

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 116 · Nr. 7

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947—53

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

**DIE STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG
DER MITTELDEVONISCHEN SERIEN**

IM GEBIETE VON KAP FRANKLIN AM KEJSER
FRANZ JOSEPH FJORD IN ZENTRAL-ØSTGRØNLAND

VON

H. BÜTLER

ERGEBNISSE VON UNTERSUCHUNGEN IM
SOMMER DER JAHRE 1948 UND 1950, UNTER MITWIRKUNG
VON P. GRAETER UND H. FRÖHLICHER

MIT 23 FIGUREN IM TEXT, 1 TABELLE
UND 10 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1954

Meinem einstigen Lehrer an der Universität Genf,
Herrn Professor LÉON W. COLLET, Dr. ès sc., Dr. h. c.,
in Freundschaft gewidmet.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort.....	7
I. Einleitung, Übersicht und Problemstellung.....	11
A. Die sedimentären Devonserien des Kap Franklingebietes	13
B. Die devonischen Eruptivgesteine	15
C. Die geologische Position des Kap Franklingebietes.....	17
II. Einzelprofile des Kap Franklingebietes	20
A. Geographisches	20
B. Huitfeldts Bjerg.....	22
1. Die Randbölserien	22
2. Die Kap Franklinserien	25
3. Die Vildtalserien	28
4. Zusammenfassung.....	29
C. Saxos Bjerg.....	30
1. Die Vildtalserien	31
2. Die Kap Franklinserien	33
3. Die Randbölserien	44
4. Die Margrethetalserien im westlichen Teil von Saxos Bjerg.....	45
5. Quarzporphyrgänge.....	54
D. Der Osthang des Knuden, zwischen Vilddalen und Kap Franklin ...	56
1. Allgemeines	56
2. Die Vildtalserien	57
3. Der Granitpluton bei Kap Franklin	58
4. Die Kap Franklin-Verwerfung	60
5. Basaltgänge	60
E. Die Südseite des Knuden.....	64
1. Allgemeines	64
2. Die Vildtalserien	65
3. Der Kap Franklin-Vildtalgranit	69
4. Die Kap Franklinserien	71
5. Die Randbölserien	81
F. Die Küste zwischen Knuden und Margrethedal.....	82
1. Allgemeines	82
2. Die Vildtalserien	83
3. Die Kap Franklinserien	85
4. Die Margrethetalserien.....	93
5. Die Mt. Celsiusserien	94
G. Das Vestreplateau und die Verbindung mit der westlichen Gauss Halvö	96
1. Allgemeines	96
2. Die Margrethetalserien des untern Inderdalen.....	97

	Seite
3. Südseite des Vestreplateaus	98
4. Koralklöft	99
5. Obrutschews Bjerg	101
6. Die Küste zwischen Obrutschews Bjerg und Gunnbjörns Bjerg (Hjelmbjergene)	104
III. Summary and concluding remarks	109
IV. Bibliographie	123

VERZEICHNIS DER ILLUSTRATIONEN

a. Textfiguren.

1. Übersichtskarte der Gauss Halvö	12
2. Topographie und Ortsnamen des Kap Franklingebietes	21
3. Die Auflagerung der Randbølkonglomerate an Huitfeldts Bjerg, Profil... ..	24
4. Kartenskizze des Südostfusses von Huitfeldts Bjerg	26
5. Profile durch den Südostfuss von Huitfeldts Bjerg	27
6. Profile durch die Kap Franklinserien am Saxos Bjerg	34
7. Geologisch-perspektivische Skizze der Nordostseite von Saxos Bjerg ...	40
8. Die Diskordanz der Kap Franklinserien an Huitfeldts Bjerg, Profil ...	42
9. Geologisch-perspektivische Skizze der Südostseite von Saxos Bjerg ...	43
10. Geologisch-perspektivische Skizze der Nordwestseite von Saxos Bjerg ...	50
11. Vulkanische Tuffe am Saxos Bjerg (Photo)	51
12. Verwerfungskluft an der Küste östlich von Knudedalen (Photo).....	68
13. Die Küste westlich Kap Franklin bei Lager I (Photo)	69
14. Die Granitkuppen am Strand westlich Kap Franklin (Photo)	70
15. Profile durch den Knuden-Südhang	72
16. Das Basiskonglomerat der Kap Franklinserien (Photo)	73
17. Kugelrhyolithe bei Kap Franklin (Photo)	77
18. Kugelrhyolithe bei Kap Franklin, Detailaufnahme (Photo).....	79
19. Sandsteine der obren Vildtalserien westlich von Knudedalen (Photo)....	84
20. Die Quarzporphyre an der Küste zwischen Knudedal und Margrethedal, beim Bache »m«, Gesamtbild (Photo)	87
21. Id. 20, zwischen den Bächen »j« und »l« (Photo)	91
22. Das Ostreplateau und sein Küstenabfall (Photo).....	95
23. Profil der Südküste der Gauss Halvö zwischen Margrethedal und Nathorsts Bjerg	100

b. Tafeln.

- I. Überblick auf das Kap Franklingebiet (Flugaufnahme) von Osten aus.
- II. Vilddalen mit Saxos Bjerg und Vildbjerg von Nordosten (Flugaufnahme).
- III. Die Giesecke Bjerger nördlich Randbøldalen (Flugaufnahme).
- IV. Das Südende der Giesecke Bjerger, von Süden gesehen (Flugaufnahme).
- V. Der Hydrolakkolith im Randbøldalen (Flugaufnahme).
- VI. Geologische Karte des Kap Franklingebietes in 1:100.000.
- VII. Geologische Profile durch das Kap Franklingebiet.
- VIII. Geologische Skizze der Südostseite von Huitfeldts Bjerg.
- IX. Der geologische Aufbau der Südostseite des Knuden, nach Flugbildern und Feldskizzen gezeichnet.
- X. Geologischer Aufriss der Küstenstrecke zwischen Margrethedal und Knudedal.

VORWORT

Im Jahre 1938 hatten MAYNC und VISCHER im südlichen Teil der Giesecke Bjerger, in der östlichen Gauss Halvö, grössere und bis dahin unbekannte Devonvorkommen gefunden und festgestellt, dass die sauren Eruptive, die bei Kap Franklin anstehen, intradevonische Bildungen sind. Als nach dem Ende des letzten Weltkrieges die geologische Feldarbeit in Ostgrönland wieder in Gang kam, habe ich, als Teilnehmer an den von Dr. LAUGE KOCH geleiteten Expeditionen, meine Untersuchungen vom westlichen Teil des ostgrönländischen Devonareals auch auf die östliche Gauss Halvö ausgedehnt.

In einem ersten Arbeitssommer, im August 1948, bereiste ich das Gebiet zwischen dem östlichsten Teil des Keiser Franz Joseph Fjordes, dem Harders Bjerg, dem Moskusoksefjord und den Giesecke Bjerger und gewann einen Überblick auf die verschiedenen Strukturteile dieses Landes. Gleichzeitig versuchte ich, die stratigraphischen und strukturellen Verbindungen mit der benachbarten westlichen Gauss Halvö und dem Hudson Land aufzufinden. Die Arbeitsgruppe bestand aus drei Mann: den beiden Gehilfen JÖRGEN HINSCH und Dr. FRITZ SCHWARZENBACH und dem Verfasser dieses Berichtes.

Es war geplant gewesen, vom Margrethedal aus mit Hilfe isländischer Pferde die östliche Gauss Halvö in verschiedenen Richtungen zu durchqueren, doch versperrte bei der Ankunft des Expeditionsschiffes das Eis den Eingang zum Keiser Franz Joseph Fjord, und wir entschlossen uns, an der Eiskante in der Foster Bugt, wenige Kilometer westlich Kap Bennet, an Land zu gehen. Am 21. Juli 48 wurde die Arbeitsgruppe mit dem ihr zugeteilten Material und 4 Pferden ausgebootet, und das Basislager befand sich nun östlich der sumpfigen Niederung von Vesterletten. Da es unmöglich war, das mitgebrachte Pferdefutter in das Arbeitsgebiet westlich der Giesecke Bjerger zu transportieren, wurde das Reiseprogramm geändert. Leider bot in jenem Sommer das Land den Ponnies nur wenig, stellenweise überhaupt keine Nahrung, sodass ich in der Wahl der Lagerplätze behindert war. Die Reiseroute führte vom Basislager über die Ebene von Vesterletten an den Fuss der Giesecke Bjerger, dann diesen entlang nach Norden an den Moskusoksefjord. Vom

Gastisdal aus traversierten wir, östlich von Harders Bjerg vorbei, ins Inderdalen und Margrethedal hinüber. Die Küste am Kejser Franz Joseph Fjord erwies sich gegen Osten für die Pferde als unpassierbar, und deshalb folgten wir auf dem Rückweg dem leichten Übergang vom Margrethe-ins Randböldalen. Mit 2 Arbeitstagen bei Kap Franklin wurde die Sommersaison abgeschlossen, und anfangs September holte uns das Schiff »Gustav Holm« beim Basislager wieder ab.

In einer zweiten Sommerkampagne, im Jahre 1950, untersuchten wir eine der geologischen Schlüsselstellungen in der östlichen Gauss Halvö: die Umgebung von Kap Franklin. Das Team setzte sich diesmal aus drei Wissenschaftlern zusammen, die sich in die feldgeologische Arbeit teilten. Der Verfasser besorgte die Kartierung der Sedimente und die stratigraphischen und tektonischen Aufnahmen, Dr. HUGO FRÖHLICHER das Aufsuchen und das Ausbeuten von Fossilfundstellen, Dr. PAUL GRAETER kartierte die Eruptive und brachte eine Gesteinssammlung zur Laboratoriumsbearbeitung zusammen. Als Gehilfe und Motorbootführer sorgte POVEL POVELSEN für unser Wohlergehen. Es ist hervorzuheben, dass sich keiner der Teilnehmer auf seine Arbeitsaufgabe beschränken konnte. Vieles musste gemeinsam unternommen und ausgeführt werden. Zeitweise haben sich alle am Fossilsuchen beteiligt. Während einiger Zeit suchte auch Dr. G. WÄNGSJÖ in unserem Gebiet nach Devonfischen und seine Funde haben mitgeholfen, das Alter der Schichten an verschiedenen Stellen zu bestimmen.

Für die Aufnahmen längs der Küste stand uns im Sommer 1950 eine leichte Jolle mit Aussenbordmotor zur Verfügung. Sie konnte, je nach Bedarf und den wechselnden Eisverhältnissen, ins Wasser gesetzt oder aufs Land gezogen werden. Von einigen Basislagern aus, die an der Küste lagen, wurden die Berghänge aufgenommen; für die Arbeit in den höhern Talabschnitten und gegen das Landesinnere ergaben sich allerdings manchmal zeitraubende Marschwege.

Ein Wasserflugzeug der Expedition setzte uns am 16. Juli 1950 bei Kap Franklin ab und A. DE LEMOS führte uns einige Tage später von Ella Ø aus das Boot nach. Am 31. August holte uns das Schiff »Veslekari« bei Kap Franklin wieder ab.

Für die Kartierungen benützten wir Vergrößerungen der Karte 1:250000 des geodätischen Institutes in Kopenhagen, im Sommer 1950 standen uns zudem eine Reihe guter Flugbilder zur Verfügung, die E. BRENNEISEN † im Auftrage von Dr. KOCH im vorhergehenden Sommer aufgenommen hatte. Und während unseres Aufenthaltes bei Kap Franklin nahm E. HOFER eine grössere Zahl von Flugphotos auf, die uns nachher, beim Zusammenstellen der Ergebnisse, gute Dienste leisteten. Dann sind inzwischen über die Giesecke Bjerge grossformatige Luftbilder des dänischen geodätischen Institutes, die einen ausgezeichneten Einblick

in die Landschaftsstrukturen gewähren, erhältlich geworden, und die Karte der Giesecke Bjerge wurde revidiert. Im Neudruck sind eine Menge von Details enthalten, die der älteren Karte fehlten.

Ein Teil der Ergebnisse von 1948 wurde in einer vorläufigen Mitteilung 1949 publiziert, so die Fossilfunde im Randböldalen, durch die das Vorkommen mitteldevonischer Schichten im nördlichen Devongebiet belegt und eine Ausgangsstellung für weitere stratigraphische Arbeiten im Devon der östlichen Gauss Halvö geschaffen wurde. Andere Beobachtungen stellte ich zurück, bis durch ergänzende Aufnahmen eine genauere Formulierung der Ergebnisse möglich würde. Dies kann nun geschehen. Die vorliegende Schrift basiert also auf den Beobachtungen von 1948, die durch die Feldaufnahmen von 1950, an denen H. FRÖHLICHER und P. GRAETER beteiligt waren, ergänzt und erweitert wurden. Ein weiterer Teil der Beobachtungen von 1948 am untern Ulve- und im Gastisdal wird noch zurückgelegt und soll später, mit der Bearbeitung der Aufnahmen am Moskusoksefjord, verwendet werden.

Bei stratigraphischen und kartographischen Feldarbeiten in den kontinentalen Ablagerungen des Devons ist es meist unmöglich, in den monotonen Sandsteinserien Leithorizonte zu finden, die sich über ein grösseres Gebiet verfolgen lassen. Man ist genötigt, jede Lokalität für sich getrennt zu betrachten und hernach, aus der Summe aller Beobachtungen, die übereinstimmenden Merkmale der Stratigraphie, Lithologie und Struktur herauszufinden. Grosse Schutthalden, Brüche und Basaltintrusionen unterbrechen oft den Zusammenhang der Schichtserien. Immer wieder stellt man fest, dass die lithologisch-faziellen Merkmale, namentlich so weit es die Färbungen der Sandsteinstufen, aber auch ihre Mächtigkeit anbetrifft, auf kurze Distanzen ändern, dass mächtige Schichtgruppen sogar vollständig verschwinden. Es ist kaum möglich, aus der Entfernung die geologischen Verhältnisse eines Gebiete zu überblicken. Leider liefern nur wenige Niveaus Fossilien, grosse Serien sind vollständig steril, und die Fossilreste gestatten nicht immer, das Alter präzise zu bestimmen.

Es wäre unnütz zu versuchen, die stratigraphischen Einteilungen, die die ersten Beobachter in den Devongebieten Ostgrönlands angewendet haben, mit den neueren Einteilungen zu korrelieren. Die alten Gliederungen fussten auf rein äusserlichen Merkmalen, wie dem Wechsel von grauen und roten Serien, ohne mit der Tatsache zu rechnen, dass die Färbung der Schichten in horizontaler Richtung ändert und sich nach oben oder unten verschieben kann. Schon SÄVE-SÖDERBERGH hat 1934 auf diesen Umstand hingewiesen. Hinzu kommt noch, dass mächtige Schichtserien auskeilen und ganz verschwinden, ohne dass dies in den Fjordprofilen auffällt, und dass deshalb stellenweise grosse Schichtlücken bestehen. Korrelationstabellen müssten darum von Stelle zu Stelle anders

aussehen. Einzig auf der Basis paläontologisch-stratigraphischer Bestimmungen, verbunden mit der schrittweise vorzunehmenden Feststellung der räumlichen Verbreitung der Schichtserien, indem man gewisse Konglomerate und vulkanische Leithorizonte verfolgt, kann eine altersmässige Gliederung der Old Red-Sedimente Ostgrönlands vorgenommen werden.

Ich bin vielen Mitgliedern der Expeditionen von Dr. KOCH zu grossem Dank verpflichtet. In erster Linie dem Leiter derselben, Herrn Dr. LAUGE KOCH, der meine Arbeiten in jeder Beziehung gefördert hat. Dann trugen meine Mitarbeiter und Begleiter von 1948 und 1950, Dr. F. SCHWARZENBACH, J. HINSCH, Dr. H. FRÖHLICHER, Dr. P. GRAETER und P. POVELSEN viel zum Gelingen der Untersuchungen bei. Die Arbeit vom Sommer 1950 ist grossenteils ein Gemeinschaftswerk. Leider musste P. GRAETER, bevor er die Gesteinssammlung, die Karte und seine Feldnotizen bearbeiten konnte, nach Indien verreisen und die petrographische Beschreibung und die genauere Darstellung des Feldbefundes der Eruptivgesteine bei Kap Franklin stehen deshalb noch aus. Die Herren Professor Dr. E. A. STENSIÖ und Dr. E. JARVIK am Naturhistorischen Reichsmuseum in Stockholm sowie Dr. T. ÖRVIG haben die Bestimmung der Devonfossilien und ihre stratigraphische Auswertung vorgenommen. Sie haben mir in zuvorkommender Weise ihre Resultate zur Verfügung gestellt. Herr E. BRENNISEN, der im Jahre 1951 auf einem Dienstflug in den Schweizeralpen tödlich verunglückt ist, und Herr E. HOFER haben vorzügliche Luftbilder über das von mir untersuchte Gebiet hergestellt. Dank schulde ich auch Herrn Professor H. G. BACKLUND in Uppsala, der stets die Arbeiten in Ostgrönland mit Aufmerksamkeit verfolgt, den Teilnehmern an den Expeditionen seine Erfahrung und sein Wissen zur Verfügung stellt und durch neue Problemstellungen zu weiterem Nachforschen anregt.

I. EINLEITUNG

Übersicht und Problemstellung.

Am Moskusoksefjord erkennt man in den Devonablagerungen mehrere, deutlich diskordante Schichtfolgen. Sie liegen über abgetragenen devonischen Falten und beginnen jeweils mit Basisbreccien und Konglomeraten, die von mächtigen Sandsteinserien, die mehr als 1000 Meter dick sein können, überdeckt sind. Da die gleiche Erscheinung in mehreren, stratigraphisch verschiedenen Niveaus auftritt, wurde das Old Red der westlichen Gauss Halvö und des Hudson Landes in einer vorläufigen Übersicht in 5 orogene Seriengruppen gegliedert (BÜTLER 1935 a). Davon stellt jede die Sedimentationsphase eines lokalen geologischen Zyklus dar.

Bei den feldgeologischen Aufnahmen, der Einreihung der Beobachtungen und der Kartierung leistete diese Einteilung gute Dienste, erlaubte sie doch, die mächtigen, tieferen Devonablagerungen über ein grösseres Gebiet zu gliedern und Faltungen, vulkanische Aufbrüche u. a. chronologisch einzustufen. Denn nur der obere, kleinere Teil der devonischen Schichtenfolge hatte Fossilien geliefert, die eine stratigraphische Gliederung ermöglichten. In die beiden jüngsten orogenen Seriengruppen, die Mt. Celsiusserien, als oberste, und die Kap Graahserien, konnten die oberdevonischen Fischhorizonte eingefügt werden. Die beiden letzten orogenen Zyklen rückten, auf Grund der paläontologischen Bestimmungen, ins obere und oberste Oberdevon. Von den älteren Seriengruppen konnte man, da Fossilien fehlten, nur vermuten, dass sie mitteldevonisch seien.

Gegen Süden, in den westlichen Teilen von Ymers Ø, Geographical Society Ø und Traill Ø, liess sich die Serieneinteilung weniger gut anwenden. Dort liegen die Schichtfolgen, abgesehen von späteren Verschiebungen, mehr oder weniger konkordant über einander, lokale Faltungsphasen machten sich nicht bemerkbar und die auffälligen Breccienhorizonte fehlen. Erst in letzter Zeit ist es gelungen, durch die Feststellung devonischer Basaltergüsse und zugehöriger Tuffe, die in verschiedenen Niveaus vorkommen, Leithorizonte zu finden, die erlauben, die breiten Fjorde zu überbrücken.

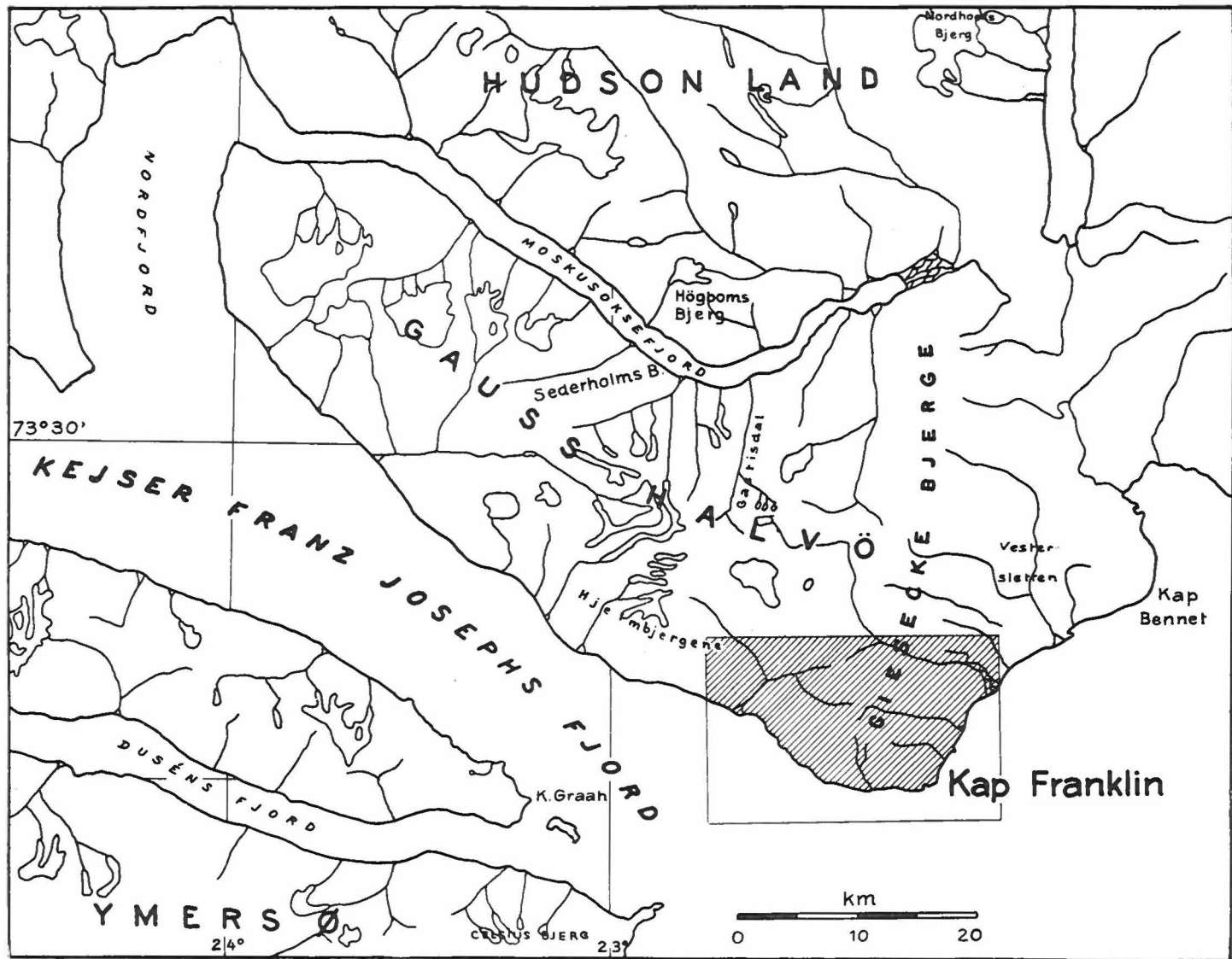


Fig. 1. Übersichtskarte der Gauss Halvö (nach der Karte des geodätischen Institutes in Kopenhagen).

Die in der östlichen Gauss Halvö ausgeführten Untersuchungen zeigen, dass auch dort die Einteilung in Seriengruppen, die unten und oben von Diskordanzen oder grösseren Schichtlücken begrenzt sind, durchführbar ist. Nur treten in den mitteldevonischen Gesteinen des Kap Franklingebietes lokale Besonderheiten hinzu. Und vorderhand lassen sich die dort definierten Serien nicht sicher mit denen des Moskusoksefjordes verbinden. Dies kann erst erfolgen, wenn die neueren Feldaufnahmen am Moskusoksefjord ausgewertet sind und die Kartierung des Devongebietes einigermaßen abgeschlossen ist.

Im folgenden sollen einige Arbeitsprobleme formuliert werden, die sich, auf Grund der bisherigen Kenntnisse über das Kap Franklingebiet, für die Untersuchungen vom Sommer 1950 stellten.

A. Die sedimentären Devonserien des Kap Franklingebietes.

Wenige Kilometer westlich der Basaltnase von Kap Franklin stiess MAYNC (1949) am Strand auf eine untere, gefaltete Devonsandsteinserie, deren Schichten an der Beobachtungsstelle mit ungefähr 30° gegen Nordwesten einfielen. Darüber, ebenfalls an der Küste, sah er ein diskordant aufliegendes Konglomerat, das sich gegen Süden, dem Fjorde zu senkte. Es fielen ihm darin die grossen, ungeordnet in eine rötliche Matrix eingebetteten Komponenten auf: Blöcke und eckige Brocken von Rhyolithen und von roten und grünen Devonsandsteinen. MAYNC bezeichnete die obere Ablagerung als »Kap Franklinkonglomerat«. Da er dieses nur an dieser einen Stelle sah, und es hangaufwärts keine Fortsetzung zu haben schien, hielt er es für das Relikt einer abgetragenen höhern Devonserie des Gebietes. Die in der Breccie enthaltenen devonischen Rhyolithe veranlassten MAYNC, sie mit den oberdevonischen Konglomeraten der roten Kap Graahserien auf Ymers Ø, in denen ebenfalls saure Eruptivtrümmer eingeschlossen sind, zu verbinden und später den Namen »Kap Franklinkonglomerat« wieder aufzugeben.

MAYNC beschreibt ein weiteres Devonprofil auf der Südostseite von Huitfeldts Bjerg, etwa 10 Kilometer nördlich von Kap Franklin. In diesem führt er zu unterst rote, glimmerhaltige Devonsandsteine an, darauf Porphyre und darüber, in der oberen Hälfte des Berges, Konglomerate und grobkörnige Sandsteine, die bis unter das Perm des Gipfelplateaus reichen. Die obere, grobklastische Serie bezeichnete er als »Randbølkonglomerat«. Er war im Zweifel darüber, ob er dieses mit dem oberdevonischen Kap Graahkonglomerat, d. h. der Breccie bei Kap Franklin, oder, was ihm wahrscheinlicher schien, mit dem Konglomerat einer tieferen Devonserie am Moskusoksefjord vergleichen sollte. Über die Verbindung der Schichten von Huitfeldts Bjerg mit denjenigen an

der Küste westlich Kap Franklin geben weder die Beschreibungen MAYNCS noch die Karte von VISCHER (1949) genau Auskunft. Die Karte vermerkt aber die weite Verbreitung der Devongesteine (Sandsteine und saure Eruptive) im südlichen Teil der Giesecke Bjerger und an der Küste zwischen Kap Franklin und Margrethedal.

Die Aufnahmen bei Kap Franklin, am Süd- und Osthange des Berges Knuden, führten mich im Sommer 1948 zu folgenden Feststellungen: Die untere, gefaltete Sandsteinserie, die ungefähr 4 Kilometer westlich Kap Franklin an der Küste ansteht, setzt sich gegen Westen fort. Ihre Obergrenze steigt zunächst höher am Hang hinauf, um dann, einige Kilometer westlich des Knudedalen, wieder ans Meer abzusinken. Die gleiche Schichtserie steht auch nördlich von Kap Franklin an der Küste an und lässt sich dem Bergfusse entlang bis ins Randböldalen verfolgen. Dort wurden in ihrem oberen Teil mitteldevonische Fossilien gefunden.

Aber auch das Konglomerat, das westlich Kap Franklin der untern Serie aufliegt, — es soll im folgenden wieder als Kap Franklinkonglomerat oder Kap Franklinbreccie bezeichnet werden — setzt sich längs der Küste gegen Osten bis an den grossen Basaltflachgang des Kaps fort. Stellenweise durchbrechen mächtige Rhyolithgänge die Schichtgesteine und breiten sich als flache Decken darüber aus. Die diskordante Kap Franklinbreccie bildet eine verbreitete und wichtige stratigraphische Leitschicht. Über ihr liegt eine von konglomeratischen Bänken durchzogene Sandsteinserie, der Rhyolithergüsse und vulkanische Tuffe eingefügt sind. Sie steht im Südhange des Berges Knuden an, und es fallen darin vor allem zwei, je ungefähr 50 bis 60 Meter mächtige Lagen von rot anwitternden »Porphyren« auf. Darüber liegt, an der Basis einer porphyrfreien Sandsteinserie, in ungefähr 660 Meter Höhe, ein rotes Konglomerat.

Die ganze Gesteinsfolge weicht so stark von derjenigen der Kap Graahserien auf der benachbarten Ymers Ø ab, dass es mir unmöglich war, die beiden als synchron zu betrachten. Trotz eifrigem Suchen gelang es aber nicht, Fossilien für eine Altersbestimmung zu finden. Es schien deshalb besser zu sein, die erste von MAYNCS angewandte Bezeichnung wieder aufzunehmen und den ganzen Schichtenkomplex mit seinen Breccien, Konglomeraten, Sandsteinen, sauren Laven und Tuffen als »Kap Franklinserien« zu bezeichnen. Die stratigraphische Stellung innerhalb der devonischen Schichtenfolge blieb vorderhand noch unbestimmt, und es wurde vermieden, über ihr Alter zu diskutieren. Erst sollten durch neue Beobachtungen weitere Unterlagen beschafft werden.

Die Profilaufnahme MAYNCS an Huitfeldts Bjerg konnte in einem Punkte präzisiert werden. Die tieferen, unter den Quarzporphyren hervortretenden Sandsteine liessen sich mit den fossilführenden und als mitteldevonisch bestimmten Schichten im mittleren Randböldalen ver-

binden. Über den Porphyren fand ich im Sommer 1948, zwischen den Bänken der Randbölkonglomerate, einen schlecht erhaltenen Fossilrest. Dieser gab Anlass, die Konglomerate mit Vorbehalt als unterpermisch zu bezeichnen (BÜTLER 1949, p. 18). Doch war diese Bestimmung unsicher und hat sich in der Folge als unrichtig erwiesen.

Im Sommer 1948 gelang es auch mir nicht, die Serien von Huitfeldts Bjerg mit denen von Kap Franklin zu verbinden. Der Saxos Bjerg mit seinen grossen Rhyolithdecken und Gängen und der Vildbjerg mit unregelmässig gefalteten und hoch aufsteigenden Mitteldevonschichten unterbrachen den Zusammenhang. So stellten sich für die Arbeit vom Sommer 1950 die Aufgaben, durch Fossilfunde das Alter der Kap Franklinserien zu bestimmen und dasjenige der Randbölserien zu verifizieren. Da es sich teils um vulkanische, teils um grobklastisch-fluviatile Ablagerungen handelt, war die Aussicht, bestimmbare Fossilien zu finden, gering. Ferner war abzuklären, wie sich die Schichten vom Huitfeldts Bjerg gegen Süden fortsetzen. Hiezu mussten die strukturellen und stratigraphischen Verhältnisse der Berge zwischen Kap Franklin und Randböldalen untersucht werden. Hier mussten grössere Lagerungstörungen vorhanden sein.

B. Die devonischen Eruptivgesteine.

In der Schrift »On the Pre-Permian Basement of the Giesecke Mountains« kam MAYNC (1949b) auf die Granite im nördlichen Teil der Giesecke Berge und des östlichen Moskusoksefjordes zu sprechen. Von KOCH, BACKLUND, VISCHER und anderen waren sie als kaledonisch¹⁾ bezeichnet worden. MAYNC dagegen vertrat, auf Grund von Beobachtun-

¹⁾ Der Untergrund und die Liefergebiete der devonischen Sandsteine und Konglomerate bestehen aus spätpräkambrischen, kambrischen und unterordovicischen Sedimenten, sowie metamorphen Gesteinen, Migmatiten und Graniten, die zur Zeit der Faltung der Sedimente entstanden und emporgedrungen sind. Die jüngste der gefalteten Gesteinsserien ist die Narwhalsund-Formation, die nach POULSEN (1951) zum obersten Canadian gezählt werden muss. Auf den gefalteten Gesteinen liegen über einer Denudationsfläche diskordant die Schichten des Mitteldevons. Die Faltung der Gesteine des Untergrundes, sowie die Entstehung des Kristallins wird als »kaledonisch« im weiteren Sinne bezeichnet. Da bis jetzt keine Sedimente des oberen Ordoviciums und des Gothlandiums in Zentral-Ostgrönland gefunden wurden, lässt sich nur feststellen, dass die Faltung nach der Ablagerung der Narwhalsund-Formation und vor dem Mitteldevon stattfand. KOCH (1934) und WEGMANN (1935) bezeichneten die Faltung als takonisch. Die Faltungsbewegungen, die während des Mittel- und Oberdevons die Old Red-Schichten Ostgrönlands verschoben haben, zum letztenmale am Ende des Devons oder zu Beginn des Karbons, wurden als spätkaledonisch bezeichnet (BÜTLER 1935a). Sie werden zeitlich mit der akadischen Orogenese Nordamerikas korreliert. Sie schliessen die orogenen, gebirgsbildenden Vorgänge in Zentral-Ostgrönland ab.

gen, die er im nördlichen Teil der Giesecke Bjerge gemacht hatte, die Ansicht, dass diese Granite, oder mindestens ein Teil von ihnen, als intra-oder postdevonisch zu betrachten seien. Ich besuchte 1948 die von MAYNC beschriebenen Lokalitäten, konnte aber nicht in allen Teilen seinen Schlussfolgerungen zustimmen. In den nördlichen Teilen der Giesecke Bjerge fehlen anstehende Devonsandsteine und die von MAYNC beobachteten Sandsteineinschlüsse im Granit könnten ebenso gut aus der Eleonorebay-Formation wie dem Devon stammen. An der für MAYNC entscheidenden Stelle (1949b, p. 26) war kein einwandfreier Beweis für das devonische Alter des Granites zu erbringen. Was die Vorkommen am Moskusoksefjord anbetrifft, auf die sich MAYNC im weiteren bezieht (Ankerbjerg, La Cours Bjerg), so handelt es sich bei den dunkeln, sandigen Schiefen, die von den Graniten durchdrungen sind, ohne jeden Zweifel um Quarzitschiefer aus der präkambrischen Eleonorebay-Formation. Hier lässt sich nichts finden, das zu Gunsten eines devonischen Alters der Granite spricht. Granitgerölle kommen in den Basiskonglomeraten des dortigen Devons vor. Jedoch stiess ich, am Ende der Sommerarbeit von 1948, bei der Begehung des Berghanges unmittelbar nördlich Kap Franklin, am Ostabhang des Berges Knuden, auf ein kleineres, von Devon umrahmtes Granitmassiv. Es handelt sich um einen hellen, fein — bis mittelkörnigen Granit, der mit mitteldevonischen Sandsteinen im Kontakte steht. Es war aber nicht mehr möglich, die Ausdehnung zu kartieren und die Alterstellung zu den jüngeren Serien des Gebietes abzuklären. Es schien, als ob die flachen Rhyolithergüsse der Kap Franklinserien gegen Osten in den Granit einmündeten. Die Ansicht MAYNCs, dass in den Giesecke Bjergen devonische Granite anstehen, fand sich zum Schlusse bestätigt.

Auf ein weiteres Granitvorkommen stiess ich an der Küste, ungefähr 3 Kilometer westlich Kap Franklin. Eine Gruppe von niedrigen, aber auffallend steilen Felskuppen schliesst eine flache Strandstrecke gegen Westen ab. Die Hügel bestehen aus hellrotem, grobkörnigem Granit. Er ist von grünlichen Schlieren und schieferigen, gneisartigen Lagen durchzogen. Hangwärts überlagert die Basisbreccie der Kap Franklinserien auf einer Abrasionsfläche den Granit und enthält massenhaft Trümmer der Unterlage. Da westlich des Granitvorkommens die Breccie bis ans Meer hinunter reicht, war der Kontakt mit der in der Nähe anstehenden untern Devonserie nicht zu sehen. Es schien, als sei hier die Unterlage der tieferen Sandsteine entblösst.

Die sauren Effusive, die an der Küste teils als Stöcke und Gänge, teils als Ergüsse anstehen, wurden von BACKLUND im Jahre 1929, während eines nur zweitägigen Aufenthaltes, schematisch kartiert. Er bezeichnete sie als tertiär. MALMQUIST hat das Material petrographisch bearbeitet und im Verein mit BACKLUND 3 verschiedene Gruppen von

Rhyoliten unterschieden (BACKLUND und MALMQUIST 1935). VISCHER und MAYNC, die im Jahre 1938 die Vorkommen genauer kartierten und weitere Porphyrolokalitäten fanden, kamen zur Überzeugung, dass die sauren Eruptivgesteine bei Kap Franklin intradevonische Bildungen seien. Sie verglichen sie mit den von BÜTLER als oberdevonisch bestimmten Eruptiven von Ymers Ø und des westlichen Moskusoksefjordes. RITTMANN (1940) wies darauf hin, dass die Kap Franklingesteine auch weitgehend mit den mittel- oder unterdevonischen Kap Fletchereruptiven des Canning Landes übereinstimmen. Die Unterlagen für diese Vergleiche entnahm er den Publikationen von BACKLUND und MALMQUIST und von NOE-NYGAARD (1937).

Es fällt auf, dass die Basisbreccie der Kap Franklinserien massenhaft Rhyolithtrümmer enthält und selber wieder von Rhyolithgängen durchschnitten und von Decken überlagert wird. Schon BACKLUND nahm mehrere Ausbruchphasen der sauren Gesteine an. Offensichtlich ist ein Teil der Rhyolithe etwas älter als die Kap Franklinserien, ein anderer gleich alt wie sie, und am Übergang vom Randböldalen zum Margrethedal wurden 1948 Tuffe und Gänge gefunden, die etwas jünger sind. Mit der stratigraphischen Fixierung der Kap Franklinserien wird auch das Alter des rhyolithischen Vulkanismus im Kap Franklingebiet weitgehend bestimmt.

C. Die geologische Position des Kap Franklingebietes.

Die Bruchschollen, die das Küstengebiet von Zentralostgrönland zusammensetzen, bilden, wie VISCHER zeigte (1940, 1943), eine antithetische Schollentreppe. Diese ist aus einem Segment des ostgrönländischen takonischen Gebirges herausgeschnitten worden. Vor dieser gestuften Bruchbildung wurde das Gebiet durch spätkaledonisch-akadische, orogene Bewegungen verjüngt, und in einer grossen, intramontanen Senke lagerten sich mächtige Old Red-Bildungen ab. Die grosse Bruchbildung setzte im Oberdevon ein und führte, von der Karbonzeit an, zu einer Absenkung des Ostgebietes. Durch die stratigraphisch-lithologischen Untersuchungen, vor allem von MAYNC (1942, 1947, 1949a), und die tektonischen Aufnahmen von VISCHER ist der Zerlegungsverlauf am zentralostgrönländischen Kontinentalrand vom Perm bis ins Tertiär in den grossen Zügen bekannt geworden. Die letzten grossen Bewegungen an den Bruchlinien traten im Tertiär auf.

Die östliche Gauss Halvö, die von MAYNC als Gieseckeblock bezeichnet wurde, liegt in dieser Schollentreppe zwischen zwei grossen, ungefähr in Nordsüdrichtung verlaufenden Brüchen: der postdevonischen Hauptverwerfung VISCHERS im Westen und dem Gieseckebruch KOCHS (1929) im Osten. Ostwärts folgt die tiefer gesunkene »Hold with

Hope-Scholle«, westwärts die höhere, von Devonablagerungen überdeckte grosse »Mittelscholle«. Morphologisch gesehen gehört diese bereits zum Hochland, geologisch betrachtet bildet sie ein Mittelstück zwischen der jüngern, antithetischen Schollentreppe des Aussengebietes und den von takonisch und acadisch gefalteten Gesteinen aufgebauten Hochschollen im innern Fjord- und Nunatakgebiet. Die Bezeichnung »Gaussblock«, die gelegentlich für die westliche Gauss Halvö angewendet wurde, ist insofern nicht zutreffend, als diese nur einen Teil der Mittelscholle, die ein viel grösseres Gebiet umfasst, ausmacht.

Das Aussehen der postdevonischen Hauptverwerfung ändert sich innerhalb der Gauss Halvö. Im Norden ist der Hauptbruch ein Stück weit von einem tiefen, schmalen Graben, dem Prospekt-Gastisdal-Graben, begleitet. Dieser beginnt an einer einfachen, spitzwinkligen Bruchgabelung beim Salèvebjerg im Hudson Land; der Mittelteil ist tief eingesunken. Gegen Süden, im obern Gastisdal, knickt der östliche Rand scharf nach Südosten um, wodurch sich der Graben rasch verbreitert und an Tiefe verliert. Im Gebiet des Margrethedal-Inderdalen ist nichts mehr von der Karbonfüllung des Grabens zu sehen. Der westliche Rand, der den Hauptbruch bildet, streicht in südlicher Richtung an den Kejser Franz Josephs Fjord. Das marine Perm überdeckt ohne jede Störung sowohl das Devon des östlichen Grabenrandes wie auch das abgesunkene Karbon. Der Bruch ist also jünger als Oberkarbon und älter als Oberperm.

Östlich von Harders Bjerg, unter dem Basaltplateau des Punktes 1181, hört der Gastisdal-Graben auf. Dafür stellen sich westlich der Hauptverwerfung Bruchlinien ein, und die höhere Scholle bricht stufenweise gegen Osten ab. Obrutschews Bjerg und Evans Bjerg sind schmale Stufen in dieser Treppe. Da die Brüche südwärts auseinanderweichen, verbreitert sich diese, und südlich von Kejser Franz Josephs Fjord ist sie in ein breites Bruchfeld auseinandergezogen.

An der Stelle, wo Graben- und Treppenbruch sich ablösen, ist die Gieseckescholle weniger tief abgesunken als nördlich und südlich davon. Und von dieser Stelle aus, am Ostfuss von Harders Bjerg, zieht sich ein flacher First quer durch die östliche Gauss Halvö.

Am Gieseckebruch tritt der gehobene, östliche Rand der Gieseckescholle als Höhenzug heraus. Die Verwerfungen und Flexuren, die daran im südlichen Teil zu sehen sind, streichen in Nordsüdrichtung. Die Geländestufe weist aber die Richtung Nord 10° Ost auf. Dies darum, weil sich die Bruchzone aus gestaffelten Nordsüdverwerfungen zusammensetzt.

Der Sockel der Gieseckescholle, soweit er anstehend ist, besteht zur Hauptsache aus mehr oder weniger stark gefalteten, devonischen Gesteinen, das Dach dagegen aus flach darüber liegenden Schich-

ten des Oberperms, der Eotrias, der Mittelkreide und grossen, jüngern Basaltflachgängen. Diese Deckschichten sind ihrerseits zu einer flachen, asymmetrischen Mulde verbogen, die sich über die ganze Breite der östlichen Gauss Halvö ausdehnt. Diese breite Schichtenrinne streicht vom östlichen Moskusoksefjord in südwestlicher Richtung an den Kejser Franz Josephs Fjord. Von beiden Fjorden aus steigt die Muldenlinie landeinwärts an, im Süden stärker als im Norden und kulminiert auf der oben genannten Firstlinie, nordwestlich des Firkanten; Ulvedal und unteres Margrethedal folgen der Muldensenke.

Ferner zeigen die Permschichten eine Kippung der Gieseckescholle an. Deren Ostkante ist gehoben und zwar am stärksten im südlichen Teil. Die Permschichten fallen vom Ostrand der Giesecke Bjerger langsam in die Ulve-Margrethedalmulde ab, von dort steigen sie rasch gegen Westen zur Hauptverwerfung auf, an der sie flexurartig abgebogen sind.

Im Sockel der Gieseckescholle treten in den Devonschichten verschiedene, nach Alter, Richtung und Strukturtypen von einander abweichende Falten auf. Doch ist das Kap Franklingebiet zu klein, um von ihm aus weitgehende Schlüsse auf die regionaltektonischen Verhältnisse zur Devonzeit zu ziehen. Wenn es aber gelingt, die Devonserien der östlichen und der westlichen Gauss Halvö über die Brüche hinweg miteinander zu verbinden und die geologischen Ereignisse in den beiden Arealen aufeinander abzustimmen, wird es möglich sein, eine stratigraphische Gliederung für das ganze, heute sichtbare Gebiet des ostgrönländischen Old Reds aufzustellen, eine Übersicht der orogenen Geschehnisse zur Devonzeit zu geben und einen Bauplan des zusammengepressten Devontroges zu entwerfen.

II. EINZELPROFILE DES KAP FRANKLIN GEBIETES

A. Geographisches.

Als Kap Franklingebiet wird in der vorliegenden Beschreibung derjenige Teil der südöstlichen Gauss Halvö bezeichnet, der vom Margrethedal und untern Randböldalen, sowie der Küstenlinie zwischen Kap Franklin und den Deltas der beiden Täler umgrenzt ist. Das Gebiet umfasst ein Bergland von ca. 165 Km² und kulminiert mit 1200 Meter Meereshöhe im Berge Knuden. Der in Ostwestrichtung verlaufende Einschnitt des Röde- und Vilddalen zerlegt das Areal in ein grösseres südliches und ein kleineres nördliches Flächenstück. Das südliche bildet ein welliges Hochplateau mit kurzen tiefen Taleinschnitten und steilen Hängen. Das Østreplateau und die Höhenpunkte 1050 und 1200 (Knuden) gehören zu diesem Teil. Vom Knuden aus zieht sich auf der Südseite des Vilddalen ein schmaler Berggrat nach Osten. Er wird in den Beschreibungen Vildbjerg benannt und das tiefe, schluchtartige Tal, das den südwestlichen Fuss des Knuden durchschneidet, wird als Knudedal bezeichnet. Der nördliche Gebietsteil besteht nur aus einem langgestreckten Höhenzug, dem Saxos Bjerg, der als breiter Rücken zwischen Margrethe- und Rödedal gegen Osten auf 1050 Meter ansteigt, dann in einen schmalen Berggrat übergeht und im Osten, vom Höhenpunkte 940 aus, steil gegen das Meer abfällt.

Zur Namengebung der Lokalitäten sei folgendes bemerkt: Das Kap Franklingebiet ist auf zwei Karten, die einen grösseren Masstab aufweisen, dargestellt. Auf der norwegischen, im Masstabe 1:200 000 (Oslo 1932), ist nur ein Teil des Untersuchungsgebietes abgebildet. Auf derjenigen des dänischen geodätischen Institutes (73 Ö1, Hold with Hope) in 1:250 000, gedruckt 1938 und 1952 revidiert, ist die ganze Landfläche kartiert. Die beiden Karten weisen verschiedene Namen für die gleichen Lokalitäten auf. In den nachfolgenden Beschreibungen werden die offiziell anerkannten Namen der dänischen Karte verwendet. Es sind aber darin im Bereich der Giesecke Bjerge nur wenige Bezeichnungen eingedruckt. MAYNC hat (1949 und früher) in seinen Darstellungen neue Lokalnamen eingeführt, sie werden auch hier verwendet. An neuen Namen werden »Vildbjerg« und »Knudedal« vorgeschlagen. Für

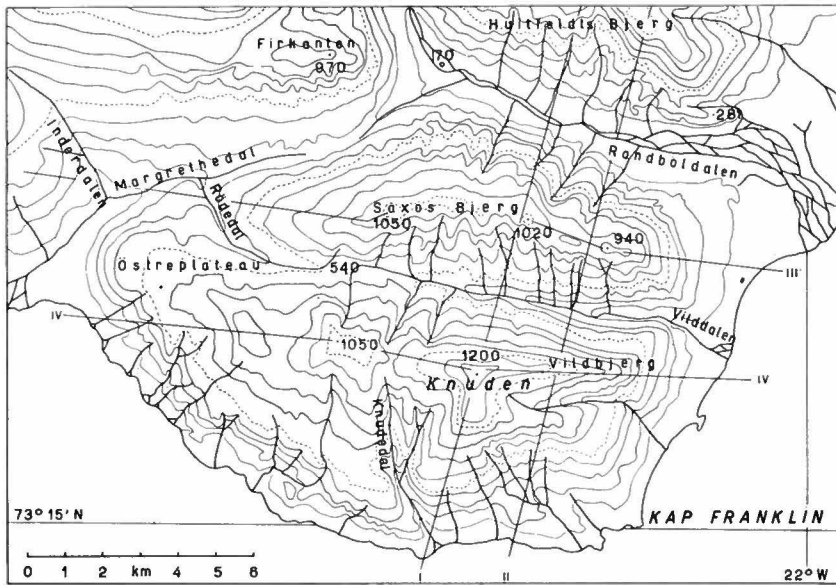


Fig. 2. Topographie und Ortsnamen des Kap Franklingebietes (gezeichnet auf Grund der Karte des geodätischen Institutes in Kopenhagen). Kurvenabstand 100 Meter
Die Linien I bis IV geben den Verlauf der Profile der Tafel VII an.

die Profilingaben werden die kleinen Bacheinschnitte längs der Küste in den Skizzen alphabetisch numeriert. Nach den vom Navneudvalget festgesetzten Regeln ist bei den geographischen Lokalbezeichnungen stets die anerkannte dänische Namensform zu verwenden, wie z. B. Huitfeldts Bjerg, Randböldalen, Kejser Franz Josephs Fjord etc. Es ergeben sich daraus für den deutsch geschriebenen Text gewisse sprachliche Unzukömmlichkeiten, für die der Autor keine Verantwortung trägt.

Es war notwendig, in die Beschreibung der typischen Lokalitäten auch den Huitfeldts Bjerg, der auf der Nordseite des Randböldalen liegt, einzubeziehen, ebenso das Vestreplateau und den Obrutschews Bjerg westlich des Margrethedal. Zuerst wird der Huitfeldts Bjerg beschrieben, weil dessen Aufbau sehr übersichtlich ist und sich an ihm die stratigraphische Einteilung der mitteldevonischen Serien des Kap Franklingebietes ableiten lässt. Dann folgen die Profile vom Saxos Bjerg, die bis ins obere Margrethedal, sogar bis ins Inderdalen ausgedehnt werden, um eine Verbindung mit dem westlichen Teil des Gieseckeblockes herzustellen. Eingehender werden dann die Lokalitäten in der Umgebung von Kap Franklin und hernach der Küstenstreifen bis zum Margrethedal beschrieben. Zum Schluss kommen das Vestreplateau und Obrutschews Bjerg an die Reihe, und es wird dabei eine stratigraphisch-tektonische Verbindung, über die grosse Verwerfung hinweg, mit der westlichen Gauss Halvö angestrebt.

B. Huitfeldts Bjerg.

(Tafel III und VII).

Dem Beschauer, der von Südosten her den Huitfeldts Bjerg betrachtet, fällt die deutliche Gliederung im geologischen Bau des Berges auf. Den Fuss bildet eine leuchtend rotbraun angewitterte Felsmasse von Eruptivgesteinen, darüber liegen gut geschichtete, von schwarzen Basaltgängen unregelmässig durchschnittene Sandsteine und Konglomerate, und oben schliesst ein Plateau aus mächtigen Basaltsills, in denen Zwischenlagen von Sedimenten zu erkennen sind, das Profil ab. Steigt man an der Südostkante den Berg hinauf, so stösst man, oberhalb der breiten, alten Deltaterrassen, in den kleinen Bachrunsen auf schwarze, glimmerreiche Schiefer. Nach MAYNC und VISCHER handelt es sich um Schichten der Mittelkreide. Im untern Teil des Hanges fallen sie schwach, weiter oben stärker, bis auf etwa 15° zunehmend, gegen Osten ein. Ein mächtiger basaltischer Lagergang ist den Schiefeln eingefügt, und ein Schwarm von parallel verlaufenden, ein bis anderthalb Meter mächtigen Basaltdykes durchsetzt sowohl die Schiefer wie den Lagergang. Die Steilgänge streichen ungefähr zwischen Nord und Nord 10° Ost, folgen also der Richtung der Verwerfungszone, die am Ostrande der Giesecke Bjerge durchzieht. Dann stösst man, in ungefähr 250 Meter Höhe, auf rote, im Anschlag aber graue und grünliche Rhyolithe. Der Kontakt mit den Kreideschiefeln ist durch Gehängeschutt verdeckt, doch sind ohne Zweifel die Eruptive gegen Osten durch eine Verwerfung abgegrenzt. Da die schwarzen Schiefer auch zwischen den Basalten des Gipfelplateaus anstehen, lässt sich abschätzen, dass sie an der Gieseckeverwerfung über 800 Meter tief abgesunken sind. Da sie ostwärts noch weiter abfallen, mag die Denivellierung wohl gegen 1000 Meter ausmachen.

1. Die Randbölserien.

Ein kleiner Bachlauf durchbricht an der Südostkante des Berges (siehe Fig. 4), beim Punkt 281 der Karte, in einer Schlucht die Rhyolithe. Bergwärts biegt das Tälchen gegen Westen um, zieht sich in den südlichen Hang hinauf und markiert die Grenze zwischen den Eruptiven und den sie überlagernden Sedimenten. Die beiden sind hier durch eine kleine Verwerfung gegeneinander versetzt, der nordwestliche Teil ist abgesenkt. Von ungefähr 250 Meter Höhe an stehen auf der Bergseite des Tälchens rote und grüngraue, schieferige Sandsteine an. Sie liegen fast horizontal und werden konkordant von Konglomerat- und Breccienbänken überlagert. MAYNC nannte sie die »Randbölkonglomerate« (1949). Wir werden die ganze Gesteinsfolge, die über den sauren Vulkaniten liegt und feinere und gröbere Sandsteine, vor allem aber Konglomerate umfasst, die Randbölserien nennen und sie als Glied in die Reihe der Devonstufen des Kap Franklingebietes einordnen.

Der untere Teil der Randbölserien besteht aus einer Wechsellagerung von graugrünen und roten, glimmerhaltigen Sandsteinen und groben Breccien. Bei den letzteren handelt es sich offensichtlich um verschwemmte und verfestigte Schuttströme. Viele Trümmer sind etwas gerundet, die grösseren etwa kopfgross, doch trifft man einzelne Blöcke von mehr als einem halben Meter im Durchmesser. Da sie leicht aus dem Verband herauswittern, überdecken sie an flacheren Stellen den Berghang. In diesem Schuttmaterial dominiert ein grobkörniger, rötlicher Muskowitgranit, der zu einem groben Grus verwittert und dem Hang einen auffälligen, lilafarbenen Ton gibt. Neben Granit findet man Gneise, Quarzite und Kalke der Eleonorebay-Formation, daneben rote und graue Devon-sandsteine und Porphyrrümmer aus dem Liegenden.

In den mittleren und oberen Teilen der Randbölserien dominieren Sandsteine von verschiedener Färbung: graugrüne, lilafarbene, und oben vor allem graugelbliche Quarzsandsteine. Die Schichten liegen an der südöstlichen Seite von Huitfeldts Bjerg ziemlich flach und reichen bis an die Basaltlagen des Gipfelplateaus hinauf, sodass die Randbölserien hier, nach den Angaben von MAYNC, mit ungefähr 600 Meter vertreten sind.

Gegen Westen stehen die Schichten der Randbölserien im Südhang des Berges auf einer Strecke von ungefähr 4 Kilometer, bis zum ersten grösseren Bacheinschnitt an. Kleine Verwerfungen, die teilweise parallel zum Hang streichen, haben die Rhyolithe und die Konglomerate gegeneinander verstellt. Folgt man aber den kleinen Bacheinschnitten des Berghanges, so stellt man überall fest, dass Effusivgesteine und vulkanische Tuffe das Liegende der Randbölserien bilden, nirgends sind Porphyre in das Hangende aufgestiegen. Die Randbölserien sind sicher jünger als die vulkanischen Gesteine. Sandsteine und Breccien liegen einer unebenen, zum Teil mit steilen Felskuppen versehenen Fläche auf.

Am grossen Bacheinschnitt, an dem die Randbölserien gegen Westen austreichen (vergl. BÜTLER 1949, Pl. 3, Fig. 2), richten sich die Schichten mit den darunter liegenden Rhyolithbänken bis zu 40 Grad gegen Westen auf. An dieser Stelle ist die Basisbreccie besonders gut aufgeschlossen, es treten darin Blöcke bis zu 70 Zentimeter im Durchmesser auf: Granite, Bändergneise, Amphibolithe, Devonsandsteine und Rhyolithe.

Auf der Ostseite des Berges treten an einem Bacheinschnitt die Randbölkonglomerate in ungefähr 390 Meter Höhe unter dem Schutt-mantel heraus. Es sind die Basisbreccien, die, ungeordnet und ungeschichtet, stark zersetzten, bankigen Rhyolithen aufliegen. Blöcke von grauweissen und von rosafarbenen Graniten, bis zu einem Meter im Durchmesser, sind in Trümmermaterial eingebettet, in dem alle Korngrössen vertreten sind. Die Ablagerung muss zweifellos mit der Heraus-

hebung eines benachbarten Granitmassives in Zusammenhang stehen, dessen Verwitterungsschutt bei periodischen Regengüssen verschwemmt und nach einem kurzem Transport wieder abgelagert wurde. Schmale Basaltdykes, mehr oder weniger parallel zum nahen, ostwärts gelegenen Gieseckebruch, durchschneiden glatt sowohl die Rhyolithe wie die Fanglomerate (vergl. Fig. 3).

In einer Sandsteinlage zwischen den Breccien wurde im Sommer 1948 auf der Südseite des Berges ein schlecht erhaltener Fossilrest gefunden. Unter grossem Zeitaufwand wurde im Sommer 1950 das Fossilsuchen fortgesetzt und es ist zuerst P. GRAETER gelungen, in losen, angewitterten Blöcken, Fischreste zu finden. Aus dem sich schieferig spal-

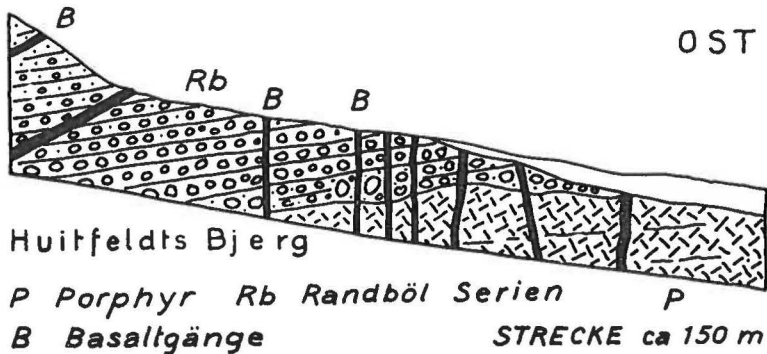


Fig. 3. Die Auflagerung der Randbölkonglomerate auf den Quarzporphyren der Kap Franklinserien an der Ostseite von Huitfeldts Bjerg.

tenden Gestein liessen sich einige Fossilstücke herausbringen. In ungefähr 350 Meter Höhe, an der Südostkante des Berges, wurden die anstehenden Schichten gefunden: ein harter, feinkörniger Kieselkalk, als limnische Ablagerung zwischen groben Konglomeraten. E. JARVIK hat das Material durchgesehen und nach seinen Angaben sind darin folgende Fossilreste enthalten:

Mehrere Platten von *Asterolepis* sp., die an *A. säve-söderberghi* erinnern, Reste eines kleinen *Osteolepiden*, die Ähnlichkeit mit *Thursius macrolepidotus* besitzen und *Glyptolepis* sp. Da, paläontologisch-stratigraphisch betrachtet, nur ein unvollkommenes Material vorliegt, lässt sich keine genauere Horizontbestimmung durchführen. Nach E. JARVIK handelt es sich um eine mitteldevonische Serie, und die früher gemachte Angabe über das mögliche unterpermische Alter der Randbölserien muss in diesem Sinne berichtigt werden.

Die Randbölserien sind nach dem Feldbefund zweifellos die jüngsten Devonserien im südlichen Teil der Giesecke Bjerge. Sie liegen über den Porphyren und diese über dem Mitteldevon, das im mittleren Randböldalen Reste von *Crossopterygii*, vor allem der Art *Gyroptychius groenlandicus* JARVIK, geliefert hat.

2. Die Kap Franklinserien.

Der geologischen Karte von VISCHER (1949) ist zu entnehmen, dass der Südfuss von Huitfeldts Bjerg aus devonischen Eruptiven besteht. In der Literatur sind die sauren Gesteine, die in der Nähe von Kap Franklin anstehen, als Rhyolithe, Liparite, auch als Quarzporphyre bezeichnet worden. Meist zeigen sie eine porphyrische Textur mit Feldspat- und Quarzeinsprenglingen, es kommen aber auch Gesteine mit körnigem, granitähnlichem Gefüge und solche von felsitischem Habitus vor, daneben vulkanische Tuffgesteine verschiedener Art. Oft trifft man in den Porphyren, Gängen wie Ergüssen, kugelige Absonderungen. An der Basis von Decken kommen sie manchmal lagenweise vor und geben dem Gestein ein konglomeratisches Aussehen. Diese Sphärolithe sind von BACKLUND und MALMQUIST eingehender beschrieben worden (1935). Von BACKLUND liegt für das Küstengebiet westlich von Kap Franklin eine feldgeologische und von MALMQUIST eine petrographische Untersuchung vor.

Bei der Darstellung der geologischen Verhältnisse wird hier nicht näher auf den petrographischen Charakter der vulkanischen Gesteine der Kap Franklinserien eingetreten, es bleibt dies der Bearbeitung des Materials durch P. GRAETER vorbehalten. Im folgenden werden die Gesteine als Rhyolithe, Quarzporphyre oder auch einfach als Porphyre bezeichnet.

Die Karte von VISCHER zeigt die Verbreitung der sauren Eruptivgesteine im südlichen Teil der Giesecke Bjerge. In einigen Details ist sie abzuändern und durch einige weitere Porphyrvorkommen zu ergänzen. Die sauren Effusive mit den zugehörigen Gängen, Decken und Tuffen bilden die Leitgesteine einer für dieses Gebiet charakteristischen Seriengruppe des Devons.

Am Fusse von Huitfeldts Bjerg, auf der Nordseite des untern Randböldalen, stehen die Rhyolithe auf einer Länge von ungefähr 4 Kilometer an. Von der Südostecke des Berges aus kann man sie auch nach Norden, bis zum Sindalen verfolgen, doch sind sie auf dieser Seite des Berges mit Gehängeschutt und Moränen überdeckt. Im Osten sind sie von der Verwerfung abgeschnitten und versenkt worden. Nach Süden setzen sie sich im Saxos Bjerg fort und erscheinen wieder, nach einer Unterbrechung durch den Vildbjerg, an den Küstenhängen westlich Kap Franklin. Dort ist vor allem die diskordante Auflagerung der Rhyolithserien auf den tieferen Devonschichten und ihre stratigraphische Mittelstellung sichtbar. In den folgenden Beschreibungen werden sie deshalb als »Kap Franklinserien« bezeichnet. Am Huitfeldts Bjerg sind sie, wie bereits gezeigt wurde, von den jüngern Randbölserien überlagert.

Die Bachrunsen durchschneiden auf der Südseite von Huitfeldts Bjerg bald rot, bald orange oder grün anwitternde Porphyre. Bei den Profilaufnahmen stellt man sofort fest, dass es sich nicht um eine kom-

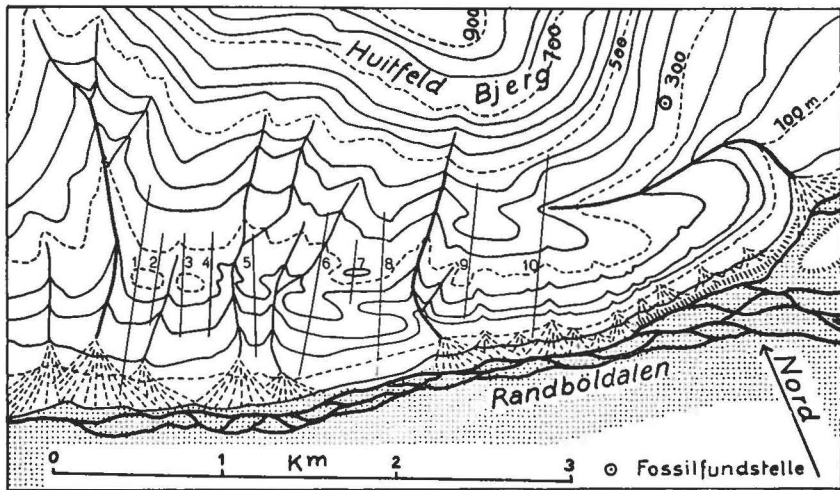


Fig. 4. Kartenskizze des Südostfusses von Huitfeldts Bjerg. Die Linien 1 bis 10 geben den Verlauf der Profile in Fig. 5 an. Vergleiche hiezu auch die Tafel VIII.

pakte Porphyrmassse handelt, wie man, aus der Entfernung betrachtet, vermuten könnte, sondern um eine Wechsellagerung von Ergüssen, Tuffen und fluviatilem Material. So wurde in einem der östlichen Bach-einschnitte von unten nach oben folgendes Profil notiert (siehe Fig. 5, Profil 9).

1. Über dem Bachschuttkegel, auf ungefähr 100 Meter Höhe, stehen massige, undeutlich gebankte Quarzporphyre an. Unter der braunroten Verwitterungsrinde ist das Gestein ausgebleicht und stark zersetzt. Im frischen Bruch ist es weisslich oder hell graugrün und weist grössere Quarzeinsprenglinge auf. In einigen Lagen finden sich massenhaft über faustgrosse, sphärolithische Gebilde, die den Eindruck einer Ansammlung vulkanischer Bomben machen.
- 2a. Auf den Porphyren liegt in 180 Meter Höhe ein grobblockiges, ungeschichtetes Porphyrkonglomerat. Es besteht ausschliesslich aus rundlichen oder ellipsoidischen, rotbraunen Porphyrblocken von 20 bis 60 Zentimeter Durchmesser. Es scheinen verschiedene Porphyrtypen vertreten zu sein. Die Füllung der Zwischenräume setzt sich aus kleinkalibrigem, porphyrischem Bruchmaterial zusammen, vermischt mit quarzreichem, feinkörnigem, grünlichem Sand, der von oben durch Spalten eingedrungen ist. Das Gestein erweckt den Eindruck einer Anhäufung grosser Porphyrbomben. Es handelt sich aber wohl eher um ein verfestigtes Blockfeld. Die Ablagerung erreicht eine Dicke von ungefähr 45 Meter.
- 2b. Darüber liegen gut geschichtete, quarz- und glimmerreiche Devon-sandsteine, eine Wechsellagerung von rotbraunen, schieferigen,

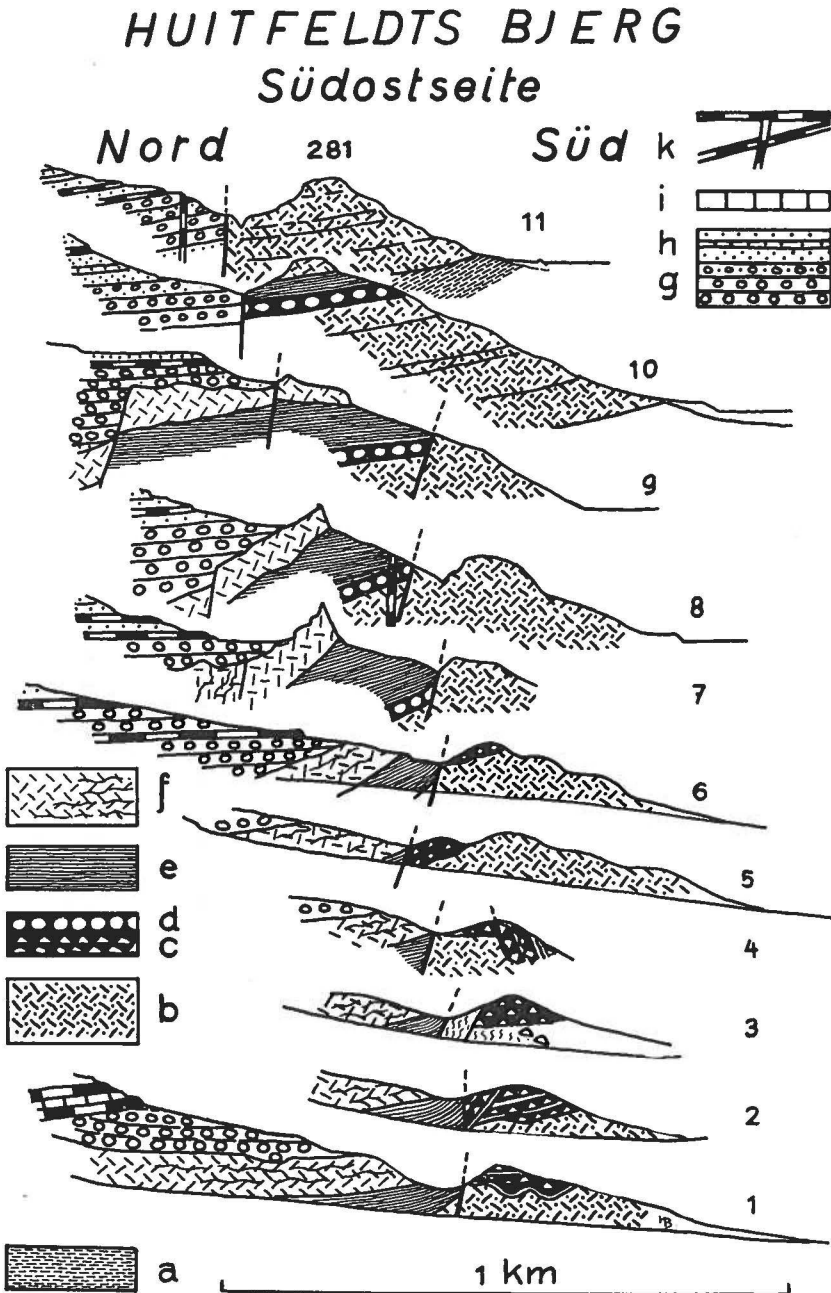


Fig. 5. Profile durch den Südostfuss von Huitfeldts Bjerg. Die Profiltracés sind in Fig. 4 eingetragen.

Legende: a Sandsteine der Vildtalserien. b bis f Gesteine der Kap Franklinserien: b untere Quarzporphyre, c Brockentuffe, d Porphyrkonglomerate, e Sandsteine, f obere Quarzporphyre (Ergüsse und Tuffe). g und h Randbölserien: g vorwiegend Konglomerate, h vorwiegend Sandsteine. i marines Oberperm, k junge Basalte.

cher feinkörnigen Sandsteinen mit graugrünen, kreuzschichtigen Lagen und grobkörnigen, bankigen Arkosen, die rotes Rhyolithmaterial enthalten. Auf den Schiefen sieht man Rippelmarken. Die Sandsteine liegen annähernd horizontal und sind längs der Profillinie ungefähr 75 Meter mächtig.

3. Sie werden in 300 Meter Höhe diskordant von einer Rhyolithdecke überlagert. Diese wittert im steilen Anschnitt des Hanges mit leuchtenden Farben (grün, orange bis zinnoberrot) an. Im Anschlag zeigt das Lavagestein im untern Teil blasige, im obern felsitische Beschaffenheit mit feinsphärolitischer Textur.
4. In 360 Meter Höhe überdecken Konglomerate der Randbölserien die vulkanischen Gesteine.

Man konstatiert also, dass eine untere Porphyrmasse, deren Lagerungsverhältnisse an dieser Stelle nicht abgeklärt werden konnten, von einem grobblockigen Porphyrkonglomerat und Sandsteinen fluviatiler Entstehung überlagert wird. Etwas jüngere, rhyolithische Ergüsse bilden den Abschluss der vulkanischen Serien und sind auf einer unebenen Erosionsfläche von den Randbölkonglomeraten überdeckt.

In den übrigen, gegen Westen folgenden Bacheinschnitten (siehe Fig. 5) wiederholen sich ähnliche Schichtfolgen, es treten aber in den Details Abweichungen auf. So ist das Porphyrkonglomerat gegen Westen durch polymikte Eruptivbreccien, d. h. Brockentuffe, die sowohl Porphyrrümpfer wie Sandsteinbrocken enthalten, ersetzt. Durch den ganzen Hang ziehen sich, zwischen den Porphyren, die roten Sandsteine hin; der unebenen Unterlage und der diskordanten Auflagerung der hangenden Eruptive wegen ändert sich ihre Mächtigkeit von Stelle zu Stelle. Die obere Rhyolithschwelle gegen Westen etwas an. Grob- und feinsphärolithische Lagen wechseln dort mit intensiv grün anwitternden Tuffen und zersetzten Ergüssen ab. An der Oberfläche der Laven sind wulstige Fließformen zu sehen. An einer Stelle wurde ein Block von 4 Meter Durchmesser des unter »2a« beschriebenen Porphyrkonglomerates als Auswürfling in den feineren Tuffen des oberen Rhyolithkomplexes angetroffen.

Bei den Gesteinen der Kap Franklinserien handelt es sich also zweifellos um Produkte vulkanischer Tätigkeit: Gänge, Ergüsse, gröbere und feinere Tuffe und Tuffite. Eine Sandsteinserie subaquatischer, fluviatiler Entstehung trennt hier die vulkanischen Ablagerungen in einen untern und obern Teil und gibt an, dass die vulkanischen Phasen durch eine Zeit der Abtragung und nachfolgender fluviatiler Aufschüttung unterbrochen wurden.

3. Die Vildtalserien.

Die Schichten der Randböl- und die Porphyrlagen der Kap Franklinserien liegen auf der Südseite von Huitfeldts Bjerg ziemlich flach. Sie

richten sich aber gegen Westen und Osten auf und bilden eine ungefähr 4 Kilometer breite, flache Mulde. Diese steigt gegen Süden an und setzt sich in den Saxos Bjerg fort. Unter den aufgebogenen Muldenschenkeln kommen im westlichen und südöstlichen Teil von Huitfeldts Bjerg rote und graue Devonsandsteine zum Vorschein, die ein von den obern Serien abweichendes Streichen und Fallen aufweisen. So z. B. unter den Porphyren am Bacheinschnitt an der Südostecke des Berges, unmittelbar westlich der Giesecke-Verwerfung. Dort fallen die untern Devonschichten mit ungefähr 18° gegen Nordwesten ein. Westlich der Porphyre ist die Diskordanz noch grösser und ihre Lagerung sehr unruhig; die untern Serien sind hier intensiv gefaltet.

Am Huitfeldts Bjerg ist nur der oberste Teil der tiefen Devonserien zu sehen. Es sind plattige, graugrüne, meist feinkörnige Sandsteine, abwechselnd mit roten, schieferigen Zwischenlagen, sodass die Schichtenfolge aus Entfernung gesehen grün und rot gebändert erscheint. Besser aufgeschlossen sind diese Serien an der Küste westlich Kap Franklin und vor allem im Vilddalen, wo ein zusammenhängendes Profil von über 1500 Meter Mächtigkeit aufgenommen wurde. Dieser untere Sandstein-komplex wird deshalb als »Vildtalserien« bezeichnet. Im mittleren Randböldal wurden darin 1948 Fossilien gefunden, die JARVIK (1950) als mitteldevonisch bestimmt hat. Es handelt sich um Schichten mit *Gyroptychius groenlandicus* JARVIK, die zum oberen Teil der Vildtalserien gehören.

4. Zusammenfassung.

Es lassen sich also am Huitfeldts Bjerg drei übereinanderliegende mitteldevonische Seriengruppen unterscheiden. Die untere, nach dem Ort der besten Aufschlüsse, als »Vildtalserien« bezeichnet, schliesst die Schichten mit *Gyroptychius groenlandicus* ein. Sie ist von den Quarzporphyren, Tuffen und Sandsteinen der teils vulkanisch-effusiven, teils klastisch-sedimentären »Kap Franklinserien« überlagert. In diesen liessen sich bis jetzt keine bestimmbareren Fossilien finden. Darüber folgen die grobklastischen »Randbölserien« mit *Asterolepis* und *Glyptolepis*, die ebenfalls als mitteldevonisch bestimmt wurden, sodass alle drei Seriengruppen in mitteldevonischer Zeit entstanden sind. Die beiden oberen sind im Huitfeldts Bjerg zu einer breiten, Nordsüd verlaufenden Mulde verbogen, währenddem die Vildtalserien eine kompliziertere Lagerung, die auf eine ältere Faltung schliessen lässt, aufweisen.

Die drei Seriengruppen werden der Reihe nach von der permischen Abrasionsfläche überschritten und von marinen Zechsteinschichten bedeckt.

C. Saxos Bjerg.

(Tafel I, II und IV).

Saxos Bjerg wurde von MAYNC der Höhenzug genannt, der auf seiner nördlichen Seite vom untern Randböldalen und obern Margrethedal, auf der südlichen vom Vilddalen und Rödedal begrenzt ist. Die Nordseite des Berges zeigt dem Geologen ein zusammenhängendes, gut aufgeschlossenes Ostwestprofil durch den präpermischen Sockel der südlichen Giesecke Bjerge. Darin lässt sich die Lagerung der Devon-schichten vom Ostrande des Gieseckeblockes nach Westen bis zum Inderdalen, auf einer Strecke von ungefähr 20 Kilometer, und von dort aus an den Obrutschews- und den Harders Bjerg verfolgen (BÜTLER 1949). Auch Vilddalen und Rödedal, auf der Südseite des Bergzuges, weisen gute Schnitte auf, denn die untern Talstücke sind schluchtartig in die Devonserien eingetieft. Doch liegen hier in den obern Abschnitten die Talsohlen auf den Schichten, die den devonischen Sockel überdecken, sodass der Zusammenhang von Osten gegen Westen ein Stück weit unterbrochen ist.

Sowohl im obern Margrethe- wie im Rödedal kann man am Saxos Bjerg die diskordante Überlagerung des Devons durch das Perm sehen. Perm-, Trias- und Kreideschichten steigen gegen Osten auf und bilden einen breiten Bergrücken. Auf dem Grat, unmittelbar östlich des Punktes 1020 der Karte, streicht die Permbasis in die Luft aus, und im schmalen östlichen Bergkamm stehen nur noch Devongesteine an. Auf den ersten Blick scheint der östliche Bergteil einen komplexen Aufbau zu besitzen, stehen doch, in scheinbar unregelmässigem Wechsel, leuchtend rot und braun anwitternde Quarzporphyre, helle, weissliche und grünliche, manchmal auch intensiv orange gefärbte Tuffe sowie verschiedene Sandsteinlagen von brauner und grüngrauer Tönung an. Und alles ist von jüngern, dunkeln Basaltgängen durchsetzt.

Schon die Beobachtungen im Sommer 1948 liessen erkennen, dass die Quarzporphyre vom Saxos Bjerg einesteils in mächtigen, aufsteigenden Gängen, andererseits in flach liegenden Ergüssen vorkommen. Dazwischen stehen vulkanische Tuffe und Sandsteine an. Doch reichte die Zeit nicht aus, um durch Profilaufnahmen die Reihenfolge der Serien zu fixieren. Dies wurde nun im Sommer 1950 nachgeholt und es zeigte sich, dass am Saxos Bjerg die gleichen Devonserien wie am Huitfeldts Bjerg vorkommen. Da die Gieseckescholle im Südosten am stärksten gehoben ist, sind im Ostteil von Saxos Bjerg die älteren, im Westen die jüngeren Gesteine anstehend. Und in den alten Strukturen macht sich die Schrägstellung der Scholle dadurch bemerkbar, dass die Nordsüd verlaufenden devonischen Falten gegen Süden ansteigen und herausgehoben sind.

Am Saxos Bjerg lassen sich folgende Schichtkomplexe auseinanderhalten:

1. Die Vildtalserien, die einen grossen Teil des östlichen Bergfusses einnehmen.
2. Die teils vulkanischen, teils klastisch-sedimentären Kap Franklinserien, die die Hauptmasse des östlichen Bergteiles ausmachen.
3. Die Randbölserien, die auf dem östlichen Teil des Berggrates mit ihren Basisschichten vertreten sind.
4. Die Margrethetalserien, die im westlichen Bergteil unter dem Perm anstehen.
5. Die Deckschichten (Perm, Trias u. Kreide) mit ihren Basaltlagergängen, die den Unterbau im westlichen Teil des Berges überdachen.

1. Vildtalserien.

Die mitteldevonischen Sandsteinschichten, die unter den untern Rhyolithen von Huitfeldts Bjerg erscheinen, liegen auch im Saxos Bjerg unter den Eruptiven. Sie bilden, bis auf ungefähr 450 Meter Höhe, an der Ostseite den Fuss des Berges und lassen sich fortlaufend vom Randböldalen ins Vildaldalen verfolgen.

Die Vildtalserien gehören zur ältesten Devonstufe, die im Gebiet der Giesecke Bjerge ansteht. Ihr Liegendes ist nirgends zu sehen, und man weiss nicht, ob sie einer noch tieferen Devonserie oder dem kaledonischen Unterbau aufliegen.

Am Vildaldalfluss stösst man in der Nähe der Küste auf eine ziemlich wirr gefaltete Serie von graugrünen Quarzsandsteinen und glimmerreichen, roten, feinkörnigen Sandschiefern. Oberhalb des Deltas, nahe der Stelle, wo ein grosser Doleritgang aus dem Talgrund aufsteigt und der Fluss sich durch eine kleine Schlucht zwängt, stehen die Schichten nahezu senkrecht, in der Nähe des Strandes dominiert ein Einfallen von 40 bis 50 Grad gegen Osten und Nordosten, währenddem sie am Ostfusse des Berges nach Westen einfallen. Im untersten Flussabschnitt durchschneiden zahlreiche, ungefähr Nordsüd verlaufende, vertikale Basaltgänge die Sandsteine, etwas weiter talaufwärts steigt der 40 bis 50 Meter mächtige Doleritgang, quer zum Flusse streichend, steil auf, biegt aber oben gegen Westen in eine flache Lagerung um.

Verfolgt man die Schichten der Vildtalserien über ein grösseres Gebiet, so stellt man darin Falten fest, an denen die jüngern Devonserien nicht beteiligt sind. Der ursprünglich einfache Faltenbau ist durch mehrfache spätere Einwirkungen teils kompliziert, teils verwischt worden, sodass es kaum mehr möglich ist, den alten Bauplan zu rekonstruieren. Ein Granitstock, der durch die Vildtalserien aufstieg, hat die Schichten

bei seinem Durchbruch aufgerichtet und stellenweise zusammengestaucht. Etwas später durchschlugen grosse Rhyolithgänge die Sandsteine und haben den Schichtenverband ebenfalls zerrissen und einzelne Teile verschoben. Eine spätere Faltung, die das ganze Devonareal zwischen Traill Ø und Hudson Land ergriff und auch die jüngsten Oberdevonschichten verbog, hinterliess ihre Spuren im Sockel der Giesecke Bjerge. Die ungefähr Nordnordost verlaufenden Sättel und Mulden dieser letzten Faltungsphase stehen schräg zu den älteren Strukturen und haben mit ihnen interferiert. Und endlich verursachten postdevonische Verwerfungen, vor allem die Brüche am Ostrand der Giesecke Bjerge, Verschiebungen und das Kippen von Schichtenstössen.

Zwischen Randbøl- und Vildidalen zeichnet sich in den Vildtalserien eine flache Synklinalmulde ab, deren Achse in westsüdwestlicher Richtung unter den Saxos Bjerg einfällt, dagegen ist die Lagerung der Schichten ganz unübersichtlich am Ausgange des Vildidalen. Die Nord-südstreichenden Basaltdykes zeigen die Nähe der grossen Verwerfung an. Kleinere Verschiebungen sind festzustellen, der grosse Bruch muss aber weiter östlich, unmittelbar ausserhalb der Küstenlinie durchziehen, denn in den Vildtalsandsteinen am östlichen Fuss von Saxos Bjerg lassen sich keine grossen Denivellierungen in der Schichtenfolge feststellen.

Talaufwärts im Vilddal werden die Lagerungsverhältnisse übersichtlicher. Dort umrahmen die Devonschichten einen intrusiven Granitstock, der den östlichen Teil des Knuden einnimmt und in der steilen Südseite des mittleren Vildidalen zum Vorschein kommt. Am untern Eingang ins Tal, oberhalb des Doleritganges, fallen die Sandsteine mit 50 bis 60 Grad gegen Nordosten ein, stellenweise stehen sie senkrecht oder sind sogar überkippt. In der Nähe des Granitkontaktes sind sie zu Hornfelsen und Phylliten umgewandelt. Talaufwärts biegen die Schichten allmählich um, wobei sich an kleinen Brüchen oder Knicken, die quer zum Streichen verlaufen, die Streichrichtung plötzlich um einige Grade ändert. In der Mitte des Tales fallen die Schichten mit 40 bis 50 Grad gegen Norden, im oberen Talabschnitt mit 30 bis 40 Grad gegen Nordwesten ein. Die Devonsandsteine umschliessen so in einem grossen, steil gegen Norden abfallenden Gewölbe oder einer Kuppel den Granitstock. Der Vilddalfluss durchquert als Sekante den Schichtenbogen, wobei ein grosser Teil der untern Schichten angeschnitten wird. Und die mehr radial verlaufenden Seitenbäche vom Saxos Bjerg liefern gute Anrisse durch die mittleren und oberen Teile der Vildtalserien.

Wir gliedern die Vildtalserien in zwei Abteilungen. Im untern Teil dominieren graugrüne, quarzitische und konglomeratische, d. h. psephitisch-psammitische Ablagerungen, im obern eher feinkörnige, d. h. psammitisch-pelitische Lagen, die abwechselnd grün und rot gefärbt sind.

Die tiefsten Schichten, die aufgeschlossen sind, stehen ungefähr in der Mitte des Vilddalen, im Kontakt mit den Graniten an. Neben feinkörnigen, schieferigen Lagen findet man grobkörnige Sandsteine und dazwischen konglomeratische Bänke. Deren Bestandteile sind gut abgerollt und meist kleiner als eine Faust. Alle stammen aus dem kaledonischen Unterbau; Quarzite, Kalke und Dolomite herrschen vor, kristalline Komponenten sind seltener, devonische Sandsteine und Rhyolithe fehlen ganz. Im oberen Teil der untern Seriengruppe dominieren eher dunklere, graugrüne, plattig-schieferige Gesteine. Neben feinkörnigen Quarzsandsteinen findet man glimmerreiche und tonhaltige Schiefer und dunkelgraue bis braunschwarze, tonhaltige Kieselkalke. Ein hellgraues Konglomeratniveau schliesst die untere Abteilung nach oben ab. Es enthält die gleichen Gerölle wie die tieferen Nagelluhbänke.

Die obere Abteilung der Vildtalserien setzt sich aus einer Schichtenfolge von graugrünen, eher feinkörnigen Sandsteinen zusammen, zwischen denen, zuerst vereinzelt, dann an Zahl zunehmend, rotbraune Schichtbänder auftreten. Im untern Teil dieser grün und rot gebänderten Sandsteinserie kommen dunkle, braungraue Lagen mit einer sehr feinen, aber sich scharf abhebenden Kreuzschichtung vor. Es wechseln darin hellere und dunklere, blatt dünne Lagen miteinander ab. Im oberen Teil der Serien finden sich einige dunkle, braungraue, sandig-kalkige, teilweise bituminöse Zwischenlagen. In einer solchen wurden im Jahre 1948 die Fossilien mit *Gyroptychius groenlandicus* gefunden.

An verschiedenen Stellen des Vilddalen und am Saxos Bjerg, auch im Knuden, wurden sowohl in tieferen wie höheren Niveaus der Seriengruppe Fossilien gefunden. JARVIK hat festgestellt, dass an fast allen Fundstellen *Gyroptychius groenlandicus* vertreten ist, sodass man wohl die ganze, über 1500 Meter mächtige Schichtenfolge zur mitteldevonischen Serie des *Gyroptychius groenlandicus* (vergl. JARVIK, 1950) zählen kann.

Die Mächtigkeit der Vildtalserien, soweit sie aufgeschlossen sind, kann auf mindestens 1500 Meter berechnet werden. Davon entfallen 500 bis 600 Meter auf die untere, 900 bis 1000 Meter auf die obere Abteilung.

2. Die Kap Franklinserien.

Auf den grün und rot gestreiften Sandsteinen der Vildtalserien liegen im östlichen Teil von Saxos Bjerg rotbraun anwitternde Quarzporphyre. Am Ostabfall des Berges liegt die Grenze zwischen den beiden auf ungefähr 400 Meter Höhe und zieht sich von dort, die liegenden Sandsteine schräg nach unten abschnidend, gegen Nordwesten unter den Boden des Randböldalen hinab. Gegen Süden dagegen, dem Vilddalen zu, steigt die Grenzlinie noch etwas an. Zwischen den Punkten 1020 und 940 des Berggrates reichen die sauren Eruptivlagen vom Nordfuss des Berges bis nahe zur Kammlinie hinauf, ihre Untergrenze liegt unter dem Talgrund.

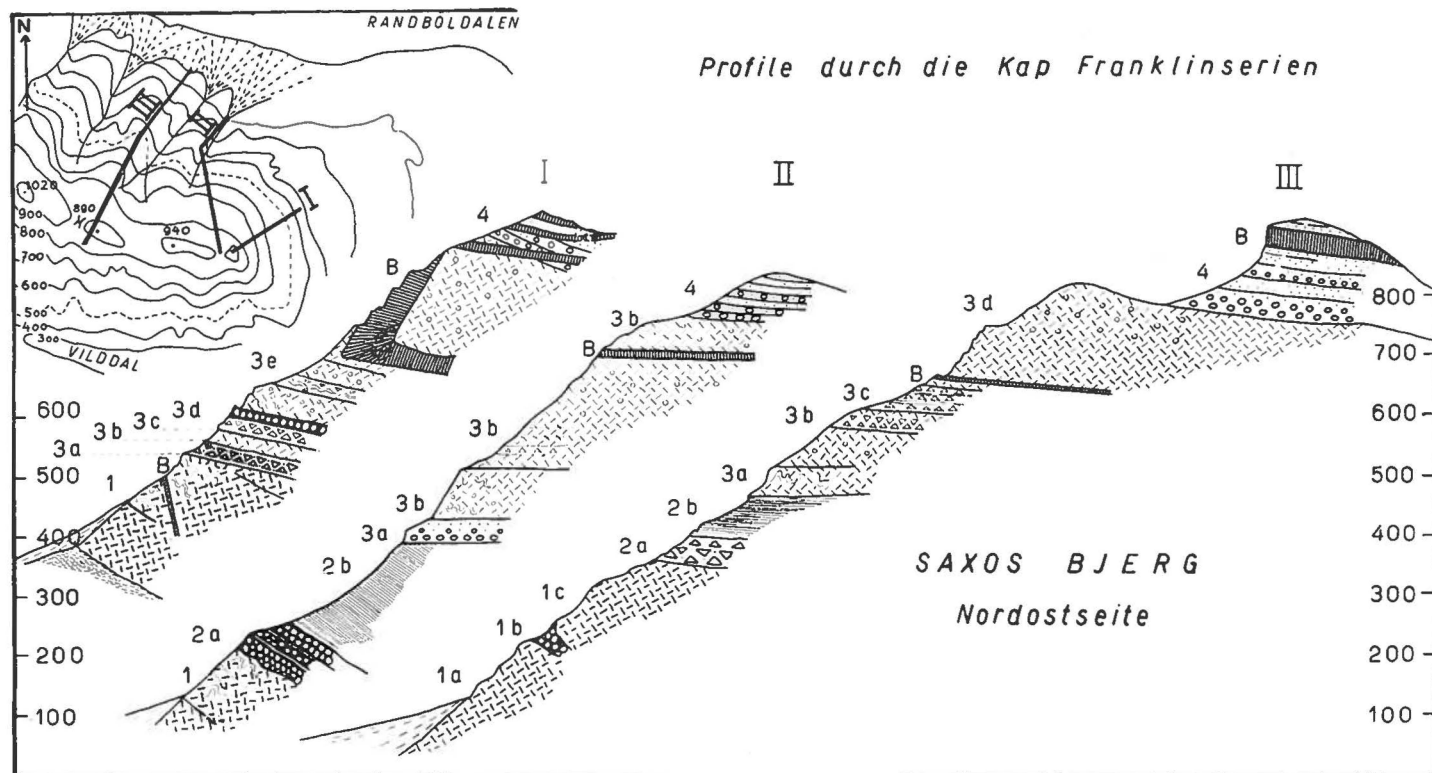


Fig. 6. Profile durch die Kap Franklinserien an der Nordostseite von Saxos Bjerg. Die Kartenskizze links oben gibt die Lage der Schnitte an. Die Zahlen entsprechen den Profilbeschreibungen im Text, 1 bis 3 beziehen sich auf Gesteine der Kap Franklinserien, 4 auf die Randbølserien, die Buchstaben B auf junge Basalte. Vergleiche auch die Fig. 7.

Auf der südlichen Seite von Saxos Bjerg liegt sie dagegen in 500 bis 600 Meter Meereshöhe und ist auf einer mehrere Kilometer langen Strecke aufgeschlossen.

Die Schichten der Kap Franklinserien bilden auch im Saxos Bjerg eine breite, in südsüdwestlicher Richtung aufsteigende Synklinale. Vom östlichen Muldenschengel ist nicht mehr viel vorhanden, er ist nur durch die unter dem Gratpunkte 940 gegen Osten ansteigenden Porphyrlagen angedeutet. Der westliche Schengel dagegen ist gut zu sehen, die Schichten steigen dort mit 30 bis 40 Grad gegen Westen in die Höhe. Die permische Abrasionsfläche schneidet sie wie auch die westwärts folgende Antiklinale ab. An deren Westseite findet man wiederum vulkanische Devonablagerungen.

Einige Profile von der Ost- und Nordseite von Saxos Bjerg (Fig. 6 und 7).

An der Nordostkante und an zwei benachbarten Bacheinschnitten auf der Nordseite von Saxos Bjerg wurden Profile durch die Kap Franklinserien notiert. Die Schnitte, die in der Figur 6 skizziert und im folgenden kurz beschrieben werden, liegen je ungefähr einen Kilometer auseinander, I im Osten, III im Westen, II in der Mitte. Es werden dabei drei Serien unterschieden, die mit 1, 2 und 3 bezeichnet sind, im Profile I fehlen die Schichten von 2.

Profil I.

1. In den Bachrinsen auf der Ostseite des Berges stehen im untern Teil des Hanges die Sandsteine der Vildtalserien an. Darüber tritt an der Nordostkante des Berges, in 460 Meter Höhe, eruptives Felsgestein hervor. Seine Untergrenze ist der Schuttbedeckung wegen nicht zu sehen, doch kann aus der wechselnden Steilheit des Hanges geschlossen werden, dass sie in ungefähr 400 Meter Höhe liegt. Der Rhyolith besitzt im Anschlag eine dunkelgraue bis grünliche Farbe, die angewitterte Oberfläche ist leuchtend rot. In einer mikrokristallinen Grundmasse liegen grössere Feldspateinsprenglinge und grosse rundliche Quarzkörner. Einige Handstücke weisen wegen der grossen Zahl der Einsprenglinge ein fast grobkörniges Gefüge auf. Auf den ersten Blick scheint das Gestein massig zu sein, an angewitterten Stellen tritt aber deutlich eine schieferige Fluidaltextur mit Fliessfältelung hervor. Die Oberseite dieses untern Quarzporphyres, die in 540 Meter Höhe liegt, ist von Rissen und kleinen Spalten durchsetzt. In diese drang feinsandiges Verwitterungs- und Tuffmaterial ein, sodass die Oberfläche den Eindruck einer grob-

brecciösen Bank macht. Doch geht diese ohne Abgrenzung nach unten in die kompakten Porphyre über.

Über den Porphyren folgt eine grössere Schichtlücke.

- 3a. Zwischen 540 und 560 Meter Höhe liegen grüne, tuffitische Schichten, zusammengesetzt aus pyroklastischem, kleinkalibrigem Breccienmaterial und fluviatilem Sand. Darin liegt eine Lage von stark verwittertem, grünem Rhyolith.
- 3b. Von 560 bis 580 Meter folgt ein helles, grünlich-graues, geschichtetes Lavagestein. Im obern Teil ist es dicht mit 1 bis 2 Zentimeter grossen Sphärolithen durchsetzt, sodass es das Aussehen eines Agglomerates besitzt. Die hellroten Kugeln sind teilweise zusammengewachsen und in eine dunkelgrüne, fast glasig aussehende Matrix eingebettet. Oft zeigen sie zugleich einen schaligen und radialen Aufbau. Im Zentrum, ursprünglich wohl ein Hohlraum, liegt ein eckiger Calcitkristall; Calcit ist auch bei vielen Sphärolithen an der Schalenbildung beteiligt. Auf angeschnittenen Flächen wittert er heraus und das Gestein bekommt dann ein zelliges oder mandelsteinartiges Aussehen.
- 3c. Von 580 bis 600 Meter stehen nochmals vulkanische Tuffe an. Grobem Vulkansand sind kleine und grössere Porphy- und Sandsteinbrocken beigemengt.
- 3d. Dann beginnt auf 600 Meter Höhe eine obere, mächtige Folge von Rhyolithergüssen mit zwischengelagerten Tuffen. An der Basis liegt ein ungefähr 5 Meter mächtiges Porphyrbombenkonglomerat, oder eine Lage von Blocklava. Die Bank setzt sich aus meist kopfgrossen, runden und ovalen Sphärolithen zusammen und macht den Eindruck einer Anhäufung ungefähr gleich grosser, rundlicher Vulkanbomben. Die einen Kugeln besitzen im Zentrum einen Hohlraum, der mit kleinen Kristallen von Quarz, Amethyst und andern Mineralien austapeziert oder mit grösseren Mineralbildungen ganz ausgefüllt ist, bei andern liegt im Zentrum ein Bruchstück von Devonsandstein oder von Porphyre, wieder andere sind ganz kompakt. Der Raum zwischen den Kugeln ist mit kleinen Porphyrtümmern und einer dichten, kornlosen grünen Grundmasse ausgefüllt. Einige Zwischenräume und von oben durchsetzende Spalten sind durch verkitteten fluviatilen Sand, der zahlreiche Glimmerblättchen enthält, geschlossen worden.
- 3e. Die darüber folgenden Rhyolithe treten am Berghang als steiles Felsband hervor. Im Gestein stellt man wiederum eine feinblättrige Textur mit intensiver Fliessfältelung fest. In einer Höhe von 620 Meter wurde die Profilaufnahme abgebrochen. Aus der Entfernung und auch aus dem Gehängeschutt liess sich erkennen, dass Lagen, die

blättrig auswittern, mit solchen die massenhaft faustgrosse Sphärolithe enthalten und mit Tuffen abwechseln. Der grosse Basaltlagergang, der sich auf der Nordseite von Saxos Bjerg mehrere Kilometer weit gegen Westen verfolgen lässt und auch in den Profilen II und III erscheint, kommt in ungefähr 700 Meter Höhe an die Ostwand des Berges. Er biegt dort nach oben in einen mächtigen stehenden Gang um, durchquert die obersten Rhyolithe und verzweigt sich dann in den geschichteten Sandsteinen und Konglomeraten der darüber liegenden Randbölserien. Es konnte nicht festgestellt werden, wo sich der aus der Tiefe aufsteigende Fördergang befindet.

4. Sandsteine und Konglomerate der Randbölserien.

Profil II.

Das Profil II wurde in der Bachrunse aufgenommen, in der man vom Randböldalen zum Punkte 940 aufsteigen kann. Das Profil beginnt in den untern Porphyren, über dem Schuttkegel des Baches, auf 140 Meter Höhe.

1. Von 140 bis 210 Meter stehen Rhyolithe an, die aus einer rotbraunen Grundmasse und zahlreichen durchsichtigen Quarzkörnern und grössern, ziegelroten Feldspäten bestehen. Das grobbankige Gestein fällt bergwärts, gegen Süden ein. Stellenweise zeigt sich darin eine dünnblättrige Fließfältelung, andere Stellen sind schlierig. Und zwischen den Bänken sieht man dünne, schieferige, grüne Einlagerungen, die wahrscheinlich übereinanderliegende Ergüsse trennen.
- 2a. Ein ungefähr 50 Meter mächtiges Porphyrkonglomerat bedeckt auf 210 Meter Höhe die kompakten Lavagesteine. Es enthält ausschliesslich Porphyrrümmer; runde und eckige Blöcke, bis zu einem Meter im Durchmesser, bilden die Komponenten, die Zwischenfüllung besteht aus feinerem Porphyrschutt, d. h. aus roten Gesteinsbröckchen, roten Feldspäten und herausgewitterten Quarzkörnern, die durch ein calcitisches Bindemittel verkittet sind. Spalten, die von oben her das Gestein durchsetzen, weisen eine grüne, muskowitzhaltige Sandsteinfüllung auf. Auf der Höhe 240 liegt eine feimbreciöse Zwischenschicht, darüber folgen wieder grobe Konglomerate bis auf 260 Meter Höhe.
- 2b. Dann erscheinen nach einem raschen Wechsel fluviatile Ablagerungen, die ungefähr 100 Meter mächtig sind. Unten sind es dünne Lagen von feinem, umgelagertem Porphyrschutt, die mit glimmerreichen, quarzhaltigen Sandsteinschichten abwechseln. Dann verschwinden die Feimbrecien und rote und grüne Sandsteine machen

- den Hauptteil der Schichtenfolge aus. Diese fällt, konkordant zu dem liegenden Konglomerat, mit ungefähr 35 Grad gegen Süden ein.
- 3a. In 390 Meter Höhe fällt ein annähernd horizontal liegendes Felsband auf. Es ist ein graues Konglomerat, das aus Trümmern der tieferen Rhyolithe und Sandsteine zusammengesetzt ist. Die untern, bankigen Lagen enthalten Gerölle bis zu 20 Zentimeter im Durchmesser, darauf liegen geschichtete Feinbreccien und grobkörnige Sandsteine. Das Konglomerat ist grossenteils durch reinen, weissen Calcit, der auch einen grossen Teil der Zwischenräume ausfüllt, verkittet; auch die Sandsteine enthalten im Bindemittel reichlich Karbonat. Auffallend ist die grosse Diskordanz zu den liegenden Schichten.
- 3b. Von 430 Meter Höhe an stösst man auf bald graugrüne, bald violette oder rot gefleckte Rhyolithe. Teils sind sie feinblättrig, fluidal struiert, teils dicht und mit kleinen und grösseren Sphärolithen durchsetzt. Da der Berghang stark mit Schutt überdeckt ist, konnte kein genaues Profil in diesen obern Porphyren notiert werden. Im obern Teil des Berghanges treten stark verwitterte Rhyolithe mit faustgrossen Sphärolithen und grüne Tuffe und Tuffite hervor. In 700 Meter Höhe liegt der Basaltlagergang, der sich vom Profil I aus gegen Westen zieht und den obern Rhyolithen folgt. Darüber kommen wiederum rhyolithische Ergüsse vor.
4. In 770 Meter Höhe stehen grobsandig-konglomeratische Schichten, die den Berggrat einnehmen an. Sie schliessen weder saure Gänge noch Ergüsse ein. Der Geröllinhalt der Konglomerate zeigt an, dass es Schichten der Randbölserien sind; doch blieben davon auf dem östlichen Saxos Bjerge nur ungefähr hundert Meter erhalten. Es wurden darin Stücke von *Cocosteus cf. halmodeus* und andere *Placodermen*-Reste gefunden.

Profil III.

Das Profil III steht in der Bergrippe an, die vom Punkte 1020 aus nordostwärts gegen das Randböldalen vorspringt. Es beginnt unten mit einem noch etwas tieferen Porphyrniveau als das Profil II.

- 1a. Oberhalb der Schutthalde des Bergfusses steht ein dunkelrot bis rotvioletter Quarzporphyr an. Er weist zahlreiche, grosse Einsprenglinge auf und besitzt ein fast ungeordnet körniges Gefüge (Porphyr 1).
- 1b. Auf 240 Meter Höhe flacht sich der untere Steilhang zu einer schmalen, glazial ausgeschliffenen Hohlkehle aus, auf der ein groblockiges Porphyrkonglomerat zu sehen ist. Es ist vor allem im östlichen Bacheinschnitt gut aufgeschlossen, wo es ziemlich steil südwärts einfällt und die Obergrenze des untersten Porphyres angibt.

- 1c. Darüber folgt ein ziegelrot anwitternder Rhyolith, der seiner Lage nach den untern Quarzporphyren der Profile I und II entspricht (Porphyr 2).
- 2a. Auf 360 Meter Höhe wird er von flach liegenden, deutlich geschichteten vulkanischen Breccien, die sowohl kleine wie grosse Trümmer von Porphyren und Devonsandsteinen enthalten, überlagert. Das pyroklastische Material ist teilweise umgelagert und mit fluviatilen Sand vermischt.
- 2b. Nach oben gehen die Tuffite in reinen fluviatilen, glimmerhaltigen Sandstein über.
- 3a. Auf 470 Meter Höhe stösst man wieder auf Eruptive: zersetzte, bald rot, bald intensiv grün anwitternde Rhyolithe mit blättriger Fluidaltextur (Porphyr 3).
- 3b. Im obern Teil der Rhyolithe dominieren kleinsphärolithische Lagen, die mit feinen, fast kornlosen Tuffschichten abwechseln. Ein grosser Teil dieser Sphärolithe dürften Lapilli sein, die in feine Aschen eingebettet wurden. Rhyolithische Steilgänge durchqueren die Tuffe.
- 3c. Von 610 bis 650 Meter Höhe fallen teils sandige, teils kornlose, dünnsschichtige Tuffe durch ihre intensiv grüne Färbung und die leichte Verwitterbarkeit auf. Zahlreiche Bomben von ganz verschiedenem Kaliber und verschiedener Form sind darin eingeschlossen. Lagen von fluviatilen Sand mit viel Glimmer wechseln mit Aschenschichten ab, in denen man unter der Lupe viele rote Feldspatstückchen erkennen kann.
- 3d. Dann setzen wiederum Rhyolithe ein. (Porphyr 4). Die untern Lagen bilden ein steiles Felsband, die obern sind stark zersetzt und von hellem, ausgebleichtem Schutt überdeckt. Aus manchen Lagen wittern massenhaft faustgrosse Sphärolithe aus, und das Gestein gleicht dann, aus der Entfernung betrachtet, einem Konglomerat. An der Basis dieser obern Rhyolithe, auf 660 Meter Höhe, tritt wieder der Basaltlagergang auf.

Im Profile III reichen die Rhyolithergüsse, die den Komplex 3d ausmachen, bis auf die Höhe von 830 Meter. Östlich des Punktes 1020 befindet sich eine kleine Lücke auf 890 Meter Höhe im Bergkamm, die einen leichten Übergang vom Randböl- zum Vildalen gestattet. An dieser Passlücke erreichen die Rhyolithe den Berggrat.

4. An diesem Pass liegt die Westgrenze der Randbölserien am Saxos Bjerg. Eine Wechsellagerung von weinroten und grauen, grobkörnigen Sandsteinen und groben Konglomeraten überlagert die Porphyre.

Vergleicht man die Profile von Saxos- und Huitfeldts Bjerg miteinander, so fällt auf, dass sich die Schichtenfolge in den Einzelheiten

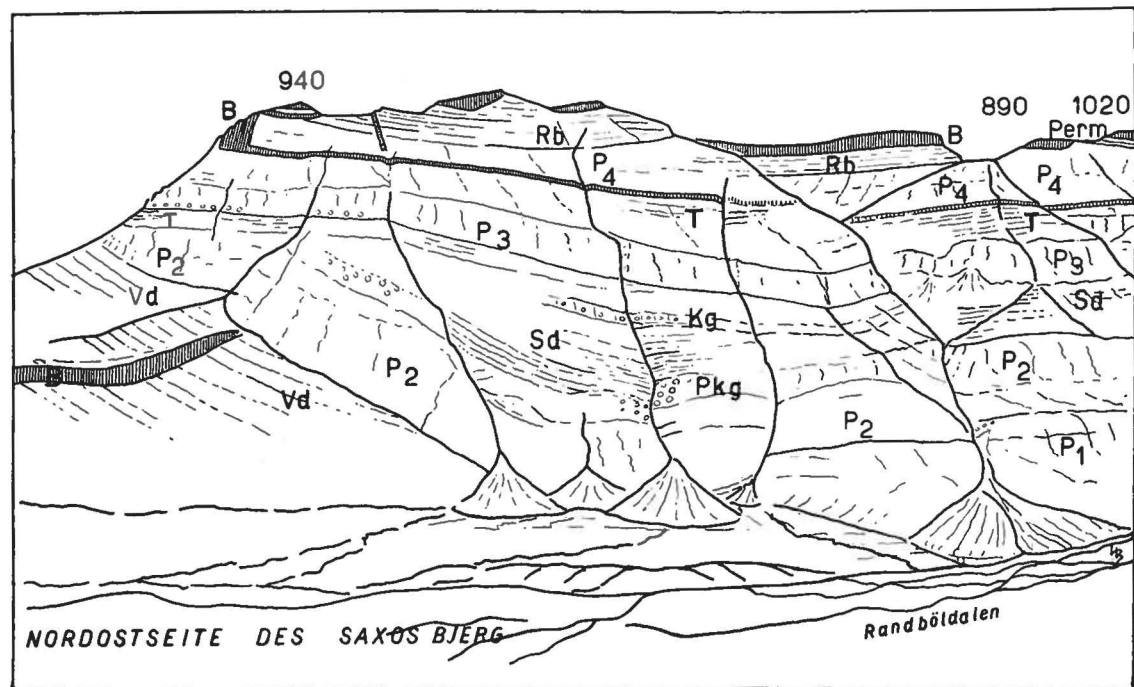


Fig. 7. Die Nordostseite von Saxos Bjerg, in geologisch-perspektivischer Sicht.

Legende: B Basalt, Rb Randbölserien, P₁₋₄ verschiedene Niveaus von Quarzporphyren der Kap Franklinserien, T vulkanische Tuffe, Kg Konglomerat, Sd Sandsteine, Pkg Porphyrkonglomerat, Vd Sandsteine der Vildtalserien.

von Stelle zu Stelle ändert. Auch die Profile bei Kap Franklin zeigen diesen beständigen Wechsel. Doch lassen sich einige Übereinstimmungen festhalten. In den Profilen an Huitfeldts- und an Saxos Bjerg trennt eine mittlere Sandsteinserie fluviatiler Herkunft eine untere von einer oberen, effusiv-rhyolithischen Gesteinsserie ab. In beiden sind die Lavagesteine von Agglomeraten, Tuffen und Tuffiten begleitet. Stellenweise liegt die obere vulkanische Serie diskordant auf der Unterlage. Je nach Ort und Stelle setzt sie mit Rhyolithergüssen oder mit Tuffen, Fanglomeraten oder mit Basisbreccien ein. Am Ostende von Saxos Bjerg kommen durch die diskordante Lagerung die obere und untere vulkanische Serie direkt mit einander in Berührung; die sedimentäre Zwischenlage fehlt. Gegen Süden — es wird dies aus der Besprechung der Aufschlüsse an der Südseite von Saxos Bjerg hervorgehen — überlappt die obere vulkanische Serie die untere und kommt dann direkt auf die Vildtalserien zu liegen.

Bereits bei der Besprechung der Fossilfundstellen der Vildtal- und der Randbölserien wurde festgehalten, dass die Kap Franklinserien zwischen den beiden liegen und darum wie diese mitteldevonisch sein müssen.

Südseite des östlichen Saxos Bjerges.

Im Grateinschnitt, östlich des Punktes 1020 der Karte, stehen stark verwitterte Rhyolithe an. Sie sind von den ausgewitterten Geröllen der Randbölkonglomerate, die gegen Osten die Eruptive überlagern, bedeckt. Steigt man gegen das Vilddalen ab, so erscheinen unter den Rhyolithen vulkanische Tuffe, die denjenigen von 3c des vorhin beschriebenen Profiles III entsprechen. Die Schichten fallen mit 20 bis 30 Grad gegen Osten ein.

Ein Seitenbach des Vilddalen bezeichnet die Westgrenze der vulkanischen Serien. In der Bachrunse ist die Unterlage der Tuffe gut zu sehen; es sind Sandsteine der Vildtalserien, die untern Porphyrlagen fehlen ganz. Da die Sandsteinschichten mit 50 bis 60 Grad gegen Norden 15° Ost einfallen, besteht eine auffällige Diskordanz zwischen Hangendem und Liegendem (vergl. Fig. 8). Die vulkanischen Serien liegen einer Denudationsfläche der Vildtalsandsteine auf und beginnen mit einem groben Grundkonglomerat. Dieses setzt sich auf der Südseite des Bergkammes ausschliesslich aus meist runden, grossen Porphyrstücken, mit Durchmesser bis zu 50 Zentimeter zusammen. Feineres porphyrisches Trümmersmaterial und glimmerhaltiger Quarzsand füllen die Zwischenräume aus. Die Mächtigkeit dieses Konglomerates misst (an einer Beobachtungsstelle auf etwa 750 Meter Meereshöhe) ca. 30 Meter, doch wechselt sie von Ort zu Ort. Darüber stehen etwa 20 Meter gut geschichtete vulkanische Tuffe und Tuffite an. Die Schichten sind abwechselnd intensiv grün und rot gefärbt und bestehen aus feiner, vulkanischer Asche, vermischt mit Brockentuffen und fluviatilen Sand. Darauf liegen massige

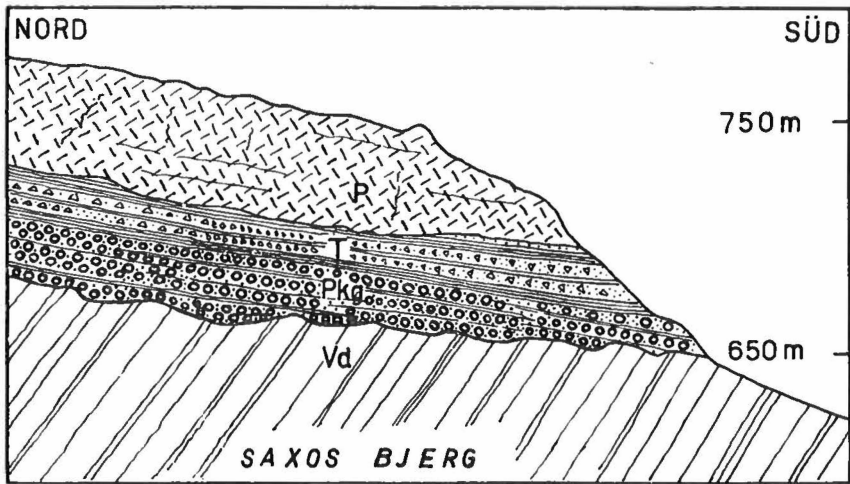


Fig. 8. Die diskordante Überlagerung der Vildtalsandsteine durch den oberen Teil der Kap Franklinserien auf der Südseite von Saxos Bjerg.

Legende: P obere Quarzporphyre, T vulkanische Tuffe, Pkg Konglomerat, ausschliesslich mit Porphyrgeröllen, und sandige Zwischenlagen, Vd Sandsteine der Vildtalserien.

Die Vildtalsandsteine fallen mit 50 bis 60 Grad gegen Nord 15° Ost ein, die darauf liegenden Schichten der vulkanischen Kap Franklinserien fallen an dieser Stelle mit ca. 25 Grad gegen Ost 10° Süd ein.

Deckenporphyre mit blättriger Fluidaltextur. Unten wittern sie grünlich an, oben sind sie ausgebleicht und am Berghang stark mit gelblichem oder blassrotem Schutt überdeckt. An einigen Stellen des südlichen Berghanges ist zu sehen, dass diesen obern Porphyren grünliche, schieferige Lagen eingefügt sind, sodass man annehmen kann, dass sie aus mehreren aufeinanderliegenden Ergüssen bestehen.

Verfolgt man die Untergrenze der vulkanischen Serien gegen Osten, so stellt man fest, dass an einigen Stellen die Porphyre direkt den Vildtalsandsteinen aufliegen, meist sind aber Tuffite und ein Basiskonglomerat vorhanden. Dieses letztere ändert seine Zusammensetzung von Ort zu Ort, besteht aber hier zur Hauptsache aus eckigen, grossen und kleinen Sandsteintrümmern der Unterlage und nur zu einem kleinen Teil aus Quarzporphyren. Im Osten tritt unter den Tuffiten wieder ein tieferer Quarzporphyr auf, es ist ein graues, massiges Gestein, das mit dem unter 1 des Profiles I genannten identisch sein dürfte. (Vergl. Fig. 9).

Am äussersten Bacheinschnitt an der Südostseite von Saxos Bjerg steigt eine porphyrische Gangmasse steil durch die Sandsteine der Vildtalserien, die untern Rhyolithe und die Tuffe auf und verbindet sich mit den obern Porphyren der Kap Franklinserien. Sie dürfte ein Fördergang der obern Quarzporphyre sein.

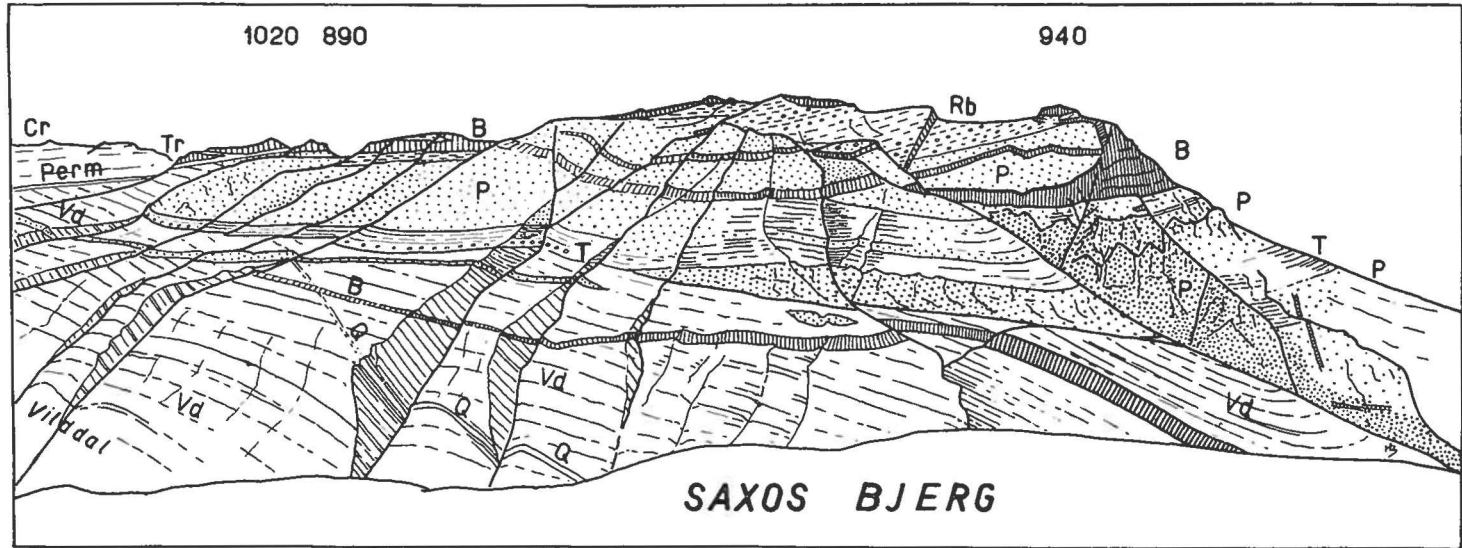


Fig. 9. Geologisch-perspektivische Skizze der Südostseite von Saxos Bjerg.

Legende: B Basaltgänge, Cr Mittelkreide, Tr Eotrias, Q Quarzgang, Rb Randbölserien, P (punktiert) Quarzporphyre, T Tuffe, Tuffite und Konglomerate, Vd Vildtalsandsteine.

Das marine Oberperm überlagert (Hintergrund links) diskordant die Vildtalsandsteine und die obere Quarzporphyre der Kap Franklinserien. Im östlichen Teil des Berges liegt unter den Tuffen und Konglomeraten (T) noch ein tieferer Quarzporphyr, und ein mächtiger Gang (dichter punktiert) steigt bis zu den oberen Deckenporphyren auf.

Vergleicht man die Profile der Südseite von Saxos Bjerg mit denen von dessen Nordflanke, so stellt man fest, dass in den ersteren nur der obere Teil der Kap Franklinserien vertreten ist. Er besteht aus Konglomeraten und Breccien (Fanglomeraten), Tuffen und Tuffiten, Deckenporphyren und Gängen und liegt auf einer Denudationsfläche, die durch die Vildtal- und die untern Kap Franklinserien schneidet.

Die diskordante Auflagerung der obern Kap Franklinserien auf den Vildtalsandsteinen ist auch im Randböldalen, westlich des Profiles III von Fig. 6 zu sehen. Beim vierten grösseren Seitenbach, von der Nordostecke von Saxos Bjerg gegen Westen gezählt, setzen sich die obern Quarzporphyre über die untern hinweg gegen Westen fort und liegen dann diskordant auf den gefalteten Vildtalsandsteinen (vergl. Fig. 10). Bei jenem Bach steigen mächtige saure Gänge durch die Sandsteine auf und es scheint, als ob sie mit den ostwärts gelegenen untern Porphyren zusammenhängen und von den obern Deckenporphyren überschritten würden.

Der obere Teil der Kap Franklinserien liegt also einer eigenen Reliefgeneration des Gebietes auf. Die aufgerichteten Vildtalsandsteine waren denivelliert, die älteren Vulkanbauten abgetragen und in den Vertiefungen des Geländes hatten sich lokale Schuttmassen und fluviatiles Material abgesetzt, als neue Vulkanausbrüche einsetzten. Im Gebiete des untern Randböldalen liegt ein Zentrum sowohl der älteren, wie der jüngeren vulkanischen Tätigkeit. Die jüngeren vulkanischen Ablagerungen überlappen aber gegen Süden und Westen die Porphyre der älteren Kap Franklinserien und liegen an manchen Stellen direkt den Vildtalsandsteinen auf.

3. Die Randbölserien.

Die grobklastischen Randbölserien, die im südöstlichen Teil von Huitfeldts Bjerg mit ungefähr 600 Meter Mächtigkeit anstehen, sind im Saxos Bjerg nur mit ihrem untersten Teil vertreten. Die Auflagerungsfläche auf den Porphyren steigt vom Huitfeldts- zum Saxos Bjerg mit 7 bis 8 Grad an, sodass die Randbölserien auf diesem nur auf dem Berggrat zwischen den Punkten 1020 und 940 vorhanden sind.

Im Profile III vom Saxos Bjerg (Fig. 6) liegt die Basis der Randbölserien in ungefähr 800 Meter Höhe auf den obern Rhyolithen. Gegen Westen steigt sie bis zur Passlücke auf 890 Meter an. Den untersten Teil der Schichtenserie nehmen dort Konglomerate ein, die vor allem helle Quarzite und rötliche Granite als Gerölle enthalten. Darauf folgen, ungefähr 100 Meter mächtig, grobkörnige Sandsteine von weinroter und grauer Farbe, die mit feineren Konglomeraten wechsellagern. In die flachliegenden Schichten sind Basalte eingedrungen, einer der Lagergänge bildet eine Strecke weit die Kammlinie des steil gegen Norden abfallenden Berggrates.

Im Profile II wurden im Schutt des Berghanges von 770 Meter Höhe an rote, grüngraue und weissliche Sandsteine mit Kreuzschichtung und Konglomeratbänke angetroffen. In den Konglomeraten treten wieder rötliche Granite und helle Quarzite als Gerölle auf, seltener Kalke, Devon-sandsteine und Quarzporphyre. Die meisten sind gut abgerollt und unter Faustgrösse, doch trifft man auch eckige Trümmer und Gerölle bis zu 20 Zentimeter im Durchmesser. Im ganzen genommen dominieren am Saxos Bjerg grobe Sandsteine, und es fällt auf, dass sich gegenüber dem Huitfeldts Bjerg, d. h. auf eine Distanz von nur 4 bis 5 Kilometer, der Charakter der Schichtenfolge merklich geändert hat. Weiter im Norden, im Folda- und Sindalen, wo die Randbölserien mit ungefähr 900 Meter Mächtigkeit aufgeschlossen sind, setzen sie sich fast ganz aus grobblockigen Konglomeraten mit vorwiegend granitischen Bestandteilen zusammen. Dort sind es verfestigte Blockströme, die bei heftigen Regengüssen verschwemmt und nahe dem Ort ihrer Herkunft wieder abgesetzt wurden. Auf der Südseite von Huitfeldts Bjerg dominieren grobe Konglomerate noch im untern Teil der Serien, im obern dagegen Sandsteine. Und im Saxos Bjerg überwiegen nun auch unten grobkörnige Arkosen. Man konstatiert also von Norden nach Süden eine rasche Abnahme der Grösse der Trümmer und kann daraus schliessen, dass deren Heimat im mittleren Teil der Giesecke Bjerger, oder im unmittelbar östlich sich anschliessenden Bezirk zu suchen ist.

4. Die Margrethetal-Serien im westlichen Teil von Saxos Bjerg.

Von der Mitte des Saxos Bjerger, vom Punkte 1020 an, sinken die Permschichten gegen Westen bis in die Talsohlen ab; dort können Profile der Devonserien nur in den Flussbetten aufgenommen werden. Und es ist nicht mehr möglich, den Zusammenhang der Schichten zwischen den einzelnen Anrissen fortlaufend zu verfolgen.

Etwas unterhalb der Stelle, bei welcher der Inderdalfluss ins Margrethedal einmündet, steht an beiden Ufern ein rotes Konglomerat an. Es setzt sich fast nur aus Porphyrrümmern verschiedener Grösse zusammen. Es sind teils rotviolette, teils dunkelgraue, stark verwitterte Quarzporphyre. Nur vereinzelt treten Quarzite, dunkle Kalke oder Devon-sandsteine als Komponenten auf. Das gleiche Konglomerat wurde von MAYNC (1949) einige Kilometer südlich dieser Stelle, an der Küste östlich vom Margrethedal notiert. Leider ist es nicht möglich, seine stratigraphische Position genau zu fixieren. Schotterterrassen und glaziale Aufschüttungen verdecken im Margrethedal die Zusammenhänge. Das Konglomerat fällt mit ungefähr 10 Grad gegen Westen ein; da aber in der Nachbarschaft das Fallen und Streichen der Schichten häufig und rasch wechselt, kann aus der Lagerung kein zuverlässiger Schluss auf die Einordnung in die lokale Schichtenfolge gezogen werden. Immerhin

scheint es sicher zu sein, dass es unter den roten Sandsteinen liegt, die in den Schluchten des mittleren Margrethe- und des Inderdalen anstehen. Seine Unterlage ist nicht aufgeschlossen. An der Küste von Franz Josephs Fjord dagegen ist das Hangende verdeckt und das Liegende sichtbar. Dieses besteht aus einer Serie von roten Sandsteinen, sodass angenommen werden muss, das Porphyrkonglomerat sei dem untern Teil der roten Sandsteinserien des Margrethedalgebietes eingefügt.

Oberhalb des Konglomeratvorkommens stehen vom mittleren bis zum oberen Margrethedal intensiv rot bis rotviolett gefärbte und unregelmässig nach verschiedenen Richtungen verbogene Sandsteine an. MAYNC (1949) hat sie kurz beschrieben. Auf längeren Strecken fällt das Streichen der Schichten mit der Schluchtrichtung zusammen, sodass es hier nicht möglich ist, die Mächtigkeit der roten Sandsteinfolge abzuschätzen. Günstiger liegen die Aufschlüsse in den nördlichen Seitenbächen und im Inderdalen, da dort die Schichten quer durchschnitten sind. Berechnungen ergeben eine Mächtigkeit von 700 bis 800 Meter. Man trifft die rote Serie flussaufwärts im Margrethedal bis zur Einmündung des Rödedales an. Dann erscheinen über den sehr feinkörnigen Schichten grobkörnige, graue Sandsteine und Konglomerate. MAYNC hat im Frühjahr 1938 Blöcke dieser Konglomerate am Grunde des Rödedales angetroffen, ohne jedoch ihr Anstehendes sehen zu können. In der Bachsohle des Rödedales stehen noch rotbraune und rote Sandsteine an, die mit 15 bis 20 Grad gegen Nordosten einfallen. Darüber liegen auf der Ostseite des Baches, im untersten Talstück, einige gelblich anwitternde, grobkörnige Arkosebänke, die, soviel zu sehen war, konkordant den roten Sandsteinen aufliegen. Darauf folgt eine ungefähr 20 Meter mächtige Konglomeratstufe: Die Rödetalkonglomerate. In diesen nimmt die Grösse der Gerölle von unten nach oben zuerst zu, dann wieder ab. Im mittleren Teil liegen die grössten Trümmer, mit Durchmesser von 40 bis 50 Zentimeter. Auch die Herkunft der Gerölle wechselt von unten nach oben. Zuerst sind ausschliesslich Elemente aus der Eleonorebay-Formation, d. h. Quarzite und verschiedenartige Kalke vertreten. Dann erscheinen immer häufiger helle, rötliche Granitgerölle, zuerst von kleinem Format (3 bis 6 cm) und gut gerundet, dann viele von Kopfgrösse, oft nur kantenbestossen, und grosse Blöcke. In den obern Konglomeratbänken treten immer mehr rote und violette Quarzporphyrstücke dazu.

Über dem Rödetalkonglomerat liegen graugrüne, grobkörnige Sandsteine, die mit roten, fast pelithischen, glimmerreichen Sandschiefern und einzelnen konglomeratischen Bänken wechsellagern. In diesen sind die Gerölle weniger dicht gepackt und durchschnittlich kleiner, als im obern Teil des Hauptkonglomerates; ihre Zusammensetzung bleibt aber die gleiche. Einige Sandsteinlagen fallen durch ihre intensiv grüne Färbung

auf, hervorgerufen durch beigemengtes vulkanisches Aschenmaterial. Sie bilden den Übergang zu einer Schichtenserie, die vorwiegend aus vulkanischen Tuffen und Tuffiten besteht. Diese ist auf der südlichen Seite des obern Margrethedales und in den nördlichen Seitenbächen am Südwesthange des Firkanten gut aufgeschlossen. Teils sind es abwechselnd braunrote, violette und grüne Sandsteine, teils gut geschichtete, feine, grüne Tuffe und rötlichbraune Brockentuffe, vermischt mit Lapilli und vulkanischen Bomben. Meist ist fluviatiles und vulkanisches Material gemischt, es wechseln aber auch Lagen von reinen Vulkantuffen mit solchen rein fluviatiler Entstehung ab. Dazwischen liegen Konglomeratbänke mit Porphyrgeröllen und mit kaledonischem Gesteinsmaterial. In einer der nördlichen Seitenschluchten des Margrethedales wurde eine über 30 Meter mächtige, fast ungeschichtete, feinbröckelige Tuffmasse, durchsetzt mit Auswürflingen verschiedenster Grösse, angetroffen. Gegen Osten, dem Randhöldalen zu, nimmt die Mächtigkeit der rein vulkanischen Ablagerungen zu.

Auf der vorwiegend tuffitischen Serie liegt wieder eine Gesteinsfolge rein fluviatiler Entstehung: rote und grünlichgraue, glimmerreiche Sandsteine mit zwischengelagerten, polymikten Konglomeraten, die sowohl Quarzite, Kalke und Granit als kleine, gerundete Gerölle, wie auch grössere und meist eckige Porphyrrümmer enthalten. Sie stellt die oberste Devonserie dar, die im Gebiet des mittleren Margrethedales ansteht.

Fassen wir die am Fusse des westlichen Saxos Bjerges gemachten Beobachtungen zusammen, so ergibt sich von unten nach oben folgende stratigraphische Gliederung und Charakterisierung der Schichtfolgen, die als Margrethetalserien bezeichnet werden:

1. Die Serie der roten Sandsteine setzt sich fast ganz aus Gesteinen von intensiv roter Färbung zusammen. Sie sind meist dünnschichtig bis plattig ausgebildet, weisen Rippelmarken und in bankigen Lagen eine schieferige Kreuzschichtung auf. Zwischen den Schichten findet man dünne, tonige Schieferlagen mit fossilen Trockenrissen. Die Färbung wechselt in der Serie von braunrot zu weinrot und zu rotviolett. Das Gestein ist feinkörnig, oft annähernd pelithisch. An untersuchten Proben massen die grösseren Quarzkörner nur ungefähr $\frac{1}{10}$ Millimeter, kleine Glimmerblättchen waren in grosser Menge vorhanden, sehr kleine eckige Mineralsplitter, ein rotbraunes Pigment und ein calcitisches Bindemittel bildeten die Grundmasse.

Im untern Teil der Schichtserie liegt das »Porphyrkonglomerat«, das aus Verwitterungsschutt von Quarzporphyren und einer rotbraunen, calcithaltigen Matrix besteht. In ihrem oberen Teil treten grau-grüne, feine Psammite auf, die ausser Quarz und Muskowit rostbraune oder weisse, verwitterte Feldspatstückchen enthalten.

Die im Gebiete des Margrethedales sichtbare Mächtigkeit der roten Sandsteinserie wird auf 700 bis 800 Meter veranschlagt. Der unterste Teil der Serie ist nicht aufgeschlossen.

2. Die konglomeratische Schichtenserie beginnt im Rødedal mit gelblich-grauen, körnigen Sandsteinen. Weisser Glimmer ist darin reichlich und in grösseren Blättchen vertreten, Quarz tritt sowohl in weisslichen wie durchsichtigen, grossen Körnern, die aus Quarzporphyren stammen, auf. Zahlreiche schwarze Körner, von glasig-glänzendem Aussehen, weisen auf Material vulkanischer Herkunft hin. Eine gelbliche bis rostbraune Pigmentsubstanz ist dem calcitischen Bindemittel beigemischt. Nach oben geht das Gestein in eine grobkörnige Arkose mit weissem, kaolinisiertem Feldspat über. Darauf liegt das ungefähr 20 Meter mächtige Rødetalkonglomerat. In diesem ändert sich die Zusammensetzung des Trümmermaterials von unten nach oben, zuerst stammt es ausschliesslich aus kaledonischen Sedimenten, dann kommt ein rötlicher Granit dazu und schliesslich devonische Quarzporphyre. Über dem Konglomerat liegt eine Wechselfolge von feinkörnigen roten und grauen Sandsteinen, groben Arkosen und Konglomeratbänken. Den meisten Schichten ist etwas vulkanisches Material beigemischt, sodass sie einen Übergang zu tuffitischen und tuffogenen Gesteinen bilden.

Die Mächtigkeit der konglomeratischen Serie wechselt an den verschiedenen Aufschlussstellen, durchschnittlich kann mit ungefähr 100 Meter gerechnet werden.

3. Die tuffitische Serie enthält Material, das einerseits aus benachbarten Vulkangebieten, andererseits aus entfernteren Kristallinaren stammt. Der Anteil der beiden Komponenten und die Aufeinanderfolge der Einzelschichten variieren von Ort zu Ort, bald dominieren Tuffite und reine Tuffe, bald herrschen Gesteine rein fluvialer Herkunft vor. Tuffite sind am häufigsten; sie sind gut geschichtet: varvenartig, wenn es sich um Aschentuffite handelt, grobschichtig bis bankig, wenn es gröbere Psammite oder feinere Breccien sind. Als Bestandteile erkennt man darin verschiedene Porphyre, weisse, rötliche oder rostigbraun zerfallende Feldspäte, glasklare Quarzkörner, schwarze oder dunkelgrüne, glasige Bröckchen oder unregelmässige Fetzen, Devonsandsteine, grünliche vulkanische Sande und Aschen, dann durch Flüsse zugeschwemmten Sand und Gerölle. Der Verwitterungsgrad der Bestandteile bestimmt die Färbung des Gesteins. Frisch erhaltene Aschen sind meist grünlich, stärker zersetzte braun oder violett. Oft erscheinen Tuffite und Sandsteine durch kleine rundliche Flecken mehr oder weniger regelmässig

gesprenkelt. Es handelt sich dabei scheinbar um Verfärbungen, die von einem zentralen Punkte der Flecken ausgehen.

Die mehr oder weniger reinen Tuffe umfassen vulkanische Aschen, Brockentuffe und gröbere vulkanische Breccien. Manchmal wechseln die Brockentuffe mit dünnschichtigen, feineren tuffitischen Lagen ab. Grössere Porphyrbomben und schlackenartige Stücke sind dann sowohl in die Tuffite wie in die vulkanischen Feinbreccien eingebettet. Feinsandige Aschenlagen schliessen oft massenhaft Pisolithe und schwarze, glasige Lavafetzchen ein.

Am mächtigsten sind die Tuffe und Tuffite am Übergang vom Margrethedal zum Randböldalen, zwischen zwei grossen, gangartigen Porphyrmassen entwickelt; dort sind sie 300 bis 400 Meter mächtig. Gegen Westen nehmen sie ab und werden immer mehr durch Ablagerungen fluviatil-limnischer Entstehung ersetzt, und an Stelle der oberen Tufflagen findet man dort

4. die obere rote Sandsteinserie. Nördlich des mittleren Margrethedales liegt sie auf nur wenig mächtigen Tuffiten und Tuffen, die gegen Westen als selbständige Schichtengruppe auskeilen dürften, sodass dort die Serie 4 die konglomeratische Serie 2 nach oben fortsetzt. Sie gleicht ihr insofern, als sie ebenfalls polymikte Konglomeratbänke einschliesst, die Gerölle von Quarziten, Kalken, rötlichem Granit und Quarzporphyr enthalten. Die aus der Nachbarschaft stammenden Porphyrgerölle erreichen Durchmesser bis zu 10 Zentimeter, die übrigen Komponenten sind kleiner. Sandsteine, Schiefer und Kalke des Perms überdecken nördlich des Margrethedales die Schichtserie 4, sodass es an dieser Stelle nicht möglich ist, ihre Mächtigkeit abzuschätzen.

Im obern Margrethedal steht zu beiden Seiten des Talbodens, unter den Permschichten, eine ungefähr 700 Meter breite, ziegelrot anwitternde Quarzporphyrmasse an. Sie durchbrach die Sandsteine und Konglomerate der Schichtserie 2; wie hoch sie aufstieg, kann nicht entschieden werden, da sie durch die Abrasionsfläche des Oberperms abgeschnitten wird. Die seitlichen Grenzflächen des Porphyrs scheinen ziemlich steil zu stehen und streichen, ungefähr parallel zu einander, in nordöstlich-südwestlicher Richtung. Offenbar handelt es sich um einen länglichen, steil steilstehenden Eruptivstock, wahrscheinlich um eine der Ausbruchsstellen, aus denen die Tuffe der obern Abteilung der Margrethetalserien stammen. Die stratigraphischen Verhältnisse östlich dieses Margrethetalporphyrs, am Übergang zum Randböldalen, wurden bereits früher beschrieben (BÜTLER 1949, p. 14). An seiner westlichen Seite stehen ziemlich flach liegende, rote und graue Sandsteine, Konglomerate

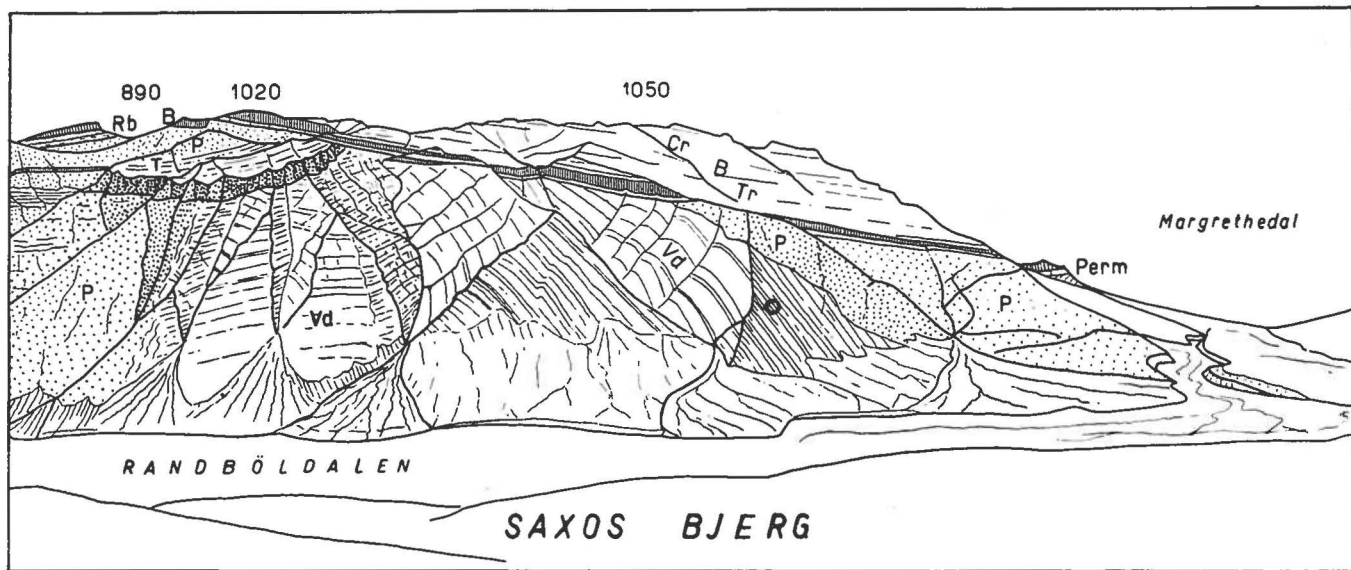


Fig. 10. Geologisch-perspektivische Skizze der Nordseite von Saxos Bjerg, westlicher Teil. Die Blickrichtung über den Punkt 1050 geht gegen Südwesten.

Legende: B Basaltlagergang, vertikal schraffiert. Kreide und Triasschichten sind ebenfalls von Basaltlagergängen durchsetzt. Cr Mittelkreide, Tr Eotrias, Rb Randbølserien, P Quarzporphyre und T Tuffe der Kap Franklinserien, Vd Vildtalsandsteine. Man beachte die diskordante Lagerung der Permschichten auf den mitteldevonischen Serien, sowie unter dem Punkt 1020 die Überlagerung der Vildtalsandsteine und der Porphyrgänge durch den oberen Teil der Kap Franklinserien. In den Vildtalsandsteinen ist mit dem Ring (unter dem Punkt 1050) die Fossilfundstelle von 1948 markiert, die *Gyroptychius grönlandicus* geliefert hat.



Fig. 11. Brockentuffe und geschichtete Tuffite auf der Südseite des Tälchens zwischen Randböl- und Margrethedal. Darin, links neben dem Hammer, ein grösserer porphyrischer Auswürfling.

und Tuffite, auf der östlichen rote und graue Sandsteine an. Darauf liegen gegen Osten, wahrscheinlich über einer Schichtlücke, intensiv grüne, feine Tuffite mit Pisolithen und glasigen Lavafetzen. Die Mächtigkeit der tuffitischen Serie ist grösser, als früher angenommen wurde, sie schwillt mit der Annäherung an die obere Porphyre des Randböldalen auf etwa 400 Meter an. Ein weiterer Teil ist durch die präpermische Abtragung verschwunden.

In einer steilen Bachrunse auf der Südseite des Passtälchens, etwas näher dem Randböl- als dem Margrethetalporphyr, stehen prachtvoll aufgeschlossene Breccientuffe an. Sie liegen über grünen Aschentuffen. Lagen von grobsandigem, tuffitischem Material wechseln mit undeutlich geschichteten vulkanischen Breccien ab. Zahlreiche Auswürflinge von verschiedener Grösse sind in die Sandsteine und Brockentuffe eingebettet: Bruchstücke von rotbraunen Quarzporphyren, rundliche Bomben und

Stücke mit angeschmolzener Oberfläche. Die grössten Blöcke, die beobachtet wurden, massen 60 Zentimeter im Durchmesser.

Im Talgrund gegen das Randböldalen stehen unter den Tuffen, am westlichen Rand des Randbölporphyrs, graugrüne, glimmerreiche Sandsteine an. Sie wurden von den Porphyren durchbrochen und weisen in der Nähe des Kontaktes zahlreiche, sekundär gebildete Feldspateinsprenglinge auf. Vom konglomeratischen Teil der Schichtenserie 2, die unter den Tuffen folgen sollte, wurde an dieser Stelle nichts gesehen, dagegen stehen sie auf der gegenüberliegenden, nordöstlichen Talseite an.

Östlich des Randbölporphyrs liegen auf der Südseite des Tales die limnischen Kalksand-schiefer der Vildtalserien, in denen *Gyroptychius groenlandicus* gefunden wurde. Die Konglomerate und Arkosen unter den Tuffen würden demnach hier das Hangende der als mitteldevonisch bestimmten Vildtalserien sein. Doch besteht zweifellos ein Hiatus zwischen den beiden Seriengruppen.

Die Margrethetalserien im westlichen Teil von Saxos Bjerg können weder nach unten noch oben genau abgegrenzt werden, sodass ihre stratigraphische Stellung etwas unsicher bleibt. Der aufgeschlossene Teil, der auf 1000 bis 1200 Meter Mächtigkeit geschätzt wird, lässt sich in zwei lithologisch verschiedene Abteilungen gliedern. Die untere, eine mächtige rote, eintönige und feinkörnige Sandsteinserie, gibt eine ruhige Sedimentation in einem flachen Becken an, das sich senkte und mit Material angefüllt wurde, das aus grösserer Entfernung stammte. Vulkanische Tuffe wurden bis jetzt in diesem untern Teil der Margrethetalserien nicht angetroffen. Doch dokumentiert das rote »Porphyrkonglomerat« im untern Serienteil eine unruhigere Episode und eine vorausgegangene mise en place vulkanischer Gesteine. Die obere Abteilung dagegen, die mit groben Arkosen und Konglomeraten beginnt, zeigt eine bewegtere Zeit an. Im Osten, nicht allzuweit entfernt, waren Teile des kaledonischen Unterbaues emporgestiegen, Granite wurden entblösst und mitteldevonische Porphyrdecken abgetragen. Und eine zur selben Zeit in der Nähe einsetzende vulkanische Tätigkeit förderte neue Quarzporphyre sowie feine und grobe vulkanische Tuffe zutage.

Im westlichen Teil von Saxos Bjerg liegt der mittlere Teil der Margrethetalserien über den Schichten mit *Gyroptychius groenlandicus*, sodass sie, ihrer Position nach, den Kap Franklinserien im östlichen Bergteil entsprechen müssten. Doch sucht man im Randböldal und bei Kap Franklin vergeblich nach einer Gesteinsfolge, die sich mit den roten Sandsteinen im Margrethedal vergleichen liesse, trotzdem es sich nur um eine Entfernung von 10 bis 15 Kilometer handelt. Leider gelang es nicht, in den Margrethetalserien Fossilien zu finden. Vielleicht kann man die vulkanischen Tuffe zur Datierung verwenden, da aber mehrere vulkanische Episoden dokumentiert sind und eine petrographische

Bearbeitung des Gesteinsmaterials noch aussteht, ist eine genauere Synchronisierung nicht möglich. Vorläufig muss man annehmen, dass es sich um zwei ungefähr synchrone, verschiedenartige Lithofaziestypen handelt: im Kap Franklingebiet, d. h. im Osten, Ausbildung einer kontinentalen, rhyolithisch-eruptiven Gesteinsformation, im Margrethedareal Entstehung von Gesteinen in einem limnisch-fluviatilen Beckenraum unter ariden Klimaverhältnissen. Im westlichen Teil von Saxos Bjerg befände man sich in der Übergangzone der beiden Faziesbezirke. Das östliche Gebiet ist charakterisiert durch verschiedene Abtragungsphasen, unterbrochen durch vulkanische Aufschüttungen, das westliche durch mehr oder weniger kontinuierliche fluviatile Ablagerung, die auch den Zeitraum in Anspruch nimmt, der im Osten durch den Hiatus zwischen Kap Franklin- und Randbölserien angegeben ist. Die roten Sandsteine im Margrethedal enthalten neben Sanden, die aus entfernteren Kristallingebieten stammen, das feine Verwitterungsmaterial der älteren vulkanischen Kap Franklinserien. Das vulkanische Liefergebiet muss man sich zum Teil noch östlich von Saxos Bjerg vorstellen, auch die Kristallinareale wären im äusseren Küstengebiet zu suchen. Die späteren Hebungen im Osten, die mit der Bildung der jüngeren Kap Franklinserien und der Rödetaalkonglomerate zusammenfallen, reichten weiter nach Westen, sodass sich die Grenzen der Faziesbezirke nach dieser Seite verschoben. So greift die oberste Kap Franklinserie mit ihren Konglomeraten und Tuffen gegen Westen ins Gebiet der Margrethetalserien hinein.

Auch in den oberdevonischen Vulkangebieten, die weiter im Westen liegen, stellt man ähnliche Wechselbeziehungen zwischen den Faziesbezirken fest. Während der Ablagerung der Kap Kolthoffserien bestand im westlichen Teil des Moskusoksefjordes ein vulkanisches Liefergebiet, das heute noch durch Schlotgänge, Porphyrdecken und Tufflagen erkennbar ist. Daran schliesst sich nach aussen eine Zone intensiv gefärbter, roter Sandsteine, die viel verwittertes Tuff- und Lavamaterial enthalten. Auch die Rotfärbung der noch jüngeren Kap Graahserien lässt sich räumlich und zeitlich mit vulkanischen, jedoch basischen Ausbrüchen in Verbindung bringen. In einer späteren Arbeit soll auf diese Verhältnisse und die Abgrenzung einzelner Faziesbezirke der Devonserien eingegangen werden.

Nach den Untersuchungen von 1948 wurde wegen der Ähnlichkeit der roten Kap Kolthoffserien mit den roten Margrethetalserien (BÜTLER 1949) angenommen, dass sie gleich alt seien. Die Untersuchungen von 1950 im Margrethedalgebiet und von 1952 am Moskusoksefjord lassen eher den Schluss zu, dass man es mit zwei ähnlichen, aber verschiedenartigen Faziestypen zu tun hat. Die Margrethetalserien wären, wie die Kap Franklinserien, mitteldevonisch, während die roten Kap Kolthoff-

serien am Moskusoksefjord zeitlich dem untern Teil des Oberdevons entsprechen.

Unter rein kontinentalen Ablagerungsverhältnissen sind die Bezirke gleicher Faziesmerkmale oft eng begrenzt, und auch übereinander liegende Schichthorizonte können in ihren lithologischen Merkmalen rasch ändern. Andererseits wiederholen sich gleichartige Schichtbildungen in benachbarten Gebieten, doch in andern Niveaus. Im ostgrönländischen Old Red, mit seinen fluviatilen, oft grobklastischen Sedimenten, die in einem ariden Klima entstanden sind, wurden nur an vereinzelt Stellen — es sind meist Becken mit limnischen Ablagerungen—Faunenassoziationen, die eine Biofazies charakterisieren, gefunden. So ist es schwierig oder unmöglich, die Schichten eines grösseren Gebietes streng stratigraphisch, d. h. nach Isochronen einzustufen. Man muss die Serien Schritt für Schritt verfolgen und dabei auch die lokalen, intradevonischen Falten und Diskordanzen, die Streuung gewisser Geröllassoziationen in den Konglomeraten, saure und basische Ergüsse samt ihren Tuffen u. a., zuhelfe nehmen.

5. Quarzporphyrgänge.

Im Anschluss an die Besprechung der Kap Franklin- und Margrethetalserien von Saxos Bjerg soll noch auf einige Porphyrgänge hingewiesen werden, die durch die Vildtalserien aufsteigen und zum Kap Franklinvulkanismus gehören. Einige dieser Gänge sind von den jüngeren Kap Franklinserien oder den Randbölkonglomeraten überdeckt, sodass ihr Alter stratigraphisch gut bestimmbar ist, währenddem bei andern die Überdeckung abgetragen wurde, sodass man sich auf die petrographischen Merkmale stützen müsste.

An der Südostseite von Saxos Bjerg, unmittelbar nördlich des Einganges zur Vilddalschlucht, durchbricht ein in nordwestlicher Richtung steil aufsteigender, mächtiger Quarzporphyrgang sowohl die Sandsteine der Vildtalserien wie den Deckenporphyr und die Tuffe an der Basis der Kap Franklinserien. Der Gang weitet sich nach oben trichterförmig aus und scheint sich mit den obern Deckenporphyren zu verbinden. Es handelt sich wahrscheinlich um eine der Ausbruchstellen der obern Kap Franklinrhyolithe am Saxos Bjerg. Die westliche Begrenzung des Ganges liegt in einer steilen Bachrunse, in der auf der einen Seite Sandsteine, auf der andern Porphyre anstehen. Ein grosser Schuttkegel bedeckt den Gehängefuss und südlich davon kommt, merkwürdigerweise, der Gang in der Flussrinne nicht mehr zum Vorschein. Es ist aber möglich, dass das rasche Aussetzen des grossen Ganges mit den Schichtenverschiebungen erklärt werden kann, die im untersten Teil des Vilddalen den Schichtenverband durchschneiden.

Zwei Kilometer östlich dieses Ganges, am Strand zwischen dem Delta des Vildflusses und der nördlich davon gelegenen Fangsthütte,

stösst man auf eine ungefähr 400 Meter breite Gangmasse von dichten, grauen Quarzporphyren. Darin sind Schollen und ganze Schichtpakete von Vildtalsandsteinen eingeschlossen. Der Gang ist in seiner ganzen Breite stark zerrüttet, stellenweise ist das Gestein vollständig brecciert, sodass es unmöglich ist, den genauen Verband festzustellen. Wahrscheinlich setzt der Rhyolith als mächtiger Steilgang auf, und die innere Zertrümmerung hängt mit den Bewegungen in der Bruchzone am Fusse der Giesecke Bjerge zusammen. In der Nähe des Meeres steigt im nördlichen Teil der sauren Masse ein Ostwest streichender Doleritgang von ungefähr 40 Meter Mächtigkeit mit ungefähr 30° Steigung gegen Süden auf, und an der Nord- und Südgrenze des Rhyolithganges stehen flache, etwas gegen Osten einfallende Doleritgänge an. Wie die basischen Gänge zusammenhängen, konnte nicht abgeklärt werden, wahrscheinlich handelt es sich um zwei oder drei miteinander in Verbindung stehende, jüngere Basaltkörper. Mehrere vertikale, Nordsüd verlaufende Basaltdykes durchschneiden alle Gesteine, sie gehören der jüngsten Eruptivgeneration an. Der Rhyolithgang, der sich gegen Westen verfolgen lässt, wird bergaufwärts rasch schmaler; als wenige Meter breiter Gang verschwindet er in 160 Meter Höhe unter dem Gehängeschutt. Doch erscheinen noch höher oben an einigen Stellen kleine rote Rhyolithaufschlüsse, und es scheint, als ob der saure Gang mit demjenigen von der Südostecke des Berges kommuniziere.

Im obern und mittleren Teil des Vilddalen steht auf der Nordseite, auf der Terrasse im untern Hangteil, ein ziegelrot anwitternder Rhyolithgang an. Im Westen liegt er als 30 bis 40 Meter mächtiger Lagergang in den Schichten der Vildtalserien und tritt in zwei steilen Felsköpfen am Hang hervor. Talauswärts nimmt die Mächtigkeit des Ganges ab, hier steht er bald steil, bald schräg in den Schichten. An einigen Stellen wird er von einem steilstehenden Quarz gange geschnitten (vergl. Fig. 9).

Im Randböldalen steigen am Fusse des mittleren Saxos Bjerges, ungefähr nördlich des Punktes 1020, einige mächtige, rotbraun und grünlich anwitternde Gänge durch die Vildtalsandsteine auf. Sie grenzen die untern Porphyre der Kap Franklinserien gegen Westen ab. Leider kann man, der starken Schuttbedeckung wegen, den Kontakt der flachen Porphyre mit den Gängen nicht sehen. Man bekommt aber den Eindruck, als ob sie mit einander in Verbindung stünden, währenddem die obern Kap Franklinserien die Gänge überschneiden (vergl. Fig. 10).

Talaufwärts, oberhalb dieser Steilgänge, folgen auf einer Strecke von ungefähr 2½ Kilometer Sandsteine und Schiefer der Vildtalserien. An der obern Porphyrmassse des Randböldalen setzen sie wieder aus. Diese schneidet als grosser, komplex zusammengesetzter Gang schräg durch die Schichten und scheint ins Niveau der oberen Kap Franklinserien zu gehören. Er wird aber, bevor er dieses erreicht, von der permischen

Transgressionsfläche abgeschnitten (Fig. 10), sodass die stratigraphische Stellung der Gangmasse nicht genau bestimmt werden kann. Auf der Westseite steht sie im Kontakt mit den Sandsteinen, die die kleine Synklinale gegen das Margrethedal bilden, und die wir zum Niveau 2 der Margrethetalserien rechnen. Die darauf liegenden Tuffe überdecken teilweise den Porphy. Auf der südlichen Talseite ist er 700 bis 800 Meter mächtig und fällt durch seine intensiven Verwitterungsfarben auf.

Die Porphyre setzten sich quer über das Randböldalen fort, dort wo es in eine östliche Richtung umbiegt, und steigen am jenseitigen Berghange, noch einige hundert Meter mächtig, bis ans überlagernde Perm auf. Im Untergrund des Talbodens bilden die Porphyre einen mächtigen Querriegel, der die Talsohle einengt. Oberhalb dieser Schwelle ist das Tal glazial ausgeweitet worden, möglicherweise bestand hier einmal ein Talsee, der mit Flusschottern aufgefüllt wurde. Unmittelbar oberhalb des Porphyrriegels hat ein aus dem gestauten Grundwasser aufstossender Eisstock einen regelmässigen, vulkanähnlichen Ringwall aus Flusschottern zustande gebracht. Dieser ist durch einen aufsteigenden und an der Spitze abschmelzenden Eisdome, einen sog. »Hydrolakkolithen« unterbaut (Tafel V).

D. Der Osthang des Knuden zwischen Vilddalen und Kap Franklin.

1. Allgemeines.

(Tafel I, II, IV und IX).

Der südliche Teil des Bergmassives, welches das Kap Franklingebiet einnimmt, wird auf den Karten gelegentlich auch als Franklinsfjæld bezeichnet und kulminiert mit 1200 Meter im Berge Knuden. Dieser bildet ein kleines, schwach gegen Westen geneigtes Hochplateau, das aus Perm- und Triasschichten sowie aus Basalten besteht. Den Fuss des Berges bilden devonische Gesteine. Der Berg setzt sich nach Osten in zwei Ausläufern fort, die durch ein kleines Hochtal von einander getrennt sind. Der nördliche, ein schmaler Berggrat, fällt steil zum Vilddalen ab. Wir nennen diesen mit Schutt überdeckten Bergsporn »Vildbjerg«. Vom Knuden aus setzen sich darauf die Permschichten und Basalte als schmale Gratbedeckung fort und streichen in der Höhe von 1040 Meter aus. Darunter stehen aufgerichtete Sandsteine der Vildtalserien und ein Granitstock an. Dem südöstlichen Ausläufer des Knuden, der sich gegen das Kap Franklin hinzieht, fehlt die Perm- und Basaltbedeckung, und er fällt als breiter Rücken zum Meere ab. Ihn durchschneidet in

ungefähr 850 Meter Höhe eine saigere Verwerfung, die vom Kap Franklin aus gegen Nordwesten streicht. Sie macht sich auf dem Grat durch eine gelb anwitternde, verquarzte Zone bemerkbar. Der Bruch streicht dann unter das Perm des Gipfelplateaus, das ihn ohne Denivellierung überdeckt. Gegen Südosten verschwindet er in der Nähe des Meeres unter der Basaltplatte von Kap Franklin. In der Morphologie des Berghanges tritt die Verwerfung kaum hervor. Der südwestliche Flügel des Bruches ist abgesunken, sodass die Strukturen und Schichten vom Südhange des Knuden und des Küstengebietes westlich von Kap Franklin nicht mit dem nördlichen Bergteile zusammenhängen.

2. Die Vildtalserien.

Der Unterbau des östlichen Teiles des Berges Knuden wird von einem intrusiven Granitstock eingenommen, der von Sandsteinen der Vildtalserien umhüllt ist. In der Nähe des Kontaktes wurden die Sandsteine meist zu Hornfelsen umgewandelt.

Im Vildbjerg stehen Sandsteine der Vildtalserien am ganzen Osthang des Berges bis hinauf zur Permplatte des Grates an. Weiter südlich, an der Küste gegen Kap Franklin, nehmen sie dagegen nur einen schmalen Streifen zwischen dem Meere und dem Granitmassiv ein; an der schmälsten Stelle ist er weniger als 50 Meter breit. Auf dieser Küstenstrecke ist der Intrusionskontakt des Granites mit den Sandsteinen überall aufgeschlossen. Die Sandsteine sind auch unter der Basaltplatte von Kap Franklin bis gegen die äusserste Landspitze zu sehen. Über den Basalten kann man, unmittelbar nördlich der Verwerfung, die Devon-schiefer bis auf die Höhe von ungefähr 500 Meter im Kontakt mit dem Granit verfolgen. Dann werden sie gegen Nordwesten von der Bruchlinie schräg durchschnitten und der Granit tritt seitlich mit den Kap Franklinserien in Berührung, die im Südflügel der Verwerfung anstehen. Auf dem Berggrat bilden, von ungefähr 700 Meter Höhe an, graue Sandsteine der Vildtalserien das Dach des Granites.

Gegen Norden, unter dem Grat des Vildbjerges, taucht der Granitstock unter die Sandsteinumhüllung und erscheint nochmals in einem kleinen Fenster an der steilen Südseite des Vildaldalen. Betrachtet man Flugbilder von der Ost- und Nordseite des Knuden, so sieht man, dass sich die Schichten der Vildtalserien als Mantel um den Granitstock legen. Ringsum sind sie an ihm aufgerichtet, unregelmässig dagegen scheint ihre Lagerung im Dach der Intrusivmasse zu sein.

Die Lagerungsverhältnisse der Vildtalserien im Vildaldalen wurden bereits besprochen. Südlich des Flussdeltas bilden die Schichten am Ostfusse des Vildbjerges eine Reihe kleiner, meist in Nordsüdrichtung

streichender und sich ablösender Wellen. Im Berghang dagegen richten sich die Schichten auf und in der Mitte, auf halber Höhe, stehen sie stellenweise senkrecht. Eine steile Störungslinie, die durch verquarzte Stellen und gefrittete Breccien angedeutet ist, durchzieht in südöstlicher Richtung die Schichten, und im Gehängeschutt treten Gesteinsbrocken mit rotem Feldspat aus der Kontaktzone mit dem Granit auf. Von Osten gesehen macht der Berg in seinem obern Teil den Eindruck einer steilstehenden Diapirfalte, der sich am Bergfusse eine unregelmässig gewellte, flachere Zone anschliesst.

Gegen Süden, dem Kap Franklin zu, fallen die Schichten in der östlichen Umrandung des Granites mit 40 bis 50 Grad gegen Osten ein, an der südöstlichen Bergkante, am Südrand des Granites, steil gegen Süden. Die Sandsteine weisen eine durch den Granit beeinflusste Tektonik auf, doch hat sich diese einer bereits vorhandenen Faltung der Sandsteine aufgeprägt.

Am Ostfusse des Vildbjerges stehen graugrüne, glimmerreiche Sandsteine mit Einlagerungen von roten Schiefeln an. Hier sind auch die Schichten mit der feinen Kreuzschichtung, die für gewisse Horizonte des untern Teiles der obern Abteilung der Vildtalserien charakteristisch sind, gut aufgeschlossen. Gegen Kap Franklin tritt der Granit mit dem obern Teil der Vildtalserien in Kontakt. Auf dem Dache des Granitstockes stehen graugrüne, glimmerreiche Sandsteine mit Pflanzenresten und konglomeratischen Lagen an. Teilweise sind die Sandsteine schwach vererzt und die Kalkgerölle der Konglomerate metamorph geworden.

Auf der Südostseite des Berges, auf 330 Meter Höhe, nahe der Verwerfung und in unmittelbarer Nähe des Granitkontaktes, wurden in der Umwandlungszone kalkhaltige Kieselschiefer mit Fossilien gefunden. Sie lieferten Reste von *Gyroptychius groenlandicus*, sodass kein Zweifel darüber besteht, dass der Granit jünger als diese Seriengruppe ist. Im Vildaldalen steht er in Kontakt mit den untersten der im Gebiete anstehenden Schichten der Vildtalserien, auf der Ostseite des Knuden mit den mittleren und in der Nähe von Kap Franklin mit dem oberen Teil derselben. Auch die Sandsteine auf dem Dach des Granites dürften dem obern Teil der Vildtalserien angehören. Ein grosser Teil der Vildtalserien wurde im Gebiet von Kap Franklin abgetragen, bevor es dort zur Ablagerung der nächstjüngeren Seriengruppe, den vulkanischen Kap Franklinserien kam.

3. Der Kap Franklin-Granitpluton.

Unter dem Berge Knuden liegt der kleine, mitteldevonische Granitpluton. Am besten ist er im untern Teil des östlichen Berghanges, direkt nördlich von Kap Franklin aufgeschlossen. Der Granit ist vom Gletscher

blank geschliffen und bis auf die Höhe von ca. 700 Meter aus dem Sandsteinmantel herausgeschält worden und steht vom Vilddalen gegen Süden bis zur Kap Franklinverwerfung an. Diese durchschneidet ihn. Der Granit erscheint auch in der abgesunkenen südwestlichen Scholle wieder, etwa 3 Kilometer westlich des Kaps. Auch auf seiner Westseite flankieren ihn dort Vildtalsandsteine, und über einer Abrasionsfläche wird er von den Kap Franklinkonglomeraten überdeckt. Er ist also, in nordwestlicher Richtung gemessen, auf einer Länge von ca. $5\frac{1}{2}$ Km. zu sehen, während die sichtbare Breite 3 bis $3\frac{1}{2}$ Kilometer ausmacht. Der Pluton ist aber gegen Westen nicht abgedeckt, sodass man nicht sieht, wie steil er untertaucht. Immerhin ist im tief eingeschnittenen Knudedal kein Granit anstehend, sodass man annehmen darf, der Pluton besitze einen mehr oder weniger ovalen Umriss und einen kuppelförmigen Kopf.

Am Kontakt mit dem Nebengestein schwimmen im Granit zahlreiche Einschlüsse von Devonsandstein, sowohl einzelne Blöcke, wie auch ganze Schollen, auch Marmorblöcke sind vorhanden, die aus der Tiefe heraufgeführt wurden. Zwischen den Schollen findet man schieferige Partien mit fluidalem Parallelgefüge. Die Devonsandsteine sind mancherorts am Kontakt zu gneisähnlichen Schiefen mit Feldspatlagen, zu Phylliten oder Hornfelsen umgewandelt worden. Dazwischen treten Granitlinsen und einzelne Granitgänge auf. Komplexe Kontakterscheinungen sind namentlich im Vilddalen und an der Küste nördlich Kap Franklin beobachtet worden. An der Südgrenze dagegen scheint die gegenseitige Kontaktwirkung gering gewesen zu sein. So liegt die Fossilfundstelle nordwestlich des Kaps nur wenige Meter vom Granit entfernt.

Der ganzen Erscheinungsform nach handelt es sich um einen postorogenen Diapirpluton, der in die Devonsandsteine der Vildtalserien aufgestiegen ist. Betrachtet man den Berg Knuden von Süden her, so scheint es, als ob die Quarzporphyrlagen, die durch den Berghang ziehen, gegen Osten seitlich in den Granit übergingen. Die Felduntersuchung zeigt aber, dass die flachliegenden Rhyolithe samt und sonders an der Kap Franklinverwerfung aussetzen. Sie gehören einem höheren, vulkanischen und etwas jüngeren Niveau an. Man stellt auch fest, dass der Granit und sein Dach von einem grossen, steilstehenden roten Rhyolithgang durchschlagen sind. Der Granit ist also älter als die sauren vulkanischen Gesteine des Kap Franklingebietes. Sein Alter kann am Knuden genau fixiert werden: Er ist etwas jünger als die mitteldevonischen Schichten mit *Gyroptychius groenlandicus*, aber älter als die ebenfalls mitteldevonischen, vulkanischen Kap Franklinserien. Zwischen den beiden Seriengruppen existiert im östlichen Kap Franklingebiet ein Hiatus. Es fehlen die Ablagerungen des Zeitintervalles, während welchem der Granit aufstieg und sein Dach abgetragen wurde.

Im geologischen Kartenbild des Kap Franklingebietes zeigt sich die auffällige Erscheinung, dass die auf die Granite folgenden rhyolithischen Nachschübe halbkreisförmig, peripherisch um den Granitpluton angeordnet sind.

Es ist wahrscheinlich, dass auch die Granitvorkommen im nördlichen Teil der Giesecke Bjerger, am Foldaelv, im Sindalen und auf der Südostseite des Ladderbjerges zur selben Zeit wie der Kap Franklinpluton entstanden sind. Doch kann, bevor genauere petrographische Untersuchungen der Gesteinsproben vorliegen, hierüber nichts sicheres ausgesagt werden. Die Entblössung dieser Granite erfolgte zur Zeit der Ablagerung der Kap Franklinserien, ihren Verwitterungsschutt findet man in den Rödetaalkonglomeraten (Margrethetalserien) und vor allem in den Randbölserien. MAYNC hat als Erster auf die Möglichkeit des devonischen Alters dieser Granite hingewiesen.

4. Die Kap Franklinverwerfung.

Die Kap Franklinverwerfung bewirkt, dass der geologische Bau, den der Berg Knuden dem Beschauer am Kejsler Franz Josefs Fjord zeigt, nur eine Fassade darstellt, die nicht mit dem dahinterliegenden Bergteil verbunden ist. Aus der Entfernung ist der Bruch kaum zu erkennen, er geht aber als scharfer Schnitt durch die präpermischen Formationen. Eine gelblich anwitternde, verquarzte Zone zeigt ein Stück weit im obern Hangteil den Verlauf an. An der Verwerfung ist der südwestliche Teil gegenüber dem nordöstlichen um rund 800 Meter abgesunken, die abgeglittene Scholle wurde etwas gegen Süden gekippt. Die Permschichten des Knuden überdecken ohne jede Beeinflussung den Bruch, sodass er als postmitteldevonisch und präoberpermisch bestimmt werden kann. Man ist versucht, ihn gegen Nordwesten, schräg durch die östliche Gauss Halvö, mit dem östlichen Bruch des Gastisdalgrabens zu verbinden, denn jener biegt im obern Teil des Gastisdales nach Südosten um und sein Alter wurde ebenfalls als präoberpermisch bestimmt. Doch konnte bis jetzt weder im obern Vilddalen, noch im Röde- oder Margrethedal eine bedeutende Schichtenverschiebung entdeckt werden. Die stratigraphischen Verbindungen scheinen dort kontinuierlich zu sein. So kann vorderhand nicht entschieden werden, wie sich die beiden Brüche fortsetzen und wo sie endigen. Sicher ist, dass sich die Kap Franklinverwerfung unter dem Berge Knuden fortsetzt, denn die Aufschlüsse im Knudedal stimmen nicht mit denen im obern Vilddalen überein.

5. Basaltgänge.

Mit der Darstellung der geologischen Verhältnisse in der engeren Umgebung von Kap Franklin soll einiges über das Vorkommen der

Basaltgänge gesagt werden. Nach dem Auftreten im Gesteinsverband kann man die jüngeren Basalte folgendermassen gruppieren:

- a. In flachliegende, den Deckschichten des devonischen Unterbaues mehr oder weniger konkordant eingefügte Lagergänge (das Auftreten dieser, den Plateaubasalten nahestehenden Lagergänge an der Küste von Zentral-Ostgrönland ist von BACKLUND (1942) charakterisiert worden);
- b. In bald steil, bald schräg oder flach durch den Sockel aufsetzende Intrusivgänge, die ihre Richtung, Neigung und Mächtigkeit häufig ändern, je nach den Schwächestellen der Gesteinskomplexe, die sie durchziehen;
- c. In glatt durchschlagende Steilgänge.

Von den devonischen, basischen Eruptiven, die an der Südküste teils intrusiv, teils effusiv den Gesteinsschichten eingelagert sind, soll später kurz die Rede sein. Auch sollen hier keine Ansichten über die mise en place der Basalte besprochen werden.

a. Die Lagergänge in den Deckschichten (Sills).

Die grosse, flächenhafte Verbreitung der Basalte im Gebiet der östlichen Gausshalbinsel tritt deutlich in der Karte von VISCHER (1949) und aus den Profilzeichnungen von MAYNC hervor. Die Deckschichten des Perms, der Trias und der Kreide sind von den Basaltflachgängen dermassen durchsetzt, dass das schichtenkonform intrudierte Basaltmaterial volumenmässig in gewissen Gebietsteilen mehr ausmacht, als die ursprünglich vorhandene Sedimentmasse.

Der unterste, auf grössere Flächen ausgedehnte Basalthorizont liegt auf dem Basiskonglomerat des Perms, machmal auch direkt auf der permischen Transgressionsfläche. Die im ganzen wenig mächtigen Perm-schichten wurden durch die Basalte meist in 2 oder 3 Lagen aufgeblättert. In den Sandsteinschichten der Eotrias und der Mittelkreide sind die Basaltlager weniger niveaunkonstant. Im Verhältnis zur Masse der Sedimente nimmt die Zahl der Flachintrusionen nach oben zu, sodass sich ein Übergang zu richtigen Plateaubasalten einstellt (BACKLUND 1942). Im Gebiet der südlichen Giesecke Bjerge ist das oberste Basaltstockwerk abgetragen, man findet es östlich der Niederung von Vestersletten. Eine mittlere Etage, in der Basalt- und Sedimentlagen miteinander abwechseln blieb im nördlichen Teil der Giesecke Bjerge und in der Einmündung von Ulve- und Margrethedal erhalten. Am Berge Knuden ist davon nur noch der unterste Teil vorhanden.

Über die Zufuhrkanäle der basischen Lagergänge sind wir für das untersuchte Gebiet schlecht orientiert. Es wurden allerdings hierüber keine besonderen Nachforschungen angestellt. Mächtige Vertikalstöcke,

wie sie BACKLUND (1942) für diese Flachintrusionen verlangt, wurden keine angetroffen. Dagegen stösst man im Sockel auf grosse Gänge, die sich in unregelmässigem Verlauf in die oberen Stockwerke durchsetzen, und die als Zufuhrwege betrachtet werden müssen.

Das genaue Alter der Flachintrusionen lässt sich im Kap Franklin-gebiet nicht bestimmen. Die jüngsten Sedimentschichten stammen nach MAYNE und VISCHER aus der mittleren Kreidezeit. Sie sind von den Basalten durchdrungen und wurden mit diesen bei den letzten Denivelierungen am Gieseckebruch verschoben. Die basaltischen Lagergänge sind also älter als die letzte grössere Bruchbildung.

Koralklöft-Inderdalenverwerfung (postdevonische Hauptverwerfung), La Cours Bjerg-Flexur und Nordhoeks Bjergbruch geben, im ganzen gesehen, die Westgrenze der Ausbreitung der grossen, jüngeren Flachintrusionen an. Die Basaltvorkommen im westlich davon gelegenen Devongebiet sind, mit einigen Ausnahmen, viel älter.

b. Die Basaltintrusionen des Unterbaues.

In den Devongesteinen im Sockel des Knuden setzen Basalte als unregelmässig verlaufende Gänge durch. Ist eine flache Schichtung vorhanden, wie z. B. bei den Quarzporphyren, Tuffen und Sandsteinen der Kap Franklin- und den Konglomeraten der Randbölserien, so folgen die Basalte streckenweise den Schichtflächen, bilden also plattenartige Gesteinskörper, steigen dann aber, schräg oder steil, als Einzelgang oder aufgespalten, in höhere Niveaus auf. Gelegentlich sieht man, dass aufsteigende Gänge blind endigen. In den massigen Graniten und grösseren Rhyolithmassen konzentriert sich der Basaltdurchbruch meist auf wenige grosse Spalten, die als Zufuhrwege für die höhern Flachbasalte dienen.

Für die unmittelbare Umgebung von Kap Franklin ist ein grosser Basaltgang charakteristisch, den man bis gegen das Knudedal verfolgen kann. Etwas weniger als 1 Kilometer nördlich des Kaps erscheint er am Meer als 10 bis 15 Meter mächtiger Gang, der mit ungefähr 25 Grad gegen Norden einfällt und sich gegen Westen, durch die Devonsandsteine und Granite, hangaufwärts zieht. In ungefähr 100 Meter Höhe flacht er gegen Süden aus und überquert, ohne jede Abweichung, die grosse Kap Franklinverwerfung. Gegen Kap Franklin senkt sich die Gangplatte nach Südosten. Durch Glazialerosion wurde sie bloss gelegt, und die Tal- und Küsteneinschnitte haben sie in mehrere geneigte Tafeln zerlegt. Auf der Südseite des Knuden steigt der gleiche Gang in verschiedene Niveaus der Kap Franklinserie auf und bildet bei seinem treppenartigen Anstieg mehrere flache Platten, die durch die Gletschererosion herauspräpariert wurden und im Berghang als Terrassen erscheinen. Gegen Westen scheint es, als ob der Gang bis in die Permschichten aufstiege.

Da aber dort viel Schutt den Berghang einhüllt, ist der Verlauf des Ganges nicht mehr zusammenhängend zu verfolgen.

Bereits MAYNC hat festgestellt, dass der Basalt bei Kap Franklin viel Einschlüsse enthält. Namentlich an der Unterseite des Flachganges kann man dort grosse, im Basalt eingeschlossene Blöcke von Granit und Devonsandsteinen sehen.

Ein weiterer grosser Gang, ziemlich steil gegen Norden einfallend, streicht in ostwestlicher Richtung durch den Fuss des Vildbjerges und zieht sich an die Nordostkante des Berges hinauf, die er in 730 Meter Höhe quert. Auf der Vilddalenseite liegt aber so viel Schutt, dass man nicht feststellen kann, ob er sich nach Westen fortsetzt oder mit dem grossen Doleritgang am Eingang ins Vilddalen verbunden ist.

In der kleinen Halbinsel zwischen Kap Franklin und dem Delta des Vilddalflusses kommt ein mächtiger Basaltgang zum Vorschein. Er fällt flach gegen Südosten ein und hat eine ähnliche Lagerung wie andere Basaltvorkommen an der Küste nördlich des Vilddalen. Offenbar handelt es sich um Basaltflachgänge, die an der Gieseckebergverwerfung abgelenkt sind. Wie sie untereinander zusammenhängen, ist nicht zu sehen.

c. Die Basaltsteilgänge.

Bei der Beschreibung der Verhältnisse am Unterlauf des Vilddalbaches und am Ostfusse von Huitfeldts Bjerg wurde bereits der Schwarm von Nordsüd verlaufenden Basaltdykes erwähnt, die offensichtlich Spalten folgen, die parallel zum nahen Gieseckebruch verlaufen. Man trifft die Gänge ebenfalls am Ostfusse des Vildbjerges und nördlich von Kap Franklin an. Dort durchschneiden sie fast geradlinig, ohne Rücksicht auf Gesteinsstrukturen und Gesteinsart, alle vorhandenen Formationen. Jedoch streichen sie am südlichen Ende der Giesecke Bjerge annähernd in Ostnordostrichtung.

In den Devonsandsteinen treten die Gänge oft als mauerartige Erhebungen hervor und zeigen eine regelmässige Zerteilung in horizontale Säulen. Im Granit des Knuden dagegen sind diese Basaltgänge meist ausgewittert und bilden kleine, geradlinig verlaufende Gräben oder Stufen am Hang. Der grösste dieser Basaltdykes, der durch den Kap Franklingranit zieht, ist stellenweise über 5 Meter breit und als schluchtartiger Einschnitt zwei bis drei Kilometer weit sichtbar. Die Steilgänge durchschneiden ohne Störung die Kap Franklinverwerfung, ebenso die grossen Schräg- und Flachgänge.

Weiter im Osten, im Basaltareal von Kap Bennet, durchschlagen zahlreiche nordsüd verlaufende Dykes die Plateaubasalte und zeigen auch dort, dass sie zur jüngsten Basaltgeneration des Gebietes gehören.

E. Die Südseite des Knuden.

1. Allgemeines.

(Tafel IV und IX).

Im folgenden soll der Küstenabschnitt zwischen Kap Franklin und dem ersten grösseren Tal im Westen, dem Knudedal, beschrieben werden. Dieses Tal mündet etwa $5\frac{1}{2}$ Kilometer westlich des Kaps ins Meer. Vom Fjord aus gesehen bietet der Südhang des Knuden dem Geologen ein offenes und übersichtliches Bild, und fast überall sind gute Aufschlüsse vorhanden. Nur war es wichtig festzustellen, dass die Südfassade des Berges nach unten verschoben ist und somit keine direkte Verbindung der Schichtenfolge mit dem anstossenden nördlichen Bergteil besteht.

Im flachliegenden Schichtenverband des Berghanges fallen von weitem zwei mächtige, rotbraune Rhyolithlagen auf. Durch differenzierte Glazialerosion sind sie an der Südostseite des Berges herausgeschält und abgeschliffen worden. Sie bilden nun ein vom Meere aus leicht zu erreichendes, ca. 2 km² grosses und gegen Südosten geneigtes, höckeriges Plateau. Es steigt von ungefähr 150 Meter Meereshöhe in der Nähe von Kap Franklin gegen Westen auf etwa 250 Meter an. Die vom dahinterliegenden Berghang herabkommenden Bäche vereinigen sich auf den Porphyren zu einer Sammelrinne und diese hat die Porphyryplatte durchschnitten. In der Vertiefung erscheinen nun unter den Eruptiven die liegenden Devonsandsteine.

Verschiedene Geologen haben, allerdings meist in nur kurzen Aufenhalten, die Umgebung von Kap Franklin untersucht, und übereinstimmend betonen sie, dass die geologischen Verhältnisse verwickelt seien. Auf der Karte von NORDENSKJÖLD (1907), die die Aufnahmen der Expedition von NATHORST vom Jahre 1899 sowie die Beobachtungen früherer Forscher zusammenfasst, ist das ganze Küstengebiet bei Kap Franklin von Basalten eingenommen, währenddem im Küstenstrich, längs der Südseite der Gauss Halvö bis zum Nordfjord, Devongesteine eingetragen sind. KOCH bezeichnete auf seiner Karte (1929, p. 68 und Pl. III) den Felsgrund am Knuden als prädevonischen Granit und tertiären Basalt. In der Beschreibung dagegen (1929, p. 62 u. f.) gibt er an, dass sich im Küstenprofil schwarze Eleonorebay-Kalke, rote Devonsandsteine, Granite, Porphyre, Basalte und vulkanische Tuffe vorfinden, die unübersichtlich neben und übereinanderliegen. Über die Porphyre sagt er, dass sie möglicherweise mit denen von Kap Parry und Kap Fletcher, die damals als permo-karbonisch betrachtet wurden, verbunden werden müssten. Ferner, dass er auf der Karte alle nicht granitischen Eruptive als tertiäre Basalte bezeichnet habe, dass aber eine spätere Untersuchung wahrscheinlich zeigen werde, dass ein Teil ältere Porphyre

seien (1929, p. 65). ORVIN, der kurze Zeit bei Kap Franklin weilte, zählte die Sandsteine, die er bis zur Warte von Kap Franklin verfolgen konnte, zur oberen roten Sandsteinabteilung des Devons (1930, p. 25), bemerkt aber dazu, dass die Schichtserie so von Eruptiven durchsetzt sei, dass es schwer falle zu bestimmen, welche Abteilung des Devons man vor sich habe. BACKLUND hat während 2 Tagen im Jahre 1929 die sauren Eruptive westlich von Kap Franklin feldgeologisch untersucht, und MALMQUIST hat die Gesteinssammlung bearbeitet (1935). BACKLUND hielt die grauen, pflanzenführenden Sandsteine in der Nähe seines Lagers, das sich ungefähr 8 Kilometer westlich des Kaps befand, für karbonisch, und er glaubte, dass die sauren Ergüsse, die auch dort durch Glazialerosion abgedeckt sind, mit den Basalten zu verknüpfen seien, d. h., dass sie spätkretazisch oder frühtertiär sein müssten. Was die petrographischen Untersuchungen der Eruptive anbetrifft, so sind wir vor derhand noch ganz auf die Angaben und Beschreibungen von MALMQUIST und BACKLUND angewiesen.

Die Aufnahmen von MAYNC und VISCHER vom Jahre 1938 haben die geologisch-stratigraphischen Verhältnisse im Kap Franklingebiet in den Hauptzügen abgeklärt. In den Sandsteinen und Konglomeraten des Bergfusses unterschieden sie mehrere Devonserien und fixierten die Rhyolithe als intradevonische Bildungen. Doch war es ihnen nicht möglich, die Serien der einzelnen Lokalitäten miteinander zu verbinden und sie einzustufen. Das abzuklären war eine der Aufgaben von 1950, nachdem es 1948 gelungen war, die unterste der Serien als mitteldevonisch zu bestimmen. Es gelang, die drei am Huitfeldts- und Saxos Bjerg definierten devonischen Seriengruppen auch im Knuden wiederzufinden, z. t. allerdings mit etwas veränderten Merkmalen. Fossilfunde in den untersten Serien haben die anfänglich nur auf lithologischen Anhaltspunkten basierenden Bestimmungen bestätigt.

2. Die Vildtalserien.

Die Sandsteine der Vildtalserien sind westlich der Kap Franklinverwerfung auf einer Strecke von gegen 4 Kilometer an der Küste durch junge Basalte und vor allem durch die Kap Franklinserien überdeckt. Sie erscheinen wieder westlich des Granitvorkommens, und man kann sie weit über das Knudedal hinaus gegen Westen verfolgen. Am Berghange sind sie von Porphyrgängen durchsetzt und von Porphyrergüssen überlagert.

MAYNC (1949, p. 16 u. f.) hat von einer Stelle, die ungefähr 3½ Kilometer westlich von Kap Franklin liegt, die untern Devonsandsteine und die diskordant darauf liegenden Kap Franklinkonglomerate eingehend beschrieben. Er charakterisiert den liegenden Schichtenverband als teils

dunkelgrüne, teils rötliche, feinkörnige und muskowitzführende Sandsteine. Darin fiel ihm eine Konglomeratbank auf, die, im Gegensatz zum darüberliegenden Kap Franklinkonglomerat, weder Devonsandstein noch Rhyolithtrümmer, sondern nur Gerölle aus der Eleonorebay-Formation enthielt. Weiter im Westen, gegen das Knudedal, notierte MAYNC dunkelrote bis violette und grüngraue, teilweise mergelige und tonhaltige Sandsteine, dazwischen schieferige, muskowitzführende Kalksandsteine. Er bezeichnet die Serie als schwach gefaltet. Seine Angabe, dass sie in 340 Meter Höhe durch das Perm überlagert sei, muss auf einem Irrtum in der Höhenangabe beruhen. Wie es die Karte von VISCHER angibt, tritt das Perm erst unter dem Gipfel des Knuden auf.

Dass es sich um Schichten der Vildtalserien handelt, ist neben der stratigraphischen Position und den lithologischen Merkmalen auch durch Fossilien belegt, die 1950 an verschiedenen Stellen dieses Küstenabschnittes gefunden wurden. Aber es war unmöglich, in kurzer Zeit längs der Küste zusammenhängende, stratigraphische Profilaufnahmen in den Vildtalserien zu machen. Im ganzen gesehen, lässt sich ungefähr die gleiche Reihenfolge wie im Vilddalen feststellen:

1. Im untern Teil eine graugrüne, konglomeratische Sandsteingruppe. Die tiefsten Schichten sind an der Küste, westlich der Granitkuppen, unter dem Kap Franklinkonglomerat zu sehen. In der Nähe des Granites sind die Schichten etwas dunkler gefärbt, als dies gewöhnlich der Fall ist und, wie GRÄTER feststellte, von kleinen, mehr oder weniger konformen Granitgängen durchsetzt. Der Granitstock selber steht hier dagegen diskordant zum Schichtenverband. In einiger Entfernung vom Granitkontakt sind es graugrüne, teils bankig quarzitische, teils glimmerreiche, schieferige, rote Lagen, teils konglomeratische Schichten. Nach oben wird dieser untere, mit ungefähr 100 bis 200 Meter Mächtigkeit anstehende Schichtenkomplex durch einen etwas helleren, 10 bis 20 Meter dicken konglomeratischen Horizont abgeschlossen. Zwischen grobkörnigen, kreuzschichtigen Sandsteinen mit eingestreuten Geröllen liegen einige Konglomeratbänke. Die darin enthaltenen Gerölle stammen aus den kaledonischen Gesteinsserien: man findet verschiedene Quarzite, schwarze und graue Kalke, gelb anwitternde Dolomite, vereinzelte Granit-, Gneis- und Grünsteintrümmer. Die meisten sind gut gerundet, ihr Durchmesser ist unter Faustgrösse, meist sogar nur 2 bis 4 Zentimeter, einzelne Stücke sind eckig.
2. Im mittleren Teil dominieren dunkelgraugrüne Plattenschiefer. Sie liegen konkordant auf der Unterlage. Es handelt sich um glimmerreiche, manchmal aber fast quarzitische, feinkörnige, dunkle Platten, ferner um fast schwarze Kieselkalke und einige braunrote, tonhaltige

Bänder. Aus der Entfernung gesehen könnte diese Schichtgruppe mit gewissen Niveaus aus der Eleonorebay-Formation verwechselt werden. Die Mächtigkeit beträgt schätzungsweise 200 bis 300 Meter.

3. Nach oben gehen die dunkeln Plattenschiefer in eine Wechselfolge von graugrünen und roten Sandsteinen über. Sie weist Rippelmarken, Trockenrisse und Kreuzschichtungen auf; eingelagert sind kalkige, schwach bituminöse Schiefer, die gelegentlich fossilführend sind. Im Südhang des Berges Knuden ist dieser obere Teil der Vildtalserien nur mit seiner Basis anstehend, dagegen ist er westlich vom Knudedal gut vertreten.

Die untersten Teile des im Vilddalen anstehenden Schichtenverbandes sind am Südfusse des Knuden nicht aufgeschlossen, der Granit ist hier in ein etwas höheres Niveau als dort aufgestiegen. An zwei Stellen wurden am Fusse des Knuden Fossilien gefunden; einmal auf dem Vorplateau, unter den Porphyren in 220 bis 240 Meter Höhe, an der Basis der obern, grün- und rotgebänderten Sandsteinserie. Nach den Bestimmungen von JARVIK ist darin *Gyroptychius groenlandicus* enthalten. Die zweite Lokalität befindet sich an der Küste, ungefähr $4\frac{1}{4}$ Kilometer westlich von Kap Franklin. Sie liegt in einem etwas tieferen Niveau, in den dunkelgrünen bis grauschwarzen, zum Teil kalkigen Plattenschiefern, die dem mittleren Teil der Vildtalserien entsprechen. Die Schichten stehen an der betr. Stelle im Kontakt mit einem kleinen Granitkörper, ferner mit einem Porphyr- oder Aplitgang und einem 10 Meter breiten, vertikalen, basaltischen Dyke. Die Schichten sind etwas mit Erz imprägniert, unregelmässig verbogen und beinahe schwarz. JARVIK erkannte unter dem von dieser Stelle stammenden Material Reste von *Osteolepiden*, *Crossopterygierzähne*, *glyptolepisartige* Schuppen, *Esteria* und Pflanzenreste. Hiezu schreibt er, dass diese Lagen, die *Esteria* führen, möglicherweise ein anderes stratigraphisches Niveau als die mit *Gyroptychius groenlandicus* angeben, dass jedoch die zusammen mit *Esteria* vorkommenden Schuppen eines *Osteolepiden* und von *Glyptolepis* keine nähere Altersbestimmung als »Mitteldevon« erlauben.

Die Schichten der Vildtalserien sind auf der Südseite des Knuden in kleine, unregelmässig verlaufende Falten verbogen. Im ganzen genommen streichen die Schichten Ostwest bis Westnordwest und fallen mehr oder weniger steil gegen Norden ein. Doch ist gelegentlich auch ein schwaches südliches Einfallen zu sehen. Für eine Rekonstruktion der ursprünglichen Faltenformen sollte man die späteren Störungen eliminieren können, doch ist dies kaum möglich. Schon durch das Eliminieren der Südkippung der Knudenscholle an der Kap Franklinverwerfung würden die Schichten um ca. 10 Grad stärker nach Norden abfallen und möglicherweise liessen sich dann die beobachteten Kleinfalten als ein-

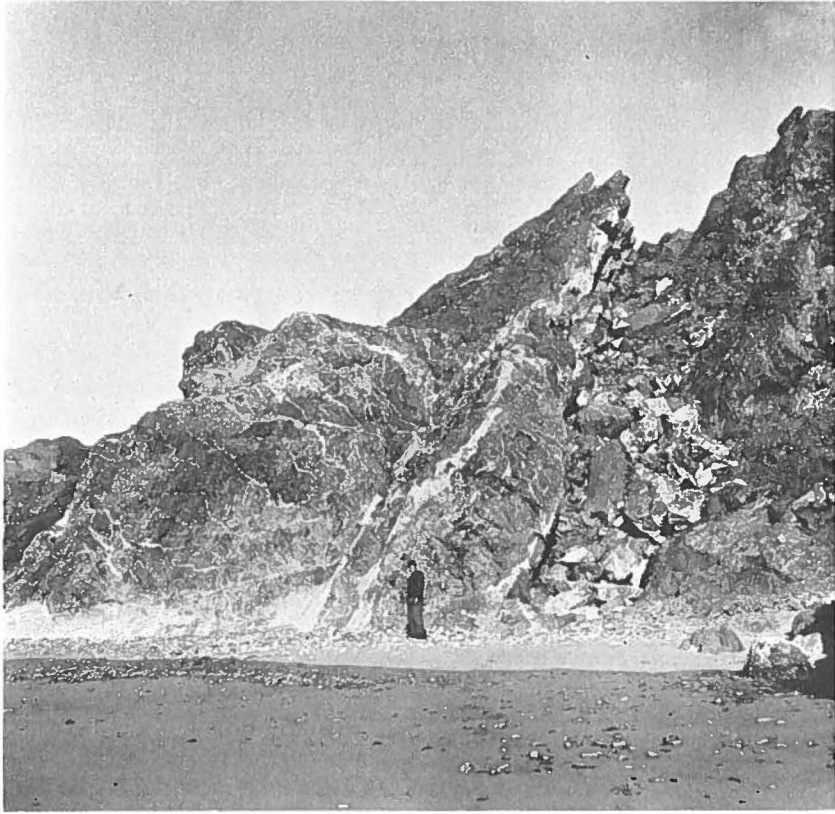


Fig. 12. Verwerfungskluft an der Küste östlich vom Knudedal in den dunkelgrauen Sandsteinplatten der mittleren Vildtalserien. Die Fiederspaltten des abgesunkenen südwestlichen Schichtenpaketes sind mit Calcit ausgeheilt.

fache Verbiegungen im Nordschenkel einer grösseren Antiklinale interpretieren.

Einige kleinere Verwerfungen durchschneiden den Schichtenverband. Da die meisten dieser Störungen in westnordwestlicher oder nordwestlicher Richtung streichen, sind sie wahrscheinlich als Nebenbrüche, gleichzeitig mit der grossen Kap Franklinverwerfung entstanden. Die auffälligste dieser Linien ist am Strand, ungefähr $4\frac{1}{2}$ Kilometer westlich von Kap Franklin und einige hundert Meter östlich der kleinen norwegischen Fangstütte, angeschnitten. Ein kleiner, isolierter Felsturm springt dort gegen das Meer vor. Unmittelbar westlich davon streicht eine glatt durch die Schichten setzende Verwerfungskluft ans Meer aus. Die Verschiebungsfäche fällt mit ungefähr 65 Grad gegen Südwesten ein. Eine breite Kluftspalte ist mit weissem Calcit gefüllt, desgleichen die vielen Fiederspaltten und Risse in den dunklen Sandschiefern. An die Verwerfung stossen nordostwärts die grauen Konglomeratbänke der



Fig. 13. Die Küste $2\frac{1}{2}$ Km. westlich Kap Franklin. Die dunkeln Felsen links hinten, am Meer, bestehen aus Granit. Rechts daneben steht am Fusse der Schutthalde die Basisbreccie der Kap Franklinserien an, die sich längs des Strandes bis zum Zeltlager verfolgen lässt. In der Schutthalde kommen helle, grobe Sandsteine der Kap Franklinserien zum Vorschein, den obern Abschluss des Küstenhanges bildet die Steilwand aus roten Quarzporphyren, darüber liegt das Vorplateau des Berges Knuden. Im Vordergrund, links neben den Zelten, ein ehemaliger Eskimowohnplatz.

untern Vildtalserien, während auf der Südwestseite die dunkelgrünen Plattenschiefer anstehen. Der Betrag, um den der südwestliche Flügel abgesunken ist, beträgt kaum hundert Meter (siehe Fig. 12).

3. Der Kap Franklin-Vildtalgranit.

Etwa 3 Kilometer westlich von Kap Franklin tritt am Ende eines flachen, von Konglomeraten gebildeten Strandstückes eine Gruppe von steilen Felsbuckeln auf. Sie bestehen aus rötlichem, grobkörnigem Granit und sind auf der Landseite ringsum von den Basisbreccien der Kap Franklinserien überlagert. Das Granitvorkommen wurde 1948 als ein Fenster des kaledonischen Untergrundes betrachtet, doch zeigten die Beobachtungen GRAETERS vom Sommer 1950, dass es sich um den gleichen Granit wie an der Küste nördlich von Kap Franklin handelt.

Der Kontakt des Granites mit den Vildtalsandsteinen ist nicht zu sehen, doch wurden in dessen Nähe Granitgänge in den untern Sand-



Fig. 14. Die Granitkuppen am Strand, 3 Km. westlich Kap Franklin. Blick gegen Osten, im Hintergrund die Bontekoe Ø. Im Vordergrund links steht die Breccie von der Basis der Kap Franklinserien an.

steinen beobachtet, die jeden Zweifel über das mitteldevonische Alter des Granites beheben. Der Granit ist jünger als die Vildtalserien, in die er Gänge ausschickt, und älter als die Kap Franklinkonglomerate, die ihn auf einer Abrasionsfläche überlagern.

Der Muskowitgranit der Felshügel weist stellenweise ziemlich viel dunkle Gemengteile (Biotit und Hornblende) auf. Sandsteineinschlüsse und grünliche, schlierige Schieferpartien weisen darauf hin, dass es sich um die Randzone des Granitstockes handeln muss.

Etwa $1\frac{1}{4}$ Kilometer weiter im Westen, östlich der Stelle, an der die vorhin in den Vildtalserien beschriebene Calcitkluft ans Meer tritt, stösst man am Strand, zwischen den dunkeln, graugrünen Sandsteinen, auf einen niederen Felskopf, der aus einem merkwürdigen, dem Aussehen nach grob-arkoseartigen Gestein besteht. Es ist eine mehr oder weniger deutlich gebankte Breccie, die nur aus Feldspat- und Quarzstücken besteht. In einigen, bei Ebbe trocken liegenden Klippen erscheint darunter eine noch gröbere rote Breccie, zusammengesetzt aus Granitbruchstücken und einem granitischen Zwischenmaterial. Nach dem Feldbefund konnte nicht sicher entschieden werden, ob es sich um eine klastische Breccie, oder um einen zerbrochenen und wieder zusammengeschmolzenen Granitgang handelt. Die petrographische Untersuchung steht hierüber noch aus.

Die Aufschlüsse zeigen also, dass der Kap Franklin-Vildtalgranit auch in der abgesunkenen Knudenscholle ansteht. Nördlich des Kap

Franklinbruches ist der Granit in ungefähr 700 Meter Höhe von Teilen der Vildtalseerien überdacht, auf dem abgesunkenen Flügel steht er auf Meereshöhe an und wird, auf einer Abrasionsfläche, direkt von den Kap Franklinserien überlagert.

4. Die Kap Franklinserien.

Dem Bild, das der Knuden einem Beschauer im Süden bietet, verleihen die Gesteine der Kap Franklinserien einige auffällige Züge. Vor allem sind es die Quarzporphyrdecken, die teils als breite, braunrote Streifen im flachliegenden Schichtenverband, teils als säulengegliederte Steilwand am Rand des dem Berg vorgelagerten Plateaus hervortreten.

Die Kap Franklinserien setzen sich auch hier, wie an den andern Lokalitäten, einerseits aus Lagen vulkanischer Gesteine und dazu gehörender Steilgänge, andererseits aus grobklastischen fluviatilen Sedimenten und lokalem Schutt zusammen. Als Ausgangsstelle für die Beschreibung der Lagerung der Kap Franklinserien wählt man am besten die Stelle, die von MAYNC beschrieben und abgebildet wurde (1949a, p. 17, Fig. 4). Sie liegt ca. $3\frac{1}{2}$ Kilometer westlich von Kap Franklin. Der Beschreibung, die MAYNC gibt, können wir für diese Stelle nichts Wesentliches mehr beifügen.

Auf den mit 30 bis 70 Grad gegen Norden einfallenden Schichten der Vildtalseerien liegt eine grobe, ungeordnete Breccie, deren Bänke mit 10 bis 15 Grad gegen Süden absinken. Die diskordante Auflagerung fällt im Küstenanriss sofort auf. Die Basisbreccie der hangenden Serie setzt sich ausschliesslich aus verschwemmtem, lokalem Schutt zusammen, in dem vor allem Trümmer von Sandsteinen der liegenden Serien und von verschiedenen Quarzporphyren, sowie etwas Material aus der Eleonorebay-Formation zu finden sind. Die Trümmer sind meist eckig, einzelne Blöcke messen bis zu einem Meter im Durchmesser, daneben kommen aber auch gut gerundete Gerölle und Facettengeschiebe vor.

Bergwärts dieser Stelle stehen am Hang graugrüne Schiefer der Vildtalseerien an. Da Gehängeschutt die Kontakte verdeckt, ist nicht zu sehen, ob die Breccie durch eine kleine Verwerfung abgesenkt ist oder, was wahrscheinlicher zu sein scheint, den Grund einer in Nordost-Südwestrichtung verlaufenden Rinne einnimmt. Denn gegen Osten, längs des Strandes, kann man die Breccie etwa einen Kilometer weit ohne Unterbruch verfolgen. Sie überdeckt zuerst das kleine Vorkommen des Kap Franklin-Vildtalgranites, dann sinkt die Auflagerungsfläche unter den Meeresspiegel, sodass das Liegende nicht sichtbar ist. In diesem Küstenabschnitt enthält die Breccie fast ausschliesslich Trümmer von Devon-sandsteinen und wird konkordant von einer gelblichweissen Sandsteinfolge überlagert, die ihrerseits von Rhyolithen überdeckt wird. Am östlichen Ende des flachen Küstenstreifens, ungefähr 1 Kilometer von den

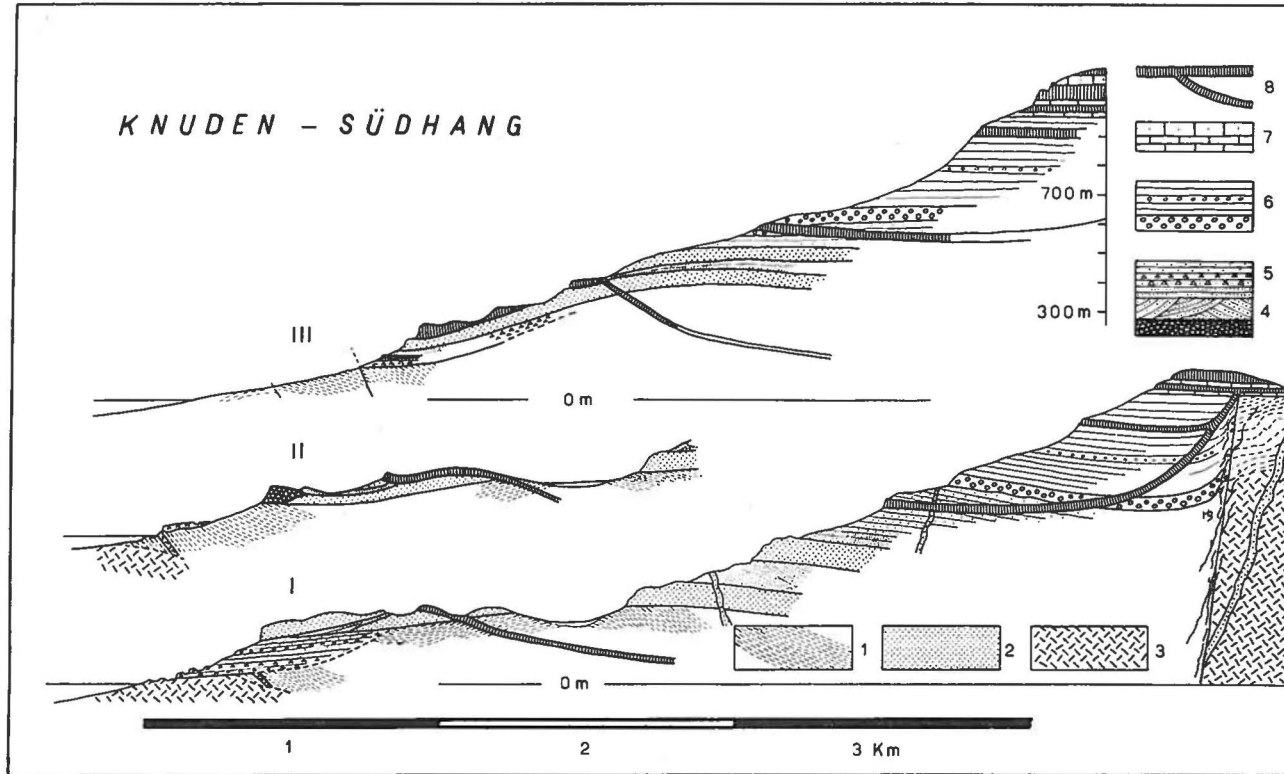


Fig. 15. Profile durch den Knuden-Südhang. Profil I liegt 3 km, Profil II $3\frac{1}{2}$ km und Profil III 4 km westlich Kap Franklin.

Legende: 1 Vildtalserien, 2 Quarzporphyre der Kap Franklinserien, 3 Granit, 4 Porphyrkonglomerat, Tuffe und Tuffite der Kap Franklinserien, 5 Breccien, Konglomerate und fluviatile Sandsteine der Kap Franklinserien, 6 Konglomerate und Sandsteine der Randbölserien, 7 Perm und Eotrias, 8 Basaltgänge.

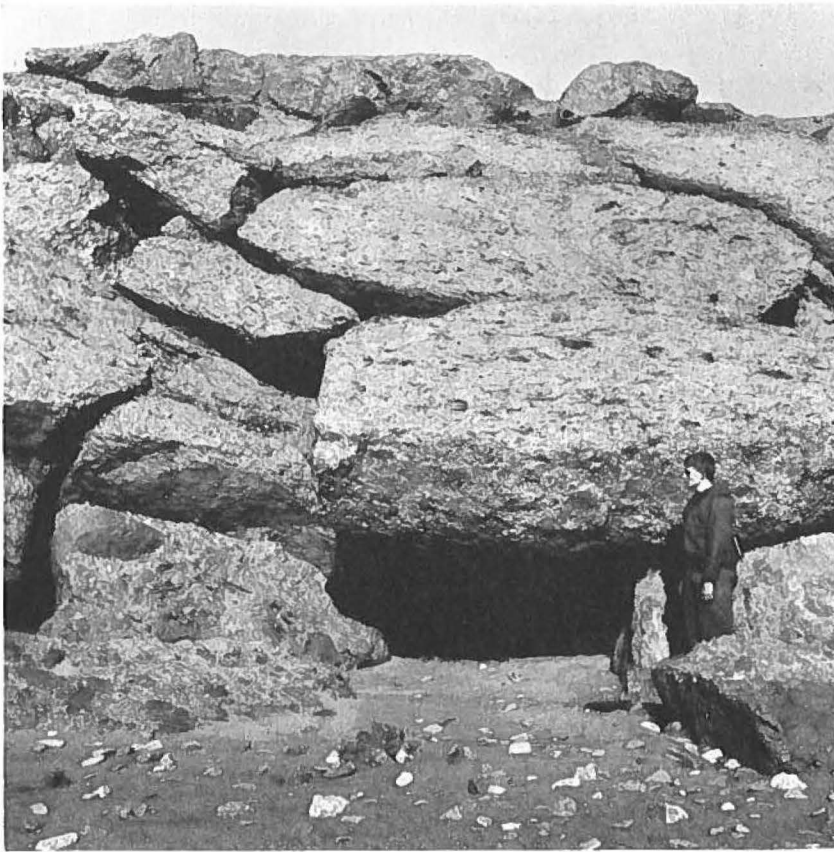


Fig. 16. Das Basiskonglomerat der Kap Franklinserien, am Strand unmittelbar östlich Lager I bei Kap Franklin (siehe Fig. 13).

Granitkuppen entfernt, neben dem alten Eskimowohnplatz, tritt ein flacher, felsiger Rücken ans Meer vor. In dessen unteren Teil findet man gebankte Konglomerate von der Basis der Kap Franklinserien, nur enthalten sie hier fast ausschliesslich rote Quarzporphyrtrümmer. Hangaufwärts geht dieses Gestein, ohne auffallende Grenze, in kompakten Quarzporphyr über. Darin findet man aber noch einzelne konglomeratische Schollen und Inseln der hellen Sandsteine eingeschlossen. Noch weiter gegen Osten folgt eine kleine Sandbucht, an der die Konglomerate, in einem vertikalen, scharfen Kontakt, an massige Porphyre stossen. Und solche stehen nun ostwärts bis zur Findlingsbucht, d. h. auf einer Strecke von rund einem Kilometer, ohne Unterbruch an. Hierauf treten wieder flach geschichtete Sandsteine und Konglomerate der Kap Franklinserien zutage. Eine mächtige Porphyrmassive ist also in diesem Küstenabschnitt durch die Schichtgesteine aufgestiegen. Im Hintergrund der Findlingsbucht verläuft der Kontakt der Sandsteine mit den Eruptiven

ungefähr in der kleinen Bachschlucht, die in nordwestlicher Richtung auf das Vorplateau des Berges führt. Auch gegen Osten, dem Kap Franklin zu, werden die Schichten durch einen schrägen Steilgang von Quarzporphyr abgegrenzt. An diesem streicht die Kap Franklinverwerfung ans Meer und weiter ostwärts sind deshalb keine Gesteine der Kap Franklinserien mehr anstehend.

Die breite Porphyrmassse zwischen Findlingsbucht und Eskimowohnplatz hat die Basisbreccien und die daraufliegenden Sandsteine durchschmolzen und scheint nach oben mit der untersten Porphyredecke des Berges Knuden in Verbindung zu stehen. Es muss dies eine der grossen Durchbruchstellen der Porphyre der Kap Franklinserien in der Umgebung des Kaps sein. Auf Grund der Beobachtungen an diesem Küstenstrich sei festgehalten:

- a. dass sich die Zusammensetzung der Basisbreccien und die Schichtenfolge von Ort zu Ort ändert,
- b. dass in den Basisbreccien der Kap Franklinserien reichlich Quarzporphyrtrümmer vertreten sind, sodass bereits vor ihrer Ablagerung Eruptive anstehend waren,
- c. dass die tieferen Kap Franklingesteine von jüngeren Porphyrmassen durchbrochen und überdeckt wurden, woraus auf wiederholte vulkanische Ausbrüche geschlossen werden kann.

Im folgenden sollen einige Stellen beschrieben werden, die Aufschluss über die Schichtenfolge der Kap Franklinserien geben.

Die Schichtenfolge an der Findlingsbucht (vergl. Tafel IX).

Im Hintergrund der Findlingsbucht steht auf einer Breite von 500 bis 600 Meter eine ca. 150 Meter mächtige Schichtenfolge von flach gelagerten Konglomeraten und Sandsteinen an. Sucht man nach ihrer Unterlage, die unter den alten Strandwällen der Bucht verborgen liegt, so stösst man bald auf kompakte Quarzporphyre, bald auf Breccienbänke, die Trümmer von Porphyren und Sandsteinen enthalten. Es macht den Anschein, als ob die Konglomerate nach unten in Porphyre übergingen, d. h. dass es sich um einen unscharfen Intrusionskontakt mit etwas jüngeren, von unten her aufgestiegenen Eruptiven handelt. Da der geschichtete Gesteinskomplex auch seitlich von aufgestiegenen Rhyolithen begrenzt ist und ihn Rhyolithergüsse überdecken, erweckt er den Eindruck einer grossen, rings von Porphyren umschlossenen Scholle. Doch liegen die Schichten zweifellos an ihrem ursprünglichen Ablagerungsort.

Im untern Teil der Schichtenfolge dominieren Konglomerate, nach oben gehen sie in Quarzsandsteine über, die teils grobkörnig, teils fein-

körnig sind, im Anschlag eine graue bis graubraune Farbe besitzen und hellgelb anwittern. Sie weisen Kreuzschichtung auf, sind glimmerreich und führen Calcit im Bindemittel. Zwischengelagert sind konglomeratische Bänke, in denen gerundete Porphy- und Sandsteintrümmer dominieren.

Trotz langem Suchen haben die Schichten keine bestimmbareren Fossilreste geliefert.

Bergwärts kann man die Schichten bis auf ungefähr 170 Meter Meereshöhe verfolgen. Dort sind sie von einer 30 bis 40 Meter mächtigen Rhyolithlage überdeckt, die sich etwas gegen Osten senkt und auf tiefere Schichten übergreift. Auf den kompakten Rhyolithen liegen geschichtete Tuffite, rhyolithische Brockentuffe und Lagen von blasigen Rhyolithen. Diese sehen zum Teil Konglomeraten ähnlich, da sie viele und grosse Sphärolithe enthalten. Die Kugeln messen manchmal über 20 Zentimeter im Durchmesser. Die einen zeigen einen zonaren Aufbau, andere erscheinen gleichmässig kompakt und homogen, bei vielen finden sich im Innern Hohlräume, die mit kleinen Quarzkristallen und hämatitischem Staub austapeziert sind; bei den kleineren, zonar gebauten, besteht das Zentrum aus einem unregelmässig begrenzten Calcitkristall, wieder andere besitzen im Kern ein fremdes Gesteinsstück. Viele dieser Sphärolithe dürften vulkanische Bomben sein.

Höher am Berg folgen 2 weitere, noch mächtigere Rhyolithlagen, die durch Tuffite von einander getrennt sind. Sie werden in den folgenden Profilen von der Mitte des Berges näher beschrieben.

Profil von der Bergmitte.

Das Profil, das von der Mitte des Berges Knuden und aus dem mittleren Drittel seiner Höhe stammt, wurde in einem Tracé aufgenommen, das auf dem Vorplateau in ungefähr 200 Meter Höhe beginnt und einem Bergvorsprung zwischen 2 Bachrunsen folgt (Fig. 15, I). Hier liegen die Deckenporphyre direkt den Vildtalsandsteinen auf. Von unten nach oben ergab sich folgende Reihenfolge:

1. Von 210 bis 260 Meter Höhe: Wechsellagerung von grüngrauen und rotbraunen Sandsteinen der obern Vildtalserien. Sie streichen in westlicher bis südwestlicher Richtung und fallen mit 15 bis 30 Grad gegen Norden ein. Sie stehen im untersten Teil der Bacheinschnitte des Berghanges über dem Vorplateau und auf der südlichen Seite der Bachschuttfläche an. Dort fallen die Sandsteine gegen Süden ab, es zeichnet sich in ihnen eine kleine, westoststreichende Antiklinale ab, die diskordant von den Porphyren überdeckt ist.
2. In einem steilen Hangstück stehen von 260 bis 320 Meter rotbraun anwitternde, im frischen Bruch aber graue und grünliche Quarz-

porphyre an. Sie bilden eine durchgehende, schwach gegen Süden abfallende Schichtenlage, die sich wahrscheinlich aus mehreren Ergrüssen zusammensetzt.

3. Darüber folgen, von 320 bis 430 Meter, zersetzte Porphyre, verkitteter Porphyrschutt, darauf grünliche Tuffe und Tuffite, alles sehr unregelmässig, teilweise sich überkreuzend gelagert. Jüngere, steile Porphyrgänge durchqueren das Gestein.
4. Von 430 bis 490 Meter stehen die obern, braunrot bis ziegelrot anwitternden Porphyre an. Sie enthalten massenhaft Sphärolithe und gewisse Teile können als Kugelrhyolithe bezeichnet werden. Im obern Teil sind die kleinen roten Kugeln, die 2 bis 4 Zentimeter messen, lagenweise in eine dichte, grüne Grundmasse eingebettet und das Gestein macht den Eindruck eines entglasten, groben Perlithes.
5. Wiederum folgen, von 490 bis ca. 520 Meter, zersetzte Quarzporphyre, geschichtete Tuffe mit makro- und mikrosphärolithischen Absonderungen, dann Tuffite die
6. auf ca. 520 Meter Höhe in grünliche und violettgraue, grobkörnige Sandsteine übergehen.
7. Zwischen 590 und 610 Meter schaltet sich ein Basaltlagergang ein, dann folgen
8. von 610 bis 660 Meter, grüne, gelbliche und rote, glimmerreiche Sandsteinschiefer.
9. Auf 660 Meter beginnt, mehr oder weniger konkordant, aber auf unebener Fläche abgelagert, ein ca. 40 Meter mächtiges, rotbraun anwitterndes Konglomerat; über ihm liegt eine Serie von Quarzsandsteinen, die weder Tuff- noch Porphyreinlagerungen aufweist. Das Konglomerat wird als Basis der Randbölserien betrachtet.

Die Kap Franklinserien sind also in diesem Profil mit 2 Rhyolithdecken von je ungefähr 60 Meter Mächtigkeit vertreten, auf jeder liegen Tuffe und Tuffite und auf den obern Quarzporphyren noch eine Sandsteinablagerung fluviatiler Herkunft. Die tiefsten Lagen der Kap Franklinserien fehlen hier.

Verfolgt man den Verlauf der beiden Porphyrlagen, so sieht man, dass sie sich gegen Osten bis an die Kap Franklinverwerfung fortsetzen. Unter ihnen erscheinen aber über der Findlingsbucht noch tiefere, geschichtete Porphyre. Gegen Westen dagegen, dem Knudedal zu, nähern sich die beiden obern Rhyolithdecken und die zwischen ihnen liegenden Tuffe werden auf eine dünne Zwischenlage reduziert. Nach Süden, dem Meere zu, senken sich beide Rhyolithlagen auf die wellige Plateaufläche hinunter. Wie am Berghange liegen auch im nördlichen Teil des Plateaus die untern Porphyre den Vildtalsandsteinen auf. Auf der untern Decke

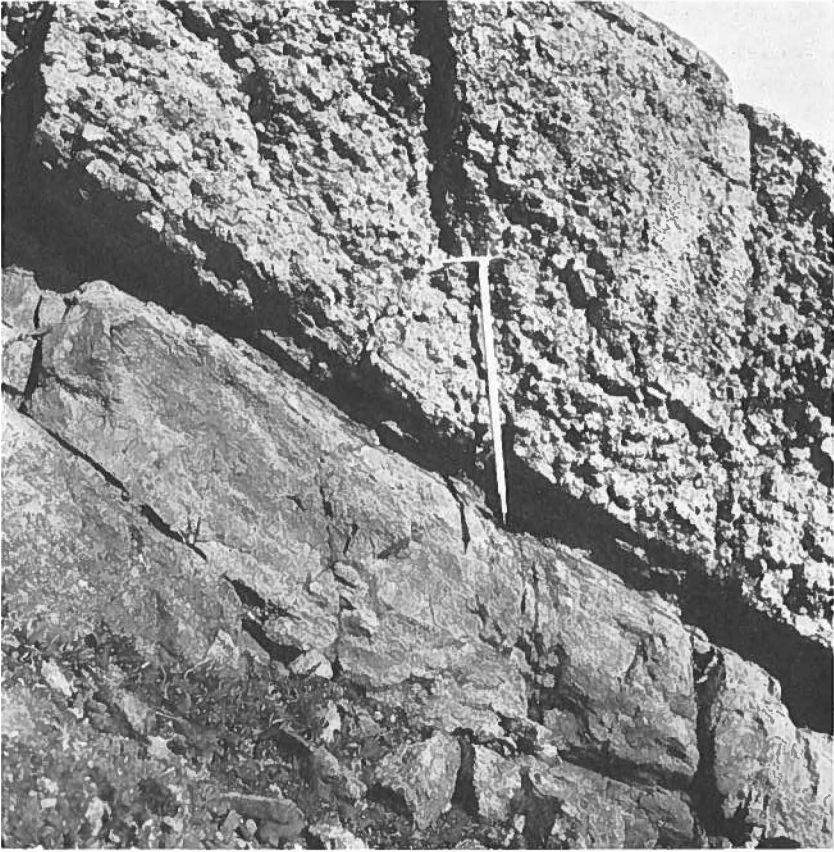


Fig. 17. Eine Lage von Kugelhryolithen, oberhalb Lager I bei Kap Franklin. Die Bank liegt auf dichten, grauen Rhyolithen.

liegt hier aber nur eine wenige Meter dicke Lage von Feintuffen, Tuffiten und vulkanischen Breccien und dann folgen die obere Porphyre. Diese beginnen meist mit einer grobsphärolithischen Bank, die Hohlräume aufweist und stellenweise einer Blocklava ähnlich sieht. Weiter gegen Süden setzt auf dem Plateau der untere Porphyr aus, und der obere kommt auf tiefere Schichten zu liegen. Er bildet den steil abfallenden Plateaurand über der Küste.

Zur weiteren Ergänzung der Schichtenfolge soll noch das Küstenprofil über dem Granitvorkommen besprochen werden.

Küstenprofil, ca. 3 Kilometer westlich von Kap Franklin.
(Fig. 15, I unten).

Wir gehen bei der Profilaufnahme von der Stelle aus, an der die Basisbreccie der Kap Franklinserien dem Kap Franklin-Vildtalgranit aufliegt.

1. Bis auf ca. 10 Meter Höhe reichen die Granite.
2. Auf ihnen liegen, ca. 20 Meter mächtig, die Basisbreccien und Konglomerate. Die Auflagerungsfläche schneidet ziemlich eben durch die Granite, die im Schuttmaterial der Breccien vertreten sind.
3. Nach oben folgen Feinbreccien, die in gelblich-weiße, mittelgrobe Quarzsandsteine übergehen. Die Quarzkörner sind eckig, weisser Glimmer ist in grösseren Blättern vertreten, auch dunkle Mineralkörner sind eingestreut. Kleine, rostfarbene zerfallende, vereinzelte Feldspatkörner geben dem Gestein eine gelbliche Verwitterungsfarbe.
4. Von 70 bis 75 Meter Höhe steht eine Breccienbank an. Sie enthält vorwiegend Trümmer von dunkelrotem Quarzporphyr. Quarzsand bildet das Füllmaterial und Calcit das Bindemittel.
5. Darüber folgen bis auf die Höhe von 90 Meter wiederum weisse Sandsteine.
6. Den Abschluss des Küstenprofils bildet eine Decke von roten Quarzporphyren, die in einer senkrechten, säulengegliederten Wand von 20 bis 30 Meter Höhe gegen Süden abbricht. Es sind die obere Porphyre des Berghanges, die hier die Oberfläche des Plateaus bilden. An ihrer Basis liegen einige schieferige, kornlose Lagen eines graugrünen, felsitischen Gesteines und darüber eine stellenweise mehrere Meter mächtige Bank von dunkelroten Kugelporphyren (vergl. Fig. 17). Das darauf liegende homogene Porphyrgestein, das in vertikal stehende Säulen gegliedert ist, weist neben rundlichen Quarzkörnern grosse Sanidineinsprenglinge auf.

Gegen Nordwesten keilen die Schichten der Nummern 3 bis 5 rasch aus, und einige hundert Meter von dem vorhin beschriebenen Profil entfernt liegen die unter 6 genannten Porphyre direkt den Sandsteinen der Vildtalserien auf. Noch etwas weiter westlich, dort wo die Porphyrwand von der Küste zurückspringt, aufsteigt und niedriger wird, erscheint unter ihnen eine harte, gut verkittete Porphyrbreccie. Sie besitzt die gleiche Verwitterungsfarbe wie der Porphyr, steht ebenfalls in einer Steilwand an und bildet, morphologisch gesehen, seine westliche Fortsetzung. Die Breccie ruht auf den grünen Plattenschiefern der Vildtalserien und setzt sich fast nur aus dicht gepackten Blöcken und Brocken von dunkelrotbraunem Quarzporphyr zusammen. Doch findet man dazwischen vereinzelte Stücke von Devonsandsteinen. Die Zwischenräume sind mit mittelfeinem Sand gefüllt, der viele eckige, klare Quarzkörner enthält, daneben rötliche und grünliche Rhyolith- und weisse Feldspat-splitter. Im Bindemittel ist wieder reichlich Calcit vorhanden. Auf den ersten Blick macht das Gestein den Eindruck einer Blocklava, seine Zusammensetzung zeigt aber, dass es sich um ein echtes Trümmer-



Fig. 18. Detailbild aus den Kugelrhyolithen bei Kap Franklin.

gestein handelt. Dasselbe entstand wahrscheinlich am Rande der untern Porphyridecke. Wenige hundert Meter weiter westlich setzt die Breccie wieder aus, und die obere Porphyre liegt mit einem pyroklastischen Konglomerat und einigen tuffitischen Schichten wieder den Vildtalsandsteinen auf.

Das folgende Profil wurde in einer Bachrinne aufgenommen, die 4 Kilometer westlich von Kap Franklin das Meer erreicht (Fig. 15, III).

1. Vom Strande an stehen bis auf die Höhe von 110 Meter gefaltete Sandsteine der Vildtalserien an, unten grobkörnige, teilweise konglomeratische, graue Schichten, oben feinere, graugrüne bis schwarze Plattenschiefer. Auf 110 Meter überquert eine kleine Verwerfung den Bach; sie weist einen glatten Spiegel auf und fällt mit 60 Grad gegen Nordosten ein. Der bergseitige Teil ist etwas abgesunken.
2. Auf den Vildtalsandsteinen liegt in 115 Meter Höhe eine flache Breccienbank von ungefähr 5 Meter Mächtigkeit. Es ist die Basis der Kap Franklinserien und besteht aus Sandstein- und Porphyrrümmern verschiedensten Kalibers, alle durch ein calcitisches Bindemittel verkittet. Darauf liegen konkordant, geschichtete, feine, rote und grüne Tuffite und Tuffe. Darin eingelagert ist in 130 Meter Höhe eine dunkelgrüne Basaltbank, die Mandelsteinstruktur und zahl-

reiche kleine, sphärolithische Absonderungen (Lapilli?) aufweist. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um einen devonischen Basalterguss, der gleich alt wie die Tuffe ist. Darüber folgen wieder grünliche Tuffe. In 158 Meter Höhe beginnt die obere Porphyrydecke und an ihrer Basis tritt wiederum eine grobsphärolithische Bank auf. In die obere Porphyry ist ein junger Flachgang, die westliche Fortsetzung des Kap Franklinbasaltes, eingedrungen. Auch hier wurde er durch die Erosion blossgelegt und bildet, von 200 bis auf 250 Meter ansteigend, das westliche Ende des Vorplateaus.

Im westlichsten Teil des Berges ist der Hang steil und die beiden Porphyrylagen lassen sich gegen das Knudedal nicht mehr deutlich auseinander halten. An einigen Stellen treten unter dem Verwitterungsschutt Tufflagen hervor, die zeigen, dass auch hier mit übereinanderliegenden Ergüssen zu rechnen ist.

Zusammenfassung der stratigraphischen Merkmale der Kap Franklinserien am Knuden.

Die Kap Franklinserien liegen auf der Südseite des Knuden diskordant auf den Vildtalserien und dem in diese eingedrungenen Kap Franklin-Vildtalgranit.

An den meisten Stellen findet sich eine Basisbreccie, die aus verschwemmtem Lokalschutt oder an Ort und Stelle zusammengekitteten Gesteinstrümmern besteht. Ihr lithologischer Charakter und ihr stratigraphisches Niveau wechseln von Ort zu Ort.

Längs der Küste wird die Basisbreccie von Sandsteinen und Konglomeraten, die zur Hauptsache fluviatiler Entstehung sind, überlagert. Diese gehören einem tieferen Teil der Kap Franklinserien an.

Rhyolithische Ergüsse, vulkanische Tuffe und Tuffite bilden zur Hauptsache die obere Kap Franklinserien. Stellenweise liegen diese, ähnlich wie auf der Südseite von Saxos Bjerg, den Vildtalsandsteinen auf. Im mittleren Teil des Berges Knuden lassen sich zwei mächtigere Porphyrylagen, die durch Tuffe und Tuffite von einander getrennt sind, feststellen. Gegen Osten liegt darunter noch eine weitere Porphyrydecke. Gegen Westen und Süden liegen die beiden oberen Decken direkt aufeinander. Die oberste überlappt gegen die Küste die mittlere und tritt als Steilrand am Küstenplateau hervor.

Die Mächtigkeit der Kap Franklinserien misst in der Mitte des Knuden, mit den beiden Porphyryen, der Zwischenlage und der Sandsteinüberdeckung, ca. 400 Meter, darunter liegen gegen die Findlingsbucht noch etwa 100 Meter Rhyolithe und Tuffe, sowie 150 Meter Sandsteine, Konglomerate und Breccien, sodass die Gesamtdicke ungefähr 650 Meter ausmacht.

Vergleicht man die Kap Franklinserien des Knuden mit denjenigen vom Saxos Bjerg, so lassen sich die Porphyridecken des Knuden mit den obern Porphyren vom Saxos Bjerg (Porphyre 3 und 4 in Profil III, Fig. 6) verbinden. Die Sandsteine und Konglomerate an der Küste und an der Findlingsbucht müssen mit den Sandsteinen der Zwischenreihe vom nördlichen Saxos- und südlichen Huitfeldts Bjerg gleichgesetzt werden. Die Porphyre der untersten Kap Franklinserien sind am Knuden nicht anstehend, sie sind nur in den Quarzporphyrkomponten der Basisbreccie vertreten.

5. Die Randbölserien.

(Fig. 15).

Die Tuffe und Sandsteine, die am Südhang des Knuden die obere Porphyre bedecken und noch von vereinzelt sauren Gängen durchschlagen wurden, sind in 660 Meter Höhe von einem Konglomerat überlagert. Es tritt in den Bacheinschnitten als ungefähr 40 Meter mächtige, rotbraun anwitternde, harte Felsbank hervor. Die Auflagerungsfläche ist uneben, doch besteht im ganzen genommen Konkordanz zwischen den hangenden und liegenden Serien. Das Trümmermaterial des Konglomerates liegt, ungeordnet nach Grösse und Form, dicht gepackt im Gestein; ein roter Sand mit calcitischem Bindemittel füllt die Zwischenräume aus. Viele Komponenten sind kopfgross, die meisten nur wenig gerundet, einzelne messen bis zu einem halben Meter im Durchmesser. Es dominieren verschiedenfarbige Quarzite und Quarzbrocken, reichlich vertreten sind auch rötlicher Granit und Biotitgneis, nur vereinzelt kommen Devonsandsteine und Quarzporphyre vor.

Seiner Zusammensetzung nach muss das undeutlich bankige Konglomerat als Basislage der hangenden Serien betrachtet werden. Diese bestehen aus einer ungefähr 300 Meter mächtigen, gut geschichteten Sandsteinfoolge, die aus der Verwitterung kristalliner Gesteine hervorgegangen ist. Unten liegen grobe, schlecht verkittete, dunkel-weinrote Sandsteine. Sie enthalten viele kleine Gesteinsbrocken von Biotit- und Chloritschiefern, Sandsteinen und Rhyolithen, dazu kommen als Minerale Quarzkörner und Muskowitblättchen. Eine intensiv rote, pulverige, manchmal etwas blättrig zerfallende Grundmasse verbindet die Komponenten. Darüber folgen hellrote, graue und gelbliche Sandsteine, die fast nur Quarzkörner enthalten. In 780 Meter Höhe unterbricht eine Breccienbank die monotone Sandsteinfoolge; darauf folgen wiederum Quarzsandsteine, die ersten Schichten etwas rötlich anwitternd, die Hauptmasse aber von hellgelber, durch Verwitterung gelblichbrauner Farbe. Sie werden in 980 Meter Höhe von den Permschichten des Gipfelplateaus überlagert.

Der untere Teil der Randbölserien liefert einen lilafarbenen Verwitterungsschutt, der von weitem durch seine Farbe auffällt. Das Material

der Sandsteine stammt, wenn man von den untersten Lagen absieht, aus einem quarzreichen Kristallingebiet. Bei einem Vergleich mit den Gesteinen der Randbölserien an Huitfeldts- und Saxos Bjerg fällt die starke Abnahme der Korngrösse der Trümmer gegen Süden auf. Am Knuden schwankt sie, die Breccienlagen ausgenommen, zwischen $\frac{1}{10}$ und $\frac{1}{2}$ Millimeter. Man befindet sich hier in noch grösserer Entfernung vom Herkunftsgebiet und vom Schüttungszentrum des Materials als am Saxos Bjerg.

In flacher Lagerung stossen die Schichten der Randbölserien gegen Osten an die Kap Franklinverwerfung und setzen daran aus. An der Bruchfläche biegen die Schichten etwas nach oben um. Sie sind geschleppt und zerbrochen worden. Risse und Spalten in den Quarzsandsteinen wurden durch umgelagerten Quarz ausgeheilt und eine gelbe, verquarzte Zone markiert nun auf dem Grat den Durchgang der Verwerfungslinie.

An der Südwestseite des Knuden, über dem Knudedal, richten sich die Randbölschichten wie auch die liegenden Porphyre gegen Westen auf, und man konstatiert eine ähnliche, milde Faltenstruktur wie weiter im Norden. Im Südabhang des Knuden findet man die Fortsetzung der Huitfeldts Bjerg-Mulde. Auch hier wird der gegen Westen aufsteigende Muldenschenkel von der schwach gegen Westen abfallenden Permplatte überschritten. In der westwärts sich anschliessenden Antiklinalwölbung fehlen die Randbölschichten, und sie treten auch im darauffolgenden Küstenabschnitt nicht mehr auf.

F. Die Küste zwischen Knuden und Margrethedal.

1. Allgemeines.

(Tafel X).

Der Küstenabschnitt zwischen Knuden und Margrethedal bietet für viele Details gute Beobachtungsmöglichkeiten, dagegen ist es schwierig, von den Schutthalden aus die Steilhänge einzusehen. Auch der Umstand, dass die Devonschichten auf manchen Strecken parallel zur Küste streichen und Verwerfungen spitzwinklig dazu verlaufen, erschwert den Überblick. Die Permschichten sinken vom Knuden bis zum Margrethedal, auf einer Strecke, die ungefähr 10 Kilometer misst, von 980 Meter beinahe bis auf Meeresniveau ab, und der Anteil der präpermischen Gesteine im Küstenprofil wird gegen Westen immer kleiner.

Ausgedehnte junge Basaltintrusionen folgen im östlichen Teil des Küstengebietes den geneigten Permschichten, liegen dann aber gegen Westen annähernd horizontal und schneiden spitzwinklig durch die Lagen der Eotrias. Ein mächtiger Basaltflachgang bildet in 450 bis 500 Meter Höhe den obern Abschluss des Küstensteilhanges. Darüber liegt

das flachwellige Hochland, das in einer östlichen Erhebung mit 1050 Meter kulminiert und im Westen, gegen das Margrethedal, in das Østreplateau übergeht. Einige Bachrinnen durchfurchen den Küstenhang. KOCH hat an einigen von ihnen in der Nähe des Margrethedales Profile aufgenommen und sie mit den Buchstaben a bis j bezeichnet (1931, Pl. VI). Diese Numerierung wird hier übernommen und weiter gegen Osten fortgesetzt (Siehe Pl. X).

Auch in diesem Küstenabschnitt fallen saure Eruptive auf, die den Devonschichten eingelagert sind. BACKLUND hielt ihr Vorkommen in einer geologischen Kartenskizze (1935) und einer Ansichtszeichnung fest (1930, Pl. 3). KOCH konstatierte (1931), dass auch westlich der von BACKLUND kartierten Lokalitäten unter den Plateaubasalten »Liparite« vorkommen. In seiner Karte wurden sie jedoch mit der gleichen Farbe wie die Basalte eingetragen, doch sind sie darin durch die Permschichten (damals als Upper Carboniferous bezeichnet) deutlich von den jungen Basalten getrennt. VISCHER kartierte die sauren Eruptive als devonisch, ferner stellte MAYNC (1949a) präpermische Diabase fest.

Für die Untersuchung dieses Küstenabschnittes wurden 2 Lagerplätze als Ausgang benützt. Der eine, als Lager II bezeichnet, lag ein bis anderthalb Kilometer westlich desjenigen von BACKLUND, der andere, Lagerplatz III, dort, wo der steile Küstenhang ins Margrethedal einbiegt. Da es an Lokalbezeichnungen für die Beschreibungen fehlt, sind diese Stellen im Küstenaufriß (Pl. X) eingetragen.

2. Die Vildtalserien.

Auf die flache Synklinale in den obern Devonschichten des Knuden folgt gegen Westen eine breite, in Nordnordost-Richtung streichende Aufwölbung. Im Kern derselben stehen auf einer Strecke von ungefähr 4 Kilometer, westlich des Knudedales, die Vildtalserien an. Sie sind von grossen, steil aufsteigenden Porphyrgängen durchbrochen, kleinere Gänge durchsetzen sie in unregelmässigem Verlauf oder bleiben darin stecken. Geschichtete Gesteine der Kap Franklinserien umhüllen die Antiklinale, doch schneidet das diskordante Perm deren Scheitel ab.

Westlich vom Knudedal lassen sich die gleichen Vildtalserien feststellen wie östlich davon. Unmittelbar westlich des Deltas stehen die graugrünen Plattenschiefer aus dem mittleren Teil der Serienfolge an. Gegen Westen steigen sie auf, und darunter erscheint am Ufer die untere, hellgraue und konglomeratische Serie. Auch hier weisen die Schichten Ostwest streichende Verbiegungen auf, die auf eine ältere Faltung schliessen lassen. Im Kern der Antiklinale sind die Schichten an einigen Stellen zu scheinbar regellos verlaufenden und aufgebrochenen Kleinfalten zusammengestaucht. Teilweise hängt die Zerknitterung aber mit der



Fig. 19. Die rot und graugrün gebänderten Sandsteine aus dem oberen Teil der Vildtalserien. Am Strand bei Lager II, 3 km westlich vom Knudedal.

Platznahme der Porphyrgänge zusammen. Ungefähr 3 Kilometer westlich vom Knudedalfluss sinken die grünen Plattenschiefer wieder ab und bilden ein kleines Sekundärgewölbe, dessen Achse gegen Norden einsinkt. Am Meer stehen die Schichtköpfe in einem steilen Kliff an (vergl. Fig. 19). Von FRÖHLICHER wurden darin an zwei Stellen grössere, mit Fluorit ausgefüllte Spalten gefunden. Sie durchschneiden ungefähr in Nordsüdrichtung sowohl Sandsteine wie Porphyre.

Über der graugrünen Schichtserie folgt im Westschenkel der Antiklinale der obere Teil der Vildtalsandsteine, die rot und grün gebänderte Serie. An verschiedenen Stellen und in etwas verschiedenen Niveaus wurden darin in der Umgebung von Lager II Fossilien gefunden. Unter diesen befanden sich, nach den Bestimmungen von JARVIK, jedesmal Reste von *Gyroptychius groenlandicus*, sodass die Zugehörigkeit dieser Schichten zu den mitteldevonischen Serien des *Gyroptychius groenlandicus* belegt ist.

3. Die Kap Franklinserien.

In der Nähe des Lagerplatzes II steht über einer Strandterrasse in ungefähr 25 Meter Höhe eine Breccienbank an, die mit 15 Grad gegen Westen einfällt. Sie liegt schwach diskordant den liegenden, fossilführenden Schichten auf und wird von Deckenporphyren überlagert. Die Breccie wird als Basis der Kap Franklinserien an dieser Lokalität betrachtet. Diese Serien setzen sich auch hier aus Breccien, Konglomeraten, Sandsteinen und vulkanischen Tuffen, sowie aus Rhyolithergüssen samt den zugehörigen Gängen und kleineren basischen Intrusionen und Ergüssen zusammen.

a. Rhyolithgänge in den Vildtalserien und darüberliegende Ergüsse.

Die Devonsandsteine, die auf der Westseite des Knudedaldeltas anstehen, sind von steilen Quarzporphyrgängen durchschnitten. Darüber liegen im Bergvorprunge, bis auf die Höhe von 500 Meter, saure Ergüsse mit dazwischengelagerten Sandsteinen und Tuffen. Die Steilküste verläuft quer zu einem Teil der Steilgänge und bietet darum gute Aufschlüsse. Leider konnte die Knudedal-Schlucht, in der noch bessere Schnitte zu finden wären, nicht untersucht werden.

Im Küstenkliff, unmittelbar westlich vom Knudedal, steht ein 80 bis 90 Meter breiter Porphyrgang an. Sein westlicher Rand ist durch eine ungefähr 10 Meter mächtige, aufrechtstehende Breccienbank, die gegen das Meer vorspringt, deutlich markiert. Die grobe Breccie bildet die Seitenwand des Ganges und grenzt westwärts an schwach geneigte, grüne Plattenschiefer. Sie enthält Blöcke und Brocken von Quarzporphyr, Devonkonglomeraten und -sandsteinen, von Kalken, Quarziten und Schiefen der Eleonorebay-Formation, von Grünsteinen und Gneisen, auch ein schwarzer Quarzporphyr war dabei. Auf der Ostseite des Ganges sind die Devonsandsteine in einer ungefähr 40 Meter breiten Zone zerbrochen. Bankige Schichten knicken in einiger Entfernung vom Gang etwas nach oben um, näher daran lösen sie sich in reihenförmig angeordnete Blöcke auf und in unmittelbarer Nähe des Ganges bilden die Sandsteine eine ungeordnete Breccie, die mit einem scharf begrenzten Kontakt am Porphyr absetzt. Auf dieser Seite fehlt Blockmaterial aus tieferen Niveaus. In der Mitte des Ganges ist am Strand eine Breccien-scholle zu sehen, die aus verschiedenen Gesteinen zusammengesetzt ist und im kompakten Porphyre schwimmt. Der Porphyrgang entspricht einer Ausbruchsstelle der sauren Eruptive.

Darüber liegt am Berghange, von ungefähr 100 Meter Höhe an, ein roter Sanidinrhyolith, der als Erguss die Vildtalsandsteine überlagert. Es konnte nicht entschieden werden, ob er mit dem Steilgang verbunden

ist, oder ob dieser ihn durchquert. Dass es sich im obern Teil des Bergvorsprunges um übereinanderliegende Deckenergüsse handelt, zeigen Anschnitte in den nach Südosten geneigten Porphyrlagen. So sieht man auf einer Terrasse in ca. 270 Meter Höhe, dass eine untere Porphyrbank, die diskordant auf Vildtalsandsteinen liegt, von geschichteten, intensiv grün anwitternden Aschen- und Brockentuffen bedeckt ist. Diese Schichten, die auch an andern Stellen des Hanges sichtbar sind, schliessen Linsen von feinkörnigen, roten Sandsteinen ein, die teils aus umgelageretem Porphyr- und Tuffmaterial, teils aus fluviatilem Sand bestehen. Dies zeigt, dass die heute stark geneigten Schichten ursprünglich flach lagen und überflutet wurden. Über den Tuffen und Tuffiten liegen weitere Porphyrlagen, die auf ungefähr 500 Meter Höhe die Kuppe des Bergvorsprunges bilden und bergwärts unter den grossen Basaltlagergang, der die Basis der Deckschichten angibt, einfallen.

An mehreren Stellen durchschneiden rote und graue Rhyolithgänge die Deckenporphyre, und man muss annehmen, dass diese letzteren einem tiefern Niveau der Kap Franklinserien angehören, als die auf der Südseite des Knuden. Die Lagerung des Gesteinsverbandes ist an dem vorspringenden Bergrücken durch kleinere Verwerfungen mehrfach gestört, und ein junger, schmaler Basaltdyke, der etwa einen Kilometer westlich vom Knudedal von der Küste aus in nördlicher Richtung den Berg durchquert, entsendet im obern Hangteil kleinere, flache Apophysen zwischen die Porphyre und die Devonsandsteine.

Die Porphyrlagen senken sich von der Kuppe des Bergvorsprunges aus gegen Westen und kommen, ungefähr 3 Kilometer weiter westlich, ans Meer herab.

An der Küste westlich des Knudenflusses fallen an verschiedenen Stellen unregelmässige Verbiegungen der Sandsteinschichten auf. Die bankigen Konglomerate sind darin meist zerbrochen, dünnere Schichten und Schiefer disharmonisch verfaltet. Zwischen diesen verbogenen Schichten steckt meist ein blind endigender, kleiner Porphyrgang. Ungefähr 2 Kilometer westlich des Knudenflusses steigt in den Felsen hinter dem Strand ein ca. 80 Meter breiter, roter Steilgang durch die flachen Vildtalsandsteine auf und breitet sich darin, in 150 bis 200 Meter Höhe, pilzartig zu einer dicken, etwas gegen Osten geneigten Porphyrlatte aus. Sie steht im Küstenhang als senkrecht abfallende Felswand an. Noch mehrere kleinere Gänge stehen mit dieser Flachintrusion in Verbindung. Ihr Stielgang setzt sich südwärts nicht bis an den Strand fort, die grauen Sandsteine sind dort nur verbogen und lassen die Nähe einer Intrusivmasse vermuten.

Ein grösserer rhyolithischer Lagergang tritt in den obern Vildtalsandsteinen ungefähr 3 Kilometer westlich vom Knudedal zutage. Sein westliches Ende erreicht er in einer kleinen Bachrunse beim Lager II

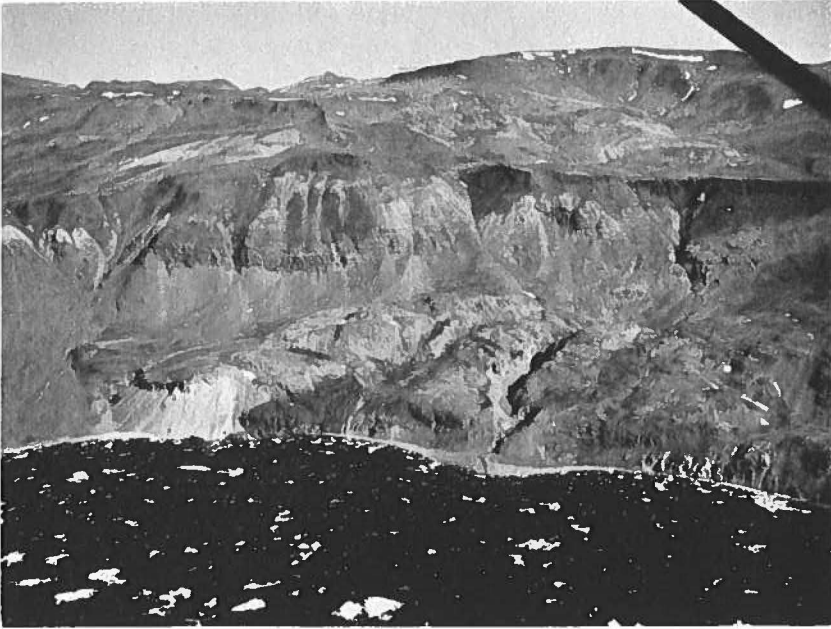


Fig- 20. Die Quarzporphyrgänge an der Küste zwischen Knudedal und Margrethedal. In der Mitte die Schlucht des Baches »m« (vergleiche Tafel X). An der Küste, zu beiden Seiten des Baches, die Ergüsse des untern »Porphyrkomplexes«, ein gegen den Berg ansteigendes, welliges Plateau bildend. In der Bucht, links der Schlucht und unmittelbar rechts der hellen Schutthalde, liegen auf den untern Porphyren Konglomerate mit Basaltintrusionen und Basaltergüssen, darauf die obern »Porphyre«, ebenfalls ein nach hinten ansteigendes Plateau bildend. Dahinter treten im Steilhang graue Sandsteine der mittleren Kap Franklinerien hervor. Sie werden oben von dem grossen Basaltlagergang überdeckt, der den Permschichten folgt. Hinten der flache Gipfel 1050 m, westlich des Knuden. (Flugphoto E. Hofer).

als gelbbraun anwitternder Gang von 3 bis 4 Meter Mächtigkeit, ungefähr 60 Meter über Meer. Gegen Osten schwillt er bis auf 20 Meter an, spaltet sich ein Stück weit in 2 parallel verlaufende Teile auf und verschwindet nach ungefähr einem Kilometer wieder. Er steigt als steiles Felsband zwischen den Schichten gegen Osten an, und es zeichnen sich darin deutlich alle kleinen Verwerfungen ab, die die Sandsteine durchsetzen. Die vertikalen Kluftspalten sind teils mit Fluorit, teils mit Quarz ausgefüllt.

Die Breccienbank, die beim Lager II unter den Deckenporphyren ansteht und die Basis der Kap Franklinerien angibt, fällt etwas schwächer als die Vildtalsandsteine gegen Westen ein. Sie liegt, soweit sich dies aus dem kleinen Aufschluss erkennen liess, einer unebenen Denudationsfläche auf. Das Gestein setzt sich aus Trümmern der älteren Devonserien und aus kleinen und grossen Brocken von braunrotem

Quarzporphyr zusammen. Der Kontakt mit den hangenden Quarzporphyren ist leider verdeckt. Diese sind deckenartig ausgebreitet und steigen zu einem geneigten, welligen Plateau auf, das gegen Osten in der oben genannten Bergkuppe von 500 Meter Höhe endigt. An verschiedenen Stellen lassen sich unter den Rhyolithen Konglomerate feststellen. So liegt nordöstlich des Lagers II, in ungefähr 200 Meter Höhe, unter den Eruptiven und diskordant auf den Vildtalsandsteinen, ein mehrere Meter dickes Blockkonglomerat. Es besteht ausschliesslich aus rundlichen Blöcken von Quarzporphyr, die durch ein sandiges Füll- und Bindematerial verkittet sind. Die Trümmer stammen von einem Porphyr der viele grosse Einsprenglinge enthielt, oberflächlich sind sie, auch im Innern des Konglomerates, stark zersetzt. Darauf ruht entweder eine grüne Feintufflage oder ein dunkelgrünes, mandelsteinartig aussehendes Gestein, das rote Feldspäte und weisse Zeolithe enthält. Dann folgen grünliche und rötliche, dunkelrot anwitternde Quarzporphyre in kompakten, mehr oder weniger deutlich gebankten Lagen. Westlich von Lager II kommen diese Deckenporphyre ans Meer hinunter und stehen auf einer ungefähr 2 Kilometer langen Uferstrecke an. Sie sind hier ebenfalls durch die Glazialerosion entblösst worden und bilden ein dem Berge vorgelagertes, welliges Plateau. Und wie am Südostfusse des Knuden sammeln sich darauf, am bergseitigen Rand, die einzelnen Bachrinnen zu einem Sammelfluss, der in einer tiefen Schlucht die Porphyre gegen Süden durchsägt hat. (Fig. 20, Fluss »m«).

Den bankigen Porphyren sind verwitterte, dünnschichtige Porphyre, grüne Tuffe und gelegentlich auch dünne Sandsteine eingelagert. Sie zeigen, dass es sich um verschiedene, übereinanderliegende Ergüsse handelt, die, zusammen mit den Zwischenlagen, den untern »Porphyrkomplex« bilden. Östlich des Flusses »m« kann man durchgehend zwei Tuffniveaus zwischen den Porphyren unterscheiden, es liegen also mindestens 3 Decken übereinander. Zudem zeigen die Rhyolithe oft eine grobe Bankung, sodass die Zahl der Einzelergüsse wahrscheinlich noch grösser ist. Am Grunde der Schlucht kommen unter den Decken Sandsteine zum Vorschein und, soviel aus der Entfernung beobachtet werden konnte, steigen darin saure Gänge auf.

Westlich des Baches »m« folgt im Küstenprofil ein höherer, etwas jüngerer Porphyrkomplex. Die Lagerungsverhältnisse und die Stellung der verschiedenen darin auftretenden Eruptive sind nicht leicht zu überblicken. An der offenen Bucht westlich des Baches »m«, und etwa 500 Meter von diesem entfernt, fällt ein dunkler Felsen auf. Er besteht aus einer grünschwarzen, zerrütteten und von basischen Eruptiven durchsetzten Konglomeratmasse. Landwärts setzt sich das Konglomerat als Einlagerung zwischen dem untern und obern Porphyrkomplex ein Stück weit in nordöstlicher Richtung fort. Es besteht aus Trümmern der

untern Devonsandsteine und zum kleinern Teil aus Porphyrstücken. Eine sandige Zwischenmasse verbindet die Komponenten, doch sind dunkle Eruptive eingedrungen, die das Gestein diffus durchsetzen, sodass die Gerölle stellenweise in eine basaltische Grundmasse eingebettet erscheinen. An andern Stellen treten Basaltbrocken als Komponenten auf. Verfolgt man diese Gesteinszone weiter gegen Westen, so stösst man am Meer auf eine kleine, dunkle Felsnase, die unter dem losen Schutt der obern Porphyre hervortritt. Sie besteht aus geschichteten Basalten und basischen Tuffen, die auf den Konglomeraten liegen. Darüber folgen die obern Rhyolithe, die ein bis ans Tal »l« reichendes, welliges Plateau bilden. An dessen Südwestecke steht ein aufrechter, ungefähr 20 Meter mächtiger Quarzrhyolithgang an, der die Deckenrhyolithe durchschneidet und in nordöstlicher Richtung streicht. An einer Stelle wurden darin aufrecht stehende, blättrige Fluidaltexturen, an einer andern stehende, sphärolithische Lagen gesehen. Dieser Gang und die am Meer anstehenden Basalte wurden von BACKLUND abgebildet (1930, Pl. 3). In seiner Tafel sind die obern Rhyolithe als Liparidbeds, der Gang als Quarzporphyr und der alte Basalt als tertiärer Basaltdyke eingetragen.

Gegen den bergseitigen Rand des Plateaus liegt auf den obern Porphyren, unmittelbar östlich des Baches »l«, wieder ein grobes Konglomerat. Es setzt sich fast ausschliesslich aus lokalem Rhyolithschutt zusammen, sowohl aus kleinen eckigen, wie grösseren runden Trümmern und aus Blöcken von ein bis zwei Meter im Durchmesser. Die Zwischenmasse besteht zum Teil aus einem dunkelgrünen, basaltähnlichen Gestein, zum Teil aus Feinschutt und Sand. Eine scharfe Grenze zwischen dem liegenden kompakten Porphyr und dem Konglomerat war nicht zu finden. Es scheint, als ob in die ausgewitterte, schuttbedeckte Oberfläche der Rhyolithdecke ein basisches Gestein eingeflossen wäre.

Der obere Rhyolithkomplex erreicht mitsamt den ihm eingelagerten Tuffen eine Mächtigkeit von 60 bis 80 Meter. Er setzt sich wahrscheinlich gegen Westen, nach einem Unterbruch durch den Schwemmschuttkegel des Baches »l«, im Südfuss der als »Knoll« bezeichneten Porphyrkuppe fort.

b. Sandsteine der Kap Franklinserien.

Bereits wurde die Breccie beschrieben, die unter dem untern Porphyrkomplex als Basis der Kap Franklinserien dieses Küstengebietes betrachtet wird, ebenso die Konglomerate, die dazwischen und darüber liegen. Hinter dem Porphyrplateau der Küste erhebt sich eine steile, aus Devonsandsteinen bestehende Bergwand, die in der Höhe durch die Permschichten und den grossen Basaltlagergang abgeschlossen wird. Da das Streichen der Devonschichten fast mit der Richtung des Hanges zusammenfällt, bekommt man den Eindruck einer flach gelagerten

Schichtfolge. Doch fallen in ihrem östlichen Teil, nördlich des Lagers II, die Schichten mit 20 bis 30 Grad gegen Norden ein, beim Bache »k« sind sie mit 10 bis 15 Grad gegen Südwesten geneigt. Sie scheinen zwischen den beiden Stellen eine ungefähr Westost verlaufende, flache Mulde zu bilden.

Diese Sandsteinserie, die über dem obern Rhyolithkomplex ansteht, wurde nur an einigen Stellen genauer betrachtet, und es liegt aus ihr kein ganzes, lückenloses Profil vor. Es handelt sich um vorwiegend grau-grüne, quarzreiche und glimmerführende Sandsteine, teils gebankt, teils schieferig, die mit roten und dunkelgrauen, manchmal fast schwarzen, feinkörnigen Plattensandsteinen wechsellagern. Ihrem Aussehen nach gleicht die Serie stark dem obern Teil der Vildtalsandsteine, doch sind im Unterschied zu diesen in verschiedenen Niveaus feine Breccienlagen mit rhyolithischem und basaltischem Material, d. h. Tuffite eingelagert, im mittleren und obern Teil auch Aschen- und Brockentuffe. Im untern Teil findet man häufig schlecht erhaltene Pflanzenreste. Leider wurden keine Fischfossilien gefunden.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Sandsteinserie beträgt 300 bis 400 Meter, gegen Westen wird sie von noch jüngeren Porphyren durchsetzt und von den roten Sandsteinen der Margrethetal-Serien überlagert. Im Osten liegt sie auf den Deckenporphyren. Es liess sich aber nicht sicher feststellen, wie sich die Rhyolithdecken des Vorplateaus in den Schichtenverband des Berghanges einfügen. Im Osten, gegen das Knudedal zu, reichen die Rhyolithe ein Stück weit bergwärts unter die oben genannte Sandsteinserie. Gegen Westen dagegen scheinen sie ihr nur angelagert und durch eine Verwerfung von ihr abgetrennt zu sein.

c. Die jüngern Rhyolithe der Kap Franklinserien.

Auf dem ungefähr 4 Kilometer langen Küstenabschnitt zwischen den Bächen »k« und »f« (siehe Tafel X) ist die im vorigen beschriebene Sandsteinserie von 2 grösseren und mehreren kleineren Quarzporphyrgängen durchbrochen. Bei deren Platznahme entstanden wahrscheinlich die Aschen- und Brockentuffe, die den Sandsteinen eingelagert sind, die einen in ihrem mittleren, die andern im obersten Teil.

Einer der grossen Gänge bildet eine isolierte, steil ans Meer vortretende Felskuppe westlich des Bachschuttfächers »k«. Sie ist ungefähr 180 Meter hoch und wurde vom Gletscher, der einst den Kejsler Franz Josephs Fjord ausfüllte, blank geschliffen. Vom Berghang ist der Hügel durch ein kleines, steiles Tälchen (»k«), in dem Sandsteine anstehen, abgetrennt. Die Kuppe, genannt »Knoll«, besteht aus einem rötlichen, massig erscheinenden Quarzporphyr, in dem aufrecht stehende Lagen von kleinen Sphärolithen zu sehen sind. Auch auf der Ostseite ist der Porphyrstock von Sandsteinen umgeben, sodass er den Eindruck eines

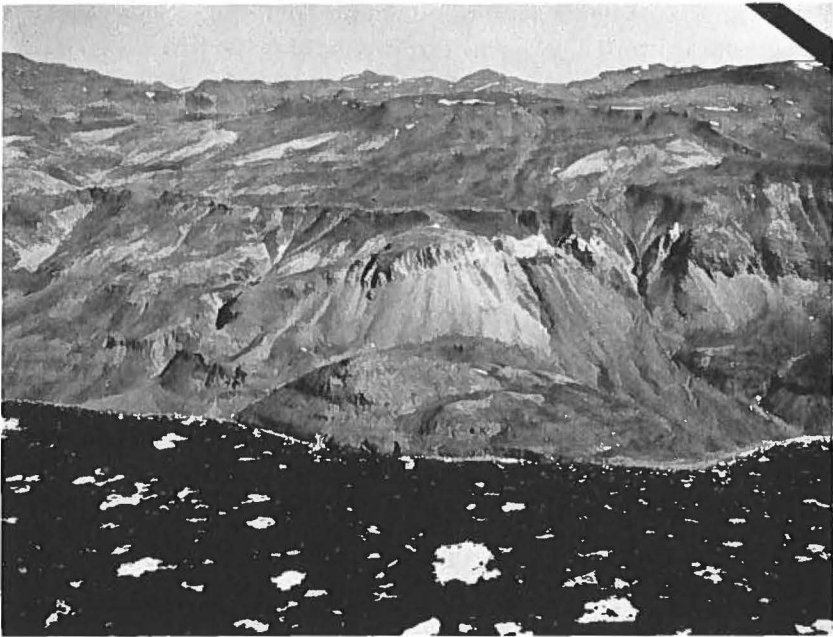


Fig. 21. An der Küste zwischen Knude- und Margrethedal. In der Mitte, im Vordergrund, die Quarzporphyrkuppe des »Knoll«, rechts der Bachschuttkegel »l«, links die Bäche »k« und »j«. Das Bild setzt die Fig. 20 gegen Westen fort. Unter und in der Schutthalde hinter dem Knoll treten Sandsteine der Kap Franklinserien hervor. Neben dem »Knoll«, links, steigt ein saurer Gang schräg nach oben rechts auf. Sein flacher oberer Teil liefert den Schutt auf der steilen Halde. Links neben dem Gang liegen unter dem Perm saure Tuffe. Das Perm und der Basaltlagergang schliessen den Küstensteilhang nach oben ab. Darüber liegen Eotrias, Mittelkreide und Basalte (Flugphoto E. Hofer).

kurzen, breiten Steilganges macht. Vielleicht handelt es sich um einen eigentlichen Schlotgang. Im Norden ist er durch eine Verwerfung gegen die Sandsteine abgetrennt und auch auf seiner Südseite streichen Ost-west verlaufende, steil gegen Süden abfallende Verschiebungsflächen ans Meer aus. Der steile Küstenanriss besteht dort aus Porphyren, Porphyrkonglomeraten, metamorphen Devonsandsteinen und Tuffiten. Sie sind von einer Reihe breiterer Spalten durchsetzt, die, wie GRAETER feststellte, von Quarz, Fluorit, Baryt und in geringem Masse auch von Hämatit ausgefüllt sind. Dieser auf der Südseite des Knoll gelegene Küstenteil stellt die Fortsetzung des Porphyrplateaus dar, das östlich des Baches »l« liegt. Und der Knoll befindet sich in derselben stratigraphischen Position wie der Quarzporphyrgang, der östlich des Flusses die Porphyrdecken durchschneidet.

An der steilen Bergwand, die sich nördlich des Knoll erhebt, fällt ein weiterer, grosser Rhyolithgang durch seine gelb-orange bis ziegelrote

Verwitterungsfarbe und eine über 200 Meter hohe, steile Schutthalde auf. Er steigt schräg am Hang gegen Nordosten durch die Sandsteine auf und biegt in der Höhe in eine flache, den Schichten mehr oder weniger konform verlaufende Platte um. Sie ist vom Perm und dem grossen Basaltlagergang zugedeckt. Der aufsteigende, zungenförmige Gang ist seiner Länge nach von der Bachschlucht »j« durchsägt. Der flache obere Gangteil liegt im Niveau der obern Tuffe und geht wahrscheinlich in einen Erguss über (siehe Fig. 21).

Ein Netz von kleineren Porphyrgängen, die teils in den Sandsteinen stecken blieben, teils bis in die obern Tuffe durchbrachen, ist zwischen den Bachläufen »g« und »j« angeschnitten.

In der kleinen Bucht zwischen den Deltas der Bäche »g« und »h«, mitten zwischen grauen, dünnplattigen Sandsteinen, fällt ein steiler, ungefähr 15 Meter hoher und 30 Meter breiter Felskopf auf, in dem die Sandsteine zu einer verhärteten, ungeschichteten und groben Breccie verwandelt sind. Zwischen den Sandsteintrümmern liegen vereinzelt Brocken von Quarzporphyr, stellenweise scheint auch eine rhyolithische Zementmasse vorhanden zu sein. Offenbar stellt der Felskopf das obere Ende eines an dieser Stelle nicht ganz durchgebrochenen Rhyolithganges dar. Nur wenige zehn Meter östlich dieses Ortes steht ein weiterer, wenige Meter breiter roter Porphyrgang schräg in den Devonschiefern.

d. Devonische Basalte.

Aus dem Küstenabschnitt westlich des Knoll wurden von MAYNC (1949) präpermische Diabasgänge erwähnt. An verschiedenen Stellen stösst man hier auf dunkle Gänge, die durch die graugrünen Sandsteine bis unter das Perm aufsteigen. Die Sandsteine sind in ihrer Nähe dunkler gefärbt als sonst und erscheinen dunkelgrün bis schwarz, auch sind sie verhärtet und treten als steile Felspartien hervor. Der eigentliche Gang kann in der dunklen, breiten Kontaktzone meist aus der Entfernung nicht erkannt werden. Wahrscheinlich sind die Basalte zu einem Zeitpunkt eingedrungen, als die Sandsteine noch weniger verfestigt und durchlässig waren. Denn die jungen Basalte, die in das Permdach aufsteigen, weisen in den Devonsandsteinen keine Kontakthöfe auf.

Im Tälchen »i«, ca. 60 Meter über Meer, liegen in den graugrünen Sandsteinen dunkelgraugrüne bis graubraune Feintuffe, in die schwarze, zum Teil glasisig erscheinende Bröckchen und Lapilli eingestreut sind. Darauf folgt ein dunkles, blasiges, basaltartiges Gestein und darüber ein an dieser Stelle flach liegender saurer Porphyrgang, der jünger als die Tuffe und der Basalt ist. Die dunklen, geschichteten Gesteine lassen sich auch am Berghang zwischen den Tälern »i« und »j« erkennen. Es handelt sich also um basische, vulkanische Lagen, die gleich alt wie die Sandsteinserie sind.

Sandsteine wie Rhyolithe sind auch im Küstenabschnitt zwischen »f« und »k« in verschiedenen Richtungen von Klüften und Spalten durchsetzt. Die offenen Spalten wurden ausgefüllt, zum grössten Teil mit Quarz, zum kleineren mit Baryt und Fluorit, und man trifft an einigen Stellen der Küste breitere verquarzte Zonen an. Wie alt diese Infiltrationen sind, bleibt vorderhand noch unbestimmt.

4. Die Margrethetalserien.

Über den graugrünen Sandsteinen der Kap Franklinserien folgt an der Küste gegen Nordwesten eine intensiv rote bis rotviolette Sandsteinsfolge. Sie steht, wenn man von Osten kommt, zuerst im Bache »f« und dann am Ausgange des Tales »e« an. KOCH (1931) hat die rote Serie als uppermost red sandstone serie (Devonian 8 KULLINGS) bezeichnet und gibt an, dass sie nach unten in grüne, glimmerhaltige Schiefer übergehe. MAYNE stiess in diesen Devonschichten im Bach »e« (1949, p. 13) auf ein hauptsächlich aus Devontrümmern bestehendes Konglomerat, das er mit ähnlichen Gesteinen aus den oberdevonischen Kap Graahserien verglich.

Das Konglomerat entspricht zweifellos demselben Niveau wie die Breccie, die im Margrethedal unterhalb der Einmündung des Inderdalen angetroffen wurde. Es hat eine Mächtigkeit von ungefähr 30 Meter und setzt sich aus verschiedenartigen, meist stark verwitterten Porphyrrümmern zusammen. Vertreten sind dichte, violette und graue, ferner sphärolithische und schlackenartige Stücke, nur vereinzelt findet man Devonsandsteine. Die Trümmer sind innerhalb des Gesteins weder nach Form, noch nach Grösse geordnet. Doch ist eine grobbankige Anordnung zu erkennen, die durch einen Wechsel in der durchschnittlichen Grösse der Trümmer zustande kommt. In den untern Lagen sind die Blöcke meist etwa kopfgross, es lassen sich aber solche bis zu 60 Zentimeter im Durchmesser erkennen. Nach oben wird die Breccie feiner und geht in einen groben, roten Sandstein über. Die grossen Komponenten sind eckig oder höchstens kantengerundet, die kleineren dagegen oft gut abgerollt. Die Bänke fallen mit 25 bis 30 Grad gegen Westen ein.

Östlich des Flusses setzt sich die Breccie hangaufwärts bis an das diskordant überdeckende Perm fort. Unter ihr liegen zwischen den Tälern »e« und »f«, konkordant, intensiv rotfarbene Sandsteine. Diese steigen zunächst gegen Osten an, biegen aber bald in eine Ostwestrichtung um und fallen mit ca. 15 Grad gegen Norden ein. Ungefähr 150 Meter dieser Schichtserie sind aufgeschlossen. Leider ist die Basis der roten Sandsteine nicht zu sehen. Östlich des Tales »f« zieht sich eine kleine Bodenrippe hangaufwärts, und ostwärts derselben stehen unvermittelt die graugrünen Sandsteine an, die durch basische Intrusionen verhärtet sind und

Felsköpfe bilden, während der westliche Teil des Hanges mit Schutt bedeckt ist. Man muss annehmen, dass die roten Sandsteine an einer quer zum Hang verlaufenden Verwerfung an die graugrüne Serie stossen und daran etwas abgesunken sind.

Da hier das ursprünglich Hangende der Porphyrbreccie nicht mehr vorhanden ist, kann nichts sicheres über ihre stratigraphische Stellung ausgesagt werden. Im Margrethedal wird sie von den mächtigen roten Margrethetalserien überlagert und an der Küste bilden rote Sandsteine ihr Liegendes. So muss man annehmen, dass sie dem untern Teil der Margrethetalserien eingelagert ist.

5. Die Mt. Celsiusserien (Remigolepis- und Groenlandaspis-Serien VON SÄVE-SÖDERBERGH).

Am Bache »e« liegt das diskordante Perm nur wenige Meter über der roten Breccie, und Schutt bedeckt den Zwischenraum. Geht man aber am Strand gegen Westen, so liegen über der Breccie, auf einer Küstenstrecke von ungefähr 500 Meter, leicht verwitternde und in feinbröckeligen Schutt zerfallende, grüne, lilafarbene und grauviolette Mergelschiefer. Sie sinken zunächst gegen Westen ein, steigen dann wieder an und bilden eine kleine flache Mulde, auf die ein kleines Gewölbe folgt, bevor die Schichten gegen Westen abfallen und verschwinden. Darüber lagern konkordant, am südwestlichen Fusse des Östreplateaus, grobkörnige bis konglomeratische, weisse und blassrote Sandsteine. Diese ganze Schichtenfolge über der Breccie gehört zweifellos den Mt. Celsiusserien an, die weiter im Westen auf der Gauss Halvö vorkommen: die Mergel den *Remigolepis*-Serien und die Sandsteine der Basis der *Groenlandaspis*-Serien SÄVE-SÖDERBERGH'S (1934, 1937 a). Auch am Berghang, beim Flusse »e«, erkennt man bei näherem Zusehen den Schutt dieser Schichten über dem Konglomerate. Hier wäre man geneigt, die rote Porphyrbreccie als das normale Liegende der *Remigolepis*-Schichten zu betrachten. Dass dies nicht zutreffen kann ist den Ausführungen des vorhergehenden Abschnittes zu entnehmen. Auch weiter im Westen, am Obrutschews Bjerg, wo die *Remigolepis*-Serien sehr gut aufgeschlossen sind, ist nirgends ein ähnliches Porphyrkonglomerat an ihrer Basis zu finden. Dagegen ist dort zu sehen, dass die grünen Mergel, Sandkalke und Schieferbreccien, die die Basis der Mt. Celsiusserien ausmachen, mit einer schwachen Diskordanz ihrer Unterlage aufliegen und gegen Osten auf ältere Schichten übergreifen.

Wir konstatieren, dass die Mt. Celsiusserien an diesem Vorkommen östlich des Margrethedales, dem östlichsten bis jetzt bekannten, auf den untern Teil der Margrethetalserien transgrediert. Hier besteht eine grosse Schichtlücke zwischen dem Hangenden und Liegenden.



Fig. 22. Die Küste südöstlich des Margrethedales und das Östreplateau. Am ersten Bach von links (»e« in Tafel X) stehen zu unterst Konglomerate der Margrethedalserien an, an der Küste gegen links folgen Schiefer und Sandsteine der Mt. Celsiusserien, unmittelbar darüber das Perm. Der breite Gipfel im Hintergrund rechts ist der Knuden, links der Mitte sieht man den Saxos Bjerg (Flugphoto E. Hofer).

Die eigentlichen *Remigolepis*-Schichten sind westlich des Baches »e« kaum 70 Meter mächtig, darauf ruhen die hellen Sandsteine der *Groenlandaspis*-Serien. Die geringe Mächtigkeit weist darauf hin, dass man sich nicht weit vom östlichen Rand des Beckens befindet, in dem die *Remigolepis*-Serien abgelagert wurden. Denn in der Mitte der westlichen Gauss Halvö sind die dunkeln *Remigolepis*-Schichten, nach den Angaben von SÄVE-SÖDERBERGH, ungefähr 800 Meter dick. Die Mächtigkeit nimmt gegen Osten ab, im südwestlichen Teil von Obrutschews Bjerg beträgt sie ungefähr 200 Meter und am Ostabhang noch gut 100.

Die Basis der Mt. Celsiusserien bilden Feinbreccien und Sandsteine von hellgrüner Farbe. Sie setzen sich aus kleinen Quarzgeröllen, grossen Quarzkörnern, kleinen Brocken von Devonsandsteinen und Bruchstücken von grünen Mergelschiefen zusammen. Die Matrix besteht aus einer mergeligen, makroskopisch kornlosen Masse, die etwas gipshaltig ist. Nach oben folgen weisse und grünliche Quarzsandsteine, feinsandige Mergelschiefer und dann die dunkeln, grauen, schokoladebraunen und dunkelrotvioletten kalkigen Sandschiefer der eigentlichen *Remigolepis*-Serien. Die Basisschichten machen ungefähr 30 Meter aus. Es fällt der grosse Kalkanteil bei der Zusammensetzung der Gesteine auf. Er muss

während der Ablagerung des klastischen Materials in einem Seebecken ausgefällt worden sein.

Von den Sandsteinen der *Groenlandaspis*-Serien ist im Küstenprofil östlich des Margrethedales nur der unterste Teil erhalten. Es handelt sich um sehr grobkörnige, zum Teil konglomeratische Quarzsandsteine. Sie sind grob gebankt und weisen eine unregelmässige Kreuzschichtung, sowohl im kleinen wie im grossen auf, sodass zwischen den einzelnen Bänken der Schichtengruppe grosse Winkeldiskordanzen bestehen. Ihrem lithologischen Habitus nach erinnern diese Sandsteine stark an die grobsandig-konglomeratischen Gesteine gewisser Karbonlokalitäten Ostgrönlands und weisen, im Gegensatz zur limnischen Ausbildung der *Remigolepis*-Serien, auf eine typisch fluviatile Ablagerung hin.

Die dunkelbraune und grauviolette Farbe der *Remigolepis*-Schichten, die intensive Grüntönung gewisser Mergelschiefer und die grüne Tüpfelung hellroter Sandsteine lassen vermuten, dass den untern Mt. Celsiusserien feines vulkanisches Tuff- und Verwitterungsmaterial beigelegt ist. Doch sind bis jetzt noch keine in diese Zeit gehörenden Laven oder Eruptivgänge festgestellt worden. Sie wären auch kaum im Innern des grossen Sedimentationsbeckens zu finden. Im Inderdalen stehen zwei grössere Rhyolithgänge in der Nähe der grossen Hauptverwerfung an. Sie steigen bis in die *Remigolepis*-Schichten auf, können aber auch noch jünger als diese sein und mit dem sauren Gang in den Karbonsandsteinen des Prospektaldalen in Verbindung stehen. Ferner wurden auf der Nordseite von Gunnar Anderssons Land, ungefähr $5\frac{1}{2}$ Kilometer nordwestlich Kap Graah, im Sommer 1952 in einer abgesunkenen Scholle reine vulkanische Tuffe festgestellt, die den Dachschichten der Kap Graahserien oder bereits der Basis der *Remigolepis*-Schichten eingelagert sind.

G. Das Vestreplateau und die Verbindung mit der westlichen Gauss Halvö.

1. Allgemeines.

Das Küstenprofil zwischen Kap Franklin und der westlichen Gauss Halvö wird durch das breite Margrethedal und seine Aufschüttungen, sowie durch die Verwerfungzone am Koralklöft unterbrochen. Die Lücke des Margrethedales kann landwärts durch die Aufschlüsse am Inderdalfluss teilweise überbrückt werden.

Leicht lässt sich der Verlauf der Permschichten ergänzen. An der Küste unmittelbar östlich des Margrethedales kommen sie auf ungefähr 30 Meter Höhe herab. Landeinwärts trifft man das Perm in allen seitlichen Bacheinschnitten des Margrethe- und des untern Inderdalen an.

Man sieht, dass es eine flache, gegen Süden abfallende Mulde bildet, in der das untere Margrethedal liegt. Auf der Nordseite des Vestreplateaus überqueren die Permschichten den Inderdalbach auf 240 Meter Meereshöhe. Es ist dies wahrscheinlich diejenige Stelle, die MAYNC (1949a, p. 12) mit der Höhe 180 Meter angibt. Die grauen Permschichten überlagern hier eine Serie roter und grauer, disharmonisch gefalteter Devonsandsteine. Von dort aus senkt sich das Perm gegen Süden, bis zum Südostfuss des Vestreplateaus, wo am rechten Ufer des Margrethe-Flusses, in 20 bis 40 Meter Höhe, horizontal liegende, graugrüne, glimmerhaltige Sandsteine und polymikte Konglomerate anstehen. In einigen Lagen sind darin reichlich Brachyopoden vorhanden. Dann steigen die Schichten gegen Westen zur Koralklöft (dem Coral Creek KÖCHS, 1931, Pl. VI), an den Hauptbruch der postdevonischen Hauptverwerfung auf; daran brechen die Permschichten ab.

2. Die Margrethetalserien des untern Inderdalen.

Die roten Sandsteine der Margrethetalserien wölben sich im mittleren Margrethe- und untern Inderdalen zu einem breiten Sattelgewölbe auf. Die stratigraphische Stellung der Sandsteinserien ist bereits besprochen worden.

Durch die postglaziale Landhebung haben die Flüsse angefangen, sich schluchtartig in die älteren Talsohlen einzutiefen. Die Front des Rückwärtseinschneidens ist meist deutlich zu sehen. Im Inderdalen liegt sie auf der Höhe von 250 Meter, am oberen Ende einer $1\frac{1}{2}$ Kilometer langen, unzugänglichen Schlucht. Darüber fließt der Fluss auf einem breiten, mit Moränen und Bachschuttkegeln überdeckten Talboden.

Vom Margrethedal ausgehend sind im Inderdalen, auf einer Strecke von ungefähr $3\frac{1}{2}$ Kilometer, die roten Devonsandsteine aufgeschlossen. Der Fluss durchquert sie nahezu senkrecht zu ihrem Streichen. Durchschnittlich sinken die Schichten etwa mit 15 Grad gegen Nordwesten ein, und ihre Mächtigkeit kann auf 800 bis 900 Meter veranschlagt werden. Doch ist diese Berechnung ungenau, da Fallen und Streichen häufig schwanken, grosse Schichtpakete gegeneinander verschoben sind und disharmonische Faltung in den zusammengepressten Schichten vorkommt. Der Gewölbescheitel liegt etwas östlich der Einmündung des Inderdalen ins Margrethedal, und die Faltenachse fällt mit ungefähr 5 Grad gegen Nordnordosten ab.

Die Schichtenfolge im Inderdalen besteht aus einer monotonen Serie von feinen, roten, glimmerhaltigen Sandsteinen. Ihr unterer Teil liegt über dem Porphyrkonglomerat des Margrethedales. Flussaufwärts, in der Schlucht, stehen graubraune und graue, teilweise quarzitisches Sandsteine an. In dieser Serie würden wahrscheinlich, bei näherem Zusehen,

die vulkanischen Tuffe aus der oberen Hälfte der Margrethetalserien gefunden werden. Im obersten Teil der Schlucht erscheinen rote und grüne Sandschiefer und dann wieder vorwiegend rote Sandsteine. Darüber stehen, dort wo das flache Perm den Fluss überquert, grobkörnige weisse Sandsteine an. Da die Lagerung gestört ist, kann ihre stratigraphische Position nicht sicher bestimmt werden. Sie liegen über den roten Sandsteinen und unter dem flachen Perm, mit einer Diskordanz zum Hangenden und zum Liegenden. Es könnte sich um die Basisschichten der Mt. Celsiusserien handeln, die am Obrutschews Bjerg mit weissen, konglomeratischen Sandsteinen beginnen. Flach liegen darüber die Permschichten, bestehend aus einer Basisbreccie, grauen kalkigen Sandsteinen und schwarzen Schiefen, während die roten Devonsandsteine darunter mit etwa 30 Grad gegen Nordwesten einfallen.

3. Südseite des Vestreplateaus.

Der grosse Basaltlagergang, der in den untern Triasschichten des Østreplateaus liegt, gab auf der andern Seite des untern Margrethedales Anlass zur Bildung des ca. 450 Meter hohen Vestreplateaus. Dieses stösst gegen Westen an die grosse Nordsüdverwerfung, die die höhere westliche von der niedrigeren östlichen Gauss Halvö trennt. Der tektonischen Grenze folgt die von KOCH als Coral Creek bezeichnete Bachrinne, deren Benennung aber auf der topographischen Karte nach Westen verschoben wurde. An der Verwerfung brechen die Perm- und Triasschichten sowie der Plateaubasalt ab. Westlich davon sind nur noch Devonsandsteine anstehend.

In einem kleinen Bach auf der Südseite des Vestreplateaus stösst man, ungefähr 50 bis 60 Meter ü. M., auf intensiv rotgefärbte Sandsteine. Sie gehören zweifellos zu den Margrethetalserien und fallen mit 40 bis 50 Grad gegen Nordwesten ein. Über ihnen liegt eine Breccienbank, die mit 15 Grad gegen Osten absinkt und von gelblichen Kalksandsteinen, grünen und roten mergeligen Schiefen und Kalkschichten, d. h. dem Perm bedeckt ist. SÄVE-SÖDERBERGH erwähnt diese Diskordanz (1934) und schreibt sie herzynischen Bewegungen zu. Er hat, irrtümlicherweise, die roten Sandsteine dem oberen Sandsteinkomplex, d. h. den jüngsten Devonablagerungen des Gebietes zugezählt und war darum genötigt, komplizierte tektonische Verhältnisse am südlichen Ende der Mt. Obrutschew-Synklinale anzunehmen. Ferner kam er zu einer falschen stratigraphischen Interpretation der roten Sandsteine im Margrethedal, die er, im Gegensatz zu KOCH, als postdevonisch taxierte. Das Perm transgrediert aber am Südfuss des Vestreplateaus über Schichten der tieferen Devonserien.

4. Koralklößt (Coral Creek Kochs).

Die geologischen Verhältnisse des kleinen, interessanten Tales, das am Westrande des Vestreplateaus aus 450 Meter Höhe ans Meer absinkt, sind von verschiedenen Autoren dargestellt worden. Koch hat dort permische Korallen gefunden und dem Bach den Namen Coral Creek gegeben. Die Lagerungsverhältnisse sind durch den grossen, bereits von Koch kartierten, Nordsüd verlaufenden Bruch, eine kleinere, quer dazu stehende Verwerfung und einige andere kleinere Störungen kompliziert. Leider stellt die topographische Karte die Terrainverhältnisse ungenau dar, sodass eine exakte kartographische Wiedergabe der geologischen Verhältnisse nicht möglich ist. Für eine Interpretation der strukturellen und stratigraphischen Zusammenhänge an dieser wichtigen Stelle müssen aber die Verhältnisse räumlich richtig dargestellt werden können.

Zieht man ein Querprofil durch den Bacheinschnitt in ungefähr 200 Meter Sohlenhöhe, d. h. auf halber Höhe, so stehen am westlichen Hang, wenig über der Bachsohle, die Basisschichten der *Remigolepis*-Serien an und darunter, nahezu konkordant mit ihnen, die rotbraunen bis rotvioletten Sandsteine der Margrethetalserien. Sie fallen mit 40 bis 50 Grad gegen Westsüdwesten ein. Die untern, roten Schichten finden sich auch auf der östlichen Seite des Taleinschnittes, dort werden sie aber von den stark gegen Osten abfallenden Permschichten überlagert. Die bachaufwärts kulissenartig hintereinander sichtbaren Permprofile, die durch lokal entwickelte Gipsstöcke ausgezeichnet sind, wurden von MAYNC (1942, p. 73) näher beschrieben. Im untern Teil des Bachlaufes biegt das Ausgehende des Perms gegen Osten um und zieht sich ans Margrethedal hinunter, und die Koralklößt durchschneidet gegen das Meer zu Schichten der *Remigolepis*-Serien.

Im obersten Teil des Tälchens, auf ungefähr 400 Meter Höhe, ist in den untern roten Sandsteinen ein Querschnitt durch die grosse, nord-südreichende Verwerfung zu sehen. Beidseitig derselben stehen in einer etwa 50 Meter breiten Zone die Devonschichten fast senkrecht, dagegen sind die östlich der Verwerfung anstehenden Permschichten nur flexurartig gegen Osten abgebogen.

Merkwürdigerweise verläuft die Bruchfläche gegen Süden unter die Schichten des Perms, ohne dass diese zerbrochen wären. Erst westlich davon richten sie sich auf. Daraus muss geschlossen werden, dass der Hauptbruch an dieser Stelle schon vor Ablagerung des Perms bestand, und dass er von diesem überdeckt wurde. Später sind wiederum Verschiebungen eingetreten, doch erfolgten diese nicht mehr genau an der alten Bruchstelle.

Verfolgt man die Bruchlinie weiter nach Norden, so sieht man im obern Teil des Inderdalen, dass auch die grossen Sills über den Perm-

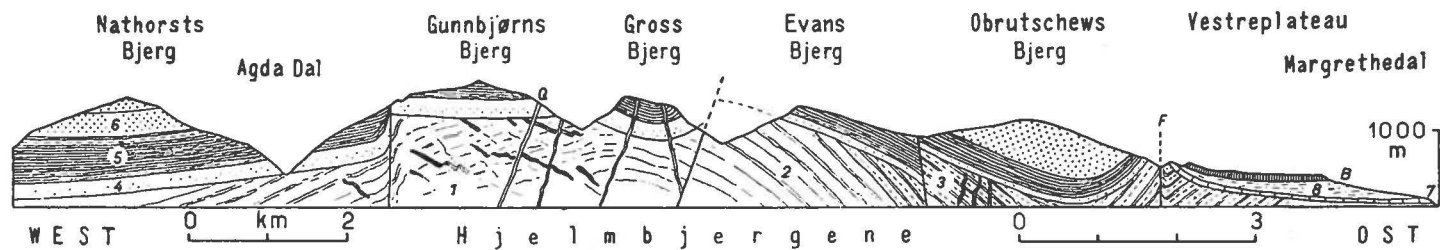


Fig. 23. Profil der Südküste der Gauss Halvö zwischen Margrethedal und Nathorsts Bjerg (anschliessend an Profil III, Tafel VII).

Legende: 1 graugrüne Mitteldevonsandsteine mit basischen Gängen (unterer und mittlerer Teil der Vildtalserien), 2 graugrün und rot gebänderte Sandsteine (oberer Teil der Vildtalserien), 3 vorwiegend intensiv rot und rotbraun gefärbte Sandsteine (Margrethetalserien, mitteldevonisch), 4 bis 6 Mt. Celsiusserien (oberstes Oberdevon): 4 Basisserie, 5 *Remigolepis*-Serien, 6 *Grönlandaspis*-Serien; 7 Oberperm, 8 Eotrias, B grosser Basallagergang; F Hauptbruch der »postdevonischen Hauptverwerfung« an der Koraklöft.

schichten an dem ostwärtigen Absinken teilnehmen. Die letzte Absenkungsphase des östlichen Gebietes hat also auch hier, gleich wie am Gieseckebruch, in postbasaltischer Zeit, d. h. im Tertiär stattgefunden.

Am Fusse der Ostwand von Obrutschews Bjerg stösst man, zwischen dem Vestreplateau und dem Inderdalen, an der Verwerfung auf eine stellenweise bis zu 20 Meter breite, dykeartig gelagerte Mylonitmasse, eine Dislokationsbreccie, die aus zerriebenen und chloritisierten Devontrümmern besteht. Aus der Entfernung glaubt man einen grossen Basaltsteilgang zu sehen. Im steilen Berghang sind in den roten Sandsteinen noch zwei gleiche, dunkelgrüne Gangstreifen vorhanden, die anzeigen, dass mehrere, parallel verlaufende Bruchlinien vorhanden sind.

5. Obrutschews Bjerg.

Der Berg, der westlich des Vestreplateaus die Höhenzahl 1078 trägt, wurde von SÄVE-SÖDERBERGH (1934) Mt. Obrutschew genannt. Von hier aus zieht sich ein Bergzug, der auf der topographischen Karte fehlt, in nordwestlicher Richtung bis gegen den Harders Bjerg hin.

Im Obrutschews Bjerg sind die Devonschichten zu einer regelmässigen Synklinalfalte verbogen. Unten stehen die roten Sandsteine der Margrethetaserien an, darüber treten, als auffälliges Schichtenband, die dunkeln *Remigolepis*-Serien hervor und den Kern der Mulde füllen die weisslichen und ziegelroten *Groenlandaspis*-Sandsteine aus. Schon die Karten von KOCH (1931), von SÄVE-SÖDERBERGH (1934) und von VISCHER (1949) zeigen, dass die Mt. Obrutschewsynklinale auf der östlichen und der westlichen Seite von Längsbrüchen begleitet ist. Der Berg, als ganzes genommen, bildet eine schmale Treppenstufe zwischen dem westlichen Hochgebiet und der abgesunkenen Gieseckescholle.

In den *Groenlandaspis*- und *Remigolepis*-Serien sind von SÄVE-SÖDERBERGH an verschiedenen Stellen des Berges stratigraphische Profile aufgenommen worden. Der Obrutschews Bjerg hat ihm allerdings keine Fossilien geliefert. Es wurde darauf hingewiesen (BÜTLER 1949), dass auch in diesem Teil der Gauss Halvö die Lagerungsdiskordanz der *Remigolepis*-Serien zu ihrem Liegenden gut zu sehen sei, und dass sich die Basis der diskordanten Serien etwas unter den *Remigolepis*-Schichten befinde. Es sei deshalb geboten, diese Basisschichten zum Hangenden zu zählen. Am Obrutschews Bjerg handelt es sich um eine Serie von 40 bis 50 Meter Mächtigkeit. Die Schichten des ganzen oberen Komplexes, umfassend die Basisserie, die *Remigolepis*- und *Groenlandaspis*-Serien wurden zu einem devonischen Sedimentationszyklus zusammengefasst und als Mt. Celsiusserien bezeichnet. Nach den Bestimmungen von SÄVE-SÖDERBERGH (1937, 1937a) und von JARVIK (1948a, 1950) gehören sie zum obersten Oberdevon und reichen vielleicht

altersmässig noch ins Karbon hinein. Die untern roten Sandsteine von Obrutschews Bjerg sind die westliche Forsetzung der Margrethetalserien und gehören ins Mitteldevon. Es besteht also eine grosse Schichtlücke zwischen den Mt. Celsiusserien des Berges und ihrem Liegenden.

Einige Beobachtungen aus den Profilaufnahmen sollen kurz erwähnt werden.

a. Die Margrethetal-Serien am Obrutschews Bjerg.

Auf der Höhe des Vestreplateaus sind zwischen der grossen Verwerfung und der Basis der Mt. Celsiusserien von Obrutschews Bjerg ungefähr 200 Meter der tieferen, roten Serien anstehend. Gegen Norden sinkt das Perm des Plateaus ab, währenddem die Schichten des Berges ansteigen, sodass am Steilhang 400 bis 500 Meter der roten Sandsteine sichtbar werden. In einem steilen Bacheinschnitt stiessen wir dort, etwa 300 Meter unter der hangenden *Remigolepis*-Basis, auf ein konglomeratisches Niveau. Die Konglomeratbänke enthielten vor allem rötliche, grobkörnige Granitgerölle, daneben Quarzite und dunkle Kalke. Die meisten Komponenten waren etwa faustgross und gerundet, doch massen einzelne bis zu 20 Zentimeter im Durchmesser. Konglomeratbänke wechselten ab mit grauen, grobkörnigen Sandsteinschichten, und darüber lagen einige intensiv grün anwitternde, möglicherweise tuffitische Schichten. Sehr wahrscheinlich entspricht dieses konglomeratische Niveau in den roten Sandsteinen von Obrutschews Bjerg dem Rödetaalkonglomerat des obern Margrethedales.

Man kann die braunroten Sandsteine am Fusse von Obrutschews Bjerg, vom Meer ausgehend, der ganzen Ostseite des Berges entlang bis zum Harders Bjerg verfolgen. Von dort ziehen sie sich in das Gebiet des obern Gastisdales und zum Ramsays Bjerg hinüber.

Am Strand, auf der Südseite von Obrutschews Bjerg, steht über den Schutthalden die untere rote, 400 bis 500 Meter mächtige Sandsteinfolge an. Ihre Basis ist nicht zu sehen. Einige basische Dykes steigen bis gegen die Mt. Celsiusserien auf, ohne sie ganz zu erreichen. Es dürften devonische Basalte sein, die älter als die Mt. Celsiusserien sind.

b. Die Mt. Celsiusserien am Obrutschews Bjerg.

Ein im obern Koralklöft aufgenommenes Profil ergab von unten nach oben die nachstehend verzeichnete Schichtenfolge:

1. Auf den rotbraunen, liegenden Sandsteinen ruht, nahezu konkordant, eine Konglomeratbank von ca. 3 Meter Dicke. Sie enthält vor allem weisse Quarz- und Quarzitgerölle, bis zu 20 Zentimeter im Durchmesser, und stellt die Basis der Mt. Celsiusserien dar.

2. Dann folgen ungefähr 20 Meter helle, weissliche, grobkörnige Quarzsandsteine, Arkosen und feinkörnigere, helle, grün gesprenkelte Sandsteine.
3. Darauf liegen etwa 20 Meter graugrüne, gebänderte Sandsteine, in denen 2 helle Schichtbänder hervortreten, die mit teils grünen, teils rötlichen oder violetten Schiefen wechsellagern. Das Gestein ist, wie auch das Hangende, von enggescharten Klüften zerteilt und zerfällt in einen feinstengligen, eckigen Schutt.
4. Ungefähr 150 Meter dunkelgraue, dunkelviolette bis schokoladenbraune, harte, kalkige Sandsteine bilden ein von weitem sichtbares Schichtglied. Im frischen Anriss erscheint das Gestein fast schwarz, tritt an Steilhängen als Steilstufe heraus und liefert einen grau-violetten Verwitterungsschutt.
5. Es folgen etwa 30 Meter dunkelbraune bis dunkelgrüne, weichere, sandige Mergelschiefer und
6. ungefähr 30 Meter graue, hellgelb anwitternde Sandsteine und hellgrüne, mergelige Schiefer, die am Berghang als helles Band über der dunkeln Schichtengruppe erscheinen.
7. Darauf kommen wieder graue Mergel, Kalksandsteine, etwa 50 Meter mächtig, und als Abschluss folgen
8. etwa 200 Meter weissliche, grobe Quarzsandsteine und Quarzitkonglomerate. Ihr Hangendes ist am Obrutschews Bjerg nicht mehr erhalten.

Die Schichtengruppe 1 bis 3 stellt die Basis der Mt. Celsiusserien dar, von SÄVE-SÖDERBERGH wurde sie zum liegenden, roten Schichtenverband gezählt, 4 und 5 würden seinen *Remigolepis*-Serien entsprechen und 6 bis 8 dem untern und mittleren Teil der *Groenlandaspis*-Serien.

Vom lithologischen Gesichtspunkte aus gesehen stellen die Schichten von 1 und 2 einen Transgressionshorizont, 3 bis 7 im wesentlichen limnische Ablagerungen in einem Binnenbecken dar, die Sandsteine von 8 dagegen sind Flussaufschüttungen.

SÄVE-SÖDERBERGH wies darauf hin, dass die *Remigolepis*-Serien, die im mittleren Teil der westlichen Gauss Halvö 800 Meter dick sind, gegen Osten abnehmen. An der Südwestseite von Obrutschews Bjerg sind sie noch über 200 Meter dick, nehmen dann gegen das Vestreplateau weiter ab, und im Norden, über dem Inderdalen, messen sie noch rund 100 Meter. Man befindet sich hier in der Nähe des östlichen Beckenrandes. Die hangenden Sandsteine der *Groenlandaspis*-Serien sind auch im Obrutschews Bjerg gut entwickelt und sehr grobkörnig. Die fluviatilen Ablagerungen haben sich von Osten her über das mit Sedimenten ausgefüllte Seebecken ergossen und darauf ausgebreitet.

Die Mt. Obrutschewsynklinale sinkt im südlichen Teil stark gegen den Fjord ab. In der Nähe der Küste wird dieses Abfallen durch einen Querbruch noch verstärkt. Doch ist in der südlichen Scholle nur der westliche und mittlere Teil abgesunken, der östliche blieb stehen. Dieser Querbruch schafft den Ausgleich zur Verwerfung am Evans Bjerg, an welcher die südwestliche Ecke von Obrutschews Bjerg zu hoch liegt.

6. Die Küste zwischen Obrutschews Bjerg und Gunnbjörns Bjerg (Hjelmbjergene).

An den Küstengebirgen westlich der Verwerfung der Koralklöft heben sich im Schichtenverlauf der dunkeln *Remigolepis*-Serien einige breite, flache und symmetrische Falten ab. Sie geben die jüngste Faltung an, die sich in den devonischen Schichten bemerkbar macht. Die älteren Falten waren bei der Ablagerung der Mt. Celsiusserien abgetragen, machen sich aber noch durch die Diskordanzen zwischen dem obersten Devon und seinem Liegenden bemerkbar. Dies ist auch in einigen Teilen des Küstenprofils zwischen Gunnbjörns Bjerg und Evans Bjerg zu sehen. (Die Benennung der einzelnen, gegen den Fjord auslaufenden Berge ist der geologischen Karte von SÄVE-SÖDERBERGH von 1934, Pl. 9, entnommen).

Der hier zu besprechende Teil der Gauss Halvö liegt nicht mehr in dem von uns untersuchten Gebiet; der Schichtenverlauf westlich von Obrutschews Bjerg wurde lediglich vom Fjorde aus, bei der Durchfahrt im Boot oder Flugzeug betrachtet und im Sommer 1952 von Kap Graah aus, bei klarer Sicht, erneut eingesehen. Über einige wichtige Detail geben die Ortsbeschreibungen von SÄVE-SÖDERBERGH (1933, 1934) Auskunft. Ihm fiel auf, dass sich das Liegende der *Remigolepis*-Serien zwischen Parallel- und Margrethedal verändert. Da er aber die Diskordanzen und das Auskeilen der Serien übersah, führte er den Wechsel allein auf horizontale Faziesänderungen zurück. Die graugrünen Sandsteinserien mit den basischen Gängen und der vom Hangenden abweichenden Lagerung, die er im Fusse des Gunnbjörns Bjerg antraf, sind weder das Äquivalent der rotbraunen Serien vom Obrutschews Bjerg, noch der harten roten Sandsteinfolge der obern *Phyllolepis*-Schichten im Paralleldal oder am Celsius Bjerg. Die *Remigolepis*-Schichten überdecken an diesen Orten verschiedenaltrige Serien. Devonische Hebungs- und Faltungsbewegungen haben Schwellen und Vertiefungen geschaffen und damit einerseits Diskordanzen und Schichtlücken an den Erhebungen, andererseits Anhäufung von Sandsteinen und Konglomeraten in den Becken verursacht.

Im Küstenprofil westlich des Margrethedales folgen auf die Synklinale von Obrutschews Bjerg eine kleine Antiklinale im Evans Bjerg, eine

schwache Mulde im Gross Bjerg und darauf ein breiter, höherer Sattel im Gunnbjörns Bjerg. Daran schliesst sich gegen Westen die breite Flachmulde von Stensiös Bjerg und Sederholms Bjerg. In diesem Profile nehmen die *Remigolepis*-Serien, wie auch ihre Basisschichten, von Osten gegen Westen zu. Einige kleinere Längs- und Schrägbrüche zerschneiden die Falten (vergl. Fig. 23).

Bei den Profilaufnahmen am Nathorsts-, Gunnbjörns- und Gross Bjerg stellte SÄVE-SÖDERBERGH unter den *Remigolepis*-Schichten eine graugrüne, in ihrer Lagerung vom Hangenden abweichende, stark gestörte Sandsteinserie fest. Im Gunnbjörns Bjerg ist sie noch von basischen Dykes zerspalten, die ihrerseits etwas zerbrochen sind. Die Dykes dringen nicht in die hangenden Devonserien ein und weisen, aus der Entfernung gut sichtbar, dunkle Kontaktstreifen in den Sandsteinen auf. Sicher handelt es sich um basische Gänge, die älter als die *Remigolepis*-Schichten sind. Der Zusammenhang der Schichten ist im Sockel von Gunnbjörns Bjerg nur teilweise erhalten. Der Verband ist als Ganzes zerbrochen, und die einzelnen Teile sind gegeneinander verschoben. Dagegen liegen im obern Teil des Berges die Mt. Celsiusserien ungestört auf dem Sockel. SÄVE-SÖDERBERGH meldet auch von der Südostecke von Nathorsts Bjerg, unmittelbar westlich von Gunnbjörns Bjerg, im Liegenden stark gestörte, graugrüne Schichten, währenddem das Hangende ruhig gelagert ist und, ausser der Verwerfung im westlichen Teil von Gunnbjörns Bjerg, keine Störungen aufweist. Von Kap Graah aus war zu sehen, dass sich die graugrüne Serie zwischen Gunnbjörns- und Nathorsts Bjerg weit ins Agda Dal hinauf zieht und dort von einem grösseren, roten Gang unterbrochen wird, der bis an die Untergrenze der Mt. Celsiusserien aufsteigt. Auch hier liegen also in den untern Serien saure Eruptive. Es handelt sich am Fusse des Gunnbjörns Bjerges nicht um die Kap Graahserien, wie dies auf der geologischen Karte (BÜTLER 1948) angegeben ist, sondern um eine graugrüne Sandsteinfolge, die basische und saure Eruptive einschliesst, wie sie an der Küste östlich des Margrethedales angetroffen und als mitteldevonisch bestimmt wurde.

Ostwärts lassen sich die graugrünen Sandsteine bis gegen den Fuss von Evans Bjerg feststellen, wo zu sehen ist, dass ihr oberer Teil aus einer Wechsellagerung von graugrünen und rotbraunen Sandsteinen besteht. Diese werden gegen Osten von den gleichmässig rotbraunen bis rotvioletten Margrethetalserien überlagert. Die untern Serien ziehen sich noch im Tale zwischen Gross Bjerg und Evans Bjerg nordwärts bis zum Punkte 1328 hinauf; auf dem Evansgrat sind sie von den rotbraunen Sandsteinen überlagert, diese fehlen dagegen auf dem Grat hinter dem Gross Bjerg. Wie die Grenze zwischen den beiden Seriengruppen beschaffen ist, liess sich aus der Entfernung nicht erkennen. Es scheint aber, dass ein rascher Übergang von der einen zur andern besteht.

Deutlich ist zu sehen, dass die Basisschichten der Mt. Celsiusserien vom Obrutschews Bjerg weg gegen Westen mit einer Winkeldiskordanz auf immer tiefere Schichten zu liegen kommen. Durch diese Überschneidung verschwinden auf der Strecke zwischen Evans- und Gross Bjerg die Margrethetalserien (vergl. Fig. 23).

SÄVE-SÖDERBERGH hat ferner beobachtet, dass die weissen Sandsteine und Konglomerate, die am Obrutschews Bjerg die *Remigolepis*-Schichten unterlagern, und dort etwa 50 Meter messen, im Gross Bjerg zu einer hellgrauen Sandsteinstufe von ungefähr 150 Metern Mächtigkeit angewachsen sind. In seinem Profil 4 vom Gross Bjerg (1934, p. 19) sollte noch eine weitere Schichtengruppe, diejenige mit braungrauen Sandsteinen und Breccien, von etwa 60 Metern Mächtigkeit, zu den Basisschichten der Mt. Celsiusserien geschlagen werden, denn die Diskordanz tritt schon unter diesen ein.

Verfolgt man aus der Entfernung den Schichtenverlauf in der Südfassade des Gunnbjörns Bjerges, so stellt man zu oberst, in flacher Lagerung und etwa 210 Meter mächtig, die dunkeln *Remigolepis*-Schichten, darunter, konkordant mit ihnen, ca. 90 Meter hellgraue, etwas rötlich anwitternde Sandsteine und weitere hundert Meter rote, wahrscheinlich teilweise konglomeratische Schichten fest. Unter diesen liegt die grosse Diskordanz zum graugrünen, mit Eruptiven durchsetzten Mitteldevon, das die untern 1200 Meter des Berges einnimmt. Die Mt. Celsiusserien sind hier also mit einer ungefähr 200 Meter mächtigen Bassiserie und dem untern Teil der *Remigolepis*-Serien vertreten.

Das Auftreten der mächtigen graugrünen, in ihrer Lagerung gestörten Mitteldevonsandsteine am Gunnbjörns Bjerg und ihr vollständiges Verschwinden gegen Westen, kann durch die tektonischen Verhältnisse am Moskusoksefjord erklärt werden. Dort steigt im Högboms Bjerg eine ähnliche, von basischen und sauren Eruptiven durchsetzte graugrüne Sandsteinfolge aus der Tiefe empor und liegt, über einer steilen Aufschiebungsfäche, Schichten der oberdevonischen Kap Graahserien auf. Die Aufschiebungszone setzt sich gegen Süden durch das östliche Ende des Sederholms- und durch den Böggilds Bjerg fort. In ihrer Verlängerung trifft man auf den Gunnbjörns Bjerg, und die in dessen Südhang zutage tretenden mitteldevonischen Sandsteine entsprechen der südlichen Fortsetzung der Aufschiebung am Högboms Bjerg. Und gleich wie an Sederholms und Böggilds Bjerg ist die emporgehobene Gesteinsmasse von den Schichten des jüngsten devonischen Sedimentationszyklus, den Mt. Celsiusserien, diskordant überdeckt worden. Im Gunnbjörns Bjerg liegen die, einer älteren Faltungsphase zugehörenden, mitteldevonischen Serien zufälligerweise im Zentrum einer jüngeren Antiklinale, die schräg über die älteren Strukturen hinwegläuft.

Die geologische Karte muss im Gebiet zwischen Gastisdal, Harders Bjerg und Agda Dal in verschiedener Hinsicht ergänzt und revidiert werden. Es steht fest, dass im Gebiet der Hjelmbjergene keine oder nur ganz wenige Schichten der oberdevonischen Kap Graahserien vorhanden sind. Ihr Fehlen lässt eine Schlussfolgerung über die Abgrenzung des Beckens zu, in dem diese Serien abgesetzt wurden. Im Westen der Gauss Halvö, in Fletts Plateau und im Paralleldal, sind die roten Kap Graahserien, zusammen mit ihren hellen Basisschichten, über 1000 Meter dick. Im Küstenprofil sinken sie am Smith Woodwards Bjerg, noch ungefähr 800 Meter mächtig, gegen Osten zur breiten Stensiöberg-Synklinale ab. Im östlichen Muldenschenkel erscheint aber diese Schichtenfolge nicht mehr, oder höchstens noch in einem gegen Osten rasch auskeilenden, dünnen Schichtenpaket. Man muss also hier, wie auch am Moskusoksefjord, die Ostgrenze der Kap Graahserien am Westrande der Högboms- Gunnbjörns Bjerg-Aufwölbung annehmen. Wahrscheinlich existierte bereits zu Beginn der Ablagerung der Kap Graahserien im Osten eine breite Schwelle, die den Sedimentationsraum abschloss. Später erfolgte an diesem Rand eine Aufschiebung der tieferen Serien auf die frisch abgelagerten, dann Abtragung, Ausebnung und Absenkung im Gebiet der westlichen Gauss Halvö. Das Areal verwandelte sich erneut zu einem Beckenraum, dessen Grenzen jedoch etwas weiter im Osten lagen und in dem sich, über den abgetragenen Strukturen, die Mt. Celsiusserien abgelagerten.

Aus der Entfernung sieht man im Küstenprofil zwischen Gunnbjörns Bjerg und Evans Bjerg grössere Kluftspalten, die mit einer hellen Gangmasse gefüllt sind. Sie durchschneiden sowohl die graugrünen Sandsteine, wie auch die Mt. Celsiusserien. Wahrscheinlich sind es Quarz- und Fluoritgänge, die spät- oder postdevonisch sind.

Tabelle 1. Versuch der Korrelation der beiden Faziesbezirke des Kap Franklingebietes.

	Westlicher Bezirk: Obrutschews Bj. Margrethedal		Östlicher Bezirk: Südöstliche Giesecke Bjerge
Karbon- Perm	Marines Oberperm		
	Hiatus	Bruchbildung Abtragung Faltung	Hiatus
Oberes Oberdevon	Mt. Celsiusserien Stellenweise	<i>Groenlandaspis</i> -Serien <i>Remigolepis</i> -Serien Basisserien Winkeldiskordanz	
	Hiatus	Abtragung Faltung	
Mitteld Devon		?	Randbölserien Grobkonglomeratisch im Norden, grobsandig im Süden. Im untern Teil mit: <i>Coccosteus</i> cf. <i>halmodeus</i> , <i>Asterolepis</i> cf. <i>säve-söderberghi</i> Erosionsdiskordanz
	Mar- grethetal- serien	Rote Sandsteine mit Konglomeratlagen. Rhyolith. Tuffe und Gänge Rödetalkonglomerat Arkosen Rote Sandsteine, im untern Teil Einlagerung einer klastischen Porphyrbreccie	Hiatus Heraushebung von Kristallinarealen im Nordosten. Abtragung der vulkanischen Kap Franklinserien
	Grenze nicht genau festgelegt		Kap Franklinserien Wechselagerung von vulkanischen Gesteinen mit fluviatilen, klastischen Ablagerungen. Basale Breccien Winkeldiskordanz
		Oben: Rot und grün gebänderte Sandsteinserie mit: <i>Gyroptychius groenlandicus</i>	Abtragung Granitintrusion Lokale Faltung
	Vildtalserien	Mitte: dunkelgrüne plattige Sandsteine Unten graugrüne, z. T. konglomeratische Sandsteine	Vildtalserien Gebänderte Sandsteinserie mit: <i>Gyroptychius groenlandicus</i> . Darunter plattige Sandsteine mit: <i>Esteria</i> , <i>Glyptolepis</i> und <i>Osteolepiden</i> . Unten graugrüne, z. T. konglomeratische Sandsteine
Konglomerate mit kaledonisch-takonischem Gesteinsmaterial, Basis unbekannt			

III. SUMMARY AND CONCLUDING REMARKS

A. General remarks.

1. In the present paper an account is given of the geology of the Kap Franklin area as far as the Devonian deposits are concerned. The area investigated is situated in the southeastern part of Gauss Halvø, and is bordered by the outer Kejser Franz Josephs Fjord, the north-western part of Foster Bugt, Randbøldalen, and Margrethedal. Observations from Huitfeldts Bjerg and the coast west of Margrethedal were also drawn upon.

2. The author has previously attempted to classify the thick Devonian sediments of East Greenland on the basis of observations of the traces left by the repeated geological cycles in the Old Red beds. Near Moskusoksefjord, large angular unconformities exist within the continental Devonian series. Conglomerates and breccias indicate the beginnings of the individual important phases of sedimentation. Foldings and upthrusts, the result of intra-Devonian orogenic movements, gave rise to interruptions of the sedimentation in the zones of upwarping and to shifting of the delta-lakes in the new basins of subsidence. Acid and basic volcanic rocks were included in the stratigraphical succession.

Each phase of sedimentation of a cycle was referred to a series group. On the basis of palæontologic-stratigraphical determinations, undertaken chiefly by SÄVE-SÖDERBERGH, STENSIÖ, and JARVIK, the two youngest cycles could be placed in the uppermost Upper Devonian. They are represented by the Kap Graah and the Mt. Celsius Series. As to the next-oldest series, the Kap Kolthoff Series, a lower Upper Devonian stage came into question. For the still deeper-lying series in the region of Moskusoksefjord the question of age remained open, since no material of fossils was at hand. But in the summer of 1948 Middle Devonian fish remains were found in the eastern part of Gauss Halvø (BÜTLER 1949, JARVIK 1950). Since, however, the geology of the eastern portion of Gauss Halvø differs greatly from that of the western part, and the large main post-Devonian fault interrupts the sequence of beds, the stratigraphical division of the Moskusoksefjord could not be immediately transferred to the Kap Franklin region.

3. Investigations in the eastern part of Gauss Halvø showed, however, that the Middle Devonian deposits there could likewise be divided into groups of series bordered by unconformities and beds of breccias. But the characteristics of the lithofacies change rapidly both in a vertical and a horizontal direction. In the small area of southern Giesecke Bjerge shown on the map, an eastern district chiefly with volcanic and psephitic deposits can be distinguished from a western basin of sedimentation with more quiet and more uniform conditions of deposition.

B. The Devonian series of the Kap Franklin area.

4. The Kap Franklin area occupies the most strongly elevated portion of the tilted fault-block of Giesecke Bjerge; here the oldest Devonian rocks visible in the eastern part of Gauss Halvø occur. They were called Vilddal sandstones or Vilddal Series after the valley in which the best exposures are found.

The substratum of the Vilddal Series is nowhere exposed. It may be assumed that conglomerates occur below the sandstones. Whether these conglomerates rest upon the Caledonian-Taconian¹⁾ basement and form the base of the Devonian deposits, or they are underlain by a still older Devonian horizon, cannot be definitely decided.

The Vilddal Series are exposed to a thickness of more than 1500 m, and are separated into a lower and an upper subdivision. The lower division is chiefly made up of grey conglomeratic and gritty micaceous quartzitic sandstones. They pass upwards into darker greyish-green slaty flagstones, containing clay and lime. A conglomeratic horizon forms the upper boundary. The conglomerates contain only pebbles derived from disintegration of the rocks of the Caledonian basement. Detritus of Devonian sandstones and Devonian quartz-porphyrines are lacking. The upper division begins with greyish-green, for the main part fine-grained mudstones, in which red beds, increasing in number upwards, are met with. Its upper portion can therefore be described as a banded series of green and red beds.

Fish remains were found in various places and at various levels from about the middle of the Vilddal Series upwards. JARVIK found that *Gyroptychius groenlandicus* JARVIK was almost always represented and that the immense sequence of beds was accordingly of Middle Devonian age.

¹⁾ As to Central East Greenland, it is not yet possible to decide when the pre-Devonian rocks were folded. The folding took place between the Middle Ordovician and the Middle Devonian. Various reasons for the assumption of Taconian disturbances can be mentioned (cf. KOCH 1934 and WEGMANN 1935).

In view of the great thickness and the uniform character of the facies of the Vilddal Series it may be assumed that it was deposited in a large basin. The areas of supply for the fine clastic material were primarily crystalline areas, which are probably to be found in the western as well as in the eastern parts of the Devonian basin.

The greyish-green and banded sandstones likewise crop out in Hjelmbjergene in the western part of Gauss Halvø. No doubt they also extend far eastwards, though they are nowhere exposed there. To the north they crop out in the valleys of the high Hudson Land and at the southwestern foot of Nordhoeks Bjerg. To the south, in Canning Land, their presence is evidenced by fossils (SÄVE-SÖDERBERGH 1937, BÜTLER 1948a). The Vilddal Series is probably present all along the trough-like Devonian basin ascertainable to-day, that is, along a north-south distance of ca. 280 km.

Compared with the stratigraphical succession of Middle Devonian beds in Canning Land, as formulated by SÄVE-SÖDERBERGH, the place of the Vilddal Series is somewhat obscure. For *Gyroptychius groenlandicus* (*Canningius groenlandicus*) has a wide vertical distribution in the region around Kap Franklin, while in Canning Land this fossil is only reported from the upper portion of the Middle Devonian series present there. And the deeper horizons characterised there by *Asterolepis säve-söderberghi*, to the north overlie those containing *Gyroptychius groenlandicus*.

5. Volcanic rocks are typical of the midmost series group of the Kap Franklin area; we call it the Kap Franklin Series. Between the lower Randbøldalen and Kejser Franz Josephs Fjord they overlie, with divergent unconformity, folded sandstones of the Vilddal Series and a denuded Middle Devonian granite stock. They consist of coarse-grained clastics, volcanic tuffs, dykes, sheets, and effusions of rhyolite. The sedimentary proportion of the series increases towards the west, where the beds seem to rest fairly conformably on the underlying series.

At the base of the Kap Franklin Series there occur mostly coarse, unsorted breccias arisen from local alluvial fans cemented together. Their composition varies from place to place. Occasionally the basal beds are made up of effusions and tuffs. In many places the basal beds are cut across by broad extrusions of quartz porphyries.

Clastic-fluviatile sediments alternating with acid effusive rocks, volcanic tuffs, and tuffaceous sandstones build up the Kap Franklin Series. The details of the lithological succession vary from place to place, and it is impossible to synchronise the various levels over great distances. The eastern part of the Kap Franklin area was a much disturbed volcanic region, in which now deposition, now erosion took place. In periods of volcanic inactivity, erosion dominated, and when the area subsided, sands from more remote crystalline tracts were deposited in hollows

and minor depressions. In the talus cones of creeks at the base of porphyry mountains and on top of effusive porphyries the porphyritic talus remained and was cemented together. Younger deposits of tuff and effusives covered the breccias, conglomerates, and sands. Prolonged volcanic eruptions repeatedly occurred, but not everywhere at the same time.

The thickness of the series preserved to the present day varies from place to place. The greatest thickness, some 700 to 800 metres, is probably met with at the north side of Saxos Bjerg. At the southern slope of the mountain Knuden, where the most easily accessible exposures are found, the thickness amounts to 300—400 m. Towards the west the fluviatile sediments and the tuffaceous sandstones increase in volume. In that direction we move away from the volcanic central region, approaching a tract in which a more or less continual fluviatile deposition took place instead of volcanic accumulation and subareal ablation and disintegration.

No identifiable fossils were found in the sandstone beds of the Kap Franklin Series. As, however, the overlying Randbøl Series was determined to be of Middle Devonian age, the volcanic Kap Franklin Series must likewise belong to the Middle Devonian.

6. In the mountains Huitfeldts Bjerg, Saxos Bjerg, and Knuden the psephitic Randbøl Series overlie the volcanic series and, as far as could be ascertained from the areally rather limited exposures, exhibit neither traces of Devonian intrusions nor of interbedding of volcanic tuffs. Along the eastern margin of Giesecke Bjerger younger Devonian deposits, if any such were present, have been removed by erosion.

Apart from the breccias, the detritus of the Randbøl Series originates from areas in which principally light-coloured granites, but also rocks of the pre-Cambrian Eleonore Bay Formation occurred *in situ*. The deposition of the coarse-grained clastic rocks must be interpreted as the result of a rapid upheaval of the areas of supply. These areas are to be found in the northern parts of Giesecke Bjerger and immediately east thereof, in the tracts occupied by the present Badlanddal and Hold with Hope. The Randbøl Series are traceable from the middle of Giesecke Bjerger to Kejser Franz Josephs Fjord. The grain-size of the clastic material decreases rapidly in this direction. In Foldadal, where the conglomerates are about 800 m thick, blocks up to 2 m in diameter are met with, while at Knuden the Randbøl Series are almost exclusively represented by coarse quartzitic sandstones.

It is not yet possible to say where in the stratigraphical column the Randbøl Series in the western parts of the region should be placed, and what special characteristics of facies they possess there.

Fish remains were found in the lower portions of the Randbøl Series in Huitfeldts Bjerg and Saxos Bjerg. Of these, JARVIK and ÖRVIG have identified the following species:

Coccosteus cf. *halmodeus* CLARKE

Asterolepis cf. *säve-söderberghi*.

Remnants of a small Osteolepid resembling *Thursius macrolepidotus*, and scales, probably of a *Glyptolepis* sp.

On the basis of these fossil remains the beds were referred to the Middle Devonian. According to the determinations of the series in Canning Land by SÄVE-SÖDERBERGH (1937), the Randbøl Series more likely belong to a deeper level than to the beds with *Gyroptychius* (*Canningius*) *groenlandicus*. However, in view of the stratigraphical conditions, there can be no doubt that in the Kap Franklin area the Randbøl Series are younger than the Vilddal Series.

7. In the western part of the Kap Franklin area there occurs a succession nearly 1000 m thick, of intensively red and reddish-brown sandstones, some conglomerates, and, in the middle portions, volcanic tuffs. These series are called the Margrethedal Series. They disappear to the east at the transition from Margrethedal to Randbøldalen and at the shore a few kilometres east of Margrethedal. The beds are absent in the region around Kap Franklin, but continue westward, spreading north-westward into the western part of Gauss Halvø. In the area investigated, neither the lower nor the upper boundary could be ascertained. Along the shore the red sandstones overlie greyish-green sandstones and tuffs of the Kap Franklin Series, and in the upper part of Margrethedal they seem to replace these latter beds. In the lower portion of the Margrethedal Series the red sandstones are interbedded with a nearly 30 m thick, coarse breccia, containing almost exclusively fragments of porphyry. Conglomerates are also present in the upper part (Rødedal), but they contain chiefly pebbles of granite, Caledonian sediments, and, at the top, also quartz porphyries. Above follows an alternation of sandstones, conglomerates of fluvial origin, and volcanic tuffs. Larger and smaller quartz porphyry dykes rise to the level of this upper conglomeratic series, indicating a short period of changes in level and of volcanic activity. The uppermost beds occurring *in situ* in Margrethedal, consist in the main of red fine-grained sandstones with a few polymictic conglomeratic beds.

Unfortunately no fossils were found in the Margrethedal Series. The author is of opinion that the lower part of the Margrethedal Series corresponds to the upper part of the Kap Franklin Series, but that the greater part of its deposition took place in the period in which the eastern area was denuded, that is, in the interval indicated by the gap of sedimen-

tation between the Kap Franklin Series and the Randbøl conglomerates. Hence, the Margrethedal Series, also, must be regarded as Middle Devonian. It might be attempted to correlate the Rødedal conglomerate with the Randbøl conglomerates. However, in the latter rocks no volcanic tuffs have been found so far, so it is more reasonable to assume that the western continuation of the Randbøl Series overlies the Margrethedal Series.

8. Upper Devonian series are entirely lacking in the southern part of Giesecke Bjerger. They crop out to the west in the coast east of Margrethedal, where the lower part of the Margrethedal Series is overlain by a reduced succession of beds of the Mt. Celsius Series, the youngest Devonian series in East Greenland. In the western part of Gauss Halvø, however, the Middle Devonian series are superposed by thick deposits of the Upper Old Red, which was here divided into the following orogenic series groups:

At the top, the Mt. Celsius Series
underlain by the Kap Graah Series
and the Kap Kolthoff Series.

Near Moskusoksefjord the boundary between the Upper and the Middle Devonian probably runs midway through the Kap Kolthoff Series. A reliable delimitation is not yet possible.

The Kap Graah Series, distributed in the western parts of Gauss Halvø, Ymers Ø, Geographical Society Ø, and Traill Ø, are absent in the eastern part of Gauss Halvø. These series correspond to the upper portion of the *Phyllolepis* Series of SÄVE-SÖDERBERGH (1934) and JARVIK (1948), and comprise, in their upper parts, the beds with *Bothriolepis groenlandicus* HEINTZ and *Phyllolepis orvini* HEINTZ, and in their lower part the beds with *Bothriolepis jarviki* STENSIÖ. The eastern boundary of the Kap Graah Series was determined by means of the warping and overthrusting zones of Høgboms, Sederholms, Bøggilds, and Gunnbjørns Bjerger.

The Mt. Celsius Series, however, to which a basal series, the *Remigolepis* and the *Groenlandaspis* Series of SÄVE-SÖDERBERGH and JARVIK, are considered to belong, cover the folded threshold with a great angular unconformity, and extend eastward, decreasing considerably in thickness, into the eastern part of Gauss Halvø, where they have their eastern limit. The *Remigolepis* Series were formed in a shallow basin, for the most part as limnetic deposits, while the *Groenlandaspis* Series spread, as coarse gravels, from the east across the area of the basin.

9. The post-Devonian deposits in the Kap Franklin area were not studied in detail. It will only be mentioned what formations constitute the covering of the Devonian basement:

Marine Permian beds, stated by MAYNC (1942) to be of the same age as the Russian Kungur and Kasan beds, unconformably overlie the Devonian from the main Devonian fault to the eastern margin of Giesecke Bjerge. The thickness of the littoral, in part estuarine, deposits amounts to 50—60 m at the most.

The Permian beds are conformably overlain by coarse grey sandstones with plant remains and clayey shales of the marine Eotrias, in which KOCH found *Ophiceras*, *Glyptophiceras*, *Claraia*, etc. On the Østreplateau some 300 to 400 m of Eotriassic beds are preserved. A submarine valley, 4—5 km wide and some hundred metres deep at the middle, which was carved out in the Eotriassic beds and intersects these beds between Østreplateau and Knuden in a northwesterly direction, is filled with sandstones and dark shales of Middle Cretaceous age (Aptian-Albian, according to MAYNC (1949a)). In the deepest portions of the valley the Cretaceous shales are in contact with the Permian and Devonian beds. In the bed of a small tributary rivulet of the upper part of Rødedal, flowing down from Østreplateau, the unconformity between black Cretaceous shales and greyish-green sandstones of the Permian beds can be observed at a height of 370 m above sea-level, and a few metres farther down the unconformable superposition of the Permian on the red Margrethedal sandstones is seen.

10. Thus, in the Kap Franklin area the following Devonian series can be ascertained:

Periods	Margrethedal district	District of Knuden-Huitfeldts Bjerg
Permian	Marine Upper Permian	Marine Upper Permian
Carboniferous	absent	absent
Upper Devonian	Mt. Celsius Series (uppermost Upper Devonian) ca. 200 m preserved gap of sedimentation	not represented
Middle Devonian		Upper boundary unknown
	?	Randbol Series, psephitic deposits, thickness up to 800 m
	Margrethedal Series about 1,000 m thick Lower boundary unknown	Hiatus
		Kap Franklin Series, in the main volcanic, 400—800 m. Hiatus
	Vilddal Series	Vilddal Series, uniform, widely distributed greyish-green sandstone series, visible thickness ca. 1,500 m.
		Base unknown.

C. The Middle Devonian Eruptives.

11. A light-coloured muscovitic granite rich in albite cuts across and enters the Vilddal Series at the east and southeast sides of Knuden. The granite stock, which is sharply delimited from the sediments, is also covered by the Vilddal sandstones. At the northern and eastern margins of the granite the sandstones are tilted, at the contact they are somewhat transformed and penetrated by granite dykes. To the south, along the sea west of Kap Franklin, part of the covering beds were removed by erosion prior to the deposition of the Kap Franklin Series. Their basal breccia now covers the granite and contains its disintegration products. Thus the *mise-en-place* of the pluton of granite took place after the deposition of the Vilddal Series and before the Kap Franklin Series came into existence. Since both these groups of series are of Middle Devonian age, the granite, also, must date back to that time.

MAYNC (1949) postulates a Devonian age for the granite occurrences in the northern Giesecke Bjerge and along the eastern part of Moskusoksefjord. At Kap Franklin it was possible to undertake an exact stratigraphical determination of a granite stock. By means of petrographical comparisons it will perhaps be possible to determine the age of the granites of the northern Giesecke Bjerge, in which no Devonian sandstones are in contact with them. Along Moskusoksefjord the granites are in contact with quartzitic shales of the pre-Cambrian Eleonore Bay Formation, not with Devonian sandstones, as assumed by MAYNC. Here granite pebbles occur in the basal conglomerate of the oldest Devonian series present, so the granites found here must still be referred to the Caledonian-Taconian rocks.

12. The Middle Devonian rhyolites, which occur in the Kap Franklin area in the form of red-weathering effusives and dyke rocks, were first recognised by VISCHER and MAYNC as intra-Devonian formations. In the present paper the rocks are likewise termed quartz porphyries, as they mostly exhibit quartz phenocrysts, or they are simply called porphyries. They differ greatly as regards structural position, jointing, texture, and colour. Thus transitional types from such with a granular texture to macroscopically aphanitic rocks of an almost vitreous appearance are met with. In recent exposures the colour varies from a green and grey to a flesh- or brick-red or to a deep reddish-brown. White rocks also occur. Fluidal plication, giving rise to foliated disintegration, can often be observed. Remarkable in certain positions are accumulations of spheruliths of the size of a fist, often of the size of a head. A more detailed petrographic study of the material has not yet been carried out.

BACKLUND and MALMQVIST (1935) distinguished three main types in the occurrence along the coast: quartz rhyolites, which in addition

to red and grey felspar contain big quartz phenocrysts, sanidine rhyolite with reddish felspar phenocrysts but without big quartz grains, and spherulitic rhyolites, which, judging by their appearance, are aphanitic and without readily discernable minerals. To this latter group belong, according to BACKLUND, originally loose pyroclastics as well as extrusive rocks. He regarded all the groups as Tertiary, but for each of them he assumed a somewhat different age. A closer investigation in the field showed, however, that all the three types may be met with in one and the same complex of lava.

The rhyolites now occur as large extrusions and minor dykes and intrusive sheets in the Vilddal and the lower Kap Franklin Series, now they extend as level outflows over them. In the Kap Franklin Series large lava flows form beds which turn red on weathering. In between these beds occur volcanic tuffs with grains of different sizes, often mixed with fluviatile material. The layered accumulation of mostly rounded porphyry blocks is peculiar. In many cases the interspaces are filled with a compact rhyolitic cement, only in fissures and crevices can an infiltration of sandy material be observed. Often the blocks are embedded in finer-grained disintegration material of the porphyries, occasionally fluviatile sand dominates in the filling material. Probably we are here concerned with a local accumulation of globular porphyry blocks weathered out at the foot of steep talus slopes or in the talus of creeks, but also with the surfaces of lava flows laid bare by erosion, probably rarely with actual block-lavas.

It is remarkable that no well recognisable remnants of larger centrally situated volcanic cones are met with. In some places large dykes can be seen to pass into sheets. In the Kap Franklin area most of the rhyolite extrusive sheets have probably arisen from fissure eruptions.

In the Kap Franklin area the lava flows and tuffs as well as the interbedded sandstones overlie the Vilddal Series with divergent unconformity. Blocks of porphyry are met with in the basal breccias of the Kap Franklin Series, so somewhat older eruptives must have been present. Moreover, rhyolitic-volcanic beds are found in the upper part of the Margrethedal Series; the volcanic activity was not limited to the Kap Franklin Series, but continued during a great part of the Middle Devonian time.

The quartz porphyries occurring *in situ* at Kap Franklin are younger than the granite present there, this latter being covered by the porphyry series and penetrated by rhyolite dykes. Still, the distribution in space of the rhyolite occurrences point to a connection with the granite pluton. They seem to have been supplied from a deeper level of the same subterranean magma reservoir as the granite.

13. In addition to the many young basalt veins which rise above the covering beds, undoubted Middle Devonian basic eruptives may also be met with in some places within the Kap Franklin area. MAYNC reported from the coast the occurrence of diabases that might be pre-Permian, and from Moskusoksefjord basic effusives from deeper Devonian series are known. At various levels of the Kap Franklin Series along the stretch of coast between Knuden and Margrethedal basaltic intrusions and effusions, in part also tuffs, were found, which are thus of about the same age as the rhyolites. In places where the ancient basalts rise through the sandstones, these latter have been coloured dark and hardened by the basalts in a wide zone of contact metamorphism.

If we consider the whole Devonian area in East Greenland, we shall see that Devonian basalts are of more frequent occurrence, and are distributed over a much wider area, than the acid volcanic rocks. These latter are concentrated in a few places, where they occur in quantity, while the basaltic dykes, effusives, and tuffs are widely distributed, and the individual occurrences are not very thick. Careful investigations showed that the majority of the basalts mapped as sheets west of the post-Devonian main fault were Devonian effusives accompanied by tuffs. In stratigraphical investigations some basalt levels may be used as guide horizons over great distances. An assumption previously put forward (BÜTLER 1935, p. 20) was partially confirmed.

Basaltic effusions are known from nearly all the orogenic Devonian series groups distinguished so far. Exceptions are still the Mt. Celsius series, which, however, have not yet been studied lithologic-petrographically. In view of the tuffaceous character of certain beds of the Remigolepis Series, however, we may expect that effusives dating from the time of deposition of this series will also be found.

From the repeated embedding of basaltic lavas and basaltic tuffs in the Devonian sandstones we may assume that basalts perhaps occur in the younger continental sedimentary series of East Greenland. For the formation of the huge Carboniferous and Eotriassic deposits was associated with strong movements in the coastal regions of East Greenland. A reference to this fact is found in the description by BACKLUND (1930) of Ladderbjerg, where basaltic sills, effusives, tuffs, and sandstones alternate with each other. BACKLUND regarded the sandstones as Tertiary, but according to the statements by MAYNC, they may be Triassic.

14. If we compile the observations hitherto made of the stratigraphical position of the acid eruptives in the Old Red of East Greenland, we arrive at the following sequence:

- a. The oldest acid eruptives associated with Devonian sandstones are found in the volcanic Kap Fletcher Series in Canning Land and on

Wegeners Halvø, south of the Devonian area. They are subjacent to Middle Devonian sandstones, lying below the series containing *Heterostius*, *Asterolepis säve-söderberghi*, and *Gyroptychius groenlandicus*, and rest unconformably on tectonically folded pre-Cambrian beds. In one place (Porfyrbjerg) grey sandstones were found below the tuffs and porphyries. The precise age of the eruptives is not known, but probably they are of late Lower or early Middle Devonian age.

- b. Since on the basis of the Middle Devonian fish fossils, the Vilddal Series of the Kap Franklin area may be assumed to be synchronous with the Middle Devonian series of Canning Land, the rhyolites at Kap Franklin must be younger than the Kap Fletcher eruptives, for they are embedded in the fossiliferous Middle Devonian series.

The *mise-en-place* of the Kap Franklin granite took place after, or at the end of the deposition of the Vilddal Series, probably in the lower part of the upper Middle Devonian. The rhyolites of the Kap Franklin Series are younger, and somewhat younger again, though still Middle Devonian, are the quartz porphyries and tuffs of the middle part of the Margrethedal Series.

- c. Of Upper Devonian age are the volcanic rocks of the western part of Moskusoksefjord and the eastern part of Ymers Ø. They came into being at the same time as the upper part of the Kap Kolthoff Series. The volcanic phase can be dated back to the time from the middle to the upper Upper Devonian.
- d. Still later arose the rhyolite dykes in the middle portion of Inderdalen near the large fault. Unfortunately no upper time limit can be given for them. The dykes rise into the Upper Devonian Remigolepis Series and are covered by Permian beds. Thus they may belong to the uppermost Upper Devonian or, to the north, they may have come into connection with the quartz porphyry dyke which pierces the Carboniferous sandstones in Prospektal and is probably of Upper Carboniferous age.

No precise determination can be made of the age of the red granite laccoliths of Högboms Bjerg and the petrographically uniform large red dyke in Ramsays Bjerg. Both belong to the deeper Devonian series, but it cannot be ascertained to what height they rose. They are, however, older than the upthrust at Högboms Bjerg. Geographically they are situated about midway between the volcanic areas of Kap Franklin and the western part of Moskusoksefjord. Judging by the findings in the field, one is more inclined to combine them with the older occurrence of the Kap Franklin and the Margrethedal regions.

D. Tectonics.

15. The Vilddal Series were folded before the deposition of the Kap Franklin Series, but no clear picture of the character of the folding can be obtained from the structure exposed. The axes of these Middle Devonian folds strike east-west to northeast-southwest; the Kap Franklin-Vilddal granite did not intrude into the series till after, or at the end of, this folding activity.

In the lower parts of Gunnbjørns Bjerg, west of Margrethedal, the southern continuation of the Høgboms-Sederholms Bjerg upthrust occurs *in situ*. The main movement in this zone was called the Upper Devonian Hudson Land phase IV (BÜTLER 1935a). The Mt. Celsius Series transgressed eastward across the denuded thrust zone. Farther eastward no traces of this folding phase are recognisable any longer.

However, the last folding process in which the Devonian rocks were crumpled, the Ymers Ø Phase, is distinctly recognisable in the structures. By this folding the whole Devonian area between Kongeborgen and Moskusoksefjord was thrown into wide and open folds. The youngest beds of the Mt. Celsius Series were also included in this folding process, but not the Carboniferous sandstones. The broad anticlines and synclines of this late Devonian or early Carboniferous folding are easily ascertainable in the Kap Franklin-, Randbøl-, and Margrethedal-Series. The folds strike approximately north-south to north-northeast; in the Vilddal Series the superposition of the various structures, of different age and direction, have in places given rise to an intricately folded complex of beds. To the broad saddles and downfolds known from the western part of Gauss Halvø can be added some folding elements to the east. Thus, in association with the Obrutschews Bjerg syncline occurs, to the east, the broad Margrethedal anticline; the two folds are separated from each other by the most important fracture of the main fault line. The crest of the anticline is situated above the middle of Margrethedal. Then follows, to the east, a slightly marked depression divided into minor undulations, with which another distinctly recognisable saddle, the Knuden Anticline, is connected. The core of the anticline occurs immediately west of the Knudedal, and the arch is reflected in the coast profile, especially in the porphyry sheets of the lower Kap Franklin Series. The eastern continuation forms another syncline, readily discernable in Knuden and the eastern slope of Huitfeldts Bjerg. The eastern part of this Huitfeldts Bjerg Syncline was cut off and lowered by the Giesecke Bjerger fault.

The Permian beds of the eastern part of Gauss Halvø are not included in the above-mentioned folding structures. The orogenic processes which governed the deposition and distribution of the huge sandstone

series during the Devonian period, were interpreted as a late stage of the Caledonian-Taconian movements (BÜTLER 1935 a). Owing to their Middle and Upper Devonian to early Carboniferous age they may be compared to the Acadian folding processes of the Appalachians.

16. In Middle Devonian times clastic sediments accumulated in a large intramontane basin in the interior of the East Greenland Taconian mountains. The eastern portion of Gauss Halvø belonged to this area of sedimentation. Then an articulation and an upwarping of the eastern tract, due to the Middle Devonian folding processes and granite intrusions, took place in this area. During the formation of the Middle Devonian Kap Franklin and Randbøl Series, some areas in which granites, pre-Cambrian and Cambro-Ordovician sediments occurred *in situ* must have existed near the Kap Franklin area. The absence of the upper Devonian series, with the exception of the youngest ones, suggests that this eastern high area persisted till some time into the late Upper Devonian period. The eastern limit of the Remigolepis Series was found in this high area. The psephitic development of the Grönlandaspis Series in the region of Obrutschews Bjerg and east of Margrethedal likewise points to the presence of a nearby crystalline elevated area at the close of the Devonian time. During the deposition of the Remigolepis Series it supplied no coarse clastic material. In a shallow basin only psammitic and pelitic elastics and chemical precipitates accumulated, while the succeeding coarse Grönlandaspis sandstones point to a considerable inclination of the rivers coming from the east.

17. After the Ymers Ø folding phase, the subsidence, in Lower and Middle Carboniferous times, of the present coastal area and the splitting up of the land into fault-blocks must have commenced. Accumulations of psephitic, psammitic, and pelitic Carboniferous sediments filled the subsided areas east of the present highland. On Gauss Halvø, however, it has not yet been possible to find any direct evidence of a fault that might have arisen immediately before the deposition of the Carboniferous beds.

18. The most important fracture of the main post-Devonian fault zone runs in a nearly straight line from the eastern foot of Ramsays Bjerg to Koralkløft, along the eastern foot of Obrutschews Bjerg. It was formed after the deposition of the Upper Carboniferous sandstones of Gastisdal and before the transgression of the Zechstein Sea. In Gastisdal the Carboniferous sandstones were lowered so as to form a narrow trough-fault widening towards the south. South of La Cours Bjerg the eastern fault line scarp was denuded until the Middle Permian time, and subsequently covered by the Zechstein beds. The western fault scarp, however, formed the shore cliffs of the Zechstein Sea. To the south the Gastisdal trough decreases in depth, and already in Margrethedal it is no longer to be seen.

19. The exposures in Koralkløft and the upper parts of Inderdalen show that the main fracture functioned in later times, also, Permian and Triassic beds, as well as the young basalt sills embedded in them, having subsided flexure-like towards the east. However, the younger flexure does not coincide everywhere with the pre-Permian fault. The peak of Harders Bjerg (1679 m) supports, on top of the Remigolepis beds, a flat basalt mantle, probably a remnant of Tertiary plateau basalts which spread across the then filled-up or levelled fault scarp. If we combine this mountain-top basalt with the subsided basalt sheet at Point 1181 east of Harders Bjerg, we arrive, for this latter lowering, at a maximum amount of displacement of 500 m.

20. Between Harders Bjerg and Kejser Franz Josefs Fjord the main fault is developed as a step-fault, in which the Obrutschews Bjerg constitutes the midmost step.

21. The second large fault zone follows the eastern edge of Giesecke Bjerge. In the southern part of Giesecke Bjerge the fracture zone consists of several *en échelon* north-south directed faults replacing one another so that on the whole they obtain a north-northeast direction. The Cretaceous beds and the large basalt sills were likewise faulted, so here, also, the last movements took place in Tertiary time.

22. Between the two large faults lies a subsided zone, the synclinally crumpled Giesecke block, forming part of the antithetic block faults *en échelon* of VISCHER (1943). The eastern edge has been uplifted, especially the southeastern corner. From Margrethedal the Permian beds rise continuously towards the east, and in them is seen, right across the Giesecke block, a flat asymmetrical syncline, at the deepest part of which Margrethedal debouches into the sea.

23. At right and oblique angles to the main fault run the faults which divide the step-fault blocks into minor blocks. Such a diagonal fault, striking obliquely in a northeasterly direction, bounds the Giesecke block on the north. The fracture begins as a flexure at the southeast side of La Cours Bjerg, at the boundary of the crystalline rocks, but passes rapidly into a fault with a great vertical displacement and runs across the Ulvedal delta, where Carboniferous and Permian beds of the southern lowered limb are in contact with Taconian crystalline rocks of the northern block. If we regard the Giesecke block and the Nordhoeks Bjerg block, which are included in the same fault block, as a unity, this will be seen to rise towards the south; it is divided by the transverse fault into two blocks, antithetically arranged in the longitudinal direction.

A fault, likewise diagonal, extends from Kap Franklin in a north-westerly direction to the mountain Knuden. The fault is pre-Permian, and here, also, the southern part has been lowered.

IV. BIBLIOGRAPHIE

- BACKLUND, H. G. 1930: Contributions to the Geology of North-East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 74, Nr. 11.
- 1932: Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Josef Fjord in Ostgrønland. København, Medd. om Grønland, Bd. 87, Nr. 4.
- und MALMQUIST, D. 1932a: Zur Geologie und Petrographie der nordostgrønländischen Basaltformation. Part. I. Die basische Reihe. København, Medd. om Grønland, Bd. 87, Nr. 5.
- und MALMQUIST, D. 1935: Zur Geologie und Petrographie der nordostgrønländischen Basaltformation. Part. II. Die sauren Ergussgesteine von Kap Franklin. København, Medd. om Grønland, Bd. 95, Nr. 3.
- 1937: Der postkaledonische paläozoische Vulkanismus in Ostgrønland. Stuttgart, Geol. Rundschau, Bd. XXVIII, H. 5, S. 407—412.
- 1942: Probleme der arktischen Plateaubasalte. Veröffentl. d. Deutschen wissenschaft. Inst. zu Kopenhagen, Reihe I, Arktis Nr. 3.
- 1944, in KROKSTRÖM, T. Petrological Studies on some Basaltic Rocks from East Greenland. — Appendix: On the Field Position of some Basalts intermediate between the Northern and Southern Areas in East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 103, Nr. 6, S. 53—73.
- BÜTLER, H. 1935: Some New Investigations of the Devonian Stratigraphy and Tectonics of East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 103, Nr. 2.
- 1935a: Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrønland Mitt. d. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XII, Nr. 3, S. 17—33.
- 1938: Die tektonischen Strukturelemente des östlichen Moschusochsenfjordes. København, Medd. om Grønland, Bd. 103, Nr. 5.
- 1948: Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Joseph Fjord in Ostgrønland. Mitt. d. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XXII, Nr. 3, S. 73—152.
- 1948a: Notes on the Geological Map of Canning Land (East Greenland). København, Medd. om Grønland, Bd. 133, Nr. 2.
- 1948b: Geological Map of East Greenland, Parts of Ole Romers Land, Hudson Land, Gauss Peninsula and Ymers Island. Tafel 7 in: Koch, L. 1950. Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—39 Conducted by Lauge Koch. København, Medd. om Grønland, Bd. 143, Nr. 1.
- 1949: Über das Vorkommen von Mitteldevon im südlichen Teil der Giesecke-Berge. København, Medd. om Grønland, Bd. 150, Nr. 4.
- HEINTZ, A. 1930: Oberdevonische Fischreste aus Ostgrønland. Oslo, Norges Svalbard-og Ishavsundersøkelse, Skrifter Nr. 30, S. 35—46.
- JARVIK, E. 1948: Note on the Upper Devonian Vertebrate Fauna of East Greenland and on the Age of the *Ichthyostegid Stegocephalians*. Stockholm, K. Vet. Akad., Arkiv för Zoologi, Bd. 41 A, Nr. 13.

- JARVIK, E. 1948a: On the Middle Devonian *Crossopterygians* from the Hornelen Field in Western Norway. Bergen, Univ. Årsbok 1948, naturv.-r., Nr. 8.
- 1950: Note on Middle Devonian *Crossopterygians* from the Eastern Part of Gauss Halvö, East Greenland. — With an Appendix: An Attempt at the Correlation of the Upper Old Red Sandstone of East Greenland with the Marine Sequence. København, Medd. om Grønland, Bd. 149, Nr. 6.
- 1950: Middle Devonian Vertebrates from Canning Land and Wegeners Halvö (East Greenland). Part. II. *Crossopterygii*. København, Medd. om Grønland, Bd. 96, Nr. 4.
- 1952: On the Fish-Like Tail in the *Ichthyostegid Stegocephalians*. København, Medd. om Grønland, Bd. 114, Nr. 12.
- KOCH, L. 1929: The Geology of East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 73, Nr. 2.
- 1929: Stratigraphy of Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 73, Nr. 2, S. 207—320.
- 1931: Carboniferous and Triassic Stratigraphy of East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 83, Nr. 2.
- 1934: Some New Main Features in the Geological Development of Greenland. Lwów. Zbiór Prac Poświęcony Przez Towarzystwo Geograficzne we Lwowie EUGENJUSZOWI ROMEROWI. S. 149—159.
- 1935: Geologie von Grönland. Berlin, Bornträger, Geologie der Erde.
- 1936: Über den Bau Grönlands. Stuttgart, Geol. Rundschau, Bd. XXVII, H. 1, S. 9—30.
- 1950: Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—39 Conducted by Lauge Koch. Part. I. Notes on some Topographical and Geological Maps of East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 143, Nr. 1.
- KROKSTRÖM, T. 1944: Petrological Studies on some Basaltic Rocks from East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 103, Nr. 6.
- KULLING, O. 1930: Stratigraphic Studies of the Geology of Northeast Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 74, Nr. 13, S. 318—346.
- 1931: An Account of the Localities of the Upper Devonian Vertebrate Finds in East Greenland in 1929. København, Medd. om Grønland, Bd. 86, Nr. 2.
- MALMQUIST, D. Siehe BACKLUND, H. G. 1932a und 1935.
- MAYNC, W. 1939: Übersicht über die postkarbonische Stratigraphie Ostgrönlands zwischen 73° und 75° Lat. N. — Mitt. d. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 10, S. 161—164.
- 1942: Stratigraphie und Faziesverhältnisse der oberpermischen Ablagerungen Ostgrönlands. København, Medd. om Grønland. Bd. 115, Nr. 2.
- 1947: Stratigraphie der Jurabildungen Ostgrönlands zwischen Hochstetterbugten (75° N.) und dem Keiser Franz Joseph Fjord (73° N.). København, Medd. om Grønland, Bd. 132, Nr. 2.
- 1949: On the Pre-Permian Basement of the Giesecke Mountains (Gauss Peninsula), Northern East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 114, Nr. 2.
- 1949a: The Cretaceous Beds between Kuhn Island and Cape Franklin (Gauss Peninsula), Northern East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 133, Nr. 3.
- NABHOLZ, W. K. 1951: Beziehungen zwischen Fazies und Zeit. Basel, Eclogæ Geologicae Helvetiae, Vol. 44, Nr. 1, S. 131—158.
- NATHORST, A. G. 1901. Bidrag til nordöstra Grönlands Geologi. Geol. Foreningens i Stockholm Forhandlingar, Bd. 23, S. 275—306.

- NOE-NYGAARD, A. 1937: Die paläozoischen Eruptivgesteine von Canning-Land. København, Medd. om Grønland, Bd. 118, Nr. 6.
- NORDENSKJÖLD, O. 1908: On the Geology and Physical Geography of East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 28, S. 153—284.
- ODELL, N. E. 1939: The Structure of the Keiser Franz Josephs Fjord Region, North-East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 119, Nr. 6.
- ORVIN, A. 1930: Beiträge zur Kenntnis des Oberdevons Ostgrönlands. Norges Svalbard- og Ishavsundersøkelser, Skrifter Nr. 30, Oslo.
- POULSEN, CHR. und WIENBERG RASMUSSEN, H. 1951: Geological Map and Description of Ella Ø. København, Medd. om Grønland, Bd. 151, Nr. 5.
- RITTMANN, A. 1940: Studien an Eruptivgesteinen aus Ost-Grønland. København, Medd. om Grønland, Bd. 115, Nr. 1.
- ROSENKRANTZ, A. 1930: Summary of Investigations of Younger Palaeozoic and Mesozoic Strata along the East Coast of Greenland in 1929. København, Medd. om Grønland, Bd. 74, XIV, S. 347—364.
- 1932: Geologiske Undersøgelser i Øst-Grønland Sommeren 1929. I. København.
- SÄVE-SÖDERBERGH, G. 1932: Notes on the Devonian Stratigraphy of East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 94, Nr. 4.
- 1933: Further Contributions to the Devonian Stratigraphy of East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 96, Nr. 1.
- 1934: Further Contributions to the Devonian Stratigraphy of East Greenland. København, Medd. om Grønland, Bd. 96, Nr. 2.
- 1937: On the Palaeozoic Stratigraphy of Canning Land, Wegener Peninsula and Depot Island (East Greenland). København, Medd. om Grønland, Bd. 96, Nr. 5.
- 1937a: Further Contributions to the Devonian Stratigraphy of East Greenland. III. Investigations in the Upper Devonian of the Franz Joseph Fjord District in 1934 and 1936. — Liegt als Manuskript im Naturhist. Reichsmuseum in Stockholm, paläozoologische Abteilung.
- STENSIÖ, A:SON E. and SÄVE-SÖDERBERGH, G. 1938: Middle Devonian Vertebrates from Canning Land and Wegener Peninsula (East Greenland). Part. I. *Placodermi*, *Ichthyodorulithes*. København, Medd. om Grønland, Bd. 96, Nr. 6.
- STENSIÖ, A:SON E. 1931: Upper Devonian Vertebrates from East Greenland Collected by the Danish Greenland Expedition in 1929 and 1930. København, Medd. om Grønland, Bd. 86, Nr. 1.
- 1934: On the *Placodermi* of the Upper Devonian of East Greenland. I. *Phyllolepada* and *Arthrodira*. København, Medd. om Grønland, Bd. 86, Nr. 1.
- 1936: On the *Placodermi* of the Upper Devonian of East Greenland. Supplement to Part. I. København, Medd. om Grønland, Bd. 97, Nr. 2.
- 1939: On the *Placodermi* of the Upper Devonian of East Greenland. Second Supplement to Part. I. København, Medd. om Grønland, Bd. 97, Nr. 3.
- 1939a: Über die Fische des Devons von Ostgrönland. Mitt. d. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 16, Nr. 6, S. 32—37.
- 1948: On the *Placodermi* of the Upper Devonian of East Greenland. Part. II. *Antiarchi*: Subfamily *Botriolepinae*, etc. København, Palaeozoologica Groenlandica, Bd. II.
- TEICHERT, C. 1939: Geology of Greenland. In Geologie der Erde: Geology of North America, S. 100—175, Borträger, Berlin.
- VISCHER, A. 1938: Geologische Untersuchungen in der postdevonischen Zone Nordostgrönlands. København, Medd. om Grønland, Bd. 114, Nr. 1, S. 15—19.

- VISCHER, A. 1939: Ergebnisse von Studien über die postdevonische Tektonik zwischen Hochstetter Bucht und Franz Josephs Fjord während der Zweijahresexpedition 1936—1938. Mitt. d. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 16, Nr. 9, S. 152—160.
- 1940: Der postdevonische Bau Ostgrönlands zwischen 73° und 75° N. Br. København, Medd. om Grønland, Bd. 114, Nr. 4.
- 1943: Die postdevonische Tektonik von Ostgrønland zwischen 74° und 75° N. Br. København, Medd. om Grønland, Bd. 133, Nr. 1.
- 1949: Geological Map of East Greenland 73°15'—74° N. Lat. and 20°—23° W. Long., in collaboration with MAYNC, W., NIELSEN, E. and SÄVE-SÖDERBERGH, G. Tafel 5 in: KOCH, L. 1950: Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—1939 Conducted by LAUGE KOCH. København, Medd. om Grønland, Bd. 143, Nr. 1.
- WEGMANN, C. E. 1935: Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land. København, Medd. om Grønland, Bd. 103, Nr. 3.
- 1937: Zum Baubilde von Grønland. Mitt. d. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 13, S. 15—23.
-

TAFELN

Tafel I.

Überblick auf das Kap Franklingebiet von Osten aus; Flugaufnahme des geodätischen Institutes in Kopenhagen. Links der breite Keiser Franz Josephs Fjord, hinten links der Eingang in den Duséns Fjord mit Gunnar Anderssons Land und Kap Graah, im Vordergrund Teil der Foster Bugt, an der Küstenumbiegung links vom Kap Franklin.

1 Vildbjerg, 2 Vilddalen, 3 Saxos Bjerg, 4 Randböldalen, 5 Huitfeldts Bjerg,
6 Margrethedal, 7 Rödedal, 8 Knudedal, 9 Knuden, F Verwerfung.



Tafel II.

Das Vilddalen, rechts mit Saxos Bjerg, links mit Vildbjerg, aus nordöstlicher Richtung gesehen. Im Vordergrund ist ein Teil des Deltas des Randbøflusses sichtbar, daneben treten in den Aufschüttungen eine grössere Zahl von Strandlinien hervor, die das stufenweise Absinken des Meeresspiegels in postglazialer bis sub-rezenter Zeit angeben. Gegen Süden, am Ostfuss von Saxos Bjerg, gehen die obern Linien deutlich in eine Brandungshohlkehle über.

Die steil aufsteigende Felsrippe am Eingang ins Vilddalen entspricht einem grossen Doleritgang, etwas talaufwärts tritt auf der südlichen Talflanke in den dunklen Vilddalsandsteinen der etwas heller erscheinende Granit hervor. Der durch eine Terrasse angedeutete ältere Talboden weist auf eine früher gegen Westen gerichtete Entwässerung des Tales hin. Die dunklen Partien am Ostende und auf dem Grat von Saxos Bjerg sind Basalte, die hellen Felsen gegen den rechten Bildrand Quarzporphyre (mit einem dunklen Basallagergang).

Hinter dem Grat des Vildbjerges liegt das Knudenplateau, darüber sieht man auf den äusseren Teil von Kejser Franz Josephs Fjord. In der Mitte des Hintergrundes zweigt der Duséns Fjord ab. Rechts dieser Stelle liegt Gunnar Anderssons Land mit dem Kap Graah, links der Celsius Bjerg. Am linken Bildrand steht Rudbecks Bjerg und davor liegt der Eingang zum Sofia Sund.

Flugphoto der Lauge Koch Expedition, Aufnahme von E. Hofer.



Tafel III.

Die Giesecke Bjerge nördlich des Randböldalen. Blick nach Norden, gegen Loch Fyne (rechts im Hintergrund). Der Ostabfall der Giesecke Bjerge stellt eine Bruchstufe dar und die Bergreihe die gehobene östliche Kante der Gieseckescholle. Man sieht das Ansteigen der Deckschichten (Perm, Trias, Kreide, Basallagergänge) gegen Osten. Im Vordergrund sieht man auf den Huitfeldts Bjerg (vergl. Tafel VIII).

Flugphoto der Lauge Koch Expedition, aufgenommen von E. Hofer.



Tafel IV.

Das Südende der Giesecke Bjerge. Blickrichtung (in der Bildmitte) gegen Nordnordost; im Hintergrund die Höhen von Hold with Hope, davor die Niederung von Badlanddal und Vesterletten. Ganz aussen rechts vorne liegt das Kap Franklin. An dieses anschliessend ist im Vordergrund die Südküste der östlichen Gauss Halvö auf einer Strecke von ungefähr 5 Kilometer abgebildet. Der Berghang gehört zum südöstlichen Ausläufer des Knuden, dahinter liegt der Grat des Vildbjerges, der Kamm von Saxos Bjerg mit dem basaltgekrönten Felskopf am östlichen Ende, sowie das Basaltplateau von Huitfeldts Bjerg.

Legende: F Kap Franklinverwerfung, G Granit, Br Basisbreccie der Kap Franklinserien, S Sandsteine der Kap Franklinserien, L Lagerplatz (siehe Fig. 13), P Porphyrdecken der Kap Franklinserien, R Randbölserien, Vd Vildtalsandsteine. — Für weitere geologische Details siehe Tafel IX.

Flugphoto der Lauge Koch Expedition, aufgenommen von E. Hofer.



Tafel V.

Der Hydrolakkolith¹⁾ im Randböldalen (Punkt 70 der Karte). Unmittelbar oberhalb des Porphyriegels, der den Talgrund des Randböldalen bei seiner Umbiegung einengt, erhebt sich aus der Schotterebene ein Ringwall, der aus Flussschottern zusammengesetzt ist. Er besitzt, nach der Messung von F. SCHWARZENBACH, eine Höhe von 30 Meter, sein Basisdurchmesser misst rund 150 Meter, der Böschungswinkel 35° bis 37° und die kraterartige Vertiefung ist oben 65 bis 70 Meter breit.

Der Schotterhügel verdankt seine Entstehung aufstossendem Grundwasser, das unter oder zwischen dem Dauerfrostboden zirkuliert und vor dem Porphyriegel zum Aufsteigen gezwungen wird. Das Bodenwasser dringt so unter Druck von unten her in den Dauerfrostboden ein, gefriert und bildet einen aufsteigenden Stock von Grundeis.

Durch das stärkere Tauen am Gipfel des Eiskernes entsteht eine kraterartige Vertiefung, deren Grund ein kleiner Wassertümpel einnimmt. Er liegt höher als der Talboden. Ferner senkt sich die Schutthülle des Hügel durch das sommerliche Abschmelzen des Eises und es entstehen kreisförmig angeordnete Spalten am äusseren Rande des Walles.

Flugphoto der Lauge Koch Expedition, aufgenommen von E. Hofer.

¹⁾ Hydrolakkolithen nennt TOLSTICHIN die grossen, mehr- oder vieljährigen Hügel in Transbaikalien, die durch das Aufsteigen von Grundeis entstehen, zum Unterschied von den kleineren, einjährigen Eislakkolithen.

Lit.: TOLSTICHIN, N. J.: Die Grundwasser Transbaikaliens und ihre Hydrolakkolithe. — Arbeiten zur Erforschung des Dauerfrostbodens. Akad. d. Wiss. USSR, Leningrad, Arb. 1, 1932 — referiert in
STOLTENBERG, H.: Der Dauerfrostboden. Geol. Rundschau, Bd. 26, 1935, S. 412 u. f.

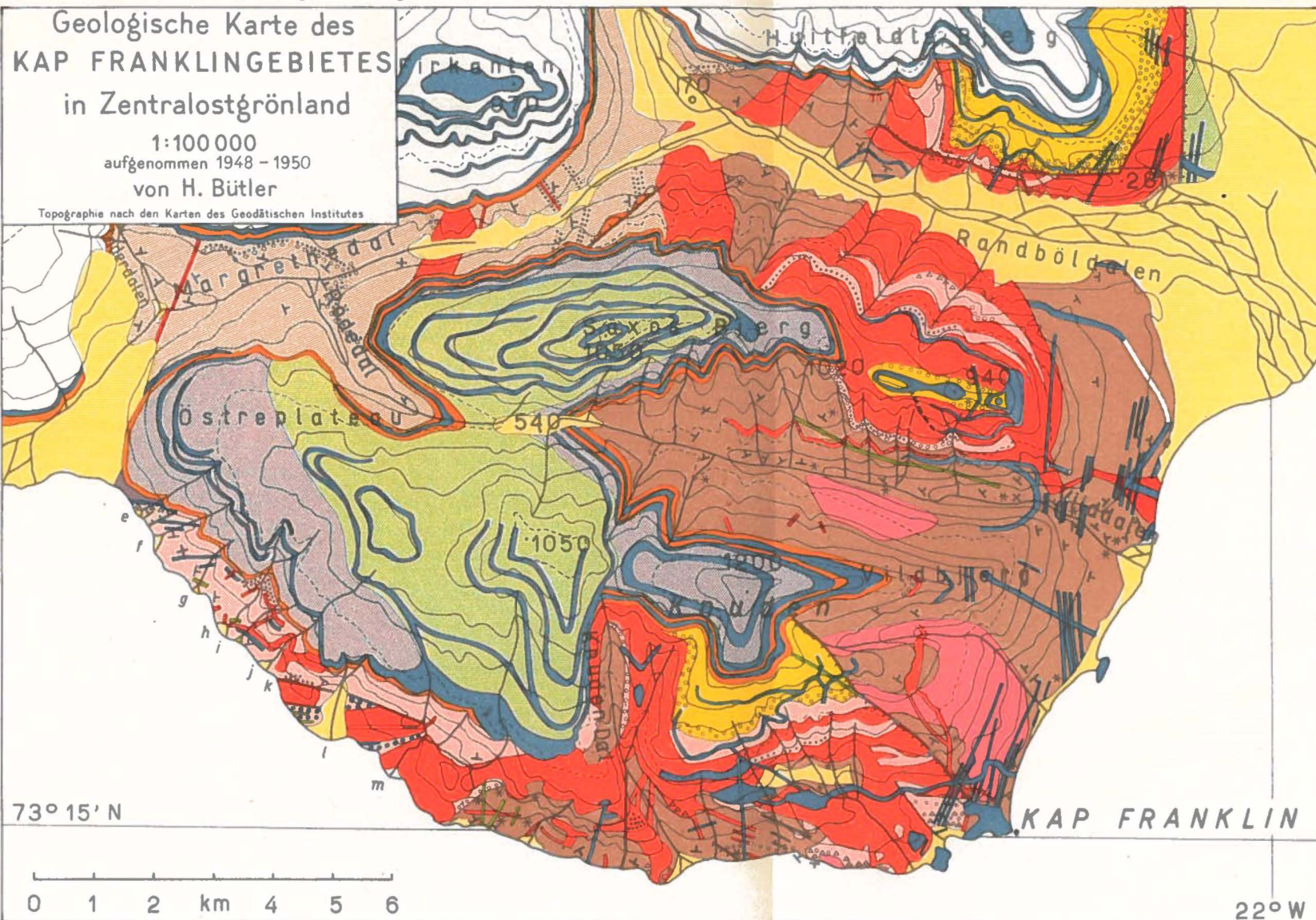


Tafel VI.

Geologische Karte des Kap Franklingebietes in 1:100 000.

Geographische Unterlage aus Blatt 73 O 1, revidierte Ausgabe des geodätischen Institutes in Kopenhagen.

Die Basaltlagergänge in den postdevonischen Schichten konnten nur stellenweise genauer kartiert werden.



Reproduceret ved Geodætisk Institut, København 1954

Legende:

- | | | | | | |
|---|---|----|--|-------|---|
| 1 | Aufschüttungen: Moränen, Gehängeschutt, Terrassen, Alluvionen | 7 | Mitteldevon: Margrethedal-Serien, vorw. Sandsteine | 13 | Quarz- und Fluoritgänge |
| 2 | Basalte | 8 | Mitteldevon: Randbølserien, vorw. Konglomerate und Sandsteine | | Brüche |
| 3 | Mittelkreide: vorw. Sandsteine und sandige Schiefer | 9 | Mitteldevon: Kap Franklin-Serien, vorw. geschichtete Gesteine | | in Konglomerate und Sandsteine eingelagerte Spilite |
| 4 | Eotrias: Sandsteine | 10 | Mitteldevon: Kap Franklin-S vorw. Rhyolithe, Gänge und Ergüsse | | grobe Konglomerate und Breccien |
| 5 | marine Permablagerungen | 11 | Mitteldevonischer Granit | | vorw. vulkanische Tuffe und Tuffite |
| 6 | Oberdevon: Mt Celsius-Serien, Sandsteine und Schiefer | 12 | Mitteldevon: Vilddal-Serien, vorw. Sandsteine | + < x | Streichen und Fallen |
| | | | | * | Fundstellen von Devonfossilien |

Tafel VII.

Geologische Profile durch das Kap Franklingebiet.

I und II verlaufen in Nordsüd-, III und IV in Ostwestrichtung.

Legende: 1 Basaltgänge. Es wurden nur einige wenige Gänge eingezeichnet.

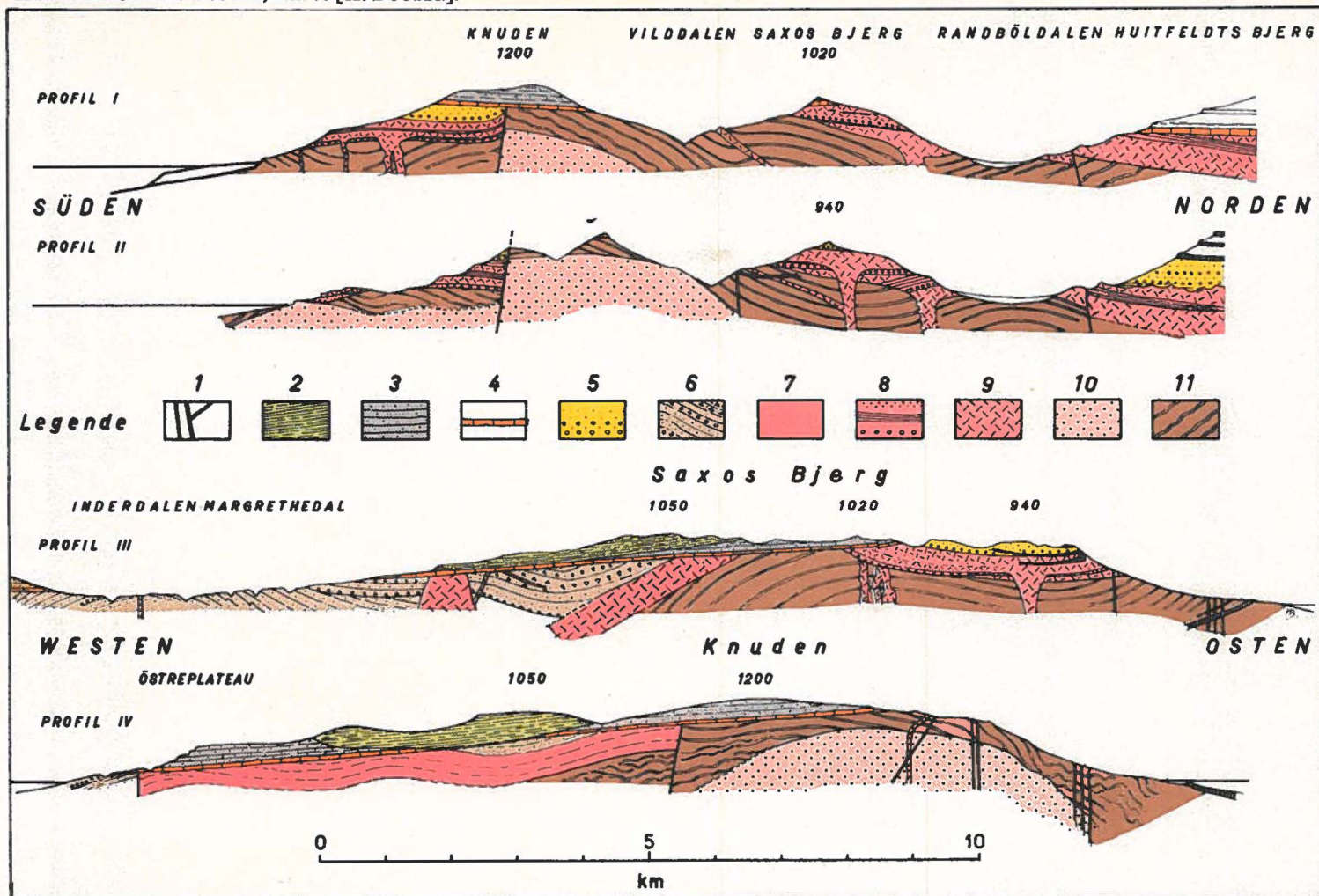
2 Mittelkreide.

3 Eotrias.

4 Oberperm.

5—11 Mitteldevon:

5 Randbölserien, 6 Margrethetalserien, 7 Kap Franklinserien im Allgemeinen, 8 K.Fr.S.-Konglomerate, Sandsteine und Tuffe (punktiert), 9 vorwiegend Quarzporphyre (Rhyolite) der Kap Franklin- und Margrethetalserien, 10 Granit, 11 Vildtalserien.



Tafel VIII.

Geologische Skizze der Südostseite von Huitfeldts Bjerg,
gezeichnet nach Flugphotos und Feldskizzen.

Legende: 1 bis 5, mitteldevonische Gesteine.

1 Sandsteine der Vildtalserien.

2 Untere Quarzporphyre der Kap Franklinserien.

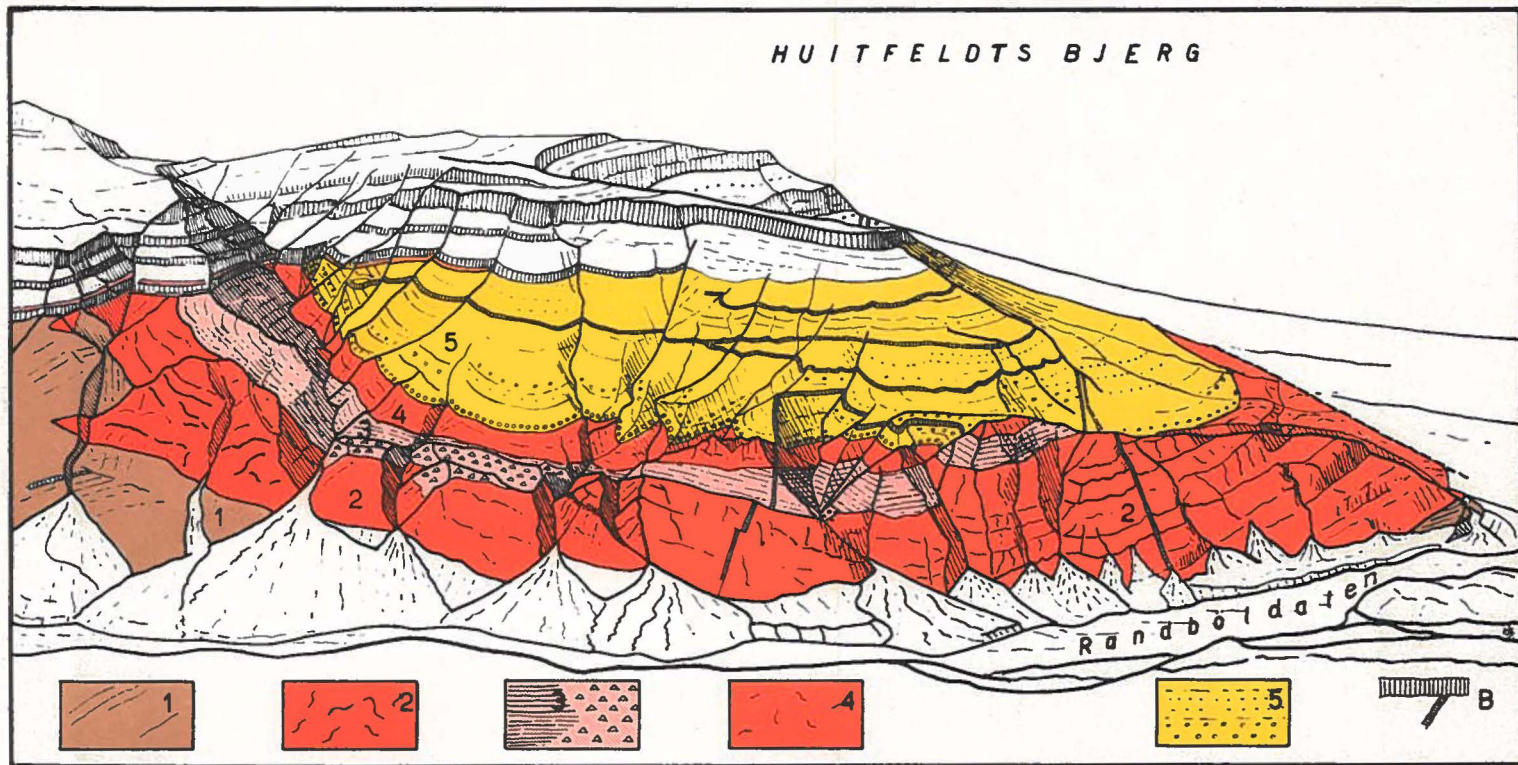
3 Sandsteine und pyroklastische Gesteine der Kap Franklinserien.

4 Obere Quarzporphyre der Kap Franklinserien.

5 Konglomerate und Sandsteine der Randbölserien.

B Basaltgänge.

Orangefarbener Streifen — oberes Perm.



Tafel IX.

Der geologische Bau der Südseite des Knuden,
gezeichnet nach Flugphotos und Feldskizzen (vergleiche Tafel IV).

Legende: 1 Basalt.

2 Eotrias.

3 Oberperm.

4 bis 8 Mitteldevon:

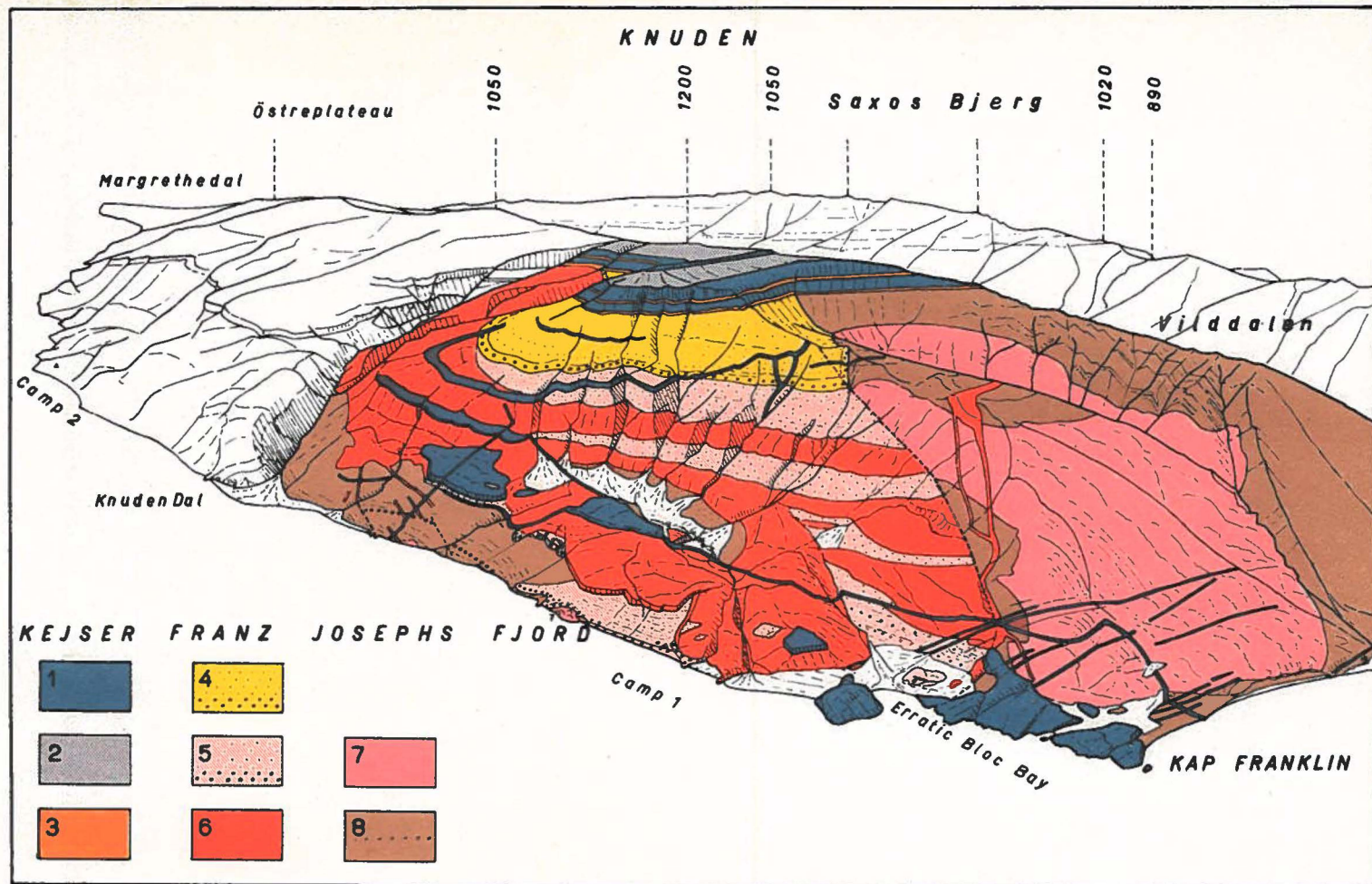
4 Randbölserien.

5 Kap Franklinserien: Sandsteine, Tuffe, Tuffite, Konglomerate und Breccien.

6 Kap Franklinserien: Quarzporphyre (Rhyolite), Gänge und Ergüsse.

7 Granit.

8 Vildtalserien.



Tafel X.

Geologischer Aufriss der Küstenstrecke zwischen Margrethe- und Knudedal, auf eine in Richtung West 20° Nord streichende Vertikalebene projiziert. Die Basalte der Hochplateaus wurden zum grössten Teil weggelassen.

Legende: 1 Basalt.

2 Mittelkreide.

3 Eotrias.

4 Oberperm.

5 Oberdevon—Mt. Celsius-Serien.

6—12 Mitteldevon:

6 Margrethetalserien.

7 Randbölserien.

8 Kap Franklinserien: eng punktiert = devonische basische Intrusive;
grob punktiert = Konglomerate mit Basaltgeröllen und Diabasen.

9 Kap Franklinserien: weit punktiert = vulkanische Tuffe und Tuffite

10 Kap Franklinserien: vorwiegend fluviatile Sandsteine und Konglomerate.

11 Rhyolite (Gänge und Decken).

12 Vildtalsandsteine.

