimitée par la discordance entre les dépôts supracrustaux et le socle.

Les roches Gardar sont recoupées par des filons doléritiques précambriens et peut-être tertiaires.

A Akuliaruseq, on peut séparer le Sanérutien du Gardar grâce aux dolérites (brown dykes (BD), selon la terminologie de WEGMANN). Ces dykes ne furent pas métamorphosés ni recoupés par des veines d'aplites-pegmatites. Ils sont, avec une fracturation intense, les seules manifestations de cette période.

Par rapport à la région d'Igaliko, celle d'Akuliaruseq se présente comme un horst sur lequel les sédiments et les roches volcaniques Gardar, si jamais ils se sont déposés, furent érodés.

La tectonique Gardar est caractérisée par un style cassant avec failles verticales et inclinées, décrochements et mylonites qui furent dans certains cas plusieurs fois réactivés et entre la formation desquels les dolérites firent intrusion. Tous les filons qu'on a pu observer sont du type dilationnel, la plupart furent repris par des mouvements parallèles qui eurent pour effet une intense mylonitisation des roches aux contacts des filons, accompagnée parfois d'une légère minéralisation d'oxydes de fer, qui donnèrent à la roche une teinte rougeâtre. Les filons eux-mêmes sont parfois bréchifiés, mylonitisés ou caractérisés par une grossière « schistosité de fracture » d'orientation oblique aux contacts (fig. 50).

Le style des déformations présente quelque analogie avec celui de l'époque tardi-sanérutienne, en ce sens que chaque intrusion est précédée ou suivie d'une fracturation. Il en diffère cependant totalement par l'étage tectonique.



Fig. 50. Dolérite d'âge Gardar d'orientation E–W. Des déformations donnèrent naissance à une « schistosité de fracture » oblique aux contacts. Les bords du filon furent peu déformés. Sletten.

Pendant la période tardi-sanérutienne, les phénomènes se passèrent sous des conditions de plutonisme restreint, tandis qu'au Gardar, les mouvements eurent lieu sous des conditions d'activité plutonique nulle.

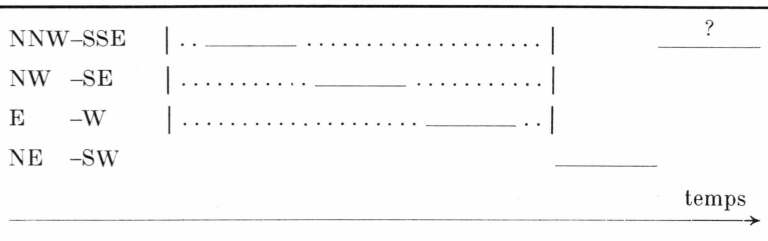
Une transition entre les deux étages tectoniques est cependant bien marquée par l'existence de nombreuses fractures (surtout N-S et E-W) postérieures aux granites jeunes et aux microgranites et qui présentent des structures sigmoïdales du même genre que les mylonites sanérutiennes, indiquant une déformation faite sous des conditions plutoniques plus marquées que lors des déformations Gardar.

Les dolérites

Les dolérites se divisent en plusieurs générations de direction particulière. On compte au total une trentaine de filons dont 8 atteignent une largeur de 30 à 80 m. Elles peuvent parfois se suivre sur plusieurs dizaines de km. Une chronologie complète n'a pas pu être établie. La table 11 résume la séquence la plus probable.

Table 11. *Chronologie probable des dolérites Gardar.*

Les lignes continuées par des points représentent une position hypothétique, les traits transversaux, une limite certaine.



Les dolérites NNW–SSE (1ère génération ?) sont toujours très fortement fracturées. A l'altération, elles présentent une couleur caractéristique verdâtre. Elles contiennent un peu de quartz (1 à 3 %) et comparativement aux autres dolérites une grande quantité de biotite de teinte très rouge. Elles ne s'altèrent jamais en boules, ce qui est le cas pour toutes les autres dolérites.

La position de cette génération dans la chronologie a été basée sur des recoupements avec des mylonites. Elle est donc sujette à caution.

Les filons NW–SE, surtout visibles près de l'inlandsis ont une épaisseur qui ne dépasse guère 2 à 3 m. Ils peuvent cependant se suivre sur de très longues distances (20 km). Ce sont des dolérites apparemment sans olivine contenant très souvent de petits phénocristaux de plagioclase. On compte 5 ou 6 dykes de ce genre.

Les filons E–W sont toujours très larges (50 à 80 m). Il fut possible de les suivre jusqu'au N de Julianehåb où l'on a découvert qu'ils étaient en fait formés de deux générations. Ils ne purent être reliés directement au volcanisme extrusif Gardar de la région Ilímaussaq-Igaliko, mais appartiennent certainement au Gardar inférieur (UPTON 1962).

Ce sont des dolérites à olivine. Celle-ci est fraîche ou serpentinisée, sa fréquence varie de place en place dans un même filon. Plusieurs filons sont caractérisés par la présence de phénocristaux (1 cm) de plagioclase orientés par la fluidalité.

Les filons NE–SW recoupent ces derniers en plusieurs endroits. Ils ne sont jamais plus larges que 5 ou 10 m. Pour autant qu'on puisse en juger sur quelques échantillons, ils ne contiennent pas d'olivine.

La dernière génération (NNW–SSE) ne semble pas déformée. Elle est peut-être d'âge tertiaire? C'est une dolérite à olivine, entièrement altérée en bowlingite.

Les filons trachytiques si fréquents au NW ne furent pas observés à Akuliaruseq.

La tectonique Gardar sera étudiée au chapitre: tectonique cassante (p. 186).

IV. ANALYSE STRUCTURALE

INTRODUCTION

L'analyse structurale présente deux aspects qu'il est nécessaire de traiter séparément pour des raisons d'objectivité, c'est-à-dire l'étude des formes et celles des mouvements (WEGMANN 1935).

Les formes sont retrouvées grâce à des horizons repères. A Akuliaruseq, région formée de 75 à 80 % de granites, ces horizons sont rares et présentent toujours des contacts de granitisation. Pour obvier à cette difficulté, on a recours à la mesure de structures planaires qui délimiteront un « canevas structural » où il sera possible d'insérer les quelques horizons reliques. Comme les structures planaires ne permettent de dessiner que deux dimensions (grâce à la topographie, il est parfois possible de retrouver la troisième dimension), on a recours aux mesures d'axes de plis qui permettront une vue plus spatiale des structures. Celles-ci sont mesurées sur de petits plis (structures mésoscopiques), mais devront être comparées aux structures plus grandes (macro- et mégascopique).

Pour arriver à déterminer les formes propres aux domaines d'ordre de grandeur différent (WEGMANN 1947), on comparera les secteurs mésoscopiques aux secteurs plus grands en se servant de la projection stéréographique (PHILLIPS 1955, GROLLIER 1961) et de cartes d'échelles différentes. Pour arriver à une image aussi quantitative que possible, il sera nécessaire de mesurer un grand nombre de structures et d'éliminer ainsi d'une manière statistique les erreurs de mesure et les particularités de petite échelle.

Cette méthode fut partiellement appliquée dans les Alpes par ARGAND (1911) et introduite en Scandinavie par WEGMANN, qui y consacra de nombreuses publications (1927, 1928, 1929, 1931). Une description de la méthode se trouve dans: WEGMANN (1929). Récemment, elle fut employée avec beaucoup de succès par le GGU dans plusieurs régions de l'W du Groenland (voir entre autres BERTHELSEN 1960 a et b).

Terminologie

On emploiera dans une grande mesure la terminologie de SANDER (TURNER et WEISS 1963):

S_1, S_2 . . . structures planaires ou curviplanaires (stratification, foliation, schistosité). Dans notre région S_1 se confond avec la stratification (voir p. 39).

L_1, L_2 . . . Structures linéaires à l'exception des axes de plis qui seront dénommés B.

d_1, d_2 . . . Déformations métachrones concernant un affleurement ou une petite localité.

D_1, D_2 . . . Déformations métachrones concernant l'ensemble de la région.

antiforme, synforme: structure « anticlinale » et « synclinale » dont on ne connaît pas l'ordre de succession des couches.

méso-, macro-, mégascopique: concernent des régions de l'ordre de l'affleurement (500 m²), de l'hm² au km², d'une grande région.

Explication de la carte structurale (Pl. 12)

On a établi cette carte en reportant les mesures de foliation et rubanement ainsi que les axes.

Les axes se répartissent en trois groupes:

Les premiers furent mesurés sur la charnière des plis (cercles évidés), les seconds (cercles pleins) furent construits grâce à la projection stéréographique, à partir d'un affleurement ou d'une petite localité où les charnières n'étaient pas directement mesurables.

Ils peuvent donc avoir une valeur différente des premiers en ce sens qu'ils s'adressent à plusieurs structures qui ne sont pas nécessairement synchrones. Les troisièmes (cercles à demi évidés) furent construits sur la base de la carte. Ils représentent une statistique des mesures observées sur une grande région; les différentes régions sont délimitées par des lignes discontinues et numérotées. Les numéros se rapportent aux projections stéréographiques dessinées sur la planche 13.

Les directions structurales correspondent à la coupure des structures planaires sur le plan horizontal. Elles sont une représentation statistique. Plus les mesures sont nombreuses, plus le danger d'interprétations erronées est limité. A titre de comparaison, les directions structurales de la région allant du village d'Akuliaruseq au mont d'Ivnarssuaq furent dessinées à partir de plus de mille mesures.

Les petits plis dessinés sur la carte sont une interprétation de l'attitude des structures planaires; ils correspondent au sens de déjettement des plis (forme S ou Z); ils représentent donc plus un style qu'une déformation réelle.

Les cercles disposés çà et là représentent les intersections des différentes surfaces cinétiques « S » observées sous le microscope et parfois sur le terrain. Le « S » dominant (postérieur) est dessiné en traits continus, les « S » recoupés ou antérieurs par des traits discontinus.

A. L'analyse géométrique

L'analyse géométrique est faite en dégageant les structures que laissent apparaître les grandes surfaces S_1. Ainsi, on peut diviser la presqu'île en cinq unités tectoniques, qui sont du SW au NE:

1. La zone anticlinale déjetée vers le NW qui s'étend entre le village d'Akuliaruseq et le NE d'Ivnarssuaq.
2. La cuvette de Narssarssuaq dont l'emplacement correspond à celui des amphibolites du même nom.
3. Le dôme d'Asatdlut formé par le massif d'Asatdlut.
4. Le synclinal complexe dans les amphibolites et granites jeunes d'Asatdlut.
5. La zone anticlinale allant du lac 40 m (NE de Puiátukulôq) à la région du sommet d'Isaussârssuk.

1. La région Akuliaruseq–Ivnarssuaq

Il s'agit d'un vaste anticlinal qui disparaît au NE par un brusque plongement axial sous les amphibolites de Narssarssuaq. Les structures mégascopiques sont d'âge D_1, mais de nombreuses structures surtout mésoscopiques, appartiennent aux déformations D_2 et D_3. Cette structure anticlinale est déduite de la succession lithologique qu'on estime être primaire et normale et de l'allure générale des plans de déformation.

La succession lithologique est primaire (voir p. 20, 39, fig. 13) et non le résultat d'une tectonisation. En l'absence de structure sédimentaire typique, l'ordre normal de la succession des dépôts fut basé sur les corrélations faites avec la région de Nanortalik (ESCHER 1966).

Les séries de Nanortalik sont constituées de 5 unités qui sont de la base au sommet:

I. schistes et gneiss pélitiques.
II. schistes et gneiss semi-pélitiques.
III. schistes et gneiss pélitiques.

IV. quartzites massifs ou schisteux dont l'épaisseur augmente très fortement du SW au NE.

V. série volcanique constitutée de pillow lava, produits pyroclastiques, sills gabbroïques.

On voit donc que les deux régions présentent une succession très analogue. Si on ajoute à cela qu'il est possible de suivre les reliques d'amphibolites (série volcanique?) entre le fjord de Sermilik et le fjord d'Ûnartoq, et que l'évolution structurale et plutonique est analogue entre les deux régions, on pourra conclure avec une grande probabilité qu'il s'agit de dépôts *grosso modo* synchrones.

La forme de l'anticlinal est représentée par les profils transversaux (Pl. 15) et les profils longitudinaux.

Les profils transversaux présentent une inclinaison générale des « couches » vers le NW sur la côte du fjord de Lichtenau et SE sur celle du fjord d'Ûnartoq, c'est-à-dire au coeur de l'anticlinal.

Cette inclinaison peut avoir deux origines:

— tout l'anticlinal est déjeté vers le NW et la région du fjord de Lichtenau correspondrait à l'amorce d'un synclinal actuellement caché sous la mer.

— la zone externe de l'anticlinal (zone bordant le fjord de Lichtenau) aurait une forme normale et seul le coeur (région du fjord d'Ûnartoq), serait déjeté vers le NW, impliquant l'existence d'une zone plus ou moins disharmonique entre le coeur et la zone externe.
Autant les microplis que les grandes structures indiquent un style sub-isoclinal.

Le profil longitudinal à l'exception de la zone périclinale NE où les horizons repères indiquent l'existence d'un fort plongement, ne peut être déduit qu'en se basant sur l'attitude des axes de petits plis. Quelle est leur signification?

Si on fait abstraction des axes obliques et transversaux qui sont dûs en majeure partie aux déformations D_2 et D_3, on remarque que le flanc externe (fjord de Lichtenau) présente un autre style que le coeur (côte du fjord d'Ûnartoq).

Dans ce dernier, depuis Akuliaruseq jusqu'à Igdlorssuatsiait, les axes plongent constamment vers le SW avec des inclinaisons variant entre 5 et 50°. Entre Igdlorssuatsiait et Ivnarssuaq, les plongements se font très souvent vers le SW, mais on note plusieurs axes d'inclinaison NE; plus au NE, cette disposition s'accentue et finalement la majorité des axes plongent vers le NE.

La zone périclinale paraît très complexe et incompréhensible dans les structures de détail.

Dans tous les secteurs numérotés de cette zone, les axes construits régionaux correspondent aux axes mesurés à l'exception du secteur 16 (Pl. 12) où les axes construits plongent de 10° vers le NE alors que les axes locaux et mesurés présentent le plongement inverse.

Si les structures étaient le résultat d'une déformation synchrone, un tel résultat serait contradictoire avec l'observation communément faite et presque érigée en principe de la conformité des mésostructures avec les mégastructures (WILSON 1961, DE SITTER 1956). Mais dans le cas inverse, il est facile de l'expliquer si l'on sait qu'un plan cinétique S_2 (parallèle au plan axial des premiers plis) fut surimposé à S_1, en faisant disparaître les charnières et en ne conservant que partiellement les flancs des plis. Dans les régions de migmatites nébulitiques, cette transposition de plans cinétiques (TURNER et WEISS 1963) fut presque totale.

Or, le secteur 16 est surtout constitué de granites plus ou moins bien foliés contenant des reliques nébulitiques de gneiss plissés. Les axes plongeant vers le SW furent mesurés sur la charnière des reliques de gneiss plissés, c'est-à-dire sur les surfaces S_1 alors que les axes sub-horizontaux furent construits à partir des structures S_2 représentées par l'actuelle foliation des granites.

Sur la projection stéréographique, les surfaces S_2, d'attitude toujours subverticale combinées aux reliques toujours très inclinées (style sub-isoclinal) des flancs S_1 feront apparaître dans la construction stéréographique un axe sub-horizontal. Ainsi donc, si les axes mesurés représentent des plis réels, les axes construits n'ont pas toujours la même signification. Sur le terrain, spécialement dans les régions très granitisées, et, du fait du style sub-isoclinal, il est souvent impossible de distinguer entre des structures S_1 et S_2. Ce n'est qu'à posteriori comme dans ce cas-ci, qu'il est possible de retrouver les différentes surfaces.

Un autre exemple de l'interférence entre ces deux surfaces s'observe sur la côte du fjord de Lichtenau. Là, toute une « bande » est constituée de migmatites nébulitiques et de granites plus ou moins bien foliés. La plupart des axes construits sont sub-horizontaux (Pl. 12), à l'exception des axes obliques et transversaux. Cette attitude qui impliquerait l'existence d'une forte « torsion » entre le coeur et les zones externes de l'anticlinal, semble être en fait due à l'interférence de S_1 et S_2. En effet, au sud de Siarqigsoq, le « sill » d'Akuliaruseq dessine une ride anticlinale (un genou dans la terminalogie jurassienne) dont le plongement doit nécessairement être SW selon le principe de la continuité axiale, principe qui peut être accepté pour cette petite région (voir Pl. 12 et 15). Or les axes construits sont sub-horizontaux.

Un autre exemple encore est situé dans la falaise au N de Tuapait. Le plongement est NE lorsqu'on s'adresse au niveau amphibolitique, tandis que les axes construits indiquent des plongements NE et SW.

On voit donc par ces quelques exemples, les limites d'une méthode qui ne doit pas être employée sans discernement.

Il est cependant très probable que tout l'anticlinal s'élève depuis le village d'Akuliaruseq jusqu'à Ivnarssuaq, au NE duquel il plonge brusquement sous les amphibolites.

La région de Sydprøven qui se trouve dans le prolongement de la presqu'île, contient plusieurs affleurements d'amphibolites très granitisées, semblables à nos amphibolites supérieures; ce qui confirmerait l'existence de ce plongement général des axes vers le SW.

2. La cuvette de Narssarssuaq

Cette zone de Narssarssuaq est une cuvette dont les bords SW, NW, NE sont relevés, suivant les endroits entre 30° et 90° (voir fig. 51, Pl. 10 et 12), à laquelle s'ajoute des accidents mineurs, dont voici les principaux:

— Région Kangiussaq—lac 60 m. Elle est formée d'un « anticlinorium complexe » orienté plus ou moins parallèlement aux bordures des grandes masses amphibolitiques, flanquée au SW d'un synclinal

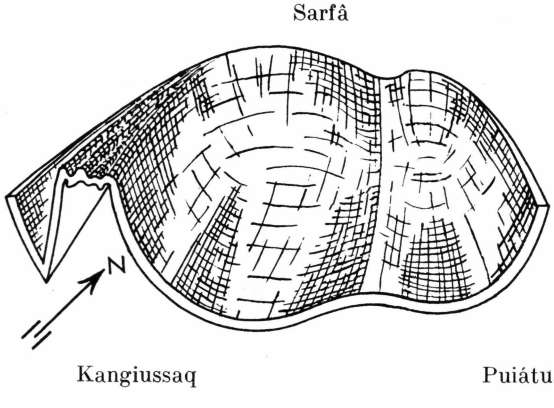


Fig. 51. Figure très schématique de la cuvette de Narssarssuaq dessinée à partir du contact amphibolites-granites. A gauche: « anticlinorium complexe » de Kangiussaq, au centre: ride anticlinale du lac 190 m. La coupure frontale correspond à une ligne passant approximativement par Kangiussaq et Puiátuaraq.

pincé dont on aperçoit encore les restes dans l'horizon amphibolitique au S du lac 60 m. Cette structure est suggérée par l'attitude de la foliation et par les contacts des amphibolites qui semblent déterminer une fermeture dans les îles d'Ivnatsianguaq et par l'inclinaison des axes qui s'élèvent constamment depuis les îles jusqu'au lac 60 m puis replongent vers le N. L'âge de cette structure est incertaine, mais elle est probablement synchrone de la déformation D_2.

— Région du lac 190 m. A partir du lac et en direction SE, la foliation dans les amphibolites comme dans les granites semble dessiner une ride anticlinale qui serait éventuellement d'âge D_2.

— Région Sletten-Sarfâ. Une succession d'anticlinaux et synclinaux de style isoclinal, déjetés vers le NW représente la meilleure explication de l'attitude des horizons repères et de la foliation.
Au NE de Sletten, un anticlinal très net prend naissance et s'élève vers les monts d'Asatdlut. En s'évasant de plus en plus, il constitue dans ces monts le dôme d'Asatdlut. La formation du dôme est partiellement contemporaine de D_1 et D_2.

Cette région de Narssarssuaq présente un style totalement différent de celle d'Ivnarssuaq. Les structures y sont peu inclinées, les plis plus ouverts qu'à Ivnarssuaq. La transition entre les deux zones (Iterdlagssuaq-lac 45 m) est brutale et implique l'existence probable d'une disharmonie entre elles. Entre ces deux zones, il n'est d'ailleurs plus possible de construire des structures intelligibles à cause de leurs attitudes trop désordonnées. C'est uniquement dans la région du lac 45 m que l'on peut éventuellement suggérer l'existence d'un anticlinal s'élevant vers le NW.

3. Le dôme d'Asatdlut

Ce dôme s'est formé dans les séries directement inférieures aux amphibolites. Sa structure a pu être élucidée dans ses grandes lignes grâce à un horizon amphibolitique concordant qui tourne autour du massif (voir Pl. 10) et à d'autres horizons repères de moindre importance.

Au SW (Sletten), il débute par une zone anticlinale qui s'élève, s'évase vers le NE et plonge très brusquement sous les amphibolites du NE d'Asatdlut. Là, la dénivellation structurale est d'au minimum 1000 m sur moins d'un km, (voir couche B, fig. 52).

Ce dôme qui paraît assez simple dans ses grandes lignes est en fait très complexe. Sur le flanc SW se greffent de nombreuses rides à axes sub-horizontaux ou obliques qui constituent des « genoux » ou des plis transverses aux structures principales (voir Pl. 12). Au coeur du massif qui malheureusement ne présente que peu d'affleurement, les gneiss forment des plis NE sub-isoclinaux qui plongent brutalement sous les amphibolites. Il semble donc aussi exister une disharmonie semblable à celle d'Ivnarssuaq-Narssarssuaq, entre les zones très externes (amphibolites, granites jeunes et zone de migmatite directement inférieure) et les zones internes (à l'intérieur de l'horizon amphibolitique).

4. Le synclinal complexe du NE d'Asatdlut

Grâce à une topographie plus accidentée, il a été possible de réaliser un bloc-diagramme de cette structure (fig. 52).

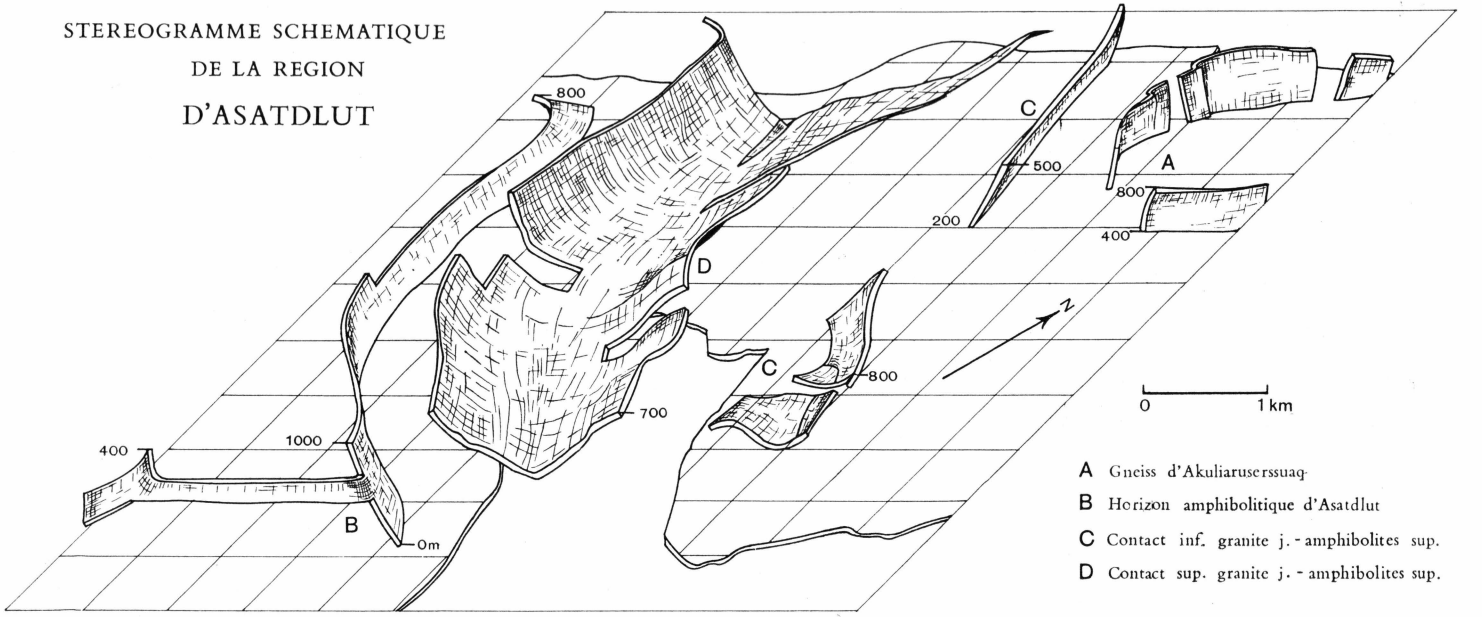


Fig. 52. Stéréogramme schématique de la région d'Asatdlut.

La couche A représente l'horizon des gneiss d'Akuliaruserssuaq-Isaussârssuk. B: l'horizon amphibolitique du dôme d'Asatdlut. C: le contact inférieur des granites jeunes. D: le contact supérieur de ces mêmes granites.

Il s'agit d'un synclinal dont le plan axial est curviplanaire (TURNER et WEISS 1963) à convexité orientée vers le SE et qui plonge d'une manière générale vers le NW. Les variations de son axe sont cependant nombreuses. A la hauteur de la lettre D (fig. 52), il est compliqué d'un anticlinal transverse qui semble amorcer la zone anticlinale Akuliaruserssuaq-Isaussârssuk.

Sur toute la surface du « synclinal » se greffent des macrostructures en formes de dômes et de bassins et des rides qui rendent beaucoup plus complexe l'image schématique qu'on en a donné.

La style est semblable à celui de la zone de Narssarssuaq ce qui, ici aussi, implique l'existence d'une disharmonie entre les séries amphibolitiques et les séries sous-jacentes (voir p. 168).

5. La zone anticlinale Akuliaruserssuaq – Isaussarssuk

Le style de cette zone est analogue à celui de la zone d'Ivnarssuaq. La structure anticlinale a pu être élucidée grâce au 8 formé par les gneiss (voir Pl. 10). Au SW (lac 40 m), la terminaison périclinale se fait brusquement. Si l'on considère le profil longitudinal de cette terminaison périclinale en se basant surtout sur les petits plis, l'axe s'incurve à l'intérieur de l'anticlinal en formant un « S » atténué. A Isaussârssuk, le plongement est moins accentué.

Sur les deux flancs, on observe des plis mésoscopiques et macroscopiques qui paraissent être des plis d'entraînement (WILSON 1961), ainsi que d'autres plis d'orientations obliques ou perpendiculaires à l'axe principal (Pl. 12). L'un d'eux à Kûgssuaq plisse les deux flancs de l'anticlinal principal (voir ci-dessous) et est d'âge D_2 probable. L'anticlinal principal est contemporain de D_1.

6. Les régions NE des fjords

La région comprise entre les fjords et l'inlandsis n'a pas fait l'objet d'une étude structurale détaillée. Elle semble être constituée d'une dorsale anticlinale (granites et migmatites anciens) prolongeant l'anticlinal d'Isaussârssuk et qui se perd dans la région proche de l'inlandsis (Pl. 11). Cette dorsale est flanquée au SE d'une vaste zone « synclinale » constituée essentiellement de matériel dérivant d'amphibolites ou de gneiss rubanés très sombres, qui semblent s'étendre jusqu'au fjord de Sermilik.

Au NW les granites jeunes d'Isortoq et les amphibolites forment plusieurs anticlinaux et synclinaux qui constituent dans l'ensemble un vaste synclinorium. Le profil longitudinal des axes set difficile à préciser, il ne semble pas présenter de fortes variations d'inclinaison.

7. Conclusions

L'analyse géométrique permet de définir cinq unités tectoniques. Elles ont toutes une symétrie triclinique avec un maximum de triclinicité dans les unités 2, 3, et 4. Dans plusieurs régions, l'étude des axes a montré qu'il fallait être très circonspect dans leur interprétation et qu'ils pouvaient (axes construits) représenter des plans cinétiques d'âge différent, qu'il n'est pas souvent possible de séparer sur le terrain. Le principe de la continuité axiale (Argand 1911), n'est valable que pour de très petites régions empêchant ainsi souvent une reconstruction tridimensionnelle.

Les structures sub-isoclinales ou faiblement ouvertes semblent propres aux métasédiments et à leurs dérivés granitiques, alors que des systèmes géométriques plus ouverts caractérisent généralement la série des amphibolites supérieures.

Entre ces deux unités de style différent, on peut observer une zone de disharmonie bien visible à Narssarssuaq et à Asatdlut, disharmonie qui n'apparaît presque pas sur les flancs NW de la vallée d'Ûnartoq (voir ci-dessous).

Le profil longitudinal de la presqu'île est formé de culminations et de dépressions dont les charnières peuvent s'infléchir très brusquement. Les zones en dépression sont: SW du village d'Akuliaruseq(?), Narssarssuaq et Asatdlut ainsi que la région située entre les fjords et l'inlandsis. Les zones culminantes sont: région d'Ivnarssuaq, d'Akuliaruserssuaq-Isaussârssuk et le dôme d'Asatdlut.

Pour situer la presqu'île d'Akuliaruseq dans le cadre structural régional, un profil transversal hypothétique (SE–NW) indiquerait une zone « anticlinale » pour la région située entre les fjords de Sermilik et Tasermiut, une zone « synclinale » pour celle de Sermilik-Ûnartoq et à nouveau une zone « anticlinale » pour celle d'Akuliaruseq. Plus au NW les études structurales ne purent être poussées à fond, mais il semble que la région directement située au NW du fjord de Lichtenau constituerait à nouveau une zone « synclinale ».

Dans quelle mesure ces « anticlinaux » et « synclinaux » sont-ils dûs à une tectonique originelle ou à la formation de horst et graben qui auraient joué le long de failles situées sur l'amplacement actuel des fjords? Nous ne saurions le dire pour l'instant. La seconde possibilité

semble très improbable pour ce qui est de la région située sur l'emplacement du fjord d'Ûnartoq, mais on ne peut pas en dire autant pour la région du fjord de Sermilik.

B. Analyse cinématique

On a vu brièvement que la géométrie actuelle était le résultat de déformations métachrones D_1, D_2, D_3. D_1 est séparée de D_2 par une phase de granitisation très active. D_2 est séparée de D_3 par l'intrusion de filons basiques. D'autres déformations synchrones ou métachrones(?) compliquent le schéma ci-dessus. Ces trois plissements ont des intensités et des styles différents.

1. Les déformations D_1 et D_2 en relation avec S_2

Les divers arguments prouvant l'âge métachrone de ces deux déformations sont basés sur l'analyse macro-, méso-, et microscopiques. On a vu (p. 81 et suiv.) qu'une grande partie des granites s'était mise en place dans des plans parallèles à la schistosité axiale (S_2) des plis NE (D_1) (fig. 8, 23, 24). La foliation qui en résulte est elle-même plissée. Les plis de cette foliation ne s'observent généralement que dans les structures macro et mégascopiques:

Au NE de Kûgssuaq (fjord de Sioralik), l'anticlinal d'Akuliaruserssuaq-Isaussârssuk est déformé par un pli transversal plongeant fortement vers l'W et le NW (Pl. 12). Les roches sont constituées de reliques de gneiss plissés dont les plans S_2 furent remplacés par des granites. L'intensité du remplacement est diverse et va d'un simple film granitique (fig. 53) à un remplacement presque total (fig. 24). La nouvelle foliation (S_2) et les schlieren du granite furent déformés par ce pli transverse qui est donc d'âge D_2.

Comme le style des plis D_1 est isoclinal dans cette région, il n'y a pas de changement dans la distribution et la succession des différentes lithologies pendant la phase de plissement D_2.

Le plissement de S_2 peut rarement s'observer sur le terrain. Parfois certains affleurements montrent un S_2 légèrement plissé (fig. 24), mais dans ces cas, il n'est jamais certain que les structures n'appartiennent pas à un ancien plan axial curvi-planaire.

Un autre exemple type s'observe sur le flanc NE du dôme d'Asatdlut. Dans cette région, l'horizon amphibolitique constitue une surface S_1, à l'extérieur de cet horizon (stratigraphiquement supérieur selon l'hypothèse structurale), la plupart des gneiss sont granitisés parallèlement à S_2 ce qui a causé la formation d'un rubanement secondaire. Ce rubanement est lui-même plissé en formant de faibles ondulations sur des



Fig. 53. Plis similaires dans les gneiss veinés d'Isaussârssuk. La schistosité axiale est bien marquée. Des « films » granitiques se sont mis en place le long des plans schisteux (manche du marteau). SW de Kûgssuaq.

distances de 20 à 30 m mais peut aussi former des plis beaucoup plus importants comme le montre le flanc N du dôme. Là aussi les plans S_2 sont parallèles à S_1 comme le montre la concordance du rubanement avec l'horizon amphibolitique.

Sous le microscope, les coupes minces d'échantillons orientés permettent de retrouver des relations identiques entre S_1 et S_2. Cette étude microscopique basée essentiellement sur l'orientation des micas, ne prétend pas atteindre le degré d'objectivité de la méthode de SANDER (1930), mais elle permet de saisir les relations essentielles entre les différentes surfaces.

Les différents schémas obtenus furent reportés sur la carte structurale (Pl. 12, grands cercles). A Asatdlut, la texture des gneiss présente un fin rubanement où il est encore possible de distinguer des flancs de

micro-plis, les cristaux ont recristallisé lors de la formation de S_2 et s'alignent parallèlement à ce plan (Pl. 7, fig. 2-Pl. 8, fig. 1). Dans d'autres cas, on observe des plans S_2 légèrement plissés, mais ces structures n'ont qu'une valeur d'indice et non de preuve. De nombreux exemples de « transposition de surfaces cinétiques » (TURNER et WEISS 1963) s'observent dans toute la région comme on peut le voir sur la carte structurale (Pl. 12).

2. Les déformations D_1 et D_2 là où S_2 ne fut pas formé

Les relations relativement simples entre D_1 et D_2 ne s'observent plus avec autant de facilité dans les régions où S_2 ne fut pas formé.

Pour illustrer les différents types de plissements dans ces régions, nous avons établi plusieurs cartes structurales à l'échelle 1 : 100 et 1 : 200.

La planche 14 représente la partie SE de l'île d'Îsíneq. Moins granitisée que les régions centrales de la presqu'île, elle est constituée de gneiss rubanés à biotite et amphibole (fig. 2, 54, 56), alternant avec des horizons granitiques. Le gradient de compétence entre les bancs granitiques et les bancs sombres dépend essentiellement de leur épaisseur relative. D'une manière générale, on peut admettre que les granites sont légèrement moins compétents que les gneiss sombres.

Sur la carte (pl. 14), on a reporté à gauche (traits continus) les directions structurales mesurées à partir du rubanement. L'orientation générale est N–S, sub-verticale ou fortement inclinée vers l'E.

Les formes structurales sont multiples; en voici les plus caractéristiques:

a) Antiformes et synformes de type similaire (CLOOS 1946, RAMSAY 1962 a). Ce style n'est cependant pas très marqué à cause de la lithologie, peu apte à se déformer par cisaillement et souvent on peut observer des plis de type parallèle.

b) Structures en dômes elliptiques (voir S de la carte, Pl. 14, et fig. 54), ceux-ci sont souvent séparés des structures encaissantes par des plans de cisaillement granitisés qui les limitent sur une portion ou sur tout le tour du dôme: ils semblent avoir été déformés selon un style propre, indépendamment des déformations encaissantes; ils se rapprochent donc génétiquement des plis étranglés (WILSON 1961).

c) Plis d'entraînement (fig. 2).

d) La plupart des antiformes et synformes présentent des structures très complexes avec plongement très brusque et sur de courtes distances de leur axe B, soit d'un côté, soit d'un autre du plan AC (fig. 55, 56).



Fig. 54. Dôme de forme elliptique dans les gneiss rubanés de l'île d'Îsíneq.



Fig. 55. Pli similaire dans les gneiss rubanés d'Îsíneq. Le plan axial est curviplanaire, l'axe lui-même passe d'une position sub-horizontale à sub-verticale.



Fig. 56. Rapide changement dans l'inclinaison de l'axe d'un pli, dans les gneiss rubanés d'Îsíneq. L'axe passe de l'horizontale à la verticale (crayons) sur moins de 10 cm puis reprend une position horizontale (partie inférieure de la photo). (voir aussi fig. 54). Ile d'Îsíneq.

e) Dans un même pli de style similaire par exemple (fig. 57), les axes, tout en conservant une orientation sensiblement parallèle au plan axial, s'inclinent soit d'un côté, soit d'un autre du plan AC.

Sur la droite de la carte (Pl. 14), on a dessiné les directions structurales statistiques à partir de l'orientation des axes B mesurés. La projection stéréographique de gauche est une statistique des axes mesurés, celle de droite fut construite à partir de l'orientation du rubanement. Les erreurs de mesures sont de l'ordre de 5 %.

Plusieurs constatations se dégagent de cette étude:

1) Les axes de plis présentent des orientations quelconques, mais statistiquement deux directions prédominent.

2) Les axes de plis varient dans le plan N–S avec des plongements de 0 à 90° vers le S ou vers le N; ces plongements très différents se suivent sur de très courtes distances (fig. 55 et 57). Par contre, les variations de plongement des axes dans le plan E–W sont limitées entre 50° et 90° (voir projection stéréographique de gauche Pl. 14).

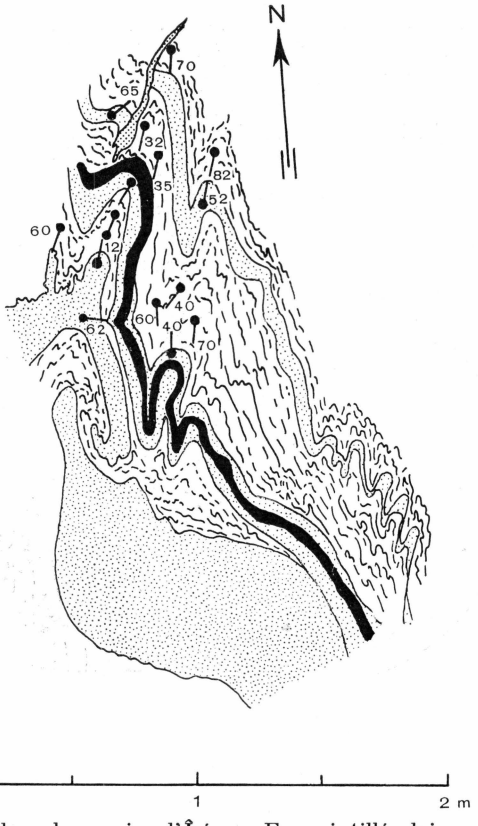


Fig. 57. Pli similaire dans les gneiss d'Îsíneq. En pointillé clair, granite homogène concordant présentant de nombreuses structures en pinch and swell et de cisaillements. En pointillé sombre, granite discordant. En traits discontinus, gneiss à biotite. En noir, pegmatite légèrement discordante. Les axes indiquent des plongements très forts, orientés de part et d'autre du plan AC. On observe aussi des axes obliques (voir Pl. 14).

Cette disposition des axes produit en plusieurs endroits des structures en dômes et bassins analogues à des bosses de chameaux.

3) Les directions structurales des axes (partie droite de la Pl. 14) forment des ondulations très nettes avec parfois des directions qui recoupent les structures principales.

4) Les plis d'entraînement (dragfolds) sont généralement déjetés vers l'W ou le NW (forme en S) à l'exception des antiformes et synformes

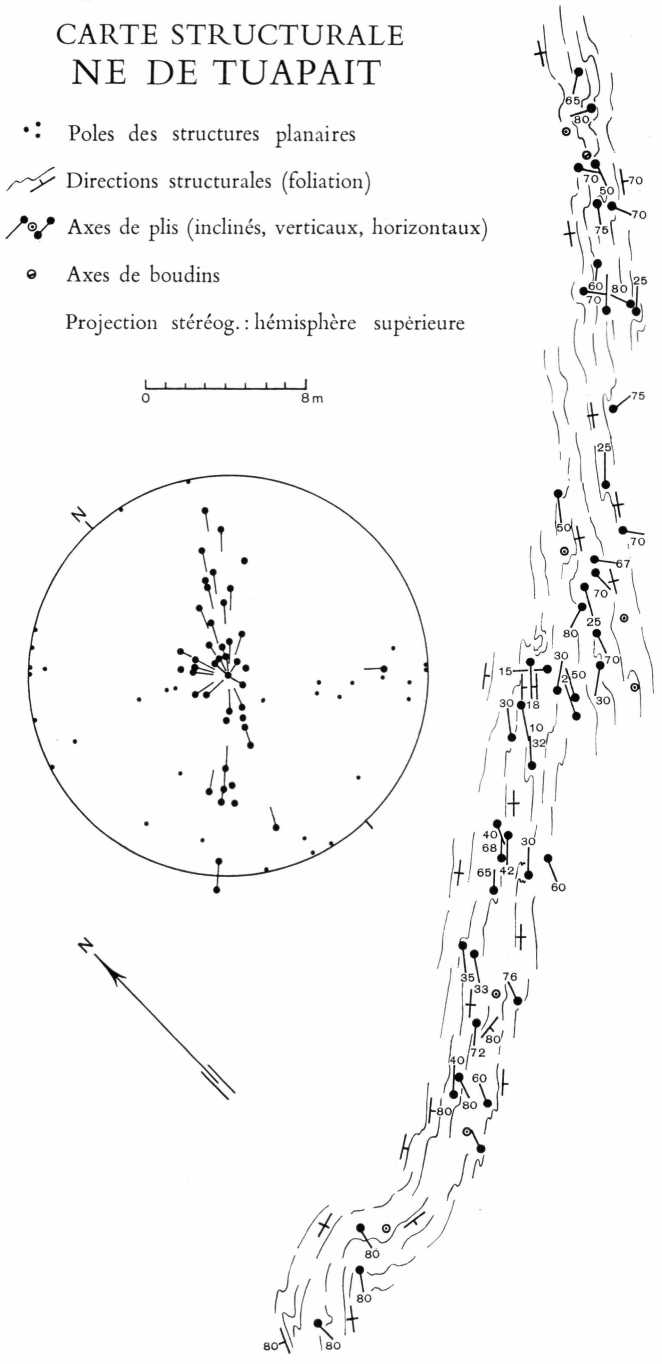


Fig. 58. Carte structurale du NE de Tuapait.

complets où l'on observe évidemment les deux sens S et Z et de plusieurs plis à axes verticaux de forme Z.

5) Les plans axiaux virtuels (il n'existe pas de schistosité axiale visible à l'oeil nu), bien que souvent curvi-planaires, ne sont jamais totalement replissés.

6) Il existe une concordance parfaite entre axes construits et axes mesurés. Constatation déjà faite depuis longtemps (Wegmann 1929, Wilson 1961).

Comme l'origine de ce style de déformation pourrait être dû au gradient de plasticité des différents horizons, on a, pour essayer d'éliminer ce facteur, établi une autre carte structurale au 1:200 dans des gneiss veinés à biotite et muscovite de caractère beaucoup plus homogène (fig. 3, 58). L'exemple provient du NE de Tuapait à environ 3 km au N de l'île d'Îsíneq, où fut levée la carte précédente. Elle concerne la même zone anticlinale, mais correspond probablement au flanc NW de celle-ci comme le suggère le sens de déjettement des plis (forme Z).

La distribution des axes est exactement la même que précédemment avec une dispersion un peu moindre qui est probablement à mettre sur le compte de l'homogénéité plus parfaite de ces gneiss. Les formes structurales, à cause du manque d'horizons repères, sont beaucoup plus difficiles à analyser. Elles semblent être plus complexes qu'à Îsíneq et rappellent souvent le « wildfolding ».

Une autre carte levée dans l'île d'Îsínêraq, composée d'une alternance de gneiss veinés et de gneiss rubanés beaucoup plus granitisés que dans les deux cas précédents, donne les mêmes relations avec une dispersion des axes légèrement plus importante. On peut donc conclure que, ni l'hétérogénéité du matériel, ni la granitisation n'ont eu d'influence notable sur les déformations de cet ordre de grandeur.

Conclusions

A première vue, surtout sur le terrain, on serait tenté de classer ces structures dans la catégorie du wildfolding (Berthelsen *et al.* 1962). Or, comme Berthelsen le note, ce genre de plissement apparaît beaucoup moins désordonné lorsqu'on en fait une analyse détaillée.

Les deux directions N–NE et W–NW peuvent être interprétées comme le résultat d'une interférence ou d'une superposition métachrone de deux déformations (Cloos 1936, Wegmann 1947, Ramsay 1962 b, Sutton 1960). Dans les trois cas précédemment vus, il n'est pas possible de présenter des conclusions certaines. Deux alternatives sont possibles:

1) Les structures N–NE correspondent aux déformations D_1 déjà identifiées dans le paragraphe précédent. Les structures N–NW et les

ondulations d'axes sur la carte d'Îsíneq seraient à relier avec la déformation D_2 qui plisse la schistosité axiale S_2 (voir aussi paragraphe précédent). Ceci impliquerait qu'à Îsíneq, l'intensité de la déformation D_2 fut très faible et pas assez importante pour former de véritables plis replissés, ou que la plasticité du matériel au cours de la déformation D_2 n'était pas suffisamment grande. On a déjà vu que cette plasticité fut faible puisque les granites n'ont subi que des ondulations à larges rayons de courbure.

2) La seconde possibilité, qui fait appel à l'interférence, expliquerait tout aussi bien les structures d'Îsíneq. On admet généralement, ce qui est le cas ici, qu'il y a interférence lorsqu'à la jonction de deux plis, il n'y a pas de replissement total du pli principal (le pli transverse s'éteint à la charnière du pli principal (SUTTON 1960). Si cette déformation n'est pas locale, il en résulte souvent une succession de dômes et de bassins disposés selon un quadrillage plus ou moins orthogonal. Les axes très variables tels que ceux de la fig. 57 seraient dûs à des plis d'entraînement de direction E–W qui n'auraient pas pu se former à cause du style presque isoclinal des plis N–NE. Selon cette hypothèse, il serait cependant assez curieux qu'il ne se soit pas formé de véritables plis replissés lors de la déformation D_2 alors que les structures de cross-folding prédisposaient les roches à de telles déformations.

L'âge des structures mégascopiques

Il est évident que si l'on accepte l'une ou l'autre de ces deux hypothèses, l'interprétation des mégastructures sera plus ou moins complexe.

Dans le cas de l'interférence, il n'est plus possible de donner un âge exact à chacune des mégastructures à l'exception de celles où il fut possible de reconnaître un S_2 plissé (dôme d'Asatdlut, anticlinal transverse de Kûgssuaq). Dans le second cas, (déformations métachrones), la cuvette de Narssarssuaq, le dôme et le synclinal complexe d'Asatdlut et peut-être le plongement axial du NE d'Ivnarssuaq, les grandes ondulations de l'axe de cet anticlinal, le plongement axial en « S » du SW de l'anticlinal d'Akuliaruserssuaq-Isaussârssuk ainsi que les fortes variations de son axe pourraient être mis sur le compte de la déformation D_2.

Il est remarquable que les structures mégascopiques attribuées à D_2 se sont surtout manifestées dans les séries amphibolitiques ou dans les zones intermédiaires entre amphibolites et séries de métasédiments granitisés, à l'exception de la région NE d'Isaussârssuk (NW de la vallée d'Ûnartoq, voir Pl. 11), où D_2 ne joue qu'un rôle mineur. De plus, à Narssarssuaq comme à Asatdlut, on a observé une disharmonie assez intense entre amphibolites et métasédiments. Cette disharmonie est peu ou pas marquée dans la région de la vallée d'Ûnartoq. Ce fait

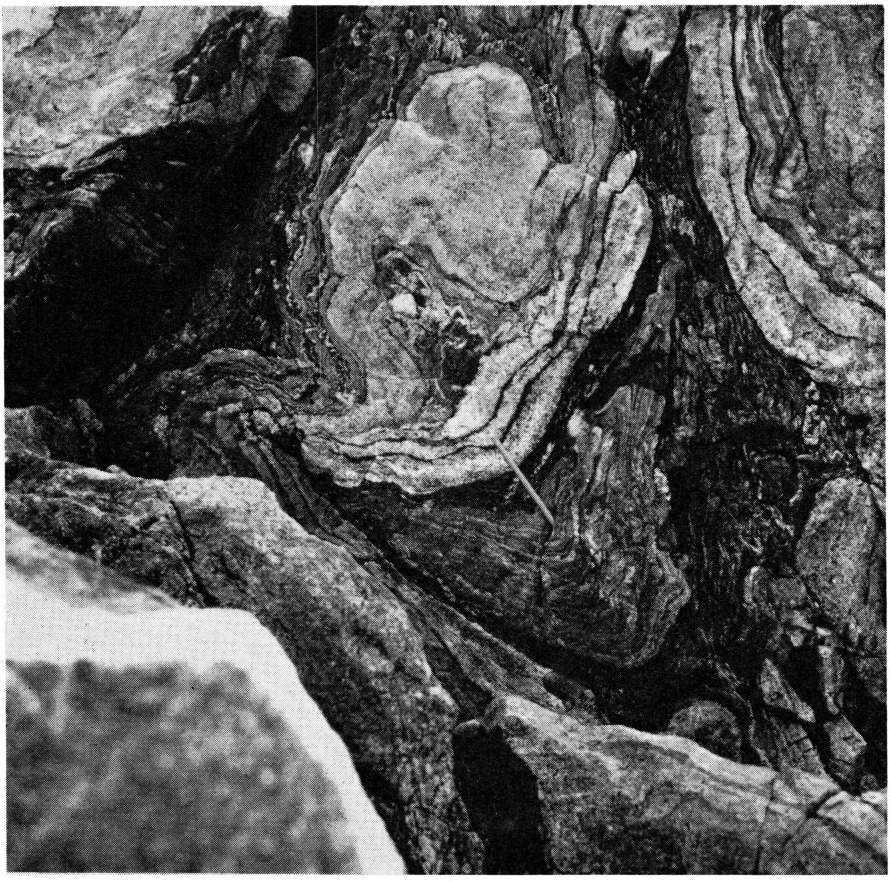


Fig. 59. Double pli dans les gneiss d'Îsíneq. Le plan axial de la dernière déformation est indiqué par la direction du crayon (voir explication dans le texte).

impliquerait que les deux séries présentaient un gradient de compétence assez grand à l'époque de la déformation D_2, gradient qui devait être sensiblement plus grand que lors de la déformation D_1 puisqu'il n'y eut pas formation d'une disharmonie entre les deux séries à cette époque. Les amphibolites se seraient déformées d'une manière incompétente par rapport aux séries granitisées sous-jacentes. Il ne s'agirait donc pas d'une supra-structure (amphibolites) qui se plisserait souplement sur une infrastructure très mobile, mais d'une zone supérieure plus « plastique » par rapport à un soubassement plus rigide.

3. Les déformations D_3

Ces déformations furent déjà étudiées à propos des AD_2. On a vu qu'il s'agissait dans l'ensemble d'une réactivation des anciennes structures sans superposition de nouvelles directions de mouvements.



Fig. 60. Pli à axe vertical (indiqué par le crayon à la partie inférieure de la photo) replissé selon un axe NE sub-horizontal (perpendiculaire au plan de la photo). NE de Tuapait.

En dehors des filons basiques, qui sont donc les seuls critères permettant de séparer D_2 de D_3, on observe dans les gneiss des déformations mineures dont l'axe est N à NE et qui replissent les structures antérieures. La fig. 59 représente un double pli dans les gneiss d'Îsíneq.

Il s'agit d'un synforme dont les axes du premier pli varient dans la même mesure que ceux de la carte d'Îsíneq (plongements alternant de part et d'autre du plan AC). Ce synforme fut replissé selon un axe NS. Le plan axial est légèrement incliné vers l'W.

Les schistosités ne peuvent s'observer que sous le microscope, l'une S_2 se confond presque toujours avec S_1, l'autre S_3 est parallèle au plan axial de la dernière déformation. Ce même plan axial est sub-parallèle avec celui des AD_2 plissées à quelques m de là (fig. 28).

A Ivnarssuaq (fig. 60), on observe plusieurs plis à axes subverticaux ou obliques par rapport aux structures principales NE. Ces plis sont aussi replissés selon un axe N–NE, généralement sub-horizontal.

Au microscope, on a obtenu des conclusions analogues. En plusieurs endroits, surtout dans la région d'Akuliaruserssuaq-Isaussârssuk où la schistosité S_2 est généralement bien marquée, il se forme une schistosité S_3, perpendiculaire à S_2.

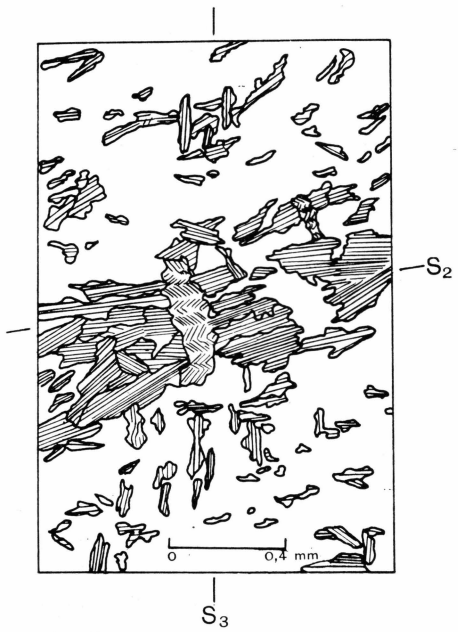


Fig. 61 . Gneiss à biotite. Les biotites sont pour la plupart orientées parallèlement à S_2, une autre génération croît transversalement (S_3), plusieurs cristaux de cette génération furent plissés, l'axe des plis est subparallèle à S_2. La matrice (en blanc) est composée de plagioclases et de quartz. (d'après une microphoto). SW du point 1378, NE d'Akuliaruserssuaq.

Cette schistosité S_3 est probablement d'âge D_2. Dans certains cas, les biotites selon S_3 sont replissées. Le plan axial de ces derniers plis est souvent irrégulier, mais statistiquement, il est orienté parallèlement à S_2 donc NE (Pl. 8, fig. 2), (fig. 61).

Cette déformation D_3 n'a jamais pu être observée à l'échelle macro- ou mégascopique.

Plusieurs indices (plan axial d'orientation analogue à celui des AD_2, déformations très irrégulièrement réparties, absence de recristallisation des biotites déformées) suggèrent une relation génétique entre ces déformations et celles des AD_2 (déformation D_3). Mais l'hypothèse d'une déformation régionale supplémentaire, d'intensité faible entre D_2 et D_3, c'est-à-dire à la fin du Kétilidien, ne peut pas être totalement exclue.

4. Conclusions générales

L'étude cinématique nous a permis de conclure à l'existence d'au moins trois déformations métachrones. L'existence possible d'un cross-folding contemporain de la déformation D_1 et d'un plissement NE supplémentaire entre D_2 et D_3, nous amène à considérer quatre différentes évolutions structurales possibles. Elles sont résumées dans la table 12.

Table 12. *Tableau représentant les quatres possibilités d'évolution structurale de la région d'Akuliaruseq.*

	A	B	C	D
D_3	orientations variables, principalement NE	idem	idem	idem
			NE (?)	NE (?)
D_2	NW	NW	NW	NW
D_1	NE	Interférence NE et NW (?)	NE	Interférence NE et NW (?)

D_1 et D_3 sont d'âge kétilidien, D_3 d'âge sanérutien.

Au S du fjord d'Igaliko dans des roches encore plus transformées qu'à Akuliaruseq, (BERRANGÉ 1966) suppose l'existence de deux plissements dont le dernier aurait une direction NW.

A Sârdloq (environ 50 km au NW d'Akuliaruseq), WINDLEY (1963) conclut à deux déformations principales, kétilidiennes: 1) NE avec formation de plis isoclinaux et schistosité axiale, 2) NW avec plis largement ouverts sans formation de schistosité. Ces plis déformèrent la schistosité appartenant à la première déformation. Il observe en outre une déformation mineure antérieure à 1), qu'il assimile à un premier stade de plissement.

Au sud du fjord de Sermilik, seule région où il est possible de définir les différentes déformations avec une bonne exactitude, ESCHER (1966) conclut à l'existence de trois plissements ayant les directions suivantes:

a) NE, plis isoclinaux déjetés vers le NE avec formation d'une schistosité axiale. Age: kétilidien.

b) NW, plissement intense présentant un style plus ouvert et qui se fit sous des conditions très plastiques, avec maximum d'intensité de la granitisation. Age: kétilidien.

c) NE, larges ondulations avec formation d'un clivage de fracture, conditions de plasticité moindres qu'en b). Age: sanérutien possible, mais pas certain.

On voit donc que tous ces résultats convergent vers le schéma A de la table 12. Selon cette hypothèse et pour autant que les déformations de direction semblable soient contemporaines dans chacune des régions, le front de granitisation aurait progressé du NW au SE, atteignant la région Sârdloq-Akuliaruseq pendant et à la fin de la déformation D_1 et celle du S de Sermilik au cours de la déformation D_2.

On observerait une progression identique au Sanérutien, si la troisième déformation de la région au S de Sermilik correspond à notre déformation D_3, puisque les mouvements se manifestèrent par des déformations plastiques chez nous et par une simple schistosité de fracture au S de Sermilik.

V. TECTONIQUE CASSANTE

1. Chronologie des systèmes de cassures

En tectonique cassante, la première démarche est de définir des « systèmes de cassures » (Kluftsystem selon Cloos 1936) qui présentent une unité de formation, soit dans le temps, soit dans leurs causes. Le meilleur critère qui puisse définir un système est constitué par la nature du remplissage des cassures. Il en existe d'autres de moindre valeur tels que les orientations, les dimensions, la morphologie des lèvres, les mouvements . . . etc.

La première manifestation d'une tectonique cassante à laquelle on puisse remonter, date de la période kuanitique où au minimum deux systèmes de fractures se sont formés. L'un grosso-mode E–W, l'autre N–NE (voir p. 94). Ils sont définis par deux générations de filons basiques.

Après les déformations semi-plastiques qui caractérisent le début du Sanérutien, la région revient à des conditions plus cassantes et sera dorénavant caractérisée par une alternance de tensions et de compressions avec ou sans mouvements différentiels. Cet état se continuera jusqu'à la fin du Gardar.

Jusqu'aux manifestations des premières AD_3, il n'est pas possible de définir des systèmes de cassures régionaux, à l'exception de quelques mylonites (voir p. 111) qui ne présentent des directions communes que sur 1 ou 2 km.

La première génération d'AD_3 marque le début d'une anisotropie commune pour toute la presqu'île. On identifie un premier système de directions SE et NE caractérisé par de longues cassures verticales pouvant se suivre sur plusieurs km. La direction SE est plus fortement marquée que l'autre. Ces fractures se disposent en swarms. Les mouvements dans chacun des systèmes, généralement limités à quelques m sont toujours dextres. (Il semble possible que ces mouvements aient été synchrones de la mise en place des filons).

Le second système présente une seule direction E–W à E–SE. Les fractures de type dilationnel furent très régulièrement réparties. Il y a peu de mouvements relatifs des lèvres.

Le troisième système de direction moyenne NE, avec nombreuses orientations divergentes, peut former des swarms se suivant sur plus de 10 km. Les mouvements relatifs, à part quelques exceptions, sont toujours dextres.

Le quatrième système d'orientation sub-horizontal, avec ou sans mouvement relatif des lèvres, indique un changement important dans les conditions tectoniques (voir ci-dessous).

Ces trois derniers systèmes se formèrent d'abord par dilation, puis, furent imposés des mouvements relatifs des épontes.

Après cette période de fissuration, accompagnée ou suivie d'intrusions, il n'a plus été possible d'établir une chronologie véritable des différentes fractures; on ne peut qu'indiquer leurs orientations, leurs morphologies et leur cinématique, et proposer une chronologie provisoire.

On compte six orientations communes à toute la presqu'île. Orientations qui sont aussi valables pour la région qui s'étend entre les fjords de Sermilik et de Tunugdliarfik (voir Pl. 16).

1) Les surfaces N–S constituent de très longues mylonites (plus de 6 km), qui semblent s'être formées à une température encore haute, car elles ne recoupent pas la foliation des granites, mais la déforment sur une épaisseur de 1 à 4 cm (structure sigmoïdale). Elles sont recoupées par les dolérites E–W et semblent donc d'âge antérieur au Gardar inférieur (voir p. 158 et suiv.) Le déplacement relatif est toujours sénestre dans les régions situées entre les fjords et l'inlandsis, seule contrée où il est possible de les dater. Cependant, certaines de ces surfaces ont joué plusieurs fois et dans le N de la vallée d'Ûnartoq, il a pu être observé, grâce aux stries des miroirs de faille et aux déplacements relatifs des épontes, que des mouvements sub-verticaux avaient précédé des mouvements sub-horizontaux.

2) Les surfaces sub-horizontales sont distribuées régionalement, mais on les observe surtout dans les granites jeunes homogènes qu'elles découpent en tranches régulières (voir fig. 62, Wegmann 1938) Elles sont antérieures aux dolérites E–W qui les recoupent et sont peut-être du même âge que les AD_3 sub-horisontales (si ces dernières sont postérieures aux granites jeunes?). Presque toutes présentent un déplacement relatif des lèvres. Le compartiment supérieur, dans la majorité des cas, se déplace vers le SE. Dans la région d'Asatdlut, elles sont légèrement inclinées vers le NW, côté fjord de Sioralik, SE côté fjord d'Ûnartoq.
Comme le supposait déjà Wegmann (1938), ces surfaces, à cause de leur distribution régionale, ne sont pas à relier avec la tectonique propre aux granites jeunes. Une interprétation correcte pourra vraiment être formulée que si l'on en fait une étude statistique sur

une très grande région. Elles pourraient correspondre à un front de refroidissement régional dû à la remontée des roches (WEGMANN 1938) ou à des grands bombements régionaux, ce qui permettrait d'expliquer les nombreuses traces de mouvements qui s'observent sur leurs lèvres. Une explication basée sur des phénomènes de décharge par érosion ou par la fonte des glaces, semble peu probable puisque de telles surfaces se forment sous des conditions tardi-plutoniques (quatrième génération des AD_3).

3) Les surfaces NE. Des mylonites parfois larges de 20 m et longues de 10 km (entre Akuliaruseq et Ivnarssuaq) apparaissent le long de ces surfaces NE.
Les mouvements relatifs toujours dextres, peuvent atteindre 300 m (N du village d'Akuliaruseq, Pl. 16). Ils sont communs. L'âge de ces surfaces NE est mal fixé. Certaines sont recoupées par les dolérites E–W, d'autres les recoupent et d'autres mylonitisent les dolérites NE. Elles déterminent en grande partie l'actuel emplacement des fjords et forment l'un des traits morphologiques les plus caractéristiques de la région.

4) Le long des surfaces E–W, on observe parfois des mylonites. Certaines présentent de faibles mouvements relatifs des épontes, d'autres pas. Elles sont très souvent concentrées dans les swarms de dolérites E–W qu'elles mylonitisent (fig. 50). Certaines sont recoupées par les dolérites NE, d'autres ne le sont pas. Donc, l'âge intermédiaire entre ces deux générations de dolérites est bien établi, mais il est certain qu'elles ont dû jouer plusieurs fois.

5) Moins bien marquées que les précédentes, on observe des surfaces SE et S–SE, ces dernières se concentrent au NE du village d'Akuliaruseq, près d'une dolérite de même direction. Elles ne forment généralement pas de mylonite et leurs lèvres sont très souvent striées subhorizontalement avec sens de déplacement relatif variable. Elles ne peuvent être datées à l'exception peut-être du groupe S—SE qui semble postérieur à la dolérite du NE d'Akuliaruseq.

6) En plus de ces surfaces verticales ou horizontales, on en observe de nombreuses obliques avec ou sans traces de mouvements. Certaines sont de réels chevauchements avec forte mylonitisation. Elles marquent bien la morphologie, surtout dans les régions montagneuses. Il est impossible, sans un travail très long, de les dater. Un grand nombre sont postérieures aux dolérites E–W.
Une chronologie provisoire, qui, pour être réellement au point, nécessiterait une étude plus longue, peut être tout de même présentée.

1. Surf. sub-horizontales
2. Surf. N–S
3. Surf. S–SE, NE, E–W
4. BD (dolérite) SE
5. Surf. SE
6. BD E–W
7. Surf. E–W
8. BD NE
9. Surf. NE
10. BD S–SE

2. Les diaclases

Sur la planche 16, on a aussi reporté les diaclases. Celles-ci, jusqu'à Narssarssuaq, sont le résultat d'une étude statistique. Chaque localité est représentée par le groupe le plus représentatif, choisi grâce à la projection stéréographique. Au NE de Narssarssuaq, à l'exception de la zone des granites jeunes d'Asatdlut, chaque diaclase fut reportée directement sur la carte.

Les diaclases sont de petites surfaces de discontinuité (Cloos 1936, Wegmann 1947) qui peuvent se distinguer les unes des autres par l'aspect de leur surface (rugueuse, lisse, avec ou sans strie, avec ou sans dépôt: épidote, quartz, calcite, zéolite) ou par leurs orientations.

A Akuliaruseq, les critères morphologiques n'ont pas abouti à définir des systèmes, même dans de très petites régions. Les dépôts, à l'exception de l'épidote et parfois de zéolites, sont généralement rares et les stries furent, semble-t-il, provoquées surtout par les mouvements résultant des déplacements le long des grandes surfaces de discontinuité (voir paragraphe précédent). Cependant, grâce à leurs orientations et leurs distributions, il se dégage quelques résultats.

Si l'on étudie leur distribution (on peut obtenir une bonne image en coloriant chaque diaclase de même direction par une même couleur), on remarque que certaines directions sont concentrées en des régions déterminées. Ainsi, entre Akuliaruseq et Narssarssuaq, deux groupes: NE et S–SE sont fortement marqués. Près du village d'Akuliaruseq, un groupe environ SE (parallèle à la dolérite) efface le groupe NE. A la hauteur des monts d'Ivnarssuaq, le groupe NE tend à disparaître au profit du groupe E–W qui va en s'intensifiant jusqu'au pied des monts Asatdlut. Entre Akuliaruseq et Asatdlut, un groupe E–SE se marque sporadiquement mais prend une importance très nette au pied SW et NE des monts Asatdlut.

Si maintenant, l'on compare ces résultats avec la distribution des grandes surfaces de discontinuité (dykes et failles), on note une relation étroite entre ces dernières et les diaclases. Là où les diaclases NE sont prépondérantes par exemple, les grandes surfaces NE seront également très marquées.

Une telle relation est-elle génétique ou accidentelle? En d'autres termes, est-ce que les mouvements le long des grandes surfaces ont

favorisé l'ouverture de diaclases déjà formées ou ont-elles causé la formation des diaclases? Il est impossible de répondre, une chose est cependant certaine: Les diaclases sont antérieures et peut-être synchrones de la plupart des grandes surfaces de discontinuité, mais elles ne leur sont pas postérieures.

D'autre part, les granites jeunes ne présentent pas de tectonique tardive propre comme c'est le cas dans de nombreux massifs (CLOOS 1936). En effet, à Asatdlut, qui fut inventorié en détail et dans les deux autres massifs, les diaclases ne présentent pas une morphologie ou des orientations différentes que dans les régions de migmatites.

3. Conclusions

On sera un peu étonné du peu de résultats obtenus à l'étude des fractures; cela tient surtout à la petitesse de la région qui empêche une synthèse générale.

Ainsi par exemple, il serait intéressant de contrôler dans les régions avoisinantes, si les surfaces NE qui assurent depuis le Sanérutien un déplacement relatif dextre, présentent un déplacement relatif identique.

De même, l'étude des surfaces sub-horizontales devrait se faire sur de très grandes régions pour obtenir de meilleurs résultats.

La tectonique superposée a cependant montré qu'il n'existe pas de différence notable entre les conditions de mouvements caractérisant le Sanérutien tardif et celles caractérisant le Gardar. Au Gardar, les mouvements ne semblent pas avoir créé d'autres directions de fracturation, on retrouve les trois directions principales NE, E–W, SE, déjà caractéristiques de la période sanérutienne.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Au cours de ces pages, nous avons vu se dégager peu à peu les principaux épisodes de l'histoire géologique de la région d'Akuliaruseq. Cette région fait partie d'un grand ensemble situé entre le Kap Farvel et le N d'Ivigtut, qui fut décrit par WEGMANN (1938, 1939, 1948) comme étant constitué par une seule chaîne kétilidienne, reposant sur un socle granitisé prékétilidien et surmonté en discordance par des dépôts détritiques et volcaniques Gardar dans lesquels se mirent en place des roches filonniennes (dolérite, trachyte . . . etc) et des massifs de roches alcalines.

Il s'agissait pour nous de préciser les différents épisodes de cette histoire avec l'aide d'une étude structurale et pétrographique détaillée. De cette étude, rendue très difficile à cause du degré de granitisation fort avancé de notre région, se dégagent quelques conclusions que nous allons rapidement passer en revue.

Les dépôts kétilidiens

Nous avons démontré l'existence au sein des granites de reliques de roches supracrustales que nous avons pu, grâce à une analyse géométrique très poussée, édifier en une série d'unités superposées, dont la base est constituée par des roches d'origine pélitique ou semi-pélitique (gneiss sombres), interstratifiées avec de minces horizons gréseux ou arkosiques (quartzites), surmontées par des quartzites, des roches d'origine inconnue (gneiss nébulitiques) et une épaisse série de roches volcaniques (gabbros et amphibolites).

Pour permettre de définir valablement les évènements succédant à ces dépôts, principalement le Sanérutien, il était nécessaire de nous assurer de l'âge réellement kétilidien de la série mentionnée ci-dessus (*a priori* l'existence d'un socle pré-kétilidien n'était pas exclu à Akuliaruseq). Pour cela, nous avons du recourir à l'analogie existant entre l'évolution de notre région et celle située au S de Sermilik où furent définis les sédiments kétilidiens (WEGMANN 1938). Cette analogie existe non seulement dans la succession des différentes unités lithologiques, mais aussi dans l'évolution structurale (parallélisme entre âge et directions des différents plissements).

Cette argumentation ne constitue peut-être pas une preuve absolue mais représente un indice, des plus valables de la contemporanéité des formations rencontrées au S de Sermilik et de celles d'Akuliaruseq.

Le métamorphisme, les granitisations et déformations kétilidiennes

Toutes les roches furent marquées par un poly-métamorphisme évident dont nous n'observons que les deux stades extrêmes. Les paragenèses les plus anciennes dans les skarns, quartzites, gneiss veinés semblent être des manifestations d'un métamorphisme de faciès intermédiaire entre les faciès amphibolitiques et granulitiques. Tous les minéraux appartenant à ce stade forment des paragenèses secondaires, permettant de définir un métamorphisme de plus basse température (faciès albite-épidote-amphibolite) Le métamorphisme le plus intense serait kétilidien, plus précisément contemporain de la déformation D_1. Le métamorphisme appartenant au faciès albite-épidote-amphibolite serait tardi-sanérutien. Entre ces deux périodes extrêmes, l'existence d'un métamorphisme rétrograde à la fin de la période kétilidienne, suivi d'un métamorphisme plus intense (faciès amphibolitique) au début de la période sanérutienne, n'est pas exclu. Ceci peut se déduire de l'existence des filons basiques d'âge kuanitiques (dolérites?) qui indiquerait un état anorogénique de la croûte où le métamorphisme devait être peu intense ou inexistant.

Les manifestations des mouvements et du plutonisme furent plus faciles à dissocier. Nous avons conclu à l'existence d'au moins trois déformations régionales: la première, de direction NE forme des plis sub-isoclinaux, souvent déjetés vers le NW. Le style des plis est généralement similaire et ceux-ci semblent s'être formés dans un milieu plastique. A cette époque, l'existence d'un « cross-folding » n'est pas improbable. Au début de cette déformation, l'influence de la granitisation est assez restreinte et nous assistons plutôt à une recristallisation intense d'horizons supracrustaux prédisposés à une transformation rapide en granite, mais bientôt cette activité devient plus intense: le matériel granitique déborde de son cadre formé par les sédiments, passe en discordance sous la forme de veines et de petits massifs, imprègne les plans schisteux parallèles aux plans axiaux des plis D_1 et ne laisse finalement plus que des migmatites nébulitiques contenant quelques reliques épargnées de roches supracrustales.

La déformation D_2, de direction sensiblement NW–SE s'est faite alors que la plus grande partie de la région était déjà granitisée, nous en voulons pour preuve la déformation des nombreux plans S_2 (parallèles aux plans axiaux des plis D_1) déjà granitisés. Cette déformation présente

un style très différent de la première. Nous assistons à la formation de larges plis très ouverts, de dômes, de cuvettes qui semblent s'être faits dans un milieu moins plastique que pendant la déformation D_1.

Les manifestations de cette déformation D_2 sont surtout bien visibles dans les séries amphibolitiques supérieures. Entre ces amphibolites et les séries inférieures dérivées essentiellement de sédiments, nous avons observé d'importantes discordances structurales en deux endroits (Narssarssuaq, Asatdlut), précisément là où les déformations D_2 furent très accentuées. Comme partout ailleurs, les amphibolites sont concordantes avec les séries inférieures; nous en avons déduit l'existence probable lors de la déformation D_2 d'un gradient de compétence entre les amphibolites (incompétentes) et les métasédiments granitisés sous-jacents (compétents). Il ne s'agirait donc pas d'une suprastructure (amphibolite) qui se plisserait souplement sur une infrastructure très mobile, mais d'une zone supérieure plus « plastique » sur un soubassement plus rigide. Ceci impliquerait que la déformation D_2 se serait faite dans un étage tectonique moins profond que la déformation D_1.

Lors du plissement D_2, on ne peut plus préciser l'importance de la granitisation. Il semble qu'il y ait eu une nébulitisation générale des roches et des concentrations de matériel granitique plus ou moins mobile en très petits massifs ou lentilles.

La période sanérutienne

La base de notre argumentation concernant les périodes post-kétilidiennes est constituée par l'étude des filons basiques qui nous ont non seulement permis de subdiviser l'histoire géologique, mais aussi de préciser d'une manière générale la valeur de coupure chronologique que l'on attribue généralement aux filons basiques. Nous avons pu déterminer l'existence de trois périodes d'intrusions basiques: kétilidienne, kuanitique et tardi-sanérutienne dont les filons peuvent présenter des aspects morphologiques et pétrographiques très semblables.

La première période d'intrusions basiques (AD_1) correspond aux formations volcaniques reconnues dans les séries de dépôts kétilidiens Nous n'avons malheureusement pas pu observer de filons discordants appartenant à cette période; ceux-ci ont probablement été fortement fragmentés et ramenés à une certaine conformité avec les roches encaissantes pendant les intenses déformations kétilidiennes.

Deux générations de filons basiques dont la seconde semble être de nature doléritique, marquent la seconde période d'intrusion basique (période kuanitique AD_2). Ces filons recoupent des dépôts supracrustaux kétilidiens, granitisés et déformés. Ils sont donc d'âge postérieur au plutonisme kétilidien. La nature doléritique de l'une de ces générations

nous a permis de conclure à l'existence d'une période anorogénique (période kuanitique), caractérisée par l'absence d'un plutonisme actif. Nous avons suggéré, sans pouvoir le prouver entièrement, que l'état physique de la croûte terrestre devait être rigide et cassant et qu'elle devait présenter des températures relativement basses.

Ce que nous avons appelé réactivation sanérutienne, correspond non seulement à la déformation et migmatisation des AD_2 mais aussi à la remobilisation intime et générale des granites et métasédiments kétilidiens. Cette réactivation n'est pas localisée à Akuliaruseq, mais s'observe avec plus ou moins d'intensité entre la région d'Ivigtut et celle de S de Sermilik. Lors des déformations, la majorité des AD_2 se comportent d'une manière compétente par rapport à la roche encaissante, c'est-à-dire qu'elles se brisent en fragments entre lesquels « s'écoulent » les granites encaissants (c'est là un des aspects qui les différencie le mieux des AD_3, lesquelles réagissent comme canaux sélecteurs des mouvements). Les traces de mouvements sanérutiens sont si nombreuses qu'elles rendent évidente l'existence d'une déformation régionale au début de cette période sanérutienne. Nous avons appelé cette déformation D_3. L'intensité et la direction des mouvements ne furent pas régulières dans l'ensemble de la région et il semble plutôt que les mouvements furent « canalisés » par les directions structurales anciennes. Ainsi les AD_2 déformées présentent des plans axiaux NE là où les structures kétilidiennes sont elles-même NE, tandis que là où elles sont NW, les plans axiaux des AD_2 s'orientent aussi NW. Les plissements des AD_2 ne sont pas les seules manifestations des mouvements sanérutiens, on observe aussi des transpositions de foliation dans les granito-gneiss et des phénomènes de cisaillement dans les granites. L'étude des déformations des AD_2 rend évidente la remobilisation des granites, mais il est difficile d'en préciser les modalités. Il semble qu'il y ait eu un métasomatisme potassique et de nombreuses altérations des paragenèses antérieures, mais on n'en peut pas en calculer l'importance.

La période tardi-sanérutienne

Cette période succédant à la réactivation principale, comprend de nombreux épisodes que nous allons rapidement passer en revue:

1) Mise en place du granite jeune d'Ûnartoq (groupe de Sydprøven) et de deux petits massifs d'anorthosite. La contemporanéité de ces deux épisodes n'est pas certaine. Cependant tous les deux, par leur mécanisme de mise en place analogue (caractère intrusif nettement marqué, des contacts d'imprégnation s'observent aussi, mais se font généralement sur de très courtes distances de l'ordre de la dizaine de mètres), définissent un étage tectono-plutonique assez semblable.

L'explication de ces deux épisodes dans l'évolution plutonique régionale est rendu malaisé par l'existence de granites jeunes postérieurs à ces derniers, qui présentent plus les caractères d'une réactivation locale dans des étages tectoniques plus profonds. Cependant, l'explication qui nous paraît la plus plausible serait de les comprendre comme des manifestations se situant à des étages tectoniques plus élevés de la réactivation principale sanérutienne encore très active dans les étages profonds.

2) Pendant et après la formation du granite et des anorthosites précédents, on assiste à la mise en place de nombreuses veines d'aplites pegmatites dilationnelles, non dilationnelles et de cisaillement dont l'ordre de succession permet de préciser l'état de contrainte du socle, constitué par des alternances de tensions et de compressions avec ou sans mouvements différentiels. L'observation de veines mylonitiques grises nous a permis de suggérer un mécanisme particulier de mise en place d'aplites-pegmatites, lesquelles se formeraient par cisaillement avec au début apport de matériaux mafiques, suivi d'un apport de matériaux acides. On retrouverait ici la notion d'un front basique suivi d'un front acide.

3) L'étude de la troisième période d'intrusions basiques (AD_3) confirme l'idée précédente d'un socle continuellement en mouvement avec alternance, à l'échelle régionale cette fois-ci, de tensions, compressions et cisaillement. D'autre part, l'observation pétrographique et structurale des différentes générations d'AD_3, nous a permis de préciser après Watterson (1965) et Windley (1963) et sur la base d'autres critères, la notion d'intrusion basique tardi-plutonique. En effet, nous avons vu que chaque génération d'AD_3 était recoupée par des aplites-pegmatites que recoupait la génération suivante, signifiant que le plutonisme bien que faible, était toujours actif lors des différentes intrusions. Du même coup, cette observation restreignait la signification chronologique que l'on donne généralement aux filons basiques, en ce sens que ceux-ci ne constituent pas toujours une coupure profonde dans l'évolution plutonique d'une région.

L'étude simultanée des cisaillements, de la schistosité et des recristallisations des AD_3, nous a fait entrevoir l'importance des mouvements dans la recristallisation des filons. En effet, les filons dont les épontes ne sont pas déplacées (mouvements différentiels inexistants), présentent des textures de consolidation encore très fraîches alors que des filons de la même génération qui subirent des mouvements différentiels, sont totalement dépourvus de texture primaire et présentent une schistosité sigmoïdale très marquée. Ceci indique un métamorphisme nettement moins intense que lors

de la réactivation principale sanérutienne où tous les filons, même ceux qui ne furent pas ou peu déformés, furent totalement recristallisés.

4) Après la mise en place, déformation et recristallisation des AD_3, on assiste à la transformation d'immenses régions en granites souvent très homogènes. La granitisation à l'inverse du granite jeune d'Ûnartoq, se fit par imprégnation avec çà et là (granite d'Asatdlut) des mobilisations assez importantes pour permettre un déplacement en masse de certaines portions des granites. L'étude pétrographique et des traces de mouvements a permis de décrire la genèse de ces massifs; on assiste d'abord à une recristallisation générale de la roche primitive (essentiellement constituée par des amphibolites plus ou moins granitisées), qui se manifeste par des textures hypidiomorphes ou idiomorphes. Les mouvements et les apport devaient être assez faibles pendant cette phase. Lors d'une deuxième phase, des mouvements de cisaillement probablement faibles, mais répartis dans toute la masse, détruisent cette texture de recristallisation et causent la formation d'une foliation très nette; ces mouvements sont généralement surimposés sur les anciennes structures kétilidiennes. Des traces de mouvements s'observent aussi sur les AD_3 dans les larges auréoles de contacts et à l'intérieur des massifs. C'est principalement lors de cette deuxième phase que l'on assiste à un apport massif constitué essentiellement par du potassium.

La position structurale de ces massifs entre les séries de granites dérivés de métasédiments et les amphibolites représentant essentiellement d'anciennes séries volcaniques, ne s'explique pas très clairement. Il est possible, comme lors de la déformation kétilidienne D_2, qu'il existât un certain gradient de compétence entre ces deux unités, ce qui aurait permis la localisation des mouvements?

L'épisode de la mise en place de ces granites jeunes présente de nombreux traits communs avec celui de la réactivation principale du début du Sanérutien. Faut-il y voir le début d'une nouvelle phase de plutonisme très actif ou les conséquences de la réactivation principale sanérutienne? En d'autres termes, existe-t-il une coupure profonde dans l'évolution tectono-plutonique de la région entre l'intrusion des quatre premières générations d'AD_3 et la mise en place de ces granites? Nous ne saurions répondre. Cependant, l'existence de nouvelles générations de filons basiques recoupant ces granites et présentant exactement les même caractéristiques que les AD_3, nous incite à considérer les granites jeunes comme une « résurgence » locale de l'activité plutonique sanérutienne.

5) L'intrusion de petits massifs de microgranites et l'observation de mylonites formées alors que la température était encore assez élevée, clôt l'évolution plutonique sanérutienne de la région.

La période Gardar

Cette période n'est représentée chez nous que par l'intrusion de plusieurs générations de dolérites et par une fracturation intense avec ou sans mylonitisation de toute la région.

La tectonique superposée a montré qu'il n'existait pas un état de contrainte très différent entre la période tardi-sanérutienne et la période Gardar, bien qu'il existe une coupure très profonde dans l'évolution plutonique entre ces deux périodes.

Neuchâtel, août 1965

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

ALLAART, J. H., 1958. The geology and petrology of the Trois Seigneurs Massif. (Pyrénées, France). Leidse geol. Meded., Deel XXII, 97–214.

— 1964. Review of the work on the Precambrian basement (pre-Gardar) between Kobberminebugt and Frederiksdal, South Greenland. Rapp. Grønlands geol. Unders., Nr. 1.

— (en prép.) Basic and intermediate igneous acitvity and its relationships to the evolution of the Julianehåb granite, South Greenland. Medd. Grønland, Bd. 175, Nr. 1.

ANDERSON, E. M., 1942. The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. Oliver and Boyd, Edinburgh.

ARGAND, E., 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, nouvelle série, XXXIème livraison.

AYRTON, S. N., 1963. A contribution to the geological investigations in the region of Ivigtut, SW Greenland. Medd. Grønland, Bd. 167, Nr. 3.

BARTH, T. F. W., 1936. Structural and petrological studies in the Dutchess Country, New York. Part II. Bull. geol. soc. America, vol. 47, 775–850.

BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P., 1939. Die Entschung der Gesteine. Springer Verl., Berlin.

BERRANGÉ, J. P., 1962. The plutonic geology of part of the Grenville province, North of lake St. John, Quebec. University of London Ph. D. thesis.

— 1966. The bedrock geology of Vatnahverfi, Julianehåb district, South Greenland. Rapp. Grønlands geol. Unders., Nr. 3.

BERTHELSEN, A., 1960 (a). An example of a structural approach to the migmatite problem. Rep. Int. geol. Congress XXI session, Norden, part 14., 149–157.

— 1960 (b). Structural studies in the pre-Cambrian of Western Greenland. II. Geology of Tovqussap Nunâ. Medd. Grønland, Bd. 123, Nr. 1.

BERTHELSEN, A., BONDESEN, E., JENSEN, S. B., 1962. On the socalled Wildmigmatites. Krystalinikum 1, 31–50, Prague.

BONDESEN, E., HENRIKSEN, N., 1965. On some pre-Cambrian metadolerite dykes from central Ivigtut region, SW Greenland. Medd. Grønland, Bd. 179, Nr. 2.

BOWES, D. R., WRIGHT, A. E., PARK, R. G., 1964. Layered intrusive rocks in the Lewisian of the North-West Highlands of Scotland. Quart. J. geol. Soc. London, vol. 120, 153–185.

BRIDGWATER, D., 1963. A review of the Sydprøven granite and other « New granites » of South Greenland. Medd. dansk geol. Foren., Bd. 15, 167–182.

— 1965. Isotopic age determinations from South Greenland and their geological setting. Medd. Grønland, Bd. 179, Nr. 4.

BRIDGWATER, D., WALTON, B. J., 1964. The tectono-magmatic development of the Svecofennid chelogenic cycle in South Greenland. Nature, vol. 203, 279–281.

Buddington, A. F., 1939. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. Mem. geol. Soc. Amer., No. 7.

Buttet, P., 1963. Géologie de la région de Qagdlumiut. Rapport préliminaire. GGU, rapport interne.

Chayes F., 1952. Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltonitrite in thin sections. Amer. Miner. vol. 37, 331–340.

Cloos, E., 1946. Lineation. Mem. geol. Soc. Amer., No. 18.

Cloos, H., 1936. Einführung in die Geologie. Springer Verl. Berlin.

Correns, C. W., 1949. Einführung in die Mineralogie (Kristallographie und Petrologie). Springer Verl., Berlin.

Dawes, P. R., 1963. Field report on the geology on the Tasiussak area, South Greenland. GGU internal report.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1963. Rock-forming minerals. Longmans, Green & Co., London.

Dietrich, R. V., 1960 (a). Banded gneiss in the Randesund area south-eastern Norway. Norsk geol. Tidsskr., Bd. 40.

— 1960 (b). Banded gneisses. J. Petr., vol. 1, 99–120.

Escher, A., (1966). The deformation and granitisation of Ketilidian rocks in the Nanortalik area, S. Greenland, Medd. Grønland, Bd. 172, Nr. 9.

Gavelin, S., 1960. On the relation between kinemetamorphism and metasomatism in granitisation. (Some examples of the Archean of eastern Sweden). Geol. Fören., Stockh. Förh., Bd. 82, Hft. 2.

[Giesecke, K. L.], 1910. K. L. Gieseckes mineralogisches Reisejournal über Grönland. 1806–13. Medd. Grønland, Bd. 35.

Goguel, J., 1952. Traité de tectonique. Masson & Cie., Paris.

Grollier, J., 1961. La projection stéréographique et ses applications en géologie. Revue de l'industrie minière, vol. 43, No. 3.

Harker, A., 1950. Metamorphism. A study of the transformations of rock-masses. Methuen, London.

Holmes, A., 1931. The problem of the association of acid and basic rocks in central complexes. Geol. Mag., vol. 68, 241–254.

Jessen, A., 1896. Geologiske Iagttagelser. Medd. Grønland, Bd. 16.

Jung, J., 1963. Précis de pétrographie. Roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives. Masson & Cie., Paris.

Kaitaro, S., 1952. On some offset structures in dilation dikes. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 157, 67–74.

— 1953. Geologic structure of the late pre-Cambrian intrusives in the Åva area, Åland Islands. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 162, 1–71.

Knutsen, H., Eberlin, P., 1889. Om de geologiske Forhold i Dansk Ostgrønland. Medd. Grønland, Bd. 9, Nr. 4, 235–270.

Kober, L., 1928. Der Bau der Erde, eine Einführung in die Geotektonik. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Krank, E. H., 1957. On folding movements in the zone of the basement. Geol. Rdsch., Bd. 46, 261–282.

Ljunggreen, P., 1957. Banded gneiss from Gothenburg and their transformations. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 79, 113–62.

Lundegårdh, P. H., 1960. On the development of gneisses and granite in the Etkilstuna region to the west of Stockholm. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 82, 1–27.

Loberg, B., 1963. The formation of a flecky gneiss and similar phenomena in relation to the magmatite and veined gneiss problem. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 85,109.

MICHOT, P., 1957. Phénomène géologique dans la catazone profonde. Geol. Rdsch., Bd. 46, 147–173.

— 1960. La géologie de la catazone: le problème des anorthosites, la palingénèse basique et la tectonique catazonale dans le Rogaland méridional (Norvège méridionale). Intern. geol. Guide de l'excursion A 9, 21st. Int. geol. Congress, Norden.

MOORE, J. G., HOPSON, C. A., 1961. The Independence Dyke Swarm in Eastern California. Amer. J. Sci., vol. 247, 241–159.

NOE-NYGAARD, A., BERTHELSEN, A., 1952. On the structure of a high-metamorphic gneiss complex in West Greenland with a general discussion on related problems. Medd. dansk geol. Foren., Bd. 12, 250–265.

NOE-NYGAARD, A., RAMBERG. H., 1961. Geological reconnaissance map of the country between latitudes 69°N and 63°45'N, West Greenland. Medd. Grønland, Bd. 123, Nr. 5.

PERRIN, R., 1953. Long range solid diffusion in geology. Answer to objections. Congr. géol. intern., Alger, Section VI, fasc. VI, 43–55.

PETTIJOHN., 1957. Sedimentary rocks. Harper & Bros., New York.

PHILLIPS, F. C., 1955. The use of stereographic projection in structural geology. Edward Arnold, London.

PITCHER, W. S., READ, H. H., 1960. Early transverse dykes in the Main Donegal granite. Geol. Mag., vol. 97, 53–61.

POLDEVAART, A., 1956. Zircon in rock. 2. Igneous rocks. Amer. J. Sci., vol. 254, 521–524.

QUENSEL, P., 1916. Zur Kenntniss der Mylonitbildungen erläutert an Material aus dem Kelonekaise Gebiet. Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala, vol. 15, 96–116.

QUIRKE, T. T., COLLINS, W. H., 1930. The disappearance of the Huronian. Mem. Geol. Surv. Can., vol. 160.

RAGUIN, E., 1957. Géologie du granite. Masson & Cie., Paris.

RAMBERG, H., 1952. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. University of Chicago Press.

— 1955. Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. J. Geol., vol. 63, 512–526.

— 1956. Pegmatites in West Greenland. Bull. geol. Soc. Amer., vol. 64, 185–214.

RAMSAY, J. G., 1962 (a). The geometry and mechanism of formation of « similar » type folds. J. Geol., vol. 70, 309.

— 1962 (b). Interference patterns produced by superposition of folds of similar type. J. Geol., vol. 70, 466–481.

READ, H. H., 1957. The granite controversy. Thomas Murby, London.

— 1961. Aspects of the Caledonian magmatism in Britain. Liverpool & Manchester Geol. Journ., vol. 2, part 4.

REYNOLDS, D. L., 1931. The dykes of the Ards peninsula, Co. Down. Geol. Mag., vol. 68, 97–120, 145–165.

— 1946. The sequence of geochemical changes leading to granitisation. Quart. J. geol. Soc. London, vol. 102, 389–438.

SANDER, B., 1930. Gefügekunde der Gesteine. Wien.

SEDERHOLM, J. J., 1923. On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. Part. I. The Pellinge region. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 58.

— 1926. On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. Part II. The region around the Barösundsfjörd, W of Helsingfors and neighbouring areas. No. 77.

Sederholm, J. J., 1934. On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. Part III. The Åland Islands. No. 107.

Sitter, L. U. de, 1956. Structural geology. McGraw-Hill, London.

Sutton, J., 1960. Some crossfolds and related structures in the Northern Highlands of Scotland. Geol. en Mijnb., nw. ser. 22, 149–162.

Sørensen, H., 1953. The ultrabasic rocks at Tovqussaq, West Greenland. Medd. Grønland, Bd. 136, Nr. 4.

— 1955. Anorthosite from Buksefjorden, West-Greenland. Medd. dansk geol. Foren., Bd. 13, 31–41.

Tröger, E. W., 1956. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil I, Bestimmungstabellen. Stuttgart.

Termier, H. & G., 1956. L'évolution de la lithosphère. I. Petrogénèse. Masson & Cie., Paris.

Turner, F. J., Verhoogen, J., 1960. Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill, New York.

Turner, F. J., Weiss, L. E., 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. Mc-Graw-Hill, New York.

Upton, B. G. J., 1962. Geology of Tugtutôq and neighbouring islands, South Greenland. Part I. Medd. Grønland, Bd. 169, Nr. 8, 1–60.

Ussing, N. V., 1912. Geology of the country around Julianehaab, Greenland. Medd. Grønland, Bd. 38, 1–376.

Voll, G., 1959. New work on petrofabrics. Liverpool & Manchester Geol. J., vol. 2, part 3, 503–567.

Walton, B. J., 1965. Sanerutian appinitic rocks and Gardar dykes and diatremes, north of Narssarssuaq, South Greenland. Medd. Grønland, Bd. 179, Nr. 9.

Watterson, J. S., 1962. The use of basic dykes in the chronological classification of areas in Pre-Cambrian crystalline rock. Lecture given at Det V. Nordiske geol. Vintermøde, Aarhus, Denmark.

— 1965. Plutonic development of the Ilordleq area, South Greenland, Part I. Medd. Grønland, Bd. 172, Nr. 7.

Wegmann, C. E., 1927. Stereogramm des Gebietes von Soaulatiti-Suistamo. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 85, 56–66.

— 1929. Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 87, 100–129.

— 1930. Ueber Diapirismus (besonders in Grundgebirge). Bull. Comm. géol. Finlande, No. 92, 58–76.

— 1932. Note sur le boudinage. Bull. Soc. géol. France, V. 2, 477–491.

— 1935. Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch., Bd. 26, 305–350.

— 1938. Geological investigations in Southern Greenland, part. I. On the structural divisions of Southern Greenland. Medd. Grønland, Bd. 113, Nr. 2.

— 1939. Einleitung zur Vortragereihe über die Geologie von Grönland. Mitt. Naturf. Gesell. Schaffhausen, Bd. 16, 29–46.

— 1947. Notes sur quelques problèmes de la tectonique superposée. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 140, 223–238.

— 1948. Notes sur la chronologie des formations précambriennes du Groenland meridional. Eclog. Helv., vol. 40, 7–14.

— 1961. Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (le Jura plissé). Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala, vol. 40, 169–182.

Wegmann, C. E., Krank, E. H., 1931. Beiträge zur Kenntniss der Sveco-fenniden in Finland. I. Übersicht über die Geologie des Felsgrundes in Küstengebieten zwischen Helsingfors und Onas. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 89, 1–65.

WEGMANN, C. E., SCHAER, J. P., 1962. Chronologie et déformations des filons basiques dans les formations précambriennes du sud de la Norvège. Norsk geol. Tidsskr., Bd. 42, Hft. 4, 371–87.

WEIDMANN, M., 1964. Géologie de la région située entre Tigssaluk Fjord et Sermiligârssuk Fjord (partie médiane) SW-Groenland. Medd. Grønland, Bd. 169, Nr. 5.

WILLIAMS, H., TURNER, F. J., GILBERT, C. M., 1955. Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections. Freemann, San Francisco.

WILSON, G., 1961. The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. Bull. Soc. géol. Belgique, T. 84, No. 9, 423–548.

WINCHELL, A. N., & H., 1959. Elements of optical mineralogy. Part II. Descriptions of the minerals. Wiley, New York.

WINDLEY, B. F., 1963. The plutonic development of the Sardloq area SW Greenland. University of Exeter Ph. D. thesis.

— 1964. The geology of the Fiskenæsset area. GGU, internal report.

WINKLER, G. H. F., PLATEN, H. VON, 1960. Experimentelle Gesteinmetamorphose III. Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone. Geoch. et Cosmoch. Acta, vol. 18, 294–316.

WURM, A., 1935. Ueber tektonische Aufschmelzungs-Gesteine und ihre Bedeutung. Zeitsch. für Vulkanologie, Bd. 16, 98–119.

Færdig fra trykkeriet den 26. februar 1969.

PLANCHES

Planche 1

Fig. 1.

Dans des gneiss à deux micas: porphyroblaste de plagioclase au centre duquel on observe deux générations de microcline intimement imbriquées. La première génération présente une orientation optique différente de la seconde, prouvant le remplacement du microcline par le plagioclase. Série des gneiss d'Isaussârssuk. LP. X: env. 60.

Fig. 2.

Quartzite rubané. Les quartz sont très déformés et présentent des contacts suturés. Quartzites d'Akuliaruserssuaq. LP. X: env. 60.

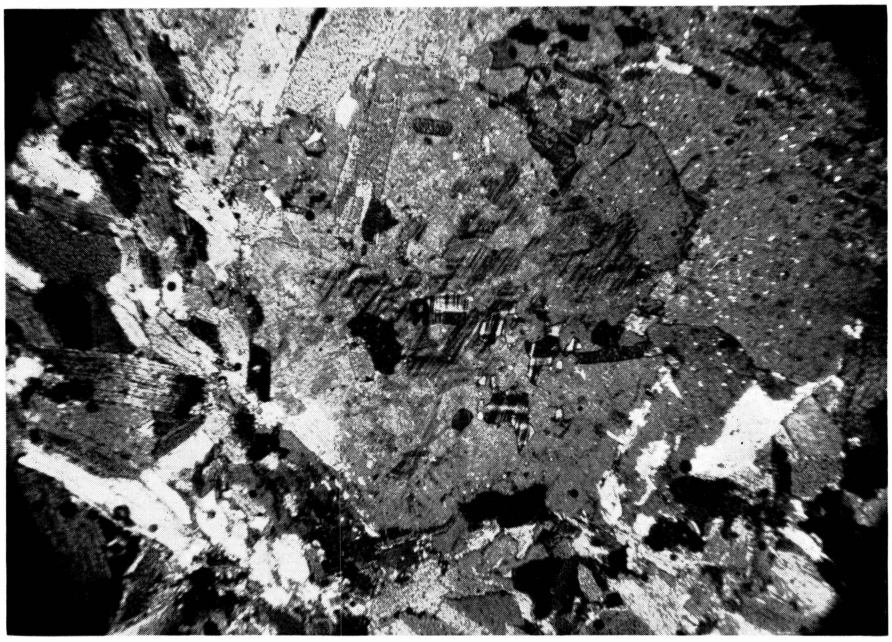


Fig. 1.

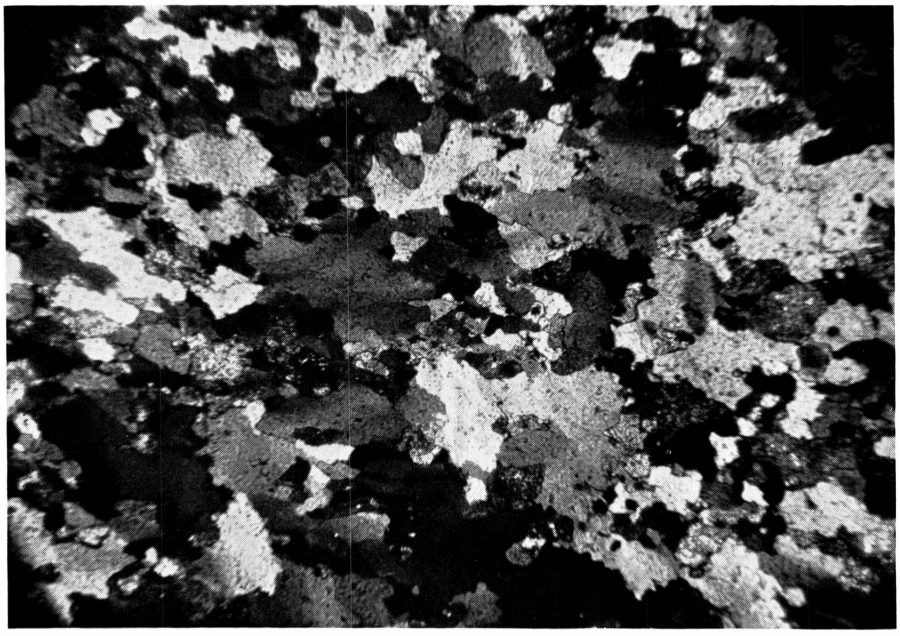


Fig. 2.

Planche 2

Fig. 1.

Quartzite rubané. Les lits sombres sont composés essentiellement d'épidote accompagnée d'un peu de hornblende et de grenat. Quartzite d'Akuliaruserssuaq. LN. X: env. 60.

Fig. 2.

Relique de texture sub-ophitique dans les amphibolites. Les lattes de plagioclases ont partiellement recristallisé et la plupart des pyroxènes se sont transformés en amphiboles. Série des amphibolites supérieures. N de Narssatsiaq, vallée d'Ûnartoq. LP. X: env. 32.

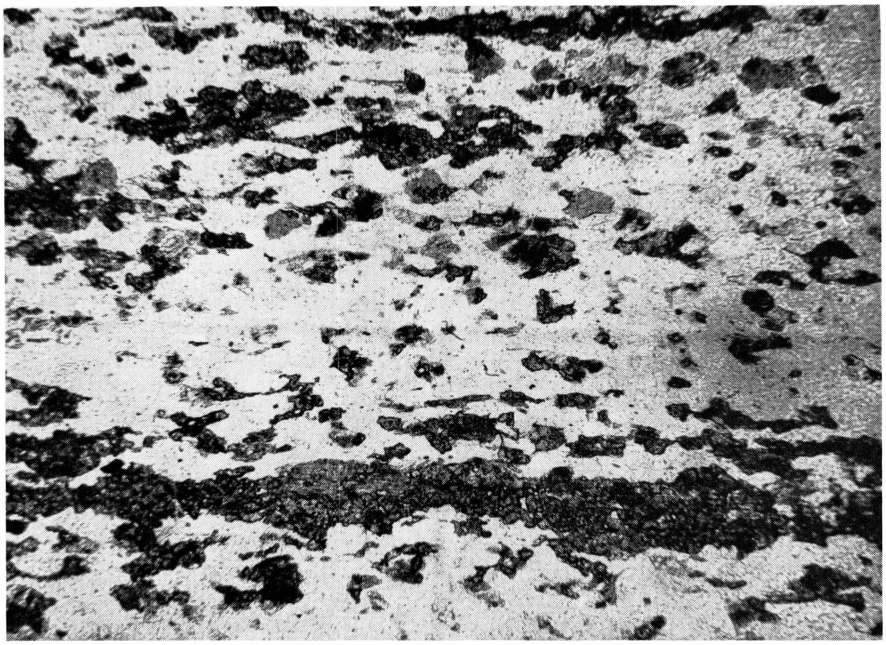


Fig. 1.



Fig. 2.

Planche 3

Fig. 1.

Amphibolites à grain grossier avec relique de texture subophitique. On observe encore très bien les contacts primaires entre les plagioclases partiellement saussuritisés et le pyroxène central. Amphibolites d'Asatdlut, Pt. 220 m. LP. X : env. 100.

Fig. 2.

Relique de texture éruptive dans un filon basique AD_2. Les pyroxènes poeciliti-ques (en gris) présentent des contacts rectangulaires avec les plagioclases recristallisés, faisant songer à une ancienne texture ophitique. AD_2, côte NW de l'île d'Ûnartoq. LN. X : env. 60.

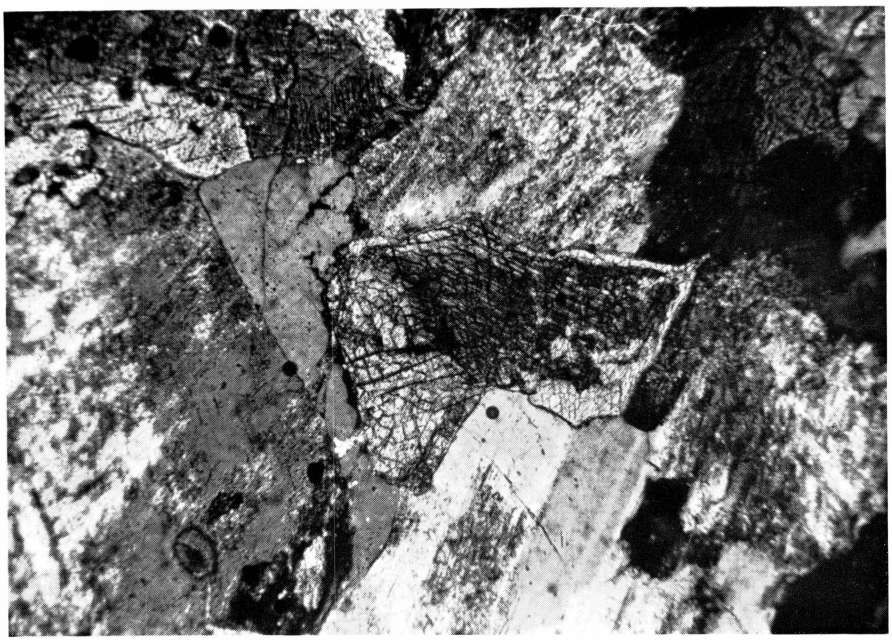


Fig. 1.

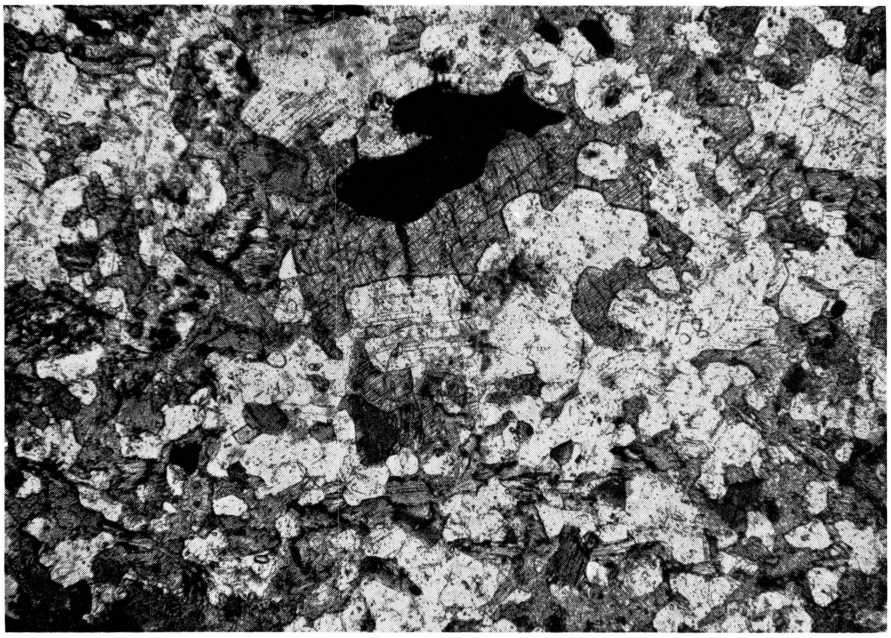


Fig. 2.

Planche 4

Fig. 1.

Seconde génération des AD_3. Les lattes de plagioclases idiomorphes sont distribuées dans tous les sens, les interstices sont occupés par de la hornblende. (Texture subophitique avec absence de pyroxènes). AD_3 situés au contact entre granite jeune et migmatites anciennes, SE de l'île d'Ùnartoq. LP. X : env. 60.

Fig. 2.

AD_3, troisième génération. Les lattes de plagioclases partiellement recristallisées sont disposées en tous sens et rappellent une texture subophitique. Les interstices sont occupés par de la hornblende et de la biotite. AD_3 du lac 980 m. SW d'Isaussârssuk. LP. X : env. 60.



Fig. 1.

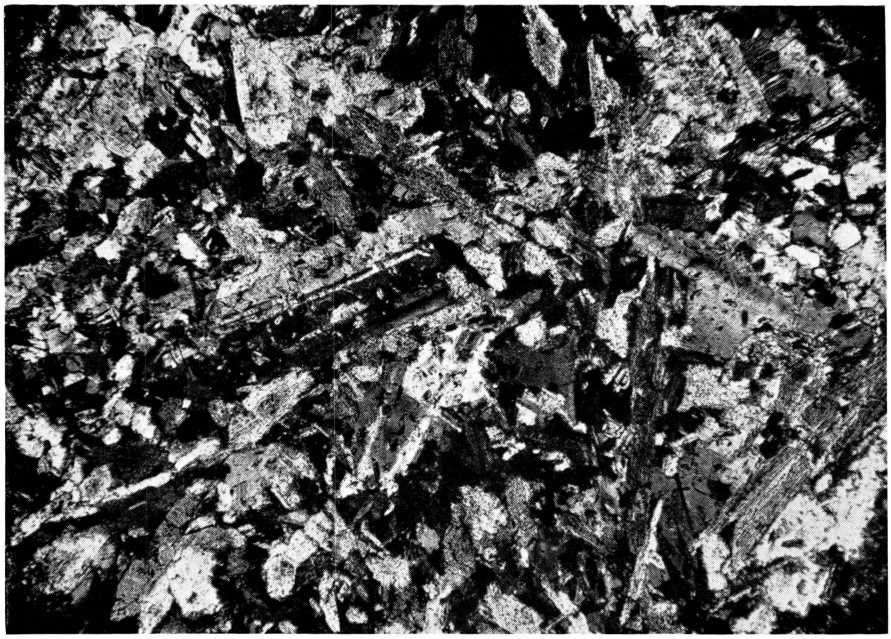


Fig. 2.

Planche 5

Fig. 1.

AD_3, troisième génération. Les textures éruptives (voir Pl. 4, fig. 2) font parfois place à des textures métamorphiques typiques avec porphyroblastèse de plagioclase dans une matrice composée de plagioclase, hornblende et biotite. AD_3, Lac 980 m. SW d'Isaussârssuk. LP. X: env. 60.

Fig. 2.

Textures rapakivis (voir Pl. 6 et 7 fig. 1), ces 4 figures démontrent nettement le remplacement d'anciens plagioclases idiomorphes ou hypidiomorphes par du microcline. Elles furent prises toutes les 4 dans une même coupe mince. La fig. 2 montre un petit noyau de microcline perthitique individualisé au centre d'un plagioclase. Celui-ci est noyé dans une matrice composée de feldspaths granoblastiques, de hornblende, biotite, sphène, apatite et contenant en outre des cristaux de quartz bipyramidé. Eboulis au pied du Pt. 856, NE de Puiâtukulòq. LP. X: env. 32.

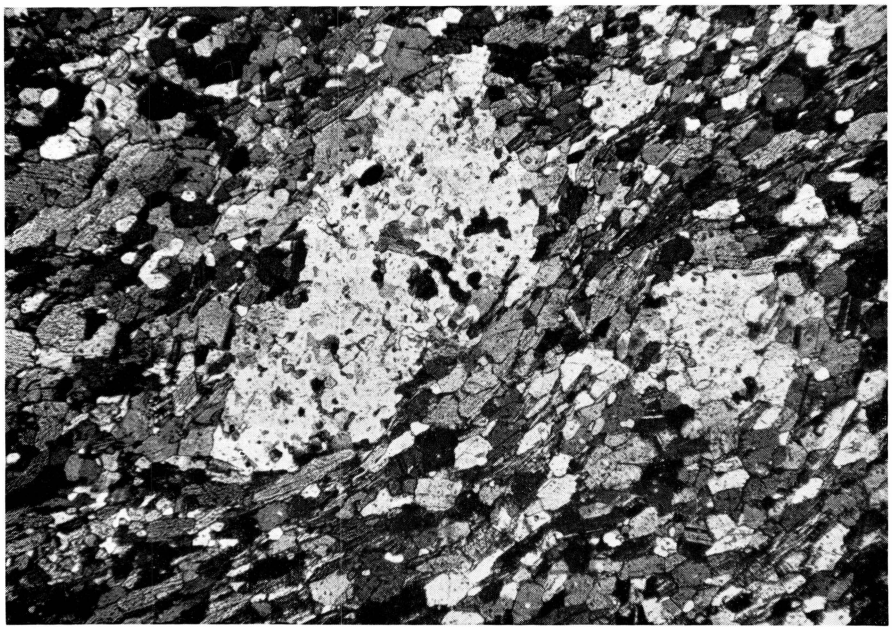


Fig. 1.



Fig. 2.

Planche 6

Fig. 1.

(voir Pl. 5, fig. 2). Le microcline s'individualise sous la forme d'antiperthite au centre d'un plagioclase idiomorphe. Eboulis du Pt. 856. LP. X: env. 60.

Fig. 2.

(voir Pl. 5, fig. 2). Le microcline perthitique forme déjà un grand cristal entouré complètement par une auréole de plagioclase qui est en fait une relique d'un ancien plagioclase idiomorphe; on en reconnaît encore les formes propres. Eboulis du Pt. 856 LP. X: env. 32.

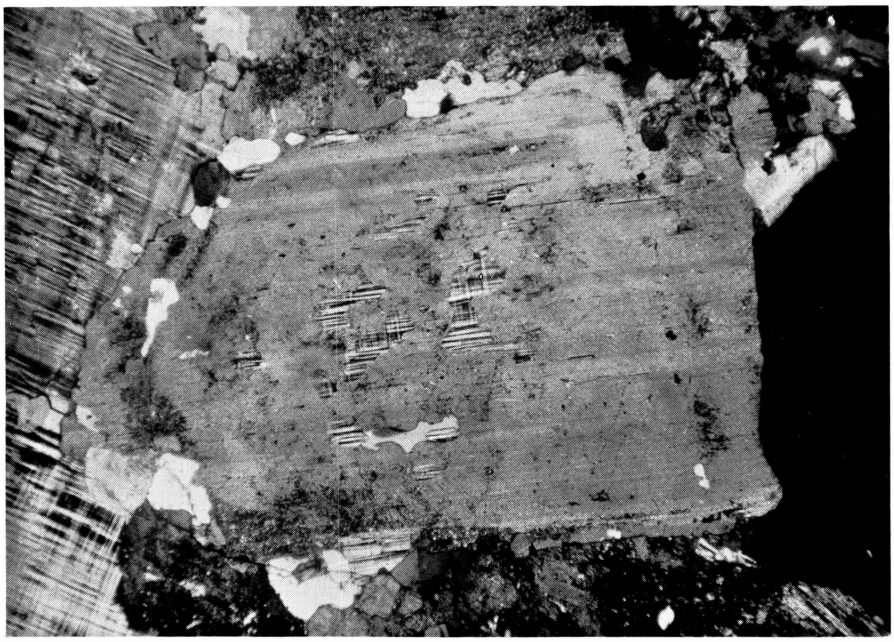


Fig. 1.

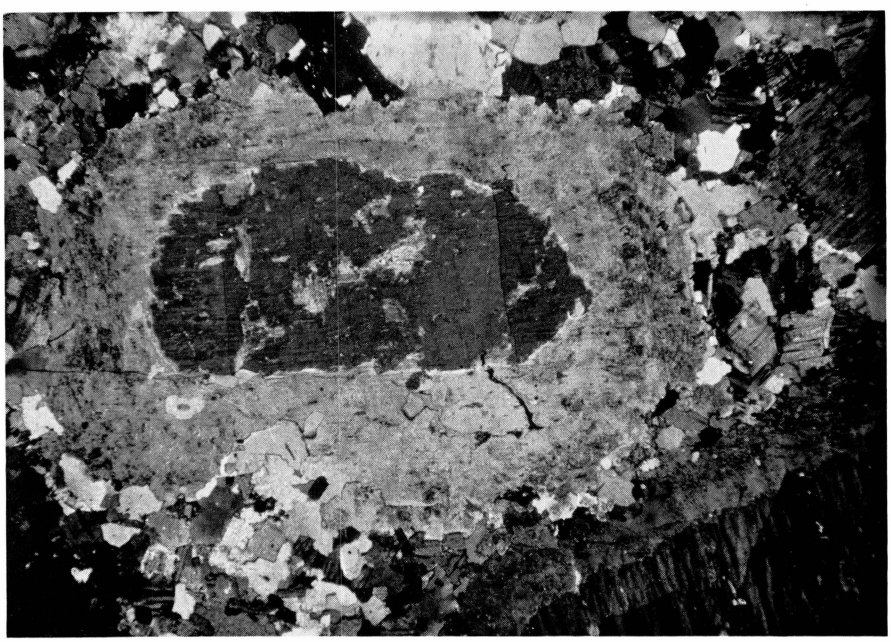


Fig. 2.

Planche 7

Fig. 1.

(voir Pl. 5, fig. 2). Du plagioclase idiomorphe, il ne reste plus qu'une auréole dont la bordure interne suit les contours d'une zone idiomorphe. Le microcline central est perthitique, les perthites présentent une même extinction optique que le plagioclase de l'auréole. Eboulis du Pt. 856. LP. X : env. 32.

Fig. 2.

Dans des gneiss rubanés, on peut observer deux générations de surfaces cinétiques S. S_1 (l'on aperçoit encors de vagues reliques de plis) est oblique à S_2 qui se trouve nettement marquée (rubanement entre lits de quartzo-feldspaths et lits de biotite) sur cette photo. Horizon de gneiss rubanés sombres, angle NE du dôme, N d'Ivnap qâva. LN. X : 32.

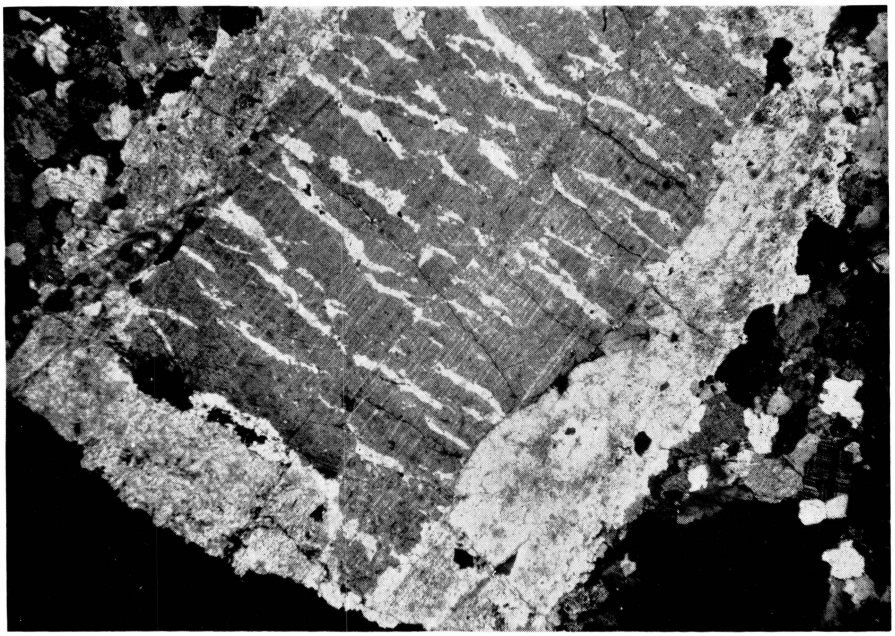


Fig. 1.



Fig. 2.

Planche 8

Fig. 1.

(idem Pl. 7, fig. 2). On observe encore très bien la courbure de l'ancien pli, mais les cristaux individuels de biotite sont déjà orientés parallèlement à S_2. LN. X : env. 80.

Fig. 2.

Gneiss à deux micas. La majorité des micas est orientée parallèlement à S_2. Une seconde génération est disposée transversalement (S_3) et fut partiellement plissée, l'axe des plis est sub-parallèle à S_2. Série d'Isaussârssuk, SW du Pt. 1378 NE d'Akuliaruserssuaq. LN. X : env. 80.

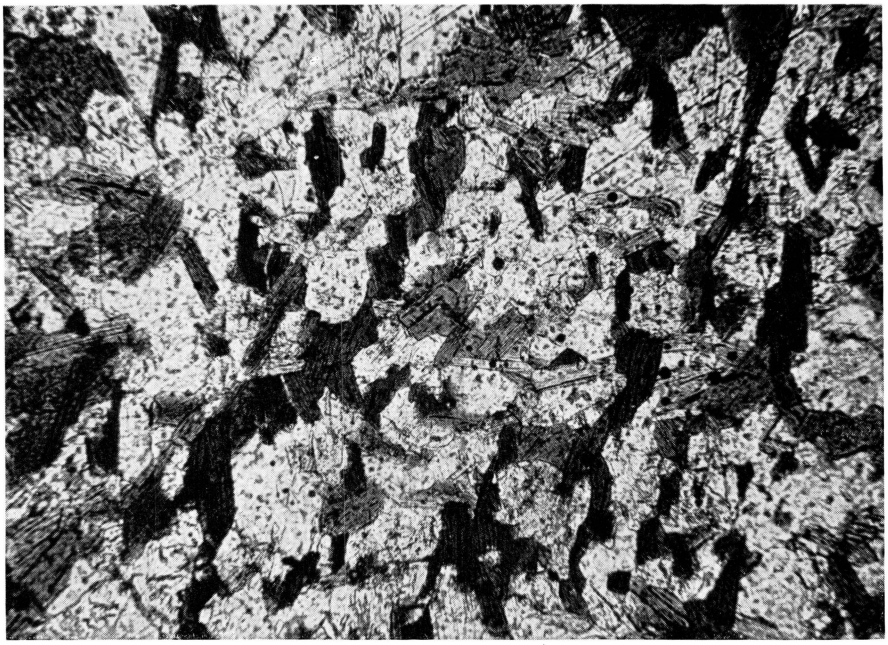


Fig. 1.

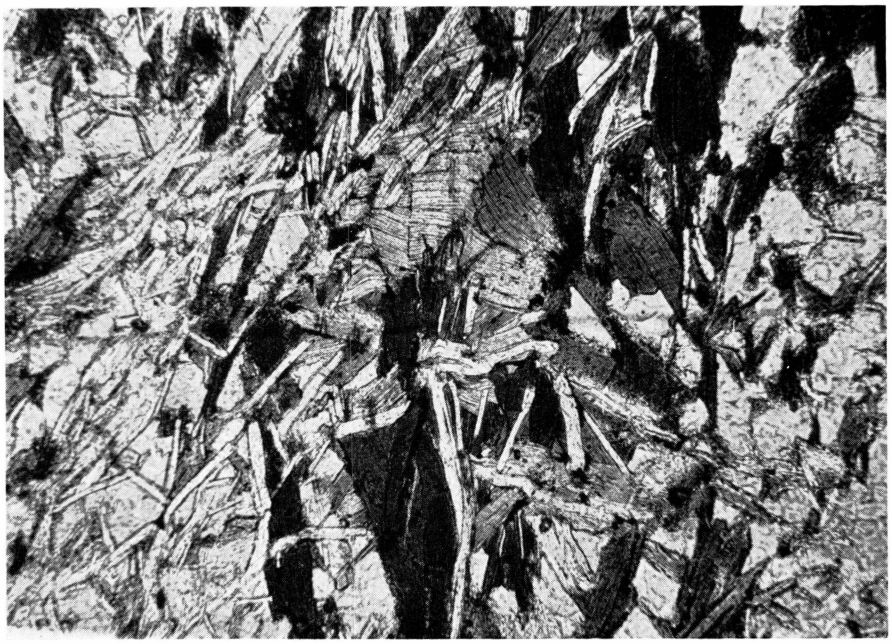


Fig. 2.

Planche 9

Fig. 1.

Gneiss oeillé. Porphyroblaste de microcline en « amande ». Le centre est constitué par plusieurs cristaux de microcline différemment orientés autour desquels s'est formé le porphyroblaste. Des perthites d'orientations diverses à l'intérieur du porphyroblaste suggèrent l'existence d'anciens plagioclases. De nouvelles perthites en taches à extinction optique unique se greffent sur le pourtour du porphyroblaste. Portusôq. LP. X : env. 60.



Fig. 1.

Planche 10–16

Planche 10.*) Carte géologique de la presqu'île d'Akuliaruseq. Région SW.

Planche 11.*) Carte géologique de la presqu'île d'Akuliaruseq. Région NE.
Le flanc SE de la vallée d'Ûnartoq et le flanc NW de celle d'Isortoq W furent partiellement levés par S. Ayrton et M. Weidmann.

Planche 12.*) Carte structurale de la région SW.

Planche 13. Tableau des projections stéréographiques se rapportant à la planche 12.

Planche 14. Carte structurale de l'île d'Îsíneq.

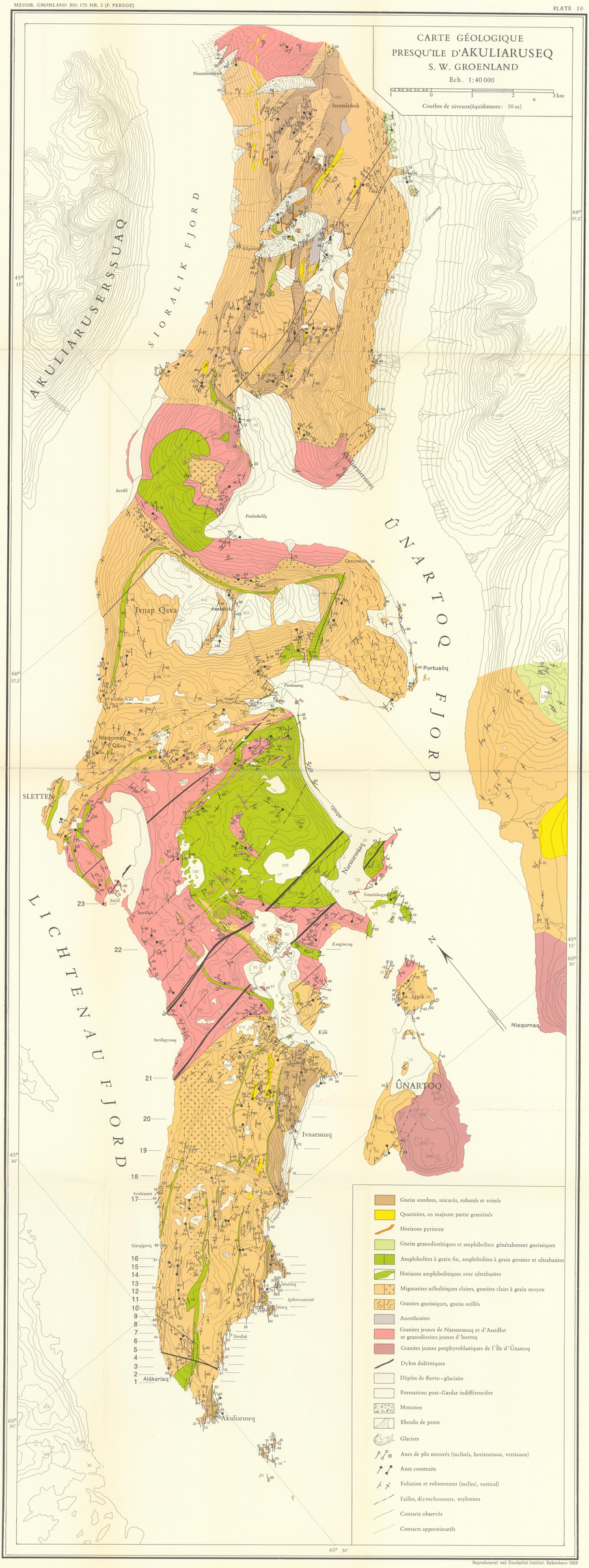
Planche 15. Profils transversaux schématiques du SW de la presqu'île d'Akuliaruseq.

Planche 16.*) Tectonique cassante. Presqu'île d'Akuliaruseq.

*) placées dans la pochette.

GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE
SERVICE GÉOLOGIQUE DU GROENLAND

MEDDR. GRØNLAND BD. 175 NR. 3 (F. PERSOZ)



Reproduceret ved Geodætisk Institut. København 1968

GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE
GÉOLOGIQUE DU GROENLAND

MEDDR. GRØNLAND BD. 175 NR. 3 (F. PERSOZ)

CARTE GÉOLOGIQUE

PRESQU'ILE D'AKULIARUSEQ
RÉGION NE, ENTRE LES FJORDS ET L'INDLANDSIS



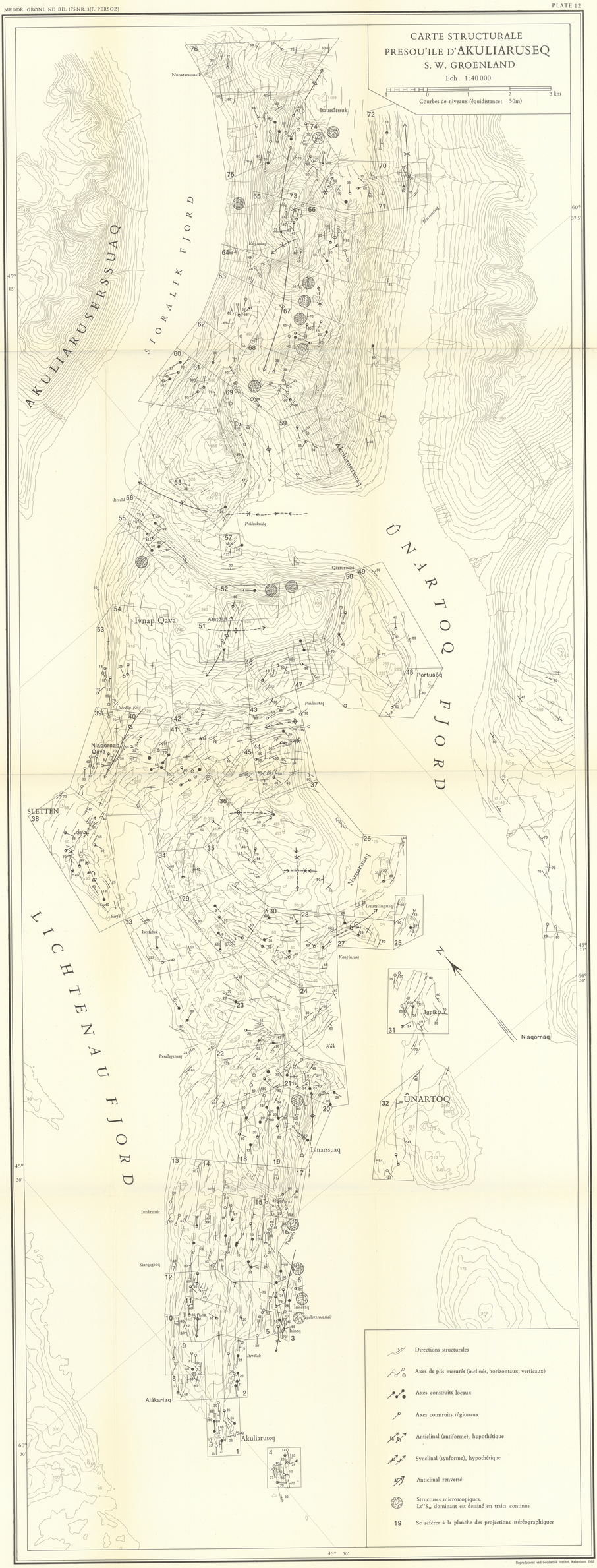
Ech. ca. 1: 40 000

0 1 2 3 4 km

- Gneiss sombres à biotite et muscovite (grenats)
- Quartzites en majeure partie granitisés
- Gneiss granodioritiques et amphibolites claires souvent gneissiques, structure rubanée, granodiorites et granites avec reliques basiques fréquentes, indifférencié
- Amphibolites à grain fin
- Amphibolites à grain grossier, ultrabasites
- Granites et gneiss clairs plus ou moins foliés et migmatites nébulitiques claires
- Granite porphyroblastique à grain fin ou moyen
- Granodiorite et granite jeunes d'Isortoq (faciès à hornblende, à biotite)
- Microgranite
- Dykes doléritiques
- Filons basiques (généralement amphibolites)
- Dg Filons basiques granitisés et déformés
- Éboulements
- Dépots de fluvio - glaciaire
- Hauts plateaux à blocs autochtones déchaussés
- Moraines et arcs morainiques
- Éboulis de pente
- Glaciers
- Lignes de crêtes
- Failles
- Limites observées
- Approximatives
- Hypothétiques
- Axes mesurés
- Axes construits
- Foliation

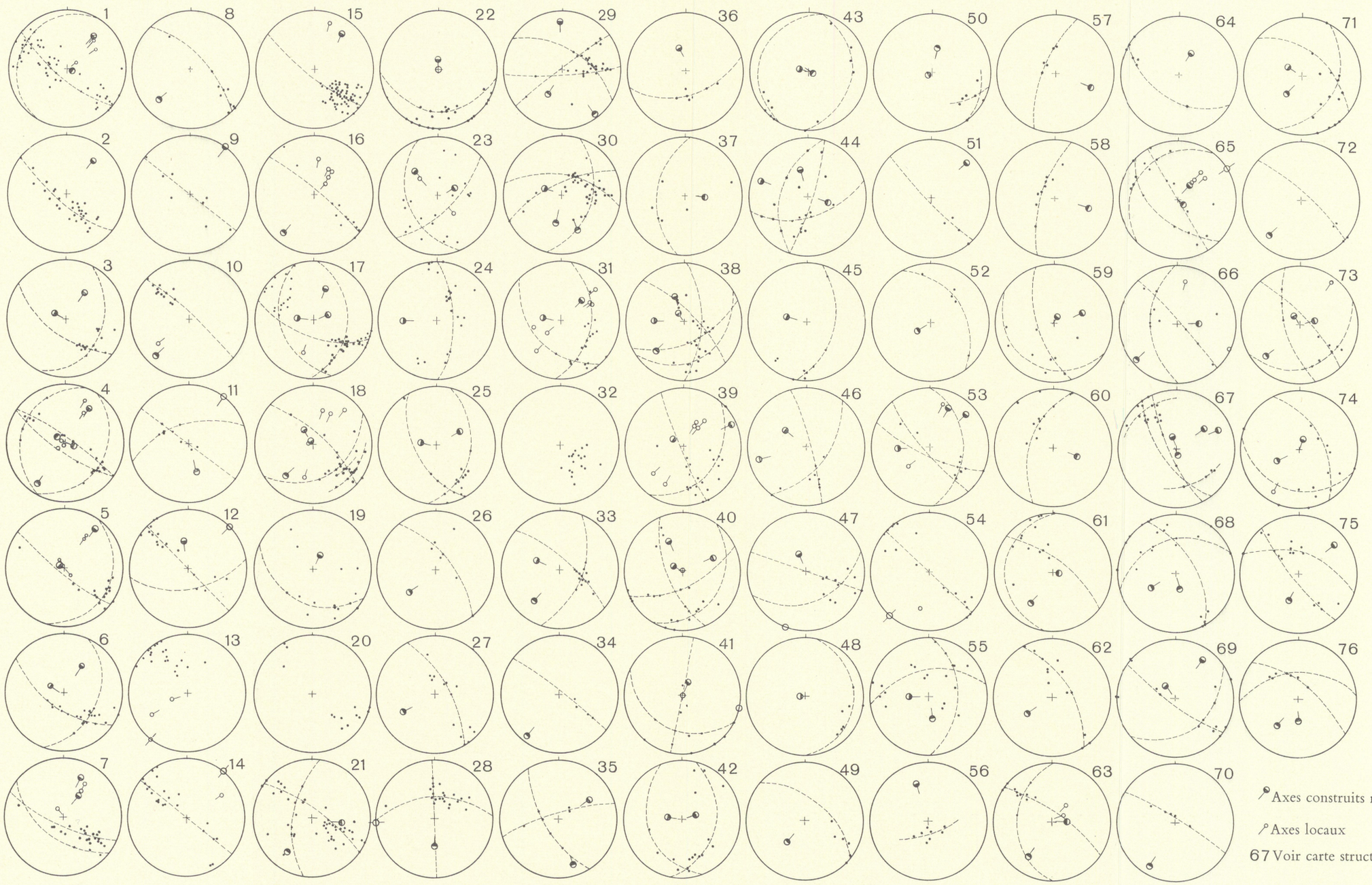
Reproduceret ved Geodætisk Institut, København 1980

GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE
SERVICE GÉOLOGIQUE DU GROENLAND

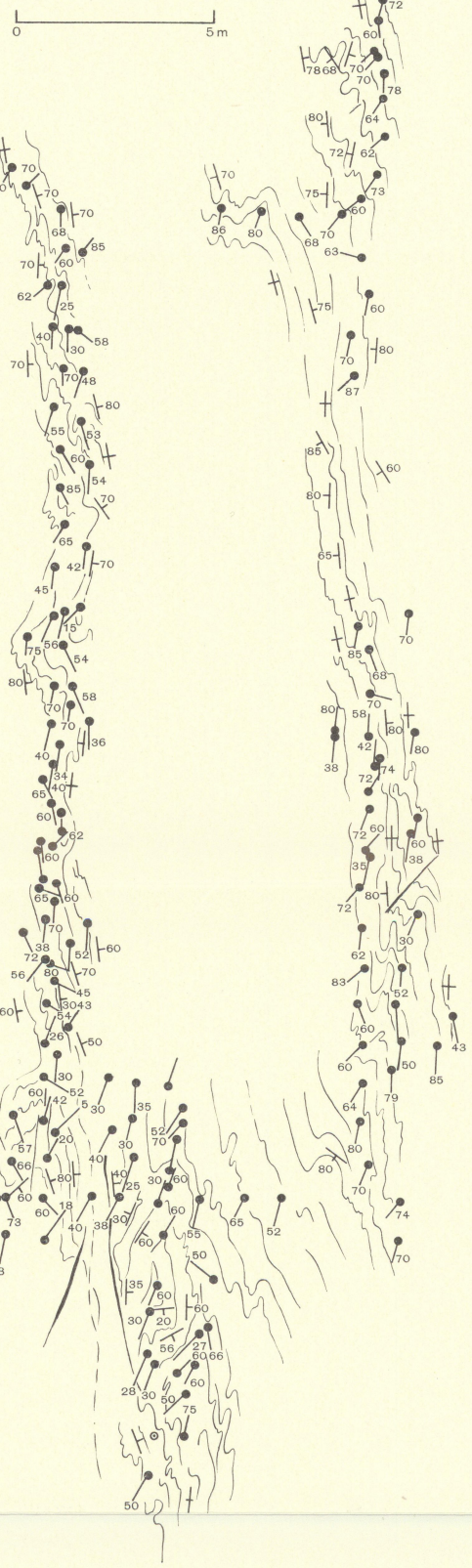


Reproduceret ved Geodætisk Institut, København 1968

PROJECTIONS STEREOGRAPHIQUES
(HEMISPHERE SUPERIEURE)



CARTE STRUCTURALE
ÎLE D'ÎSÍNEQ



Directions structurales (à gauche : d'après le rubanement, à droite : d'après les axes)

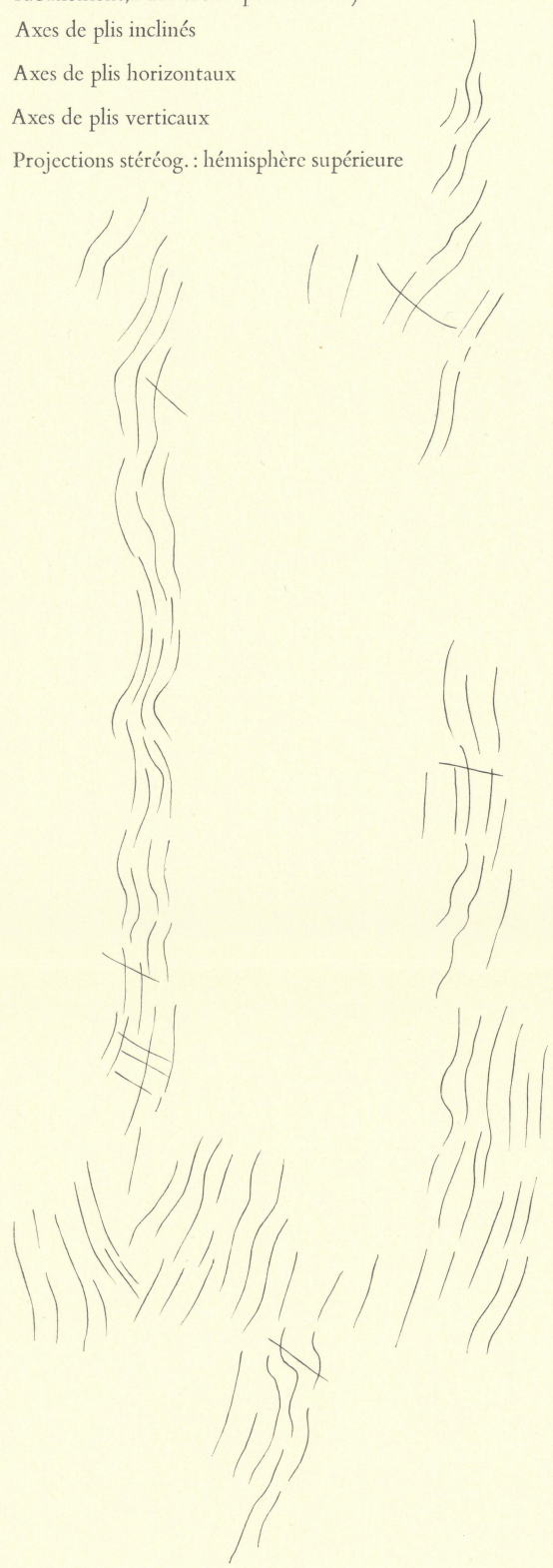
Axes de plis inclinés

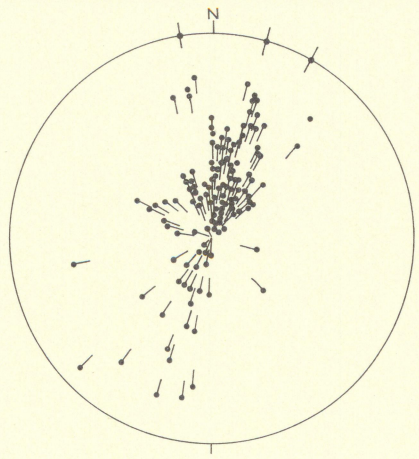
Axes de plis horizontaux

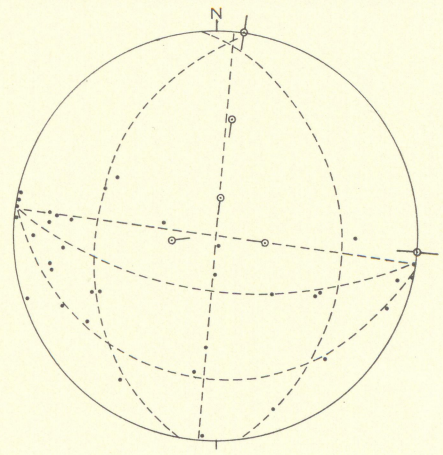
Axes de plis verticaux

Projections stéréog. : hémisphère supérieure





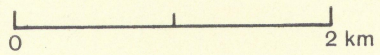




Profils transversaux schématiques

S.W. de la presqu'île

D'AKULIARUSEQ



Amphibolites à divers degrés de granitisation

Granite jeune de Narssarssuaq

Granite homogène, massif

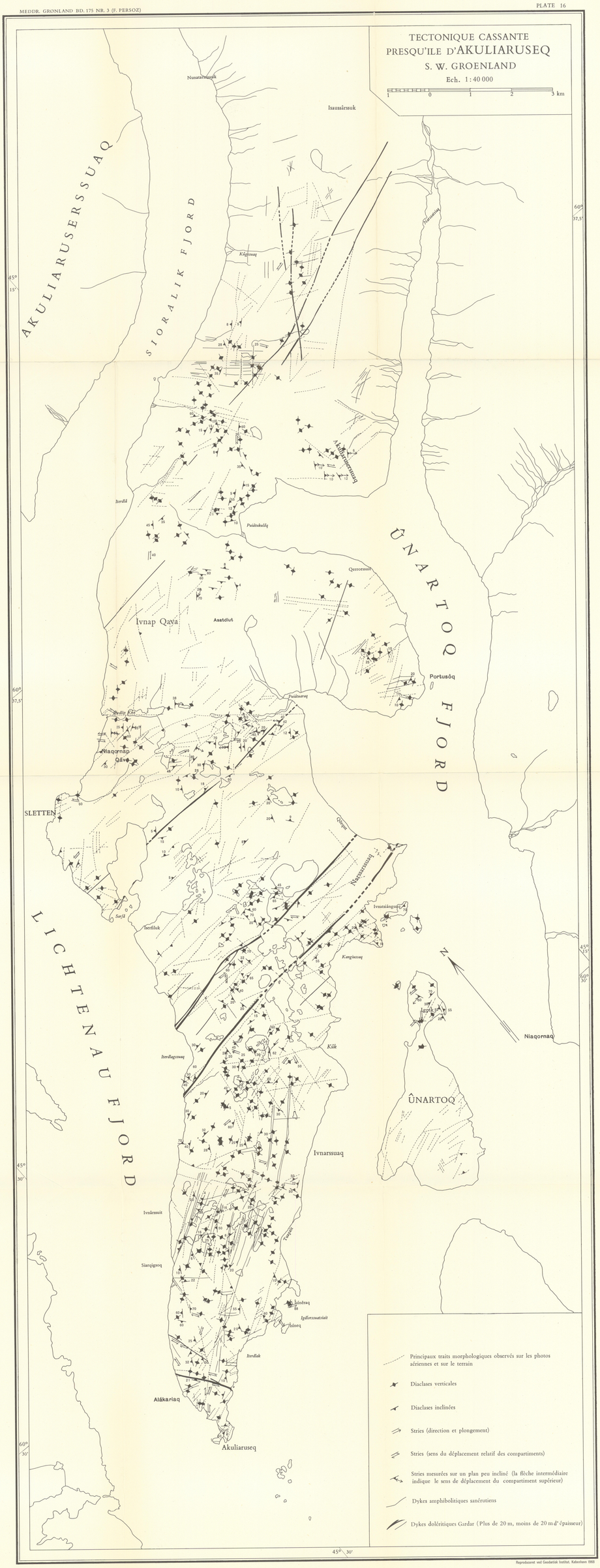
Granite ± gneissique et migmatites nébulitiques

Gneiss sombres rubanés et veinés

9
14 Se référer à la carte géologique

GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE
SERVICE GÉOLOGIQUE DU GRÖENLAND

MEDDR. GRØNLAND BD. 175 NR. 3 (F. PERSOZ)



Reproduceret ved Geodætisk Institut, København 1968