

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 160 • Nr. 5

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947-58

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

DAS OLD RED-GEBIET AM MOSKUSOKSEFJORD

ATTEMPT AT A CORRELATION OF
THE SERIES OF VARIOUS DEVONIAN AREAS IN
CENTRAL EAST GREENLAND

VON

HEINRICH BÜTLER

MIT 60 FIGUREN IM TEXT UND 5 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1959

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	7
I. Einleitung und Übersicht.....	11
A. Vorkommen der Devongesteine in Zentral-Ostgrönland	11
B. Zeitliche Stellung des ostgrönländischen Devons zum Kaledon.....	14
C. Stratigraphische Terminologie	15
D. Alter des ostgrönländischen Old Reds	20
E. Die Devongesteine	26
F. Lagerung der Devonschichten	27
II. Die geologischen Verhältnisse am Moskusoksefjord	34
A. Der westliche Fjordteil	34
1. Das kaledonische Kristallin des Inliers	34
2. Die Lagerung der Devonkonglomerate am Inlier, auf der Südseite des Fjordes.....	39
3. Die Devonserien am Inlier, auf der Nordseite des Fjordes	49
B. Der mittlere Fjordteil.....	53
1. Die Kap Kolthoffserie des Genvejsdals	54
2. Die Ramsays Bjergserie westlich Högboms Bjerg	55
3. Die Kap Graahserie westlich Högboms Bjerg	55
4. Die Mt. Celsiusserie der Gauss Halvö	58
5. Die devonischen Vulkangesteine im westlichen und mittlern Teil des Fjordes.....	60
a. Die sauren Vulkanite östlich des Inliers	60
b. Die basischen Vulkanite im mittlern Fjordteil.....	65
C. Der östliche Fjordteil	78
1. Die Faltungs- und Aufschiebungszone von Ramsays- und Seder- holms Bjerg, Südseite des Fjordes	79
a. Tektonik	79
b. Stratigraphie	82
c. Die devonischen Eruptive im Gebiet von Ramsays- und Seder- holms Bjerg	88
2. Die Aufschiebung und die Eruptive von Högboms Bjerg, Nordseite des Fjordes.....	95
3. Prospekt- und Gastisdal-Graben, die postdevonische Hauptver- werfung	100
a. Das Gastisdal	101
b. Das Prospektal.....	112
4. Die Horste des östlichen Grabenrandes.....	117
a. Vuache-, Salève- und Ankerbjerg	117
b. La Cours- und Agassiz Bjerg	120
c. Säve-Söderberghs Bjerg und Höjsletten	134

	Seite
5. Das Ostende des Fjordes	141
a. Ulvedal-Nordhoeks Bjerg-Bruch	141
b. Nordwestrand des Gieseckeblocks	143
6. Zusammenfassung der Ergebnisse aus dem östlichen Fjordteil...	147
a. Stratigraphisches	147
b. Eruptiva	151
c. Tektonisches	152
III. Correlation of the series of various Devonian Areas in Central East Green-	
land	159
A. The individual areas	159
1. The Area of Moskusoksefjord	160
a. The Mt. Celsius Series	161
b. The Kap Graah Series	162
c. The Kap Kolthoff Series	164
d. The Ramsays Bjerg Series	165
e. The Basal Series	166
2. The Kap Franklin Area	168
a. The series	168
b. Correlation with the series around Moskusoksefjord	170
3. Wegeners Halvø and Canning Land	172
a. The Devonian Series	172
b. Correlation with the Kap Franklin Area	173
B. The stratigraphic position of the volcanites of the Devonian Areas ..	175
1. Rhyolites	175
a. Canning Land and Wegeners Halvø	175
b. Kap Franklin Area	176
c. Moskusoksefjord and Ymers Ø	176
2. Basic volcanites (Diabases, melaphyres and basalts)	177
C. Devonian Series and orogenic phases	179
Hudson Land phase I	180
Hudson Land phase II	181
Hudson Land phase III	181
Hudson Land phase IV	181
Ymers Ø phase	182
IV. Literaturverzeichnis	183

ILLUSTRATIONEN

a. Textfiguren.

Fig. 1. Kartenskizze der Küste von Zentral-Ostgrönland	10
— 2. Überlagerung ordovicischer Kalke durch Devonkonglomerate zwischen Vibekes Sö und Krumme Langsö. Kartenskizze	28
— 3. Profilskizzen durch Randen und Reiat, an Vibekes Sö	29
— 4. Relikt von devonischem Basiskonglomerat auf präkambrischen Schichten im Hudson Land	30
— 5. id.	30
— 6. Karte des Moskusoksefjord-Gebietes	32
— 7. Geologische Übersichtskarte der Gauss Halvø und des südlichen Hudson Landes	33

Fig. 8. Flugphoto des westlichen Teils des Moskusoksefjord-Inliers	35
— 9. Lagerung der Devonkonglomerate am Inlier; Profilskizze	39
— 10. Basisbrekzie des Devonkonglomerates II am Inlier; Photo.....	40
— 11. Lagerung der Devonkonglomerate am Inlier; Skizze	45
— 12. Lagerung der Kap Kolthoffserie in der NW-Ecke der Gauss Halvö; Skizze	46
— 13. Lagerung der Kap Kolthoffserie in der SW-Ecke des Hudson Landes; Skizze	50
— 14. Verwerfungskontakte zwischen Inlierkristallin, ordovicischen Kalken und Devon sandsteinen bei Kap Bull, Skizze	51
— 15. Die Grenzsichten zwischen Kap Kolthoff- und Kap Graahserie in Victor Madsens Bjerg; Photo	56
— 16. Der nordöstliche Teil von Victor Madsens Bjerg; Skizze	57
— 17. Östlicher Teil von Victor Madsens Bjerg; nach einer Flugphoto.....	59
— 18. Skizze des nordöstlichen Teils von Sederholms Bjerg.....	59
— 19. Profilskizze durch die Gipfelpartie von Sederholms Bjerg.....	60
— 20. Nordufer des Moskusoksefjordes westlich Högboms Bjerg. Flugphoto E. Hofer	66
— 21. Hochplateau des Moskusokselandets; Flugphoto E. Hofer.....	67
— 22. Lagerung der devonischen Basalte westlich Högboms Bjerg. Skizze..	68
— 23. Basaltische Tuffe und Ergüsse im untern Teil der Kap Graahserie, am Südfuss des Moskusokselandets. Skizze.....	70
— 24. Gleicher Ort wie 23. Tuffe und Basalte. Photo	72
— 25. Gleicher Ort wie 23. Säulenbasalt über vulkanischen Tuffen. Photo	73
— 26. Gleicher Ort wie 23. Blockbasalt als Füllung einer Ausbruchsspalte. Photo	74
— 27. Gleicher Ort wie 23. Rand der Ausbruchsspalte. Photo	75
— 28. Basaltlagen in der Kap Graahserie von Victor Madsens Bjerg. Photo	77
— 29. Basaltlagen in der Kap Graahserie. Profilskizze.....	78
— 30. Nordostecke von Ramsays Bjerg. Photo	80
— 31. Nordwestseite von Ramsays Bjerg. Photo.....	81
— 32. Devonbasis-Brekzie am Vuachebjerg. Photo	83
— 33. Polygenes Basiskonglomerat der Ramsays Bjergserie. Photo.....	85
— 34. Überlagerung der Kap Kolthoffserie durch die Mt. Celsiusserie an Bög- gilds Bjerg. Skizze	88
— 35. Südende des Langbjerges über dem Gastisdal. Photo.....	89
— 36. Rhyolithgang an Ramsays Bjerg. Profilskizze	92
— 37. Die Aufschiebung an Högboms Bjerg. Photo	96
— 38. Högboms Bjerg, Südgipfel. Photo	97
— 39. Die Ostseite von Högboms Bjerg. Flugphoto E. Hofer.....	98
— 40. Der westliche Gastisdal-Bruch. Photo.....	101
— 41. Verlauf der »postdevonischen Hauptverwerfung« südlich des Gastisdals. Flugphoto M. Brenneisen†.....	102
— 42. Die Nordostseite von Harders Bjerg. Photo	103
— 43. Der Treppenbruch an der Nordostecke von Harders Bjerg. Photo...	104
— 44. Östlicher Rand des Gastisdal-Grabens. Photo.....	107
— 45. Bruchspiegel am Ostrand des Gastisdal-Grabens. Photo	108
— 46. Der Ankerbjerg-Granit im Kontakt mit Eleonore Bay Formation. Photo	119
— 47. Die Ostseite des Gastisdal-Grabens. Flugphoto E. Hofer.....	121
— 48. Der Bruch zwischen La Cours- und Agassiz Bjerg. Photo	126
— 49. id. Flugphoto E. Hofer	127

	Seite
Fig. 50. Der südliche Teil von Agassiz Bjerg. Photo	129
— 51. Profilskizze durch die SW-Ecke von Agassiz Bjerg.....	132
— 52. La Cours-, Agassiz- und Säve-Söderberghs Bjerg. Flugphoto E. Hofer	135
— 53. Überlagerung des Karbons durch Oberperm an Säve-Söderberghs Bjerg. Photo	137
— 54. Profilskizze der Schichtenfolge an Säve-Söderberghs Bjerg.....	138
— 55. Nord- und Westseite von Höjsletten. Photo.....	139
— 56. Höjsletten von Süden. Flugphoto E. Hofer.....	141
— 57. Stufenland in den Plateaubasalten zwischen Agassiz Bjerg und Ulve- dal. Flugphoto M. Brenneisen †.....	142
— 58. Trapplandschaft aus dem Innern der Ulvedalmulde. Flugphoto M. Brenneisen †.....	144
— 59. Säulenbasalt im Trapp an Loch Fyne. Photo	145
— 60. Isohypsen des marinen Oberperms in der östlichen Gauss Halvö....	147

b. Tafeln.

Tafel I. Rhyolithdecke in der Kap Kolthoffserie am Moskusoksefjord.
— II. Diskordante Überlagerung der Ramsays Bjergserie durch die Kap Kolthoffserie am Moskusoksefjord-Inlier.
— III. Geologische Karte des Moskusoksefjord-Gebietes im Massstab 1:250 000.
— IV. Querprofile durch das Devongebiet am Moskusoksefjord, Massstab 1:150 000.
— V. Nordsüd-Profile durch Gauss Halvø und Hudson Land, Massstab 1:250000.

VORWORT

Als Mitglied der von Dr. LAUGE KOCH nach Zentralostgrönland geführten dänischen Expeditionen, begann der Verfasser im Herbst 1933 die Lagerungsverhältnisse der Devonschichten im westlichen Teil der Ymers-, Geographical Society- und Traill Ø zu untersuchen. Hierauf dehnte er im Frühjahr und Sommer 1934 die Beobachtungen in das weiter nördlich gelegene Devongebiet am Moskusoksefjord und von Gunnar Anderssons Land aus, und 1936 und 1938 kartierte er im Hudson- und in Ole Rømers Land. Nach einem 10 jährigen Unterbruch wurden die Arbeiten nach dem 2. Weltkrieg in den mehr östlich gelegenen Devongebieten zwischen Moskusoksefjord und Sofia Sund, vor allem in der östlichen Gauss Halvö, fortgesetzt und in den letzten Jahren die Devonablagerungen entlang ihrer Ostgrenze bis an den Kong Oscars Fjord verfolgt. Im ganzen widmete er den Feldaufnahmen im Devongebiet Ostgrönlands, zwischen 1933 und 1958, zwölf Sommerkampagnen und eine Überwinterung, wobei er jedoch auch den kaledonischen Formationen, die die Unterlage und die Materialquellen des Old Reds bildeten, sowie denen des Karbons, des Perms und der Trias, die es überdeckten, viel Aufmerksamkeit schenkte. In verschiedenen Publikationen wurden die Ergebnisse der Feldaufnahmen dargestellt und gelegentlich in kurzen Übersichten zusammengefasst. Dabei wurde öfters auf die Schlüsselstellungen am Moskusoksefjord hingewiesen, ohne dass diese jedoch eingehender beschrieben worden wären.

Die geologische Karte 1:250 000 vom Jahre 1948 (siehe KOCH, I. 1950, Pl. 7) zeigt die ungefähre Verbreitung der Devongesteine nördlich des Sofia Sundes. Sie wurde auf Grund der vor dem Jahre 1939 gemachten Aufnahmen gezeichnet; es begleiteten sie weder ein erläuternder Text noch Profile durch das Hudson Land und die Gauss Halvö. Für einzelne Teilgebiete wurde dies in den vergangenen Jahren nachgeholt, auch wurde 1955 die Übersichtskartierung des südlich vom Sofia Sund gelegenen Devongebietes beendet, sodass unter Zuhilfenahme der 1956 und 1957 ausgeführten Revisionen versucht werden kann, eine stratigraphische und tektonische Verbindung zwischen den einzelnen Devonbezirken Ostgrönlands herzustellen. Ausgegangen wird hiebei von den Verhältnissen am Moskusoksefjord. Zwar sind verschiedene wichtige

Fragen, vor allem solche sedimentpetrographisch-lithologischer Natur, noch nicht genau studiert worden, und einige abgelegene Devongebiete, die in den letzten Jahren nicht erreicht werden konnten, kennt der Verfasser nur mangelhaft. So blieben z. B. die Beobachtungen im Innern des Hudson Landes auf die für die erste Kartierung gemachten Aufnahmen beschränkt.

Im Laufe der Jahre sind Änderungen in der Reisetchnik, den Arbeitsmethoden und der Zielsetzung der Felduntersuchungen erfolgt. Für die Aufnahmen vor dem zweiten Weltkrieg standen zuerst weder geeignete Karten noch gute Flugbilder zur Verfügung, später nur provisorische Drucke der Kartenblätter. Auch fehlten dem Geologen günstige Beobachtungsmöglichkeiten aus dem Flugzeug. Es kam vor allem darauf an, rasch die Hauptlinien des geologischen Baues und der Stratigraphie festzuhalten. Nach dem Kriege dagegen waren bessere Karten und von 1949 an für manche Gebiete gute Flugbilder vorhanden, und die terrestrischen Aufnahmen konnten durch Flugbeobachtungen ergänzt werden. In der Folge gingen die Untersuchungen in den Gebieten, die von der Station Ella Ø aus mit Motorboot oder Flugzeug leicht erreichbar waren, immer mehr auf Einzelheiten ein. Doch setzen Karten im Massstabe 1:250 000, vergrössert auf 1:100 000, die zudem im Landesinnern oft ungenau sind, detaillierten Aufnahmen tektonischer Art gewisse Grenzen. Die vorliegende Beschreibung der Devonablagerungen Ostgrönlands geht deshalb, der verschiedenen Aufnahmezeiten wegen, ungleichmässig auf Einzelheiten ein und enthält manche Lücke, die noch durch weitere Beobachtungen hätte ausgefüllt werden sollen.

Das grosse, durch die dänischen Expeditionen eingebrachte Wirbeltiermaterial aus den Devonschichten Ostgrönlands wird seit vielen Jahren am Reichsmuseum in Stockholm durch Prof. Dr. E. S. STENSIÖ und Dr. E. JARVIK bearbeitet. In den Jahren vor dem zweiten Weltkrieg hat auch Prof. Dr. G. SÄVE-SÖDERBERGH† viel zur Einsammlung des Materials, zu den Feldaufnahmen und zur Bearbeitung beigetragen. Die von den genannten Autoren publizierten Arbeiten sind zur Hauptsache paläozoologischer Natur, geben aber durch ihre stratigraphischen Hinweise dem Geologen wichtige Anhaltspunkte zur Datierung und Gliederung der mächtigen devonischen Sandstein- und Konglomeratablagerungen.

Das Alter der verschiedenen Old Red-Serien Ostgrönlands ist heute durch die in den letzten Jahren gemachten Fossilfunde besser bekannt als beim Zeichnen der geologischen Karte im Jahre 1946. Auch wurden seither an einigen wichtigen Stellen ältere Aufnahmen ergänzt und revidiert und von verschiedenen Geologen die Nachbargebiete kartiert und beschrieben, sodass auch der Rahmen, der das Devonareal umgibt, heute besser überblickt werden kann.

Vielen Mitgliedern der KOCH'schen Expeditionen schulde ich Dank. In erster Linie Herrn Dr. LAUGE KOCH, der seit 30 Jahren die dänischen geologischen Untersuchungen in Ostgrönland leitet und unermüdlich dafür einsteht, dass das Gebiet planmässig erforscht werden kann. In den vergangenen Jahren habe ich mit vielen Mitarbeitern der Expeditionen diskutiert und von ihnen viel Auskünfte und Anregungen empfangen. Ich denke hier vor allem an die Herren Dr. L. KOCH, Prof. Dr. H. G. BACKLUND †, Prof. Dr. E. WEGMANN, Prof. Dr. G. SÄVE-SÖDERBERGH †, Dr. E. JARVIK, Prof. Dr. E. A. STENSIÖ und Prof. Dr. T. G. HALLE. In den letzten Jahren konnte ich mit den Schweizergeologen Prof. Dr. E. WENK, Dr. E. WITZIG, Dr. J. HALLER, Dr. H. KATZ, Dr. E. FRÄNKEL und Dr. M. SOMMER Beobachtungen und Erfahrungen austauschen. Jüngere Fachkollegen haben mich auf der einen oder andern Fahrt begleitet und dabei Sonderaufgaben übernommen, so 1936 Dr. H. STAUBER und Dr. H. SCHAUB, 1938 Dr. W. MITTELHOLZER, 1950 und 1952 Dr. H. FRÖHLICHER, 1950 Dr. P. GRAETER und 1952 Dr. E. DAL VESCO. Andere haben von mir gesammeltes Fossil- oder Gesteinsmaterial durchgesehen oder bearbeitet. Dann haben mir im Laufe der Jahre viele Helfer einen grossen Teil der reisetechischen Mühen abgenommen und die Feldarbeit erleichtert. E. HOFER in Bern verdanke ich eine Reihe von Flugbildern, und Fräulein E. GLEERUP hatte die Güte, das Schlusskapitel ins Englische zu übertragen. Allen Helfern danke ich von Herzen.

Schaffhausen, im August 1958.

H. BÜTLER.

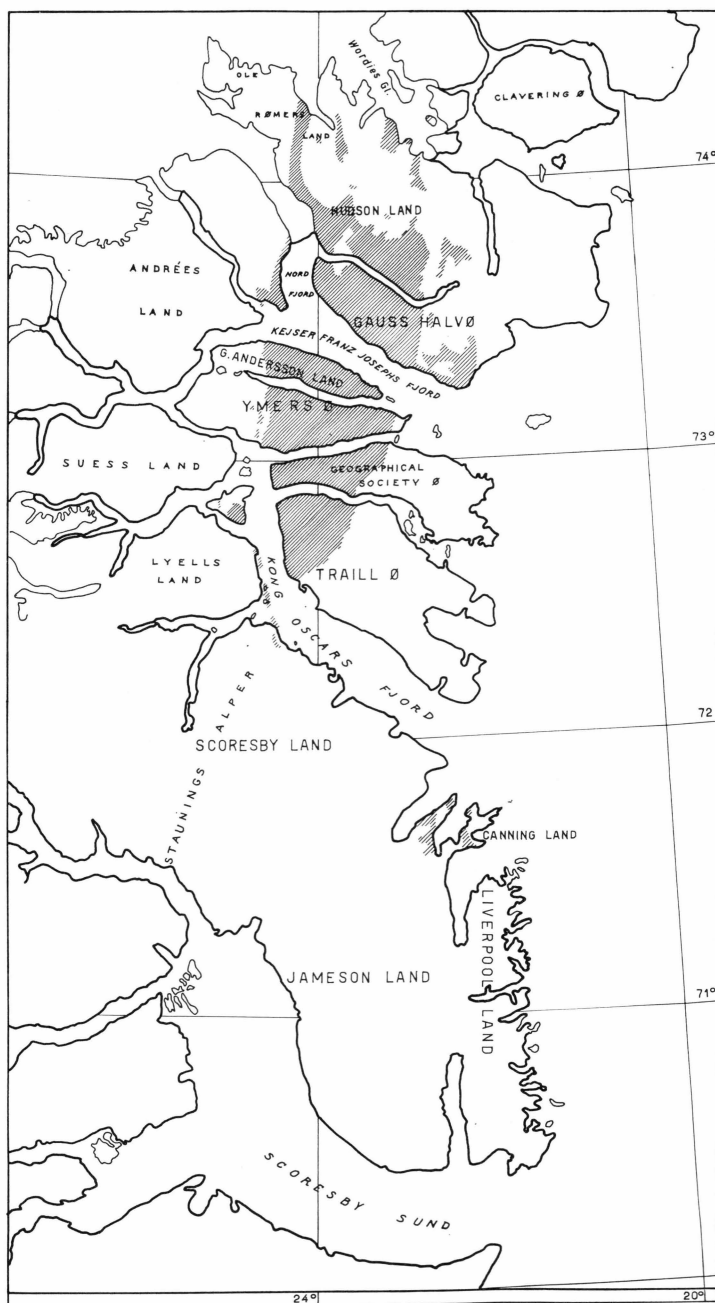


Fig. 1. Umriss der Küste von Zentral-Ostgrönland, nach der Karte des geodätischen Institutes in Kopenhagen.

Die Gebiete, in denen Devon-sedimente anstehen, sind schräg schraffiert.

I. EINLEITUNG UND ÜBERSICHT

Abstract.

In the introduction the East Greenland Old Red ist briefly characterised on the basis of its distribution, origin, age, and stratigraphic position as well as its structural relations, and in the main part of the paper the geological conditions around Moskusoksefjord are described in more detail. The Devonian sandstones within this region exhibit local intra-Devonian folds, disconformities and angular unconformities between the individual series, and enclosures of acid and basic eruptives. On the basis of these characteristics the huge Old Red Series within the Moskusoksefjord area ist divided into five orogenic series which correspond to the accumulation phases during local orogenic cycles. The older series belong to the Middle Devonian, the jounger series to the Upper Devonian.

To the west the Devonian sandstones of the Moskusoksefjord are cut across by the Nordfjord graben arisen in Devonian times, to the east by the large "post-Devonian main fault". Along this eastern complicated fault zone the Old Red is in contact with Carboniferous and Permian beds. From the position of the beds to one another the displacement of the rock complexes can be reconstructed and the times of the various Devonian and post-Devonian movements determined.

Finally, an attempt is made to correlate the local series of the different, mutually separated, Devonian areas in central East Greenland.

A. Vorkommen der Devongesteine in Zentralostgrönland.

Devonablagerungen sind heute in Ostgrönland aus einer gegen 300 Kilometer langen, ungefähr N-S verlaufenden Zone bekannt. Sie reicht vom Canning Land im Süden bis zu Wordies Gletscher im Norden, d. h. ungefähr von $71\frac{1}{2}^{\circ}$ bis zu $74\frac{1}{4}^{\circ}$ n. Br. In diesem, in der Nähe der Küste gelegenen Abschnitt Ostgrönlands sind die devonischen Schichtfolgen an mehreren Fjorden in zusammenhängenden Profilen aufgeschlossen. Am besten wohl an Kejser Franz Josephs Fjord, wo mächtige Devonserien auf einer ungefähr 90 km langen Strecke, von Kap Franklin im Osten bis zum Eingang in den Geologfjord im Westen, durchschnitten sind. Westlich davon stehen in den innern Fjordteilen zunächst die ordovischen und kambrischen, dann die spätpräkambrischen Sedimentformationen der kaledonischen Faltungszzone an, hierauf folgt der ebenfalls zum Kaledon gehörende »zentrale metamorphe Komplex«. Auch im Osten des Devongebietes, in der Nähe oder an der Aussenküste, kom-

men an einigen Stellen kaledonische Gesteine zum Vorschein. Dort sind sie aber grossenteils von Ablagerungen des jüngern Paläozoikums, des Mesozoikums und von frühtertiären Basalten überdeckt.

An Godthaabs Golf, Moskusoksefjord, Duséns Fjord, Sofia- und Vega Sund, Flemings-, Nathorsts- und Carlsberg Fjord sind Teilquerschnitte durch die devonische Ablagerungszone zu sehen, während Nordfjord und Kong Oscars Fjord, die in N-S-Richtung verlaufen, Anrisse in der Längsrichtung zeigen. Nach den heute vorliegenden Kartierungen stehen Devongesteine auf einer Landfläche von insgesamt ungefähr 5600 qkm an, und zwar verteilen sie sich auf:

Hudson- und Ole Römers Land bis zu Wordies

Gletscher	mit ca. 1400 qkm
Gauss Halvø, einschliesslich Giesecke Bjerger	» » 1250 »
Strindbergs Land	» » 130 »
Gunnar Anderssons Land	» » 600 »
Ymers Ø	» » 930 »
Geographical Society Ø	» » 520 »
Ella Ø	» » 40 »
Traill Ø	» » 620 »
Kleine Inseln in Kong Oscars Fjord, Vorkommen in	
Lyells Land und den Syltoppene	» » 10 »
Wegeners Halvø und Canning Land	» » 130 »

Doch dürften Devonschichten in einem heute noch zwei bis dreimal grössern Areal vorhanden sein, nur sind sie darin von jüngern Ablagerungen und vom Wasser der Fjorde und Meeresbuchten überdeckt.

Ein kaledonischer Gebirgstheil mit ungefähr N-S streichenden Falten nimmt zwischen dem Inlandeis und dem Ozean das Küstengebiet von Zentralostgrönland ein: in den innern Fjordteilen als sichtbar zusammenhängendes Gebirgssegment, in Küstennähe zum grossen Teil überdeckt von postkaledonischen Ablagerungen. Im Norden biegt das Faltenstreichen in eine NNE-Richtung um und weist ins Meer hinaus. Auch im südlichen Teil ziehen die Faltenachsen dem Meere zu, hier gegen SE. Die Breite des Orogens ist bis heute nicht bekannt. Der westliche Rand liegt in Zentralostgrönland unter dem Inlandeis, der Ostsaum im Meer. Es kann also nur ein Bruchstück des kaledonischen Gebirgsbaues untersucht werden. Immerhin ist dieses im Gebiet von Kejser Franz Josephs Fjord, mit grossen Unterbrechungen im Osten, in einer Breite von gegen 300 km anstehend.

Innerhalb dieses Gebirgssegmentes liegt die mit mächtigen terrestrischen Ablagerungen aufgefüllte Devonsenke. Auch von ihr ist nur

ein Teil zugänglich oder erhalten geblieben. Ihr Untergrund steigt gegen Norden über die heutige Landfläche empor, der Ostteil dagegen ist versenkt und überdeckt; südwärts verschwinden die Devongesteine im Senkungsfeld des Jameson Landes unter jüngern Sedimenten und kommen nicht mehr zum Vorschein. Der Westrand dagegen ist zum grossen Teil sichtbar, und aus seinem Verlauf kann geschlossen werden, dass die Senke ungefähr dem Streichen des kaledonischen Gebirges folgte. Von Segelsälkapets Fjord an, nordwärts bis zu Kejser Franz Josephs Fjord, begrenzt die Ostflanke einer kaledonischen Antiklinale das diskordant aufgelagerte Devon gegen Westen. Weiter im Norden dagegen bestimmt heute der westliche Randbruch des Nordfjordgrabens die Ausdehnung der Devonschichten gegen Westen. Wie weit sie einst darüber hinaus ging, ist nicht mehr festzustellen, da dort die heutige Landfläche unter dem einstigen Auflagerungsniveau des Devons liegt.

Die Ostgrenze des heute zusammenhängend mit Devongesteinen bedeckten Gebietes ist durch Brüche bestimmt. Im Hudson Land und auf der Gauss Halvö ist es die grosse »postdevonische Hauptverwerfung« VISCHERS (1943), an welcher der östliche Teil gegenüber dem westlichen versenkt wurde. Im Gelände tritt der Bruch als markante Stufe zwischen dem westlichen Hochland und dem niedrigeren Küstengebiet heraus. Südlich Kejser Franz Josephs Fjord übernimmt eine sich in südwestlicher Richtung absplattende und die N-S-Strukturen des Devons schräg durchschneidende Verwerfung die Abgrenzung bis an Kong Oscars Fjord. Auf den abgesunkenen östlichen Schollen kommen noch an mehreren Stellen Devonschichten zum Vorschein und zeigen, dass sich die Devonsenke ostwärts mindestens bis zur heutigen Aussenküste ausdehnte. Auf Geographical Society- und Traill Ø ist die Absenkung jedoch so gross, dass im Osten keine Devongesteine mehr sichtbar werden; sie tauchen aber nochmals im Süden, in der Wegeners Halvö und im Canning Land, in der Umrandung des aus tiefern kaledonischen Gesteinen bestehenden nördlichen Liverpool Landes auf.

Die Stellen, wo östlich der postdevonischen Hauptverwerfung Devonschichten hervortreten, gehören zu gehobenen Teilen von geneigten Bruchschollen, an denen die jüngern Überdeckungen abgetragen wurden. Wo die Heraushebung der Schollenteile stark genug war, erscheint der Untergrund des Devons und zeigt, dass das Old Red auch in den östlichen Bezirken mit deutlicher Winkeldiskordanz kaledonischen Strukturen aufliegt.

Im innern, zentralen Teil der Devonsenke liegt der kaledonische Untergrund unter Meeresspiegel, gegen Norden aber steigt er an und kommt nördlich des Moskusoksefjordes an die Oberfläche, sodass sich dort ein Querschnitt durch die den Trog ausfüllenden Devonsedimente und ihre Unterlage rekonstruieren lässt. Auch hier zeigt es sich, dass

das Devon überall diskordant kaledonisch deformierte Gesteine und abgetragene Faltenzüge überdeckt und deshalb als Innen- und Spätmolasse, in Bezug auf das ältere kaledonische Orogen, bezeichnet werden kann.

B. Zeitliche Stellung des Devons zum Kaledon.

Die jüngsten Formationen, die in Ostgrönland an der kaledonischen Hauptfaltung beteiligt waren und erhalten blieben, sind die Narhvalund- und die Heimbjerge Formation. Die letztere, die jüngere, gehört nach den Untersuchungen von COWIE und ADAMS (1956) ins Camplainian, also ins obere Ordoviciu. Ablagerungen des Silurs (Gotlandium) fehlen, ebenso solche des Unterdevons. Doch bildeten die marinen Kalke der Heimbjerge Formation wohl kaum den Abschluss der geosynklinalen Sedimentation. Es ist unmöglich, die Zeit der Hauptfaltung der ostgrönländischen Kaledoniden genau zu bestimmen. Verschiedene Forscher waren geneigt, sie als takonisch zu bezeichnen. Sicher ist nur, dass im Gebiet der devonischen Senke zwischen dem Oberordoviciu und dem Mitteldevon eine Faltung der geosynklinalen Formationen und eine tiefgehende Abtragung stattfanden. Wohin das erste weggeführte Material, das einer Frühmolasse entspräche, gelangte, ist unbekannt. Die mitteldevonische Basisserie des Old Red ist bis jetzt das älteste bekannte Detraktionssediment aus dem ostgrönländischen kaledonischen Orogenraum. Doch stammt sie aus einer Zeit, als die Nivellierung des Gebirges schon weit fortgeschritten war.

Die mitteldevonischen Basiskonglomerate überdecken ganz verschiedene Formationen der kaledonischen Sedimentfolge. Längs der Westgrenze, an der sog. Grenzantiklinale, von WEGMANN (1935) als Eastern Anticline — in Bezug auf das Kaledon — bezeichnet, durchschneidet die Auflagerungsfläche des Devons in N-S-Richtung, je nach den Achsenverhältnissen der ältern Struktur, mehr oder weniger spitzwinklig die Schichtenfolge des Kambro-Ordoviciums, die darunter liegende Tillitformation und den oberen Teil der präkambrischen Eleonore Bay-Formation. Der Schnitt durch die prädevonische Schichtenfolge macht an der Westgrenze der Devonsenke über 4000 m aus; auf dem Querprofil durch Ole Römers- und das Hudson Land, wo die Auflagerung über tief abgetragene Antiklinalscheitel hinwegging, ist die Transgressionsamplitude weit über 8000 m gross, wobei nur auf die heute noch feststellbare Mächtigkeit des Ordoviciums abgestellt wird. Vermutlich transgredierte das Devon an einigen Stellen sogar auf das Kristallin, was einen noch einige tausend Meter tiefer gehenden Abtrag bedeuten würde.

Der Ablagerung grobklastischer Sedimente im Mitteldevon muss eine kräftige Belebung des Reliefs, eine Differenzierung des kaledonischen

Orogenraumes in Hebungs- und Senkungszone unmittelbar vorausgegangen oder gleichzeitig mit ihr erfolgt sein. In dieser Zeit hob sich die langgestreckte Zone des »zentralen metamorphen Komplexes« westlich des absinkenden Devontroges heraus. Die Konglomerate im südlichen Teil der Giesecke Bjerger, z. T. auch am Moskusoksefjord, zeigen aber deutlich, dass der Ablagerungsraum auch von Osten und Nordosten her gespiesen wurde. Faltungen und Aufschiebungen im Devonareal des Moskusoksefjordes und Hudson Landes, die sowohl den kaledonischen Untergrund wie auch Teile des devonischen Deckgebirges erfassten, weisen auf Orogenvorgänge hin, die während der Ablagerung der Devonsandsteine von den östlichen Gebieten ausgingen. Der Verfasser hat verschiedentlich die Ansicht geäußert (1935, 1935 a, etc.), dass während der Devonzeit die östlichen Teile des kaledonischen Areal mobil wurden und ihnen deshalb in tektonischer Hinsicht eine Sonderstellung zukomme, und dass sich die neu bewegten Kristallinzonen nördlich des Hudson Landes durch Jordanhill und Blosseville's Bjerg ins östliche Payers Land fortsetzen.

Durch ausgedehnte Luftaufnahmen im Gebiet zwischen Moskusoksefjord und Dove Bugt konnte HALLER (1956) zeigen, dass die nordwärts aus dem Devonareal aufsteigenden Kristallinzüge einem grossen, spätkaledonischen Orogengebiet angehören. Die devonische Senke ist im Raume zwischen dem landeinwärts gelegenen ältern kaledonischen Hauptgebiet und dem devonischen Orogengebiet im Osten entstanden und funktionierte als Sammeltrog für gröberes klastisches Material, das von beiden Seiten her zugeführt wurde.

Durch die später erfolgten Absenkungen und die Zerlegung in eine Schollentreppe sind die östlichen Randgebiete grösstenteils der Sicht entzogen worden. Die unmittelbar westlich der devonischen Senke gelegenen Teile dagegen behielten, mit Unterbrüchen, ihre Aufstiegtendenz bis auf den heutigen Tag bei.

C. Die für das ostgrönländische Old Red verwendete Terminologie.

Die in der Geologie Ostgrönlands gebrauchte und eingebürgerte stratigraphische Terminologie geht, bedingt durch die Erforschungsgeschichte, auf verschiedene Herkunftsländer zurück. Zum Teil wurden die für die Wertung der einzelnen Schichtsequenzen verwendeten Namen der im deutschen Sprachgebiet üblichen Terminologie entlehnt, zum Teil entstammen sie englischer Usance oder amerikanischem Vorbild. Es finden sich deshalb heute Bezeichnungen, denen, je nach ihrer Herkunft, ein verschiedenwertiger stratigraphischer Begriff zukommt. Dies gilt vor allem für den Terminus »Formation«, der ganz unterschiedlich

zur Anwendung kam: von den einen als Sammelbegriff für eine mächtige Gesteinsfolge eines grossen Zeitabschnittes, von andern, nach amerikanischem Brauch, als stratigraphische Einheit. Der Ausdruck Formation besitzt deshalb, je nach der Sequenz, auf die er sich bezieht, ganz verschiedene Wertigkeit. Es kann jedoch nicht Aufgabe dieser Schrift sein, eine systematische Umstellung der Namengebung, d. h. eine einheitliche Nomenklatur vorzuschlagen. Es wäre dies auch keine leichte und dankbare Aufgabe, denn die eingelebten Bezeichnungen, mit den zugehörigen Begriffen, sind noch im Gebrauch und in einer grossen geologischen Literatur verankert.

So hat sich z. B. die Bezeichnung Eleonore Bay Formation für die ganze präkambrische Schichtenfolge der ostgrönländischen Geosynklinale eingebürgert — ausgenommen die hangende »Tillitformation« — und umfasst eine über 12 000 m mächtige, in sich mehr oder weniger konkordante Schichtenfolge. Sie setzt sich aus einer Reihe lithologisch verschiedenartiger Gesteinsfolgen zusammen, von denen jede, nach dem heute in USA üblichen Brauch, als Formation bezeichnet werden müsste. Für die einzelnen Glieder der Eleonore Bay Formation, die auf Grund der lithologischen Unterschiede aufgeteilt wurde, hat sich die Bezeichnung »Serie« eingelebt. Diese Serien, ursprünglich 3, heute 5 oder 6, umfassen im Fjordgebiet eine Totalmächtigkeit von über 12 000 m, im einzelnen schwanken sie zwischen wenigen hundert und über 5000 m. Im Gegensatz zu dieser präkambrischen Schichtenfolge wurden die nur ungefähr 3000 m mächtigen frühpaläozoischen Schichten der gleichen geosynkinalen Sedimentfolge in 10 verschiedene Formationen aufgeteilt. Hier wurden die Abgrenzungen z. T. auf Grund nur geringfügiger Faziesunterschiede vorgenommen, und nur gelegentlich wurde bei der weiteren Unterteilung von »Serien« gesprochen.

Manchmal wurden für ein und dieselbe Schichtenfolge von den verschiedenen Autoren verschiedenartige und verschiedenwertige Termini benützt. Besonders trifft dies für die Sequenzen zu, die zwischen der Eleonore Bay Formation und den kambrischen Schichten liegen, und heute in der »Tillitformation« zusammengefasst werden. Ebenso ist dies für das Old Red Ostgrönlands, wenn auch in geringerem Masse, der Fall.

NATHORST, der als erster Schichten devonischen Alters in Ostgrönland feststellte, nannte sie, nach einer der Lokalitäten, an denen er Fossilien gefunden hatte, Kap Graah-Formation. KOCH (1929) übernahm die Bezeichnung, wandte sie aber kaum an; auch in späteren Publikationen tritt sie nicht mehr auf. Da es sich im wesentlichen um eine, lithologisch betrachtet, ziemlich einheitliche Schichtenfolge zu handeln schien, war die Bezeichnung »Formation« gerechtfertigt. Schon KOCH spricht aber meist von Devonformation, wobei also an Stelle einer lithologischen Einheit, mit geographisch bedingter Namengebung,

ein Altersbegriff tritt. Angesichts der grossen Mächtigkeit und der Verbreitung der durch mehrmaligen Farbwechsel gegliederten Schichtenfolge, war man bei der Beschreibung der Teilgebiete genötigt, Unterteilungen vorzunehmen. KOCH schrieb meist nur von grauen und roten Sandsteinen und vom Basalkonglomerat, gelegentlich aber auch von Sandsteinserien, wenn er die mehr roten oder mehr graugefärbten Teile meinte (z. B. 1929, S. 85 u. 242). Auch KULLING (1930) sprach von der Devonformation, wobei es sich aber nur um Schichten, die einem Teil der Devonzeit entsprechen, handeln konnte. Er gliederte sie in ein basales Konglomerat, eine untere rote, eine graue, eine mittlere rote, eine grünlich graue und eine obere rote Sandsteinserie. Schon KOCH hatte jedoch feststellen können, dass sich die Aufeinanderfolge dieser verschieden gefärbten Devonserien, je nach dem untersuchten Gebiet, ändert, also nicht konstant ist. Auch ORVIN (1930) unterschied neben dem basalen Konglomerat eine Aufeinanderfolge von abwechselnd vorwiegend roten und grauen Schichtkomplexen, nur bezeichnete er diese als Sandsteinabteilungen«. Sie besaßen die gleiche Bedeutung wie die Serien in der Einteilung KULLINGS.

Auf Grund der Fossilfunde nahm SÄVE-SÖDERBERGH (1934) eine mehr nach biostratigraphischen Gesichtspunkten orientierte Neueinteilung vor. Auch er gliederte das Devon in Serien, die aber nach gewissen Fischgenera einzelner Fossillokalitäten benannt wurden. Für die Teile der Schichtfolge, die nicht durch Fossilien charakterisiert werden konnten, benützte er die neutrale Bezeichnung »Komplex«. So gliederte er die obermitteldevonischen Sandsteine des Canning Landes (1937) in:

die Serie mit *Gyroptychius* (*Canningius*) *grönlandicus*, oben,
 die Serie mit *Asterolepis säve-söderberghi* und
 die *Heterostius*-Serie, unten.

Für das nördlich des Davy Sundes gelegene Gebiet unterschied er:
 zu oberst

den obern Sandsteinkomplex	} später vereinigt zu der <i>Grönlandaspis</i> -Serie
die <i>Arthrodir</i> -Sandsteinserie	
die <i>Remigolepis</i> -Serie	

die *Phyllolepis*-Serie, die er in Gebieten, aus denen keine Fossilien bekannt waren, auch als untern Sandsteinkomplex bezeichnete.
 das Basalkonglomerat.

Die Abgrenzung der *Remigolepis*-Serie gegen unten und nach oben erfolgte bei SÄVE-SÖDERBERGHs Einteilung im wesentlichen aber doch nach lithologischen Merkmalen, d. h. nach der auffallenden dunkelroten bis dunkelvioletten Färbung. JARVIK, der die Einteilung von SÄVE-

SÖDERBERGH mit einigen Einschränkungen weiterführte, wies aber darauf hin, dass die Gliederung auf Grund der Fischreste nicht so scharf vorgenommen werden könne. Die Lebenszeiten der einzelnen Genera überschneiden sich. So finden sich *Remigolepis*-Arten im oberen Teil der *Phyllolepis*-Serie und *Phyllolepis*- und *Bothriolepis*-Arten sind aus dem unteren Teil der *Remigolepis*-Serie bekannt.

Unbefriedigend für den Feldgeologen war diese Gliederung deshalb, weil nur der oberste Teil der Devonablagerungen unterteilt werden konnte, nicht aber der viel mächtigere untere Sandsteinkomplex, und keine Möglichkeit bestand, die einzelnen Teile desselben, mangels Fossilresten, über die Fjorde hinweg miteinander zu korrelieren. Deshalb versuchte der Verfasser für die Kartierung eine, die Schichtenfolge gleichmässiger unterteilende und, wenn möglich, über grössere Gebiete anwendbare Gliederung zu finden. Er ging dabei von den grossen Winkeldiskordanzen aus, die sich, vor allem im Gebiete des Moskusoksefjordes, innerhalb der mächtigen devonischen Sandsteinablagerungen an verschiedenen Stellen und in verschiedenen Niveaus bemerkbar machen. Sie zeigen an, dass während des Devons Zeiten der Faltung, Hebung, Abtragung und Ablagerung aufeinanderfolgten, und dass die Old Red-Sandsteine orogene Sedimente sind, die nur einen Teil der in Frage kommenden geologischen Zeit dokumentieren. Die jeweiligen transgressiv einsetzenden und zu den vorhergehenden Ablagerungen winkeldiskordanten Schichtfolgen beginnen in der Regel mit groben Basiskonglomeraten, die zum Teil über das Gebiet hinaus, in dem die Diskordanzen feststellbar sind, verfolgt werden können. Diese, durch tektonisch-orogene Ereignisse abgegrenzten, devonischen Schichtfolgen hat der Verfasser ebenfalls als »Serien« bezeichnet. Er unterschied, ausgehend vom Moskusoksefjord und der Ymers Ø, folgende Serien:

zu oberst	die Mount Celsiusserie, darunter
	die Kap Graahserie,
	die Kap Kolthoffserie,
	die Kap Bullserie, heute in Ramsays Bjergserie umbenannt,
unten	die Basisserie, die, je nach dem Ort innerhalb der devonischen
	Senke, etwas höher oder tiefer in der Serienfolge steht.

Die beiden oberen Serien gehören zum oberen Oberdevon, die beiden unteren ins Mitteldevon.

Dort wo durch deutliche Diskordanzen die Serien gut abzugrenzen sind, variieren ihre Mächtigkeiten ungefähr zwischen 1000 und 1500 m. Da sie noch weiter unterteilt werden können, schrieb der Verfasser meist von Kap Kolthoff- und Kap Graahserien etc. d. h. im Plural. Er möchte nun, um eine gewisse Einheitlichkeit zu bewerkstelligen, nur noch den

Singular gebrauchen, d. h. von einer Mt. Celsius- und einer Kap Graahserie sprechen.

Im Kap Franklingebiet, für das die gleiche Regelung gelten soll, wird unterschieden zwischen

der Randbölserie (oben),
der Kap Franklinserie (Mitte) und
der Vilddalserie (unten).

Alle drei sind mitteldevonisch.

Die beiden obersten orogenen Serien des Moskusoksefjordes lassen sich gut in die von SÄVE-SÖDERBERGH geschaffene Gliederung einreihen, doch fallen die entsprechenden Grenzschiechten nicht aufeinander.

Entfernt man sich vom Moskusoksefjord südwärts, so verschwinden die Winkeldiskordanzen zwischen den Devonserien; ihre Abgrenzung wird dadurch unsicher. Im Gebiet zwischen Kejser Franz Josefs- und Kong Oscars Fjord war die Sedimentation weniger unterbrochen als im Norden, doch ist deswegen die Gesamtmächtigkeit nicht wesentlich grösser geworden. Einige Konglomeratniveaus oder auffallend gefärbte Schichten, gelegentlich auch Basalthorizonte, lassen sich über das für sie zentrale Areal hinaus verfolgen. Doch für grosse Entfernungen muss man die Axialverhältnisse der von den Devonschichten gebildeten Falten berücksichtigen, um gleichaltrige Serien im grossen und ganzen verbinden zu können. Schwierig ist diese Aufgabe, wenn die Verbindungen über weite Strecken unterbrochen oder durch grosse Verwerfungen zerschnitten sind, wie z. B. zwischen Kongeborgen an Kong Oscars Fjord und dem ungefähr 120 km süd-östlich davon gelegenen Canning Land. Das Devon des dazwischen liegenden Gebietes ist nirgends sichtbar und ganz von jüngern Ablagerungen zugedeckt. Auch die Devonserien der westlichen und östlichen Gauss Halvö sind über die grosse postdevonische Hauptverwerfung hinweg nicht leicht zu verbinden.

Es zeigt sich also, dass für das Devongebiet Ostgrönlands bis jetzt kein Einteilungsprinzip gefunden werden konnte, das in allen Teilen befriedigt. Auch die Gliederung in orogene Serien, auf Grund tektonischer Marken, hat Nachteile, denn die orogenen Bewegungen, die den devonischen Ablagerungsraum beeinflussten, wirkten sich nicht überall gleichmässig und im gleichen Sinne aus. Die Grenzen der Abtragungs- und Ablagerungsgebiete verschoben sich immer wieder, sodass sich die heute vorhandenen Schichtfolgen in den verschiedenen Regionen altersmässig nicht genau entsprechen können.

D. Das Alter des ostgrönländischen Old Reds.

Im Jahre 1899 hat A. G. NATHORST das Vorkommen von Devon-gesteinen in Ostgrönland festgestellt. Die von ihm gefundenen Fisch-reste wurden von SMITH WOODWARD (1900) als oberdevonisch bestimmt. Der eine Fund, *Holoptychius nobilissimus* AG, stammt von der Nord-seite von Gunnar Anderssons Land, einige Kilometer westlich Kap Graah, und der andere, *Asterolepis (Remigolepis) incisa* SMITH WOODWARD, aus einem Flussanschnitt auf der Nordseite des Celsius Bjerges.

Erst 1929 wurden neue Fundstellen und neue Fossilien im Devon entdeckt. Auf einer norwegischen Expedition fand ORVIN (1930) Fisch-reste am Nordufer von Duséns Fjord, ca. 6 Kilometer westlich Kap Graah, und am Celsius Bjerg. HEINTZ (1930, 1932) hat sie bestimmt und beschrieben; es sind die *Arthrodiren*: *Phyllolepis orvini* HEINTZ und *Bothriolepis grönlandica* HEINTZ, aus den roten Sandsteinen westlich Kap Graah, und *Grönlandaspis mirabilis* HEINTZ aus den höchsten devonischen Schichten, aus der »obern grauen devonischen Sandstein-serie« auf dem Celsius Bjerg. Dann wurden grosse Fossileinsammlungen vor allem auf den von Dr. LAUGE KOCH geführten Expeditionen zusammengebracht. Als Mitglied der dänischen Expedition von 1929 sammelte KULLING (1931) eine grosse Zahl von Fossilresten im untern Teil der »obern roten Serie« auf der Nordseite des Celsius Bjerges, die, stratigraphisch gesehen, zwischen den Fundstellen bei Kap Graah und derjenigen im obersten Teil des Celsius Bjerges liegt. Die Sammlung enthielt stark spezialisierte *Arthrodiren*, für die STENSIÖ das neue Genus *Remigolepis* schuf. Aus den roten Sandsteinen westlich Kap Graah, aus tiefern Schichten als am Celsius Bjerg, ungefähr aus den gleichen, in denen ORVIN sammelte, stammten *Holoptychius* und *Remigolepis* n. sp. Auf der Südseite der westlichen Gauss Halvö, westlich des Paralleldals, fand KULLING in einem grauen Schichtenband, im untern Teil der roten Kap Graahserie, Reste einer kleinen *Bothriolepis*-Art, die zunächst ebenfalls als *Bothriolepis grönlandica* HEINTZ, später aber, zusammen mit Funden aus dem westlichen Gunnar Anderssons Land, aus einem etwas tiefern Niveau, als *Bothriolepis jarviki* STENSIÖ bestimmt wurden. Die umfangsreichsten und reichhaltigsten Sammlungen haben seit dem Jahre 1931 SÄVE-SÖDERBERGH † und JARVIK, teilweise unter Mithilfe von E. NIELSEN und G. WÄNGSJÖ gemacht. Ein grosser Teil der *Placodermen* wurde von STENSIÖ, die *Crossopterygier* und *Stegocephalen* von SÄVE-SÖDERBERGH und JARVIK in Stockholm, die *Dipnoi* durch J. P. LEHMAN in Paris bearbeitet. Von besonderem Interesse sind die erstmals im Jahre 1931 von SÄVE-SÖDERBERGH in den Devonschichten erkannten Skeletteile von *Stegocephalen* aus der *Remigolepis*-Serie, handelt es sich doch um die ältesten bis jetzt bekannten primitiven Tetrapoden. Das

Material wurde von JARVIK durch weitere Funde vervollständigt und bearbeitet. Es umfasst mehrere Genera, die von den beiden Autoren phylogenetisch mit den *Osteolepiden*, einer Hauptgruppe der *Crossopterygier* verbunden wurden.

Alle im Vorhergehenden genannten Fossilien gehören oberdevonischen Faunen an. Die Fundstellen liegen im obern Teil der nördlich Kong Oscars Fjord vorhandenen devonischen Schichtenfolge. Basierend auf der Zusammensetzung der Fischfaunen unterschied seinerzeit SÄVE-SÖDERBERGH mehrere biostratigraphisch charakterisierte Serien und nahm folgende Gliederung vor (vergleiche hierüber KOCH, L. 1935, S. 53 und Anmerkung 2, S. 55, sowie JARVIK, E. 1935, 1948 und SÄVE-SÖDERBERGH 1933, 1934, 1948):

von oben nach unten:

Arthrodir-Sandstein, charakterisiert durch *Grönländaspis mirabilis* HEINTZ, daneben Schuppen von *Holoptychius* und unbestimmbare Reste von *Placodermen*.

Remigolepis-Serie, in der eine Reihe von fossilführenden Niveaus mit verschiedenen *Remigolepis*-Arten unterschieden wurde (*R. kochi*, *R. acuta*, *R. incisa*, *R. tuberculata*, *R. cristata*, *R. kullingi*). Im untern Teil der Serie fanden sich *Holoptychius*, *Phyllolepis nielseni* STENSIÖ, *Bothriolepis nielseni* STENSIÖ, *Rhizodontid-Crossopterygier*, *Dipnoi* und *Stegocephalen*.

Auf der mittlern Gauss Halvö haben die *Remigolepis*-Schichten eine Mächtigkeit von ca. 700 m, am Celsius Bjerg sind es noch ungefähr 400 m.

Phyllolepis-Serie (unterer Sandsteinkomplex), von mehreren tausend Meter Mächtigkeit. Sie nimmt den grössten Teil des Devonareals ein und enthält in ihrem obern Teil die roten Schichten mit *Phyllolepis orvini*, *Remigolepis* sp., *Holoptychius* und in etwas tiefern Lagen *Bothriolepis jarviki*, *Cladolus* sp. und *Holoptychius*. Die mächtigen untern Teile der Serie lieferten keine bestimmbaren Fossilien.

Devonisches Basiskonglomerat. Das Alter des an einigen Stellen sehr mächtigen Basiskonglomerates konnte nicht näher bestimmt werden, da nur wenige, schlecht erhaltene Fossilreste vorlagen.

Bei den Vergleichen der oberdevonischen Fossilien mit solchen aus andern Old Red-Gebieten kam SÄVE-SÖDERBERGH zur Schlussfolgerung, dass die *Phyllolepis*-Serie mit den jüngsten schottischen und englischen Vorkommen zu korrelieren sei, währenddem die *Remigolepis*-Serie und die *Arthrodir*-Sandsteine einem in andern Gebieten nicht vorhandenen, noch jüngern Teil der Devonablagerungen entsprächen, also das allerjüngste Oberdevon darstellen müssten.

Über den fossilführenden *Arthrodir*-Sandsteinen liegen auf dem Celsius Bjerg und in der mittlern Gauss Halvö graue und rote Sandsteine mit Pflanzenresten, von denen SÄVE-SÖDERBERGH (1933, S. 20) ursprünglich annahm, dass sie den Übergang zum Unterkarbon bildeten und wahrscheinlich zu diesem gezählt werden müssten. Er bezeichnete sie als »obern Sandsteinkomplex«. Auf Grund eines Fossilfundes im Gastisdal, in Schichten, von denen er glaubte, dass sie dem obern Sandsteinkomplex entsprächen, nahm er an, dass dieser ebenfalls *Grönländaspis mirabilis* enthalte und vereinigte nun den *Arthrodir*-Sandstein und den obern Sandsteinkomplex zur *Grönländaspis*-Serie. Auf Grund seiner Beobachtungen im Gastisdal kam aber der Verfasser zur Überzeugung, dass die Schichten, aus denen SÄVE-SÖDERBERGH den Fossilfund meldete, unmöglich dem obern Sandsteinkomplex zugezählt werden können, und dass deshalb die Schlussfolgerung, dieser Komplex müsse oberdevonisch sein, durch die geologischen Verhältnisse im Gastisdal nicht gestützt werde. Die Pflanzenreste, die, zusammen mit *Palaeonisciden*, vom Verfasser auf dem Celsius Bjerg unter dem obern Sandsteinkomplex gefunden wurden, sprachen eher zugunsten eines karbonischen Alters der Schichten (vergl. hierüber auch SÄVE-SÖDERBERGH, 1934, S. 44). Nun hat der Verfasser jedoch im Jahre 1954 in den Gipfelschichten des Berges, die sicher zum obern Sandsteinkomplex gehören, Fischreste gefunden, die nach den Bestimmungen von STENSIÖ und JARVIK auf *Arthrodiren*, jedoch nicht *Grönländaspis* hinweisen, sodass dennoch ein oberdevonisches Alter in Frage kommt. Es dürfte schwierig sein, in diesem Gebiet eine klare Grenze zwischen Oberdevon und Unterkarbon zu ziehen. Auf Grund der Pflanzenreste und der *Palaeonisciden* kommt man zur Ansicht, der obere Sandsteinkomplex gehöre ins Unterkarbon, die *Arthrodiren* dagegen sprechen für Oberdevon. Sicher hat man es mit einer Schichtenfolge an der Devon-Karbongrenze zu tun.

JARVIK (1950, p. 15) hat versucht, den obern Teil des Old Reds Ostgrönlands mit den marinen und kontinentalen Schichten des Oberdevons Westeuropas und Russlands zu korrelieren. Die Grenze zwischen Devon und Karbon zog er, übereinstimmend mit den Vorschlägen des zweiten Kongresses für Karbonstratigraphie in Heerlen vom Jahre 1935 (PAECKELMANN, W. u. SCHINDEWOLF, O. H. 1937), über dem Strunien und unter dem Tournaisien durch. Die Schichten, die die Genera *Phyllolepis* und *Bothriolepis* enthalten, also der obere Teil der *Phyllolepis*-Serie SÄVE-SÖDERBERGHS und der untere der *Remigolepis*-Serie, wären nach JARVIK etwas älter, als SÄVE-SÖDERBERGH angenommen hatte. Sie würden zur Hauptsache dem Famenien entsprechen, also ins obere Oberdevon gehören. Die untern Lagen der *Remigolepis*-Serie, die *Phyllolepis nielseni* und *Bothriolepis nielseni* sowie die ältesten bis jetzt bekannten *Ichthyostegiden* einschliessen, entsprächen den Schichten von Evieux.

Der obere Teil der *Remigolepis*-Serie und die *Grönlandaspis*-Serie, ausgenommen vielleicht deren oberster Teil, wurden dem Strunien zugeteilt und wären gleichaltig mit den Schichten von Etroeungt (Frankreich) und Comblain-au Pont (Belgien). Dabei ist zu berücksichtigen, dass sich SÄVE-SÖDERBERGH 1934 noch auf die Heerlener-Einteilung von 1927 bezog, in welcher die Schichten, die dem Strunien, resp. dem Etroeungt K, entsprechen, zum Unterkarbon gezählt wurden, währenddem im Jahre 1935 die Devon-Karbondgrenze nach oben verschoben wurde, sodass diese Schichten ins Oberdevon kamen. Doch steht am 4. Heerlener Kongress von 1958 diese Grenzziehung erneut zur Diskussion und russische Geologen (STEPANOV) treten dafür ein, dass die »Assises d'Etroeungt« wieder zum Tournaisien, d. h. zum untersten Karbon gezählt werden sollten. Würde diese Grenzziehung akzeptiert, so müsste die orogene Mt. Celsiusserie, die die *Remigolepis*- und die *Grönlandaspis*-Serie umfasst, mit ihrem untern Teil noch zum Devon,

		Ostgrönland	Belgien und Frankreich
Karbon	Tournaisien	Grönlandaspis-Serie Remigolepis-Serie { oberer Teil mittlerer Teil unterer Teil mit: <i>Phyllolepis nielseni</i> , <i>Bothriol. nielseni</i> , etc. Phyllolepis-Serie { Schichten mit: <i>Phyllolepis orvini</i> , <i>Bothriolepis grönlandica</i> , etc. Schichten mit: <i>Bothriolepis jarviki</i>	
Oberdevon	Strunien		Assises d'Etroeungt (Frankr.) und von Comblain-au Pont (Belgien)
	Famennien		<div>Schistes de la Famenne { Macignos d'Ouffet Psammites et schistes d'Evieux mit: <i>Phyllol. undulata</i>, <i>Ph. konincki</i>, <i>Bothr. lohesti</i>, etc. Schistes de Sains Psammites de Monfort Macignos de Souverain-Pré Psammites d'Esneux Schistes de Mariembourg Schistes de Senzeille</div> <div>Psammites du Condroz</div>
oberes			

Versuch einer Korrelation des obern Teils des Old Reds Ostgrönlands mit dem Devon Belgiens und Frankreichs, nach JARVIK (1950, table 2).

mit dem obern zum Unterkarbon gezählt werden. Zwischen beiden Teilen besteht in Ostgrönland konkordante Lagerung der Schichten. Doch ist ein Wechsel von limnischer zu grob-fluviatiler Ablagerung vorhanden, der auf Bewegungen in den Abtragungsgebieten hinweist, jedoch auf keinen bedeutenden Unterbruch der Sedimentation. Eine grössere stratigraphische Lücke und eine, allerdings nur indirekt feststellbare Winkeldiskordanz bestehen erst zwischen den Schichten der Mt. Celsiusserie und den Sandsteinen und Konglomeraten des sog. kontinentalen Karbons, dessen Basis dem obersten Dinantien oder dem untersten Namurien angehört. Diese unterkarbonische Lücke entspricht dem Zeitabschnitt, in dem sich eine weitere orogene Phase, die Ymer Ø-Phase, gefolgt von Bruchbildungen, bemerkbar machte.

Im Jahre 1931 fand NOE-NYGAARD (1934) Devonsandsteine südlich Kong Oscars Fjord, auf der Wegener Halvö und im Canning Land, und darin einen Fossilrest, den SÄVE-SÖDERBERGH als *Diplopterax* (Syn. *Diplopterus*, *Canningius*, *Gyroptychius*) bestimmte. Dies zeigte ein obermitteldevonisches Alter der Schichten an. Im Sommer der Jahre 1934 und 1936 untersuchte SÄVE-SÖDERBERGH während einigen Tagen die Schichtenfolge im Canning Land und gliederte sie, auf Grund der gemachten Funde, in mehrere Serien (1937). Er stützte sich dabei teils auf *Arthrodiren*, teils auf *Crossopterygier* und unterschied in den ungefähr 3000 Meter mächtigen mitteldevonischen Ablagerungen des Canning Landes:

zu oberst eine Sandsteinserie mit *Gyroptychius* (*Canningius*) *grönlandicus*

JARVIK, samt andern, nicht näher bestimmbar *Crossopterygiern*. darunter eine Serie mit *Asterolepis säve-söderberghi* STENSIÖ, *Homostius kochi* STENSIÖ, *Osteolepis* und andern *Crossopterygiern*, daneben *Psilophyten*.

unten eine Serie mit *Heterostius grönlandica* STENSIÖ, *Homostius kochi* und *Thursophyten*.

SÄVE-SÖDERBERGH nahm an, diese mitteldevonischen, fossilführenden Serien seien nur im Gebiet südlich Kong Oscars Fjord anstehend. Nun tauchen aber im Norden, am Moskusoksefjord und im Hudson Land, unter dem fossilführenden Oberdevon, mächtige Schichtfolgen auf. Der Verfasser kam bald zur Ansicht, dass der tiefere Teil dieser, zur *Phyllolepis*-Serie gerechneten Schichten, der sog. »untere Sandstein-komplex«, mindestens zum Teil mitteldevonisch sein müsse (BÜTLER, 1935 a, S. 29 u. 1939, S. 115). Aber erst 1948 gelang es, im Randböldal, in der östlichen Gauss Halvö, in den tiefern Devonschichten Fossilien zu finden, unter denen JARVIK Reste von *Gyroptychius grönlandicus* identifizieren konnte. Damit war das Vorhandensein mitteldevonischer Ablagerungen auch im nördlichen Teil des Devonareals belegt. Das gleiche

Fossil wurde dann 1950 an mehreren Stellen und in verschiedenen Niveaus der mächtigen Schichtfolge, in der Umgebung von Kap Franklin, in der Vilddalserie gefunden. In höhern Schichtstufen, in der Randbölserie, fanden sich an Huitfelds- und Saxos Bjerg, im südlichen Teil der Giesecke Bjerge, *Asterolepis* sp. und *Coccosteus* cf. *halmodeus*, die ebenfalls auf Mitteldevon hinwiesen. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse unterschied der Verfasser bei Kap Franklin in der östlichen Gauss Halvö folgende mitteldevonische Serien (1954):

zu oberst,

die Randbölserie, Konglomerate und Sandsteine, die im untern Teil Reste von *Asterolepis*, die an *A. säve-söderberghi* erinnern, eines kleinen *Osteolepiden*, ähnlich *Thursius macrolepidotus*, *Glyptolepis* sp. und *Coccosteus* cf. *halmodeus* enthielten.

darunter,

die Kap Franklinserie, charakterisiert durch eine Wechsellagerung von vulkanischen Gesteinen, rhyolithischer Natur, mit groben Konglomeraten und Sandsteinen. Sie überlagern

die Vilddalserie, eine mächtige Folge von Sandsteinablagerungen mit einzelnen Konglomerathorizonten. Die Unterlage ist nicht aufgeschlossen. An Fossilien fanden sich: *Gyroptychius grönlandicus* und Reste nicht weiter bestimmbarer *Osteolepiformae* und *Porolepiformae*, von *Esteria* sowie *Glyptolepis*-artige Schuppen. Ein Granit, der in der Vilddalserie Platz genommen hatte, lieferte bereits Gerölle für das Basiskonglomerat der Kap Franklinserie.

Die Fossilien aus dem untern Teil der Randbölserie schienen, nach den Bestimmungen von JARVIK und ÖRVIG, eher auf ein tieferes Niveau des Mitteldevons [Eifelstufe] hinzuweisen, doch zeigt der Feldbefund eindeutig, dass die Serie zum Hangenden der Vilddalserie gehört, die, wenn man sie auf Grund des Vorkommens von *Gyroptychius grönlandicus* mit der obern Serie des Canning Landes gleichsetzt, oberstes Mitteldevon darstellt. Die Reihenfolge der Faunen in der Gauss Halvö scheint nicht mit derjenigen des Canning Landes übereinzustimmen. Wahrscheinlich besitzen aber sowohl *Gyroptychius* wie *Asterolepis* in Ostgrönland eine grössere vertikale Verbreitung, als aus dem Profil von SÄVE-SÖDERBERGH im Canning Land geschlossen werden könnte. Auf jeden Fall steht fest, dass mitteldevonische Schichten auch im nördlichen Devongebiet in grosser Mächtigkeit vorhanden sind. In der Tiefe des Devontroges stehen sie wohl mit denen der Wegener Halvö und des Canning Landes in Verbindung, und ihr Vorkommen muss für die

ganze N-S-Ausdehnung der Devonsenke angenommen werden. Im Verlaufe der Aufnahmen vom Sommer 1952 fand FRÖHLICHER auch am Moskusoksefjord an zwei Stellen im untern Teil der Kap Kolthoffserie Fischreste, die wahrscheinlich mitteldevonisch sind.

Nach den bisherigen Bestimmungen umfasst das ostgrönländische Old Red Schichten aus dem obern Mittel- und dem Oberdevon, möglicherweise sind im Kap Franklingebiet noch tiefere Lagen vertreten. Überall wo der Untergrund ansteht, liegt das Devon kaledonisch gefalteten Gesteinen auf; am Grunde der Devonsenke liegen abgetragene Faltenzüge. Bei Kap Franklin allerdings, wo die tiefsten im Nordgebiet als mitteldevonisch bestimmten Schichten zu sehen sind, liegt ihre Basis unter Meeresspiegel, sodass nicht beobachtet werden kann, wie mächtig die Basisschichten sind.

E. Die Gesteine.

Im ostgrönländischen Old Red ist Verwitterungsschutt des kaledonischen Gebirges angehäuft worden. Die Verwitterung erfolgte unter warmen, mässig ariden Klimaverhältnissen; den Transport besorgten vor allem Bäche und Flüsse, die den Detritus in einer unebenen und unruhigen intramontanen Senke ablagerten. In dieser wurden sowohl die bereits vorhandenen wie die neu entstehenden Erhebungen überdeckt. Auch die den Trogrand begrenzenden Höhen versanken allmählig im angeschwemmten Schutt. Den Deltas schlossen sich weite, zeitweise überschwemmte Ebenen an und von den randlichen Höhen schoben sich Schuttkegel und Schuttströme in die Niederung hinaus. Die Ablagerungen setzen sich also hauptsächlich aus Psammiten und Psephiten zusammen: Brekzien, entstanden durch Verwitterung der Felsunterlage — und fast an Ort und Stelle verkittet — oder aus Gehänge- und Wildbachschutt, der nach kurzer Wanderung zur Ruhe kam. Schuttströme lieferten Fanglomerate, und im Mündungsgebiet der Flüsse lagerten sich heterogen zusammengesetzte Konglomeratmassen ab, während in den weiten Ebenen grobe, geröllführende, aber auch feinere Sandsteine entstanden. In ruhigeren, limnischen Becken setzten sich gelegentlich tonig-karbonatische Pelite und Kalkkrusten ab. Marine Ablagerungen wurden bis jetzt keine festgestellt. Unter den Klastica sind hauptsächlich kristalline Komponenten, jedoch auch sedimentäre, vor allem in den Konglomeraten und Brekzien, vertreten. Das Bindemittel enthält meist viel Karbonat.

Mächtige Serien sind intensiv rot oder braunrot gefärbt, andere sind grau und graugrün oder weisen einen Wechsel von rotbraunen und graugrünen Schichten auf. Sandsteine von mittelfeinem Korn und mit reichlichem Glimmergehalt alternieren mit grobkörnigen Arkosen; schiefrige Parallelschichtung wechselt ab mit Bankung von unregel-

mässiger Diagonal- und Kreuzschichtung. Rippelmarken, sowohl symmetrische wie asymmetrische, d. h. Wellen- und Strömungsrippeln, sind häufig zu sehen und weisen auf ein Pendeln der Strömungsrichtungen und der Abflusskanäle hin. Netzleisten von ausgefüllten Trockenrissen geben eine zeitweise Trockenlegung der Oberflächen an. Die schräggestellten Lamellen der Schrägschichtung sind durch die flachliegenden Fugen der Bänke diskordant abgeschnitten, ebenfalls ein Zeichen, dass Ablagerung, Unterbruch und Abtragung periodisch wechselten. Nach Trockenzeiten setzten Hochwasser den Schutt wieder in Bewegung und trugen ihn, je nach Wasserstand und Strömungsgeschwindigkeit, mehr oder weniger weit in die Ebenen hinaus. Die Grenzen zwischen Geröll- und Sandbezirken verschoben sich immer wieder, sodass in den Übergangszonen Sand- und Kiesablagerungen, resp. Sandsteine und Konglomerate vielfach aufeinanderfolgen. In den flachen Abflusskanälen wurden den Sanden Gerölle, bald einzeln, bald nesterweise, beigemengt.

An einigen Stellen drangen in die bereits verfestigten tiefern Old Red-Serien Granite ein. Teilweise wurden sie rasch abgedeckt, sodass man ihren Verwitterungsschutt schon in der nächstjüngern Devonserie antrifft. Einige Bezirke wiesen intensive Vulkantätigkeit auf. Rhyolithe durchbrachen in grossen, steil stehenden Gängen und Stielröhren den Untergrund und, je nach dem Zeitpunkt der Ausbrüche, auch einen kleinern oder grössern Teil der devonischen Schichtenfolge. Sie ergossen sich in kurzen, dicken Strömen auf die Landfläche oder bildeten oval umgrenzte Quellkuppen, gleichzeitig lagerte sich pyroklastisches Material in der Umgebung ab. Die Untersuchungen der letzten Jahre haben ferner gezeigt, dass die meisten der zwischen den Devonschichten vorhandenen Basaltlagen effusiver Natur sind. Sie stehen mit Steilgängen in Verbindung und breiteten sich als Ergüsse, teils über, teils unter Wasser, auf den devonischen Sandflächen aus. Auch hier sind Tuffe und Tuffite vorhanden, die eindeutig das devonische Alter der Basalte belegen.

F. Auflagerung der Devonschichten.

Ein wechselnd breiter Streifen von Randkonglomeraten, die diskordant den kaledonischen Sedimenten aufliegen, säumt die Westgrenze der devonischen Senke ein. Diese Grenze wird auf einer über hundert Kilometer langen Strecke von der Ostflanke einer stark erodierten Antiklinale aus kaledonischen Sedimentgesteinen gebildet. Ihre Schichten fallen mit wechselnder Neigung ostwärts unter das Devon ein, aber streckenweise bilden sie einen Steilrand, an den die Konglomerate stossen. Die Anlagerung des Devons an die Flanke dieser »Grenzantiklinale« erfolgte längs einer im ganzen gesehen ziemlich geraden, in meridionaler Richtung verlaufenden Linie und gehorchte nur teilweise den Krüm-

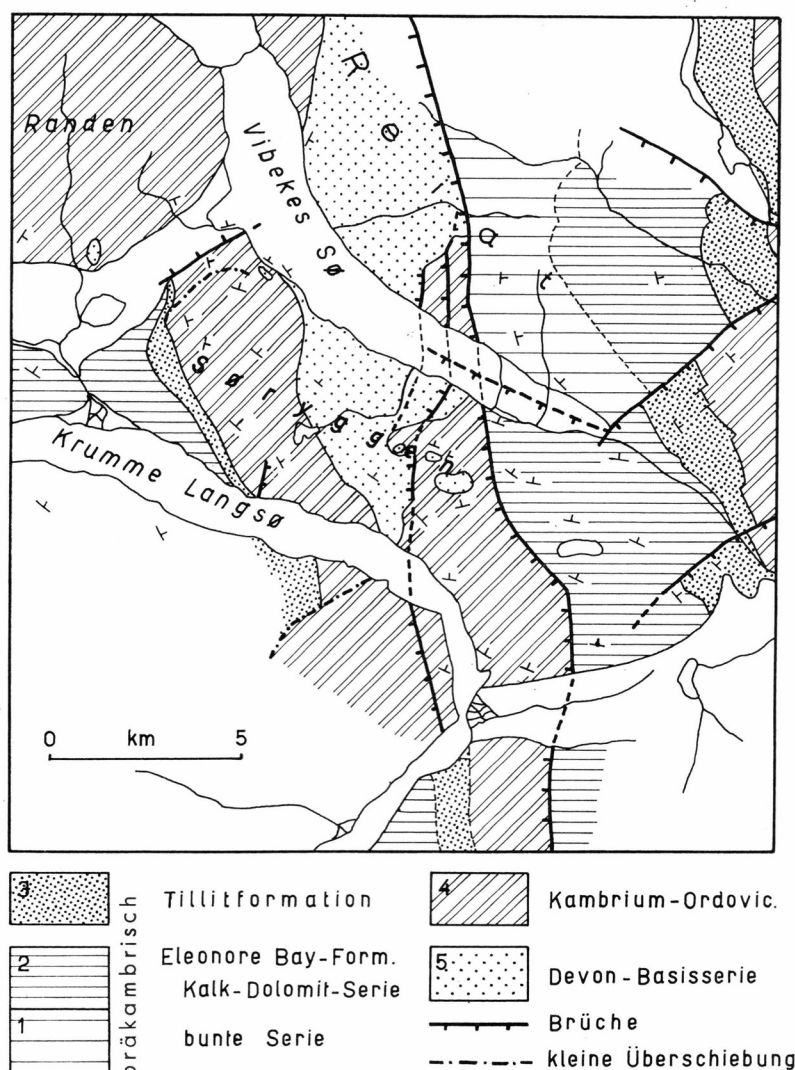


Fig. 2. Überlagerung ordovicischer Kalke durch die mitteldevonische Basisserie im Zentrum der Ole Rømers Land-Mulde, zwischen Vibekes Sø und Krumme Langsø.

mungen der Falte. So kommen die Randkonglomerate mit verschiedenen Formationen der kaledonischen Sedimentfolge in Berührung. Im südlichen Abschnitt, an den Syltoppene, transgredierte sie über Kambrium, die Tillitformation und den obersten Teil der Eleonore Bay-Formation, in Lyells Land über oberste Eleonore Bay-Formation und Tillite, auf Ella Ø, nördlich des Narhvalsundes, auf kambrische und ordovicische Schichten. Zwischen Kap Dufva in Lyells Land und Ella Ø besteht nur eine Entfernung von ca. 10 km, der Unterschied in der Auflagerung des

Devons, in Bezug auf die kaledonische Sedimentfolge, macht aber auf diese Distanz gegen 3000 m aus. Ein Hinweis, dass die Einsenkung der kaledonischen Antiklinale im Gebiet von Ella Ø bereits zur Zeit der Ablagerung der Devonkonglomerate bestand! SOMMER (1956) macht nachdrücklich auf die frühe Anlage dieser, quer zur Richtung der Falte verlaufenden, grabenartigen Einsenkung aufmerksam. Am Narhvalsund wurde sie durch die spätern, intra- und postdevonischen Verschiebungen noch verstärkt, sodass die Grenzlinie des Devons auf Ella Ø stark gegen Westen vorspringt. Auf der südlichen Ymers Ø überdecken die Becken-

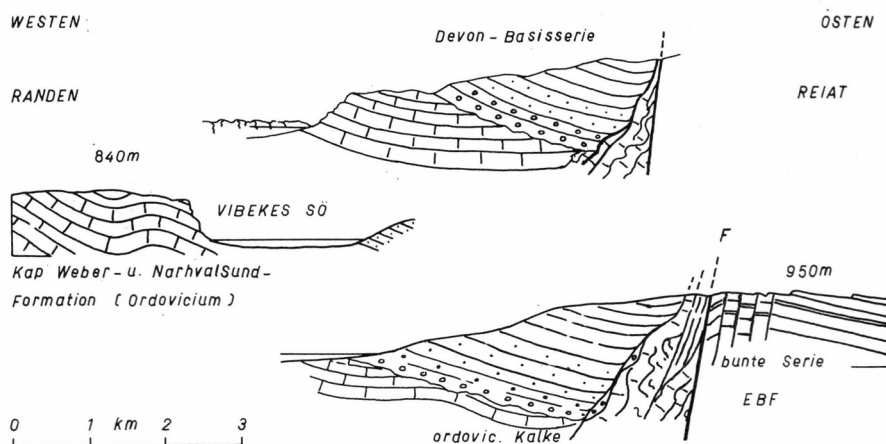


Fig. 3. Profilskizzen durch Randen und Reiat, an Vibekes Sö.

randkonglomerate des Devons tief ravinierte Kalke der oberen Eleonore Bay Formation, stellenweise kommen sie mit dem untern Teil der bunten Serie, sogar mit dem obern der Quarzitserie der Eleonore Bay Formation in Kontakt und überdecken vordevonische Brüche (EHA 1953), währenddem von Duséns Fjord an nordwärts die Auflagerung auf den Formationen des Kambro-Ordoviciums und der Tillite erfolgte.

Auch die Devonschichten fallen, im ganzen gesehen, von der Westgrenze an gegen Osten, der Senke zu ein; stellenweise wird das Absinken durch eine Randflexur verstärkt, sodass in östlicher Richtung die Basischichten und ihre Unterlage rasch in der Tiefe verschwinden.

Durch das Ansteigen der Grossstrukturen treten nördlich des Moskusoksefjordes die tiefern Devonserien aus dem innern Teil der Devon-senke, samt ihrem Untergrund, an die Oberfläche. Man stellt fest, dass die Devonbasisschichten, wenn man sie von Westen gegen Osten, also quer über die Senke verfolgt, mehrere abgetragene kaledonische Falten überdecken. Über den Synklinalen ruht das devonische Basiskonglomerat auf Kambro-Ordovicium, auf den Antiklinalenscheiteln dagegen auf



Fig. 4.

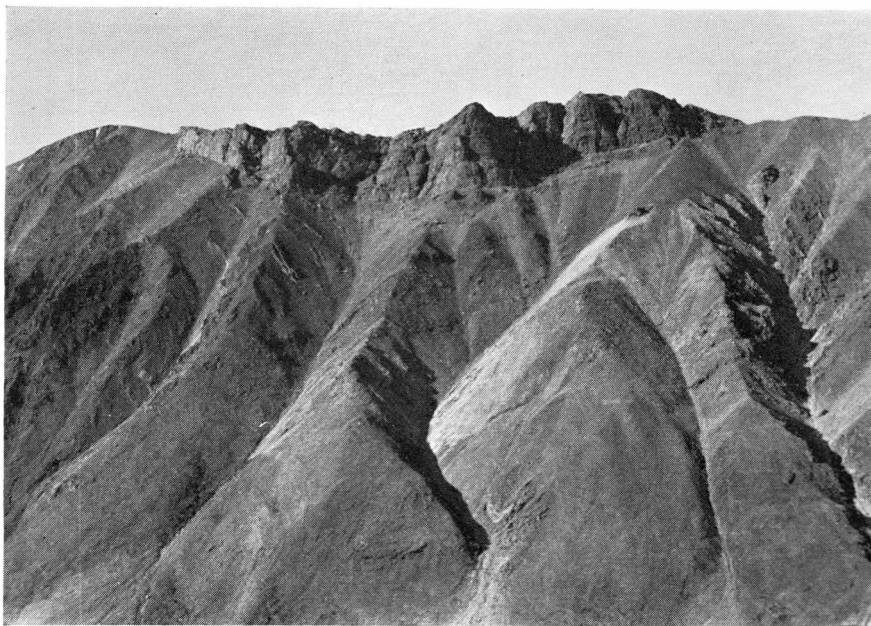


Fig. 5. Relikte von devonischem Basiskonglomerat auf Quarzitschiefern der präkambrischen Eleonore Bay Formation, auf der abgetragenen kaledonischen Antiklinale von Saussures- und Bruns Bjerg im hohen Hudson Land (Nordseite des Ritomsö).

Quarzitschiefern der Eleonore Bay Formation. An einigen Stellen reicht die Transgressionsfläche noch tiefer, bis in die kaledonische Metamorphosefront, und man kann eine Transgressionsamplitude des Devons von weit über 8000 m errechnen. In diesem nördlichen Gebiet sind die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse am Grunde der Devonsenke durch Zusammenschübe, Hebungen und Einsenkungen stark gestört worden. Kaledonischer Unterbau und devonische Überdeckung wurden zusammen bewegt. Doch wurden die verschiedenen Gesteinskomplexe verschieden deformiert. Für die stratigraphische Datierung dieser devonischen Faltungs- und Hebungsphasen geben die Schichten am Moskusoksefjord Auskunft; sie zeigen, dass sich die Bewegungen im devonischen Ablagerungsraum durch Unterbrüche und Winkeldiskordanzen bemerkbar machten, also zweifellos intradevonisch waren. Aufwölbungen hoben die Deckschichten und verbogen sie, Teile des kaledonischen Untergrundes durchstießen, schräg aufwärts dringend, ihre Sedimenthülle und einen Teil der Devonschichten. In diesen selber wurden Schichtpakete abgeschoren und aufgestossen. Die dermassen aus der devonischen Niederung herausgehobenen Falten und Rücken wurden rasch abgetragen und hierauf von jüngern Devonserien wieder zugedeckt. Durch die Relieferneuerung in den Nachbargebieten der Senke verstärkten sich die Schuttfzufuhren; grobe Konglomeratlagen markierten den Beginn neuer Sedimentationsphasen. Aus der Lagerung der Sandsteine und Konglomerate lassen sich am Moskusoksefjord einige lokale, intradevonische Orogenzyklen ableiten. Aufgerichtete und gefaltete Schichten einer tiefern Serie weisen auf eine orogene Phase hin, die Abtragungszeit ist durch die Ausebnung der Falten und einen Hiatus gekennzeichnet, und eine neue Sedimentationsphase wird durch eine transgressive Serie, die die geköpften Falten überdeckt, angezeigt. Je nach dem Ort der Beobachtung liegen die Serien in der devonischen Senke konkordant oder diskordant aufeinander.

Die Faltungsphasen, die sich am Moskusoksefjord ableiten lassen, wurden vom Verfasser (1935 a) als Hudsonlandphasen bezeichnet und entweder als Nachläufer der kaledonischen Hauptfaltung, als Spätphasen betrachtet, oder, ihres mittel- und oberdevonischen Alters wegen, mit der acadischen Orogenese der Appalachen in Parallele gesetzt (1954). Doch müssen die verschiedenen Bewegungen, die durch die Winkeldiskordanzen in den Devonschichten registriert wurden, zum Ablauf eines grössern Orogenaktes gerechnet werden.

Das Old Red Ostgrönlands wurde verschiedentlich mit der alpinen Molasse verglichen (z. B. KOCH, L. 1929, S. 289, BÜTLER, H. 1935 a). Die grossen Ähnlichkeiten in Bezug auf die Mächtigkeiten, das Material, die Entstehung als orogenes, kontinentales Detraktionssediment und den durch spätorogene Bewegungen geprägten Faltungs- und Aufschiebungs-

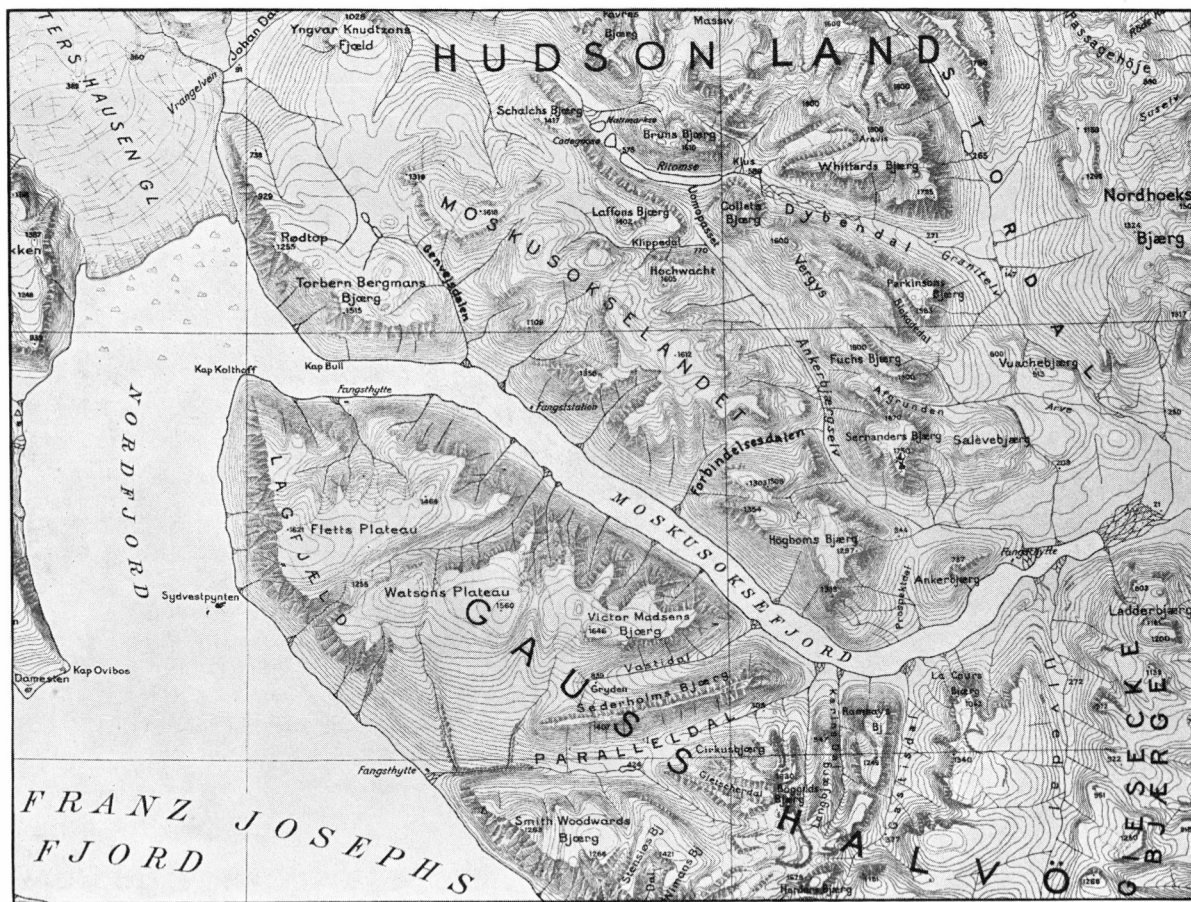


Fig. 6. Das Moskusoksefjord-Gebiet. Karte des Geodätischen Institutes in Kopenhagen. 1:500 000.

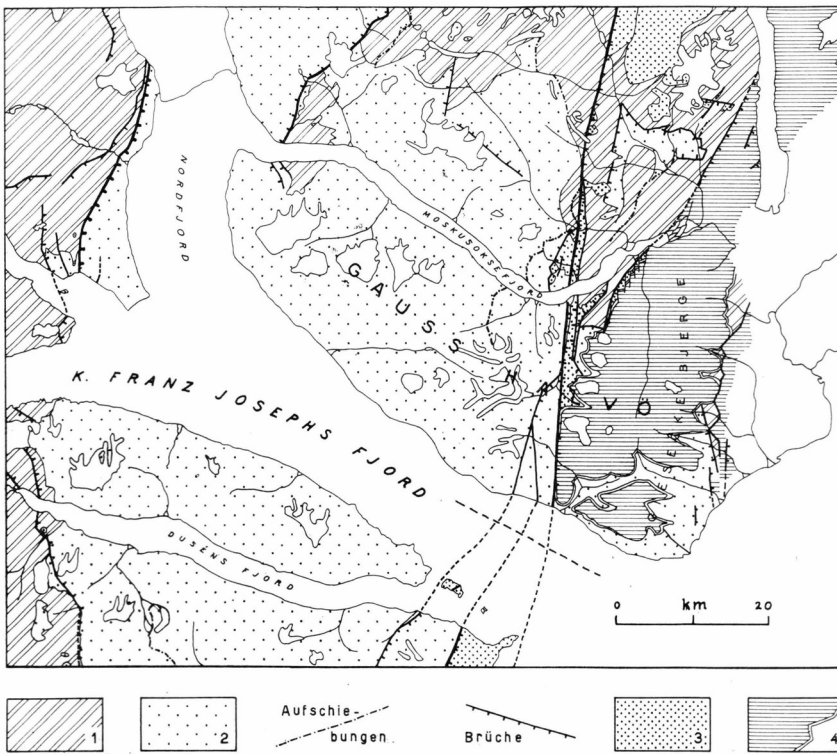


Fig. 7. Geologische Übersichtskarte der Gauss Halvö und des südlichen Hudson Landes. 1:1 000 000.

Legende: 1 prädevonische, kaledonisch gefaltete Gesteine.
 2 Devon
 3 kontinentales Karbon
 4 marines Oberperm und jüngere Überdeckung.

stil erlauben diesen Vergleich. In andern Merkmalen dagegen ist keine Übereinstimmung vorhanden. So bestehen, namentlich was die zeitliche und räumliche Beziehung zum zugehörigen Orogen anbelangt, grosse Unterschiede. Das ostgrönländische Devon überlagert einen kaledonisch gefalteten Unterbau, muss also, in Bezug auf das ältere kaledonische Gebirgssystem, als Innenmolasse bezeichnet werden, auch ist es, auf dieses bezogen, in einem spätern Stadium der Detraktion als die alpine Molasse entstanden. Den Devonsandsteinen ist mancherorts viel vulkanisches Material, Ergüsse, Tuffe und Tuffite beigemischt. Nach diesen Merkmalen würde ein Vergleich mit dem mitteleuropäischen unterpermischen Rotliegenden, einer variskischen Spätmolasse, mehr Übereinstimmung aufweisen.

II. DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE AM MOSKUSOKSEFJORD

A. Der westliche Fjordteil.

Der Moskusoksefjord durchquert zwischen Kap Kolthoff-Kap Bull im Westen und Gastis-Prospektdal im Osten, auf einer ungefähr 50 km langen Strecke, schräg die von Devongesteinen bedeckte Scholle der westlichen Gauss Halvö und des westlichen Hudson Landes. Seine Ufer bieten aufschlussreiche, zusammenhängende Profile zwischen den die Scholle begrenzenden Brüchen: dem breiten, im Oberdevon entstandenen Nordfjordgraben im Westen und dem schmalen, oberkarbonischen oder unterpermischen Graben des Prospekt- und Gastisdals im Osten. Das Ansteigen der Strukturen gegen Norden bewirkt, dass Nord- und Südufer des schmalen Fjordes nicht ganz symmetrisch erscheinen. Auf der Nordseite kommen tiefere Devonserien zum Vorschein und die jüngsten, die im Süden, in der Gauss Halvö, das Dach bilden, verschwinden. Ferner flachen die für die obern Devonserien der Gauss Halvö charakteristischen breiten Sättel und Mulden im Moskusokseland, nördlich des Fjordes aus, und es erscheinen mit den tiefern Lagen Strukturen, die weiter im Süden nicht sichtbar sind.

1. Das kaledonische Kristallin des Inliers.

Dass Devongesteine die Ufer des Moskusoksefjordes einnehmen, wurde bereits von NATHORST (1901) konstatiert. Die geologische Karte von NORDENSKJÖLD (1907), auf der die Ergebnisse der zweiten Deutschen Polarexpedition, der Expeditionen von RYDER und von NATHORST sowie die Beobachtungen während der AMDRUP-HARTZ-Expedition zusammengefasst sind, vermerkt im mittlern und westlichen Teil des Fjordes nur Devongesteine; der östliche Teil blieb unkartiert, bis 1927 von L. KOCH (1929) kaledonische Granite und junge Eruptive angetroffen wurden. Schon im Jahre 1926 stiess WORDIE am westlichen Eingang zum Moskusoksefjord auf ein von Devonschichten überlagertes breites Gewölbe von kristallinen Gesteinen, die er für archaisch hielt. In der Folge ist dieses rings von Devon umschlossene Kristallinareal als Moskus-

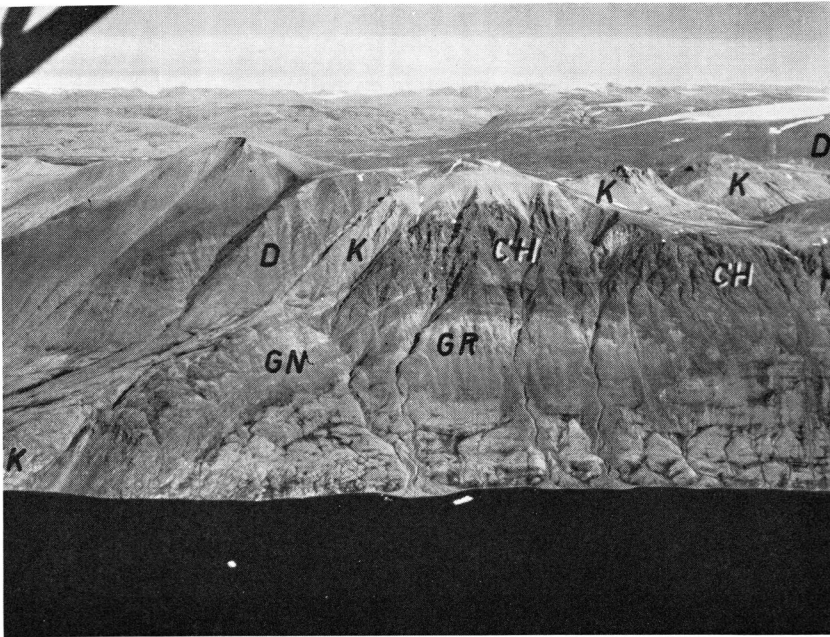


Fig. 8. Der westliche Teil des »Inliers« auf der Nordseite des Moskusoksefjordes; von Süden gesehen. Flugphoto E. Hofer.

Legende: GR Granit, GN Gneise,
CH Chloritschiefer (La Cours Bjerg-Chorismit)
K ordovicische Kalke, D Devon.

oksefjord-Inlier bezeichnet worden. Man kann es als ein gewöhnliches Erosionsfenster ansehen, in dem die Unterlage des devonischen Deckgebirges infolge einer spätern Aufwölbung zum Vorschein kommt. Im Frühjahr 1927 besuchte Koch die Stelle und nahm auf der Südseite des Fjordes, von Kap Kolthoff aus, gegen Osten ein Profil auf. Zuerst stiess er auf gegen Westen einfallende Devonsandsteine und an deren Basis auf ein grobes Konglomerat mit Kristallin- und Kalkgeröllen. Darunter folgten gegen Osten gefaltete Kalke und Schiefer, die er als Eleonore Bay Formation betrachtete, dann kristalline, metamorphe Schiefer und granitische Gneise. Koch zog aus dieser Reihenfolge, und aus dem Vorkommen von alten Sedimenten, den Schluss, dass hier, unter der Devonüberdeckung, ein Teil des kaledonischen Gebirgsbaues sichtbar geworden ist. In der geologischen Karte trug er die angetroffenen Sedimente und das Kristallin als kaledonisch gefaltetes und metamorphisiertes Algonkium ein. Da sowohl an der West- wie an der Ostflanke des in N-S-Richtung streichenden Kristallingewölbes die Devonschichten nach aussen fallen, gelangte Koch zur Ansicht, es handle sich um einen kaledonischen Gebirgszug, an den sich die Devongesteine angelagert hätten.

Auf der zweiten von WORDIE, im Jahre 1929, geführten Expedition haben PARKINSON und WHITTARD (1931) den Inlier genauer untersucht. Sie fanden am nördlichen Ufer, unter Torbern Bergmans Bjerg, in den gegen Westen an einer Verwerfung abgeschleppten Kalken, *Gastropoden*-Reste, die auf ein frühpaläozoisches Alter der Sedimente schliessen liessen. Auch PARKINSON und WHITTARD betrachteten die geneigten Devonschichten an den Gewölbeflanken als devonische Schuttkegel, deren Schüttung vom entblösten »archaischen« Gneisgebiet ausgegangen sei. Doch stellten sie fest, dass auf der Westseite des Inliers der Gesteinsverband zwischen Kristallin, Kalk und Devonkonglomerat durch eine Verwerfung gestört ist. POULSEN (1937) zählte den Kalk, aus dem die Fossilreste stammen, zur Cass Fjord Formation und hielt es für wahrscheinlich, dass auch die Kap Weber Formation vertreten sei. Die Sedimente zwischen Kristallin und Devon wurden somit als ordovicisch bestimmt.

WISEMAN (1932) beschrieb die für archaisch gehaltenen Kristallingesteine des Inliers und erwähnte dabei aus dem Zentrum des Gewölbes Augengneise und granitische Gesteine, die von einer Hülle von Paragneisen und Paraschiefern (Biotitmuskowitschiefer, Biotitligoklasgneise, Biotitgranatgneise, Hornblendegneise, Amphibolite und ultrabasische Gesteine) mit eingelagerten Orthogesteinen umgeben seien.

Im gleichen Jahre wie WHITTARD (1929) besuchte BACKLUND, Mitglied der dänischen Expedition von L. KOCH, die Kristallinvorkommen am Moskusoksefjord. Er widmete dem Inlier nur einige kurze Bemerkungen (1930, S. 254. 1932, S. 11 und 35) und hielt dabei fest, dass das Kristallingewölbe gegen Süden taucht, und dass in seinem Kern granitische Gesteine vorherrschen. Ferner trete, vor allem im westlichen Teil, der migmatische Charakter des Granits deutlich hervor und lasse stellenweise noch die sedimentäre Komponente erkennen. BACKLUND teilte die Ansicht KOCHS, dass es sich um Kristallin handelt, das aus der kaledonischen Revolutionsphase, d. h. der Magmaintrusion und der dabei erfolgten Umbildung der Sedimente hervorgegangen ist. Auch auf der Südseite des Fjordes trennte BACKLUND Schiefer, Kalke und Devongesteine durch N-S streichende Verwerfungen vom Kristallin ab und gab damit an, dass es sich um keine normale Aufeinanderfolge handeln konnte. Er glaubte, es sei gegen Westen eine aus 4 Staffeln bestehende Bruchzone vorhanden (1932, S. 36). Auch auf der Ostseite des Gewölbes nahm er einen Bruch als Grenze zwischen Kristallin und Sedimenten an. Die Verwerfungen bezeichnete er als prädevonisch. Leider treten, infolge der unzulänglichen Kartenunterlage, auf der geologischen Karte BACKLUNDS die räumlichen Zusammenhänge nicht klar hervor.

TEICHERT (1933) stellte ebenfalls fest, dass die Westgrenze des »Gneissmassivs« durch eine Verwerfung gebildet wird, die, da sie das

hangende Devon nicht durchsetze, prädevonisch sein müsse. Auf dem Südufer des Fjordes beobachtete er an der Ostflanke des Gewölbes zwei, ihrer Lagerung und ihrem Geröllinhalt nach verschiedene Konglomerate (1933, Abb. 17 u. 18). Das ältere der beiden, das dem Kristallin aufliegt, fällt ziemlich steil gegen Osten ein, während das jüngere, schwächer gegen Westen ansteigend, das untere Konglomerat abschneidet, um dann seinerseits das Kristallin zu überdecken. TEICHERT nahm nun an, dass das untere Konglomerat nicht dem echten Devonbasiskonglomerat entspreche, sondern älter sei, und dass erst das jüngere der beiden, das von Sandsteinen überlagert wird, die Devonbasis darstelle.

Im Frühjahr 1934 sah BÜTLER, dass an der von TEICHERT am südlichen Ufer aufgenommenen Stelle noch ein weiteres, tieferes Konglomerat vorhanden ist, sodass also drei nach Alter, Lagerung und Zusammensetzung unterschiedliche Konglomerate zu sehen sind. Im Gegensatz zu TEICHERT hat er alle als devonisch betrachtet, und die spätern Aufnahmen haben diese Annahme bestätigt. Ihre mehr oder weniger starke Aufrichtung verdanken die Konglomerate Bewegungen, die vom Kristallgebiet des Inliers ausgingen und grössere Diskordanzen während der Ablagerung der devonischen Serien verursachten. Auch zeigte sich, dass die Verwerfung an der Westseite des Inliers wohl die tiefern Devonlagen, nicht aber die obersten ergriff, sodass der Bruch, der den Ostrand des Nordfjordgrabens darstellt, als intradevonisch datiert werden muss. Er ist jünger als der Aufstieg des Inlierkristallins, und die gewölbeartige Lagerung der Gneise und Schiefer ist zum Teil durch die flexurartige Umbiegung an der Verwerfung entstanden. BÜTLER (1935 a) leitete aus der Schrägstellung der Devonserien an Inlier verschiedene orogene Bewegungen ab, deren Auswirkungen im Hudson Land bei den Kartierungen von 1936 und 1938 weiter verfolgt wurden. Es zeigte sich, dass dem Inlierkristallin nördlich des Fjordes Schuppen aus der obern kaledonischen Sedimentfolge (Kalke der obersten Eleonore Bay Formation, Tillite, Kambro-Ordovicium) aufsitzen.

Im Sommer 1952 untersuchte DAL VESCO (1954) während einiger Zeit die Kristallinvorkommen am Moskusoksefjord. Am Inlier stellte er fest, dass sich die von BÜTLER aus der Lagerung des Devons abgeleiteten orogenen Bewegungen auch im Kristallin bemerkbar machten. Wir folgen hier der Beschreibung, die DAL VESCO vom schalenartigen Aufbau des Inliergewölbes gab (1954, S. 7 u. f.): »Der Kern desselben besteht aus einem rosafarben anwitternden, heterogenkörnigen Granit, der gegen aussen von einer eher massigen in eine intensiv geschieferte Textur, d. h. einen Granitgneis übergeht. Am äussern Rand sind stellenweise richtige Injektionsgneise vorhanden. Der granitische Kern ist von radial ausstrahlenden Pegmatitadern durchsetzt, die am Rande des Granites abgeschnitten sind. Dies und die randliche Verschieferung des Granites

deuten auf eine postkristalline, tektonische Verschiebung der Gesteinskomplexe hin. Über dem granitischen Kern liegt zunächst eine Hülle von Biotitgneis (D. V. 1954, Fig. 2). In dieser sieht man konkordante, bisweilen aber auch schwach schräg durchschneidende Pegmatitadern, die mit den radialen des Granits genetisch zusammenhängen müssen, jedoch nachträglich abgerissen und verschiefert worden sind. Am Südufer des Fjordes schiebt sich auf der Westseite zwischen Granit und Biotitgneis eine unregelmässig verlaufende Zone von lagenartig abwechselnden (stromatitischen) Gneisen ein, die wahrscheinlich die wahren Kontaktgesteine des Granites darstellen, währenddem die Biotitgneise eine äussere Hülle bildeten, die erst nachträglich durch tektonische Bewegungen direkt mit dem Granit in Kontakt kam.«

Die äusserste, stellenweise wohl verdoppelte Hülle bildet eine 300 bis 400 m mächtige, komplex struierte, aus mehreren Gefügeteilen bestehende und von Adern durchsetzte (chorismatisch-phlebitische) Serie. Ein ähnlicher Gesteinskomplex wurde im östlichen Teil des Fjordes, an La Cours Bjerg angetroffen und als La Cours Bjerg-Chorismit bezeichnet. DAL VESCO charakterisierte dieses Gestein der Inlierhülle ungefähr folgendermassen: »Die Grundmasse, das Kyriosom, ist meist ein Chloritgneis, durchsetzt von einem Adernetz und Nestern eines aplitischen, lachsroten Akyrosoms, das in dickern Bändern und grössern Linsen eine granitische Struktur annimmt. Die Grenzen zwischen Akyrosom und Kyriosom können gelegentlich verwischt sein, sodass dann ein richtiges Mischgestein vorliegt, in dem aber die Komponenten der beiden noch erkennbar bleiben. Ferner ist das Gestein von Gängen und Adern eines Pegmatites durchwoben, die in das aplitisch-granitische Gefüge kontinuierlich überleiten. Beide gehören demselben genetischen Prozess an. Dem Chloritgneis sind bank- oder linsenförmige, mehr oder weniger konkordante Lagen von Plagioklasamphibolit eingelagert, die ebenfalls vom Akyrosom durchstreift sind. Am Nordufer des Fjordes liegt im Osten ein grösserer Komplex von Plagioklasamphiboliten konkordant zwischen Biotit-Augengneisserie und dem Chorismit.

In der äussern, chorismatischen Hülle sind auch grössere Massen von basischen und ultrabasischen Gesteinen eingeschlossen. So ist z. B. auf der Nordseite, im Osten über den Plagioklasamphiboliten, eine grössere Linse von monoschematischem Hornblendit vorhanden. Gegen oben löst sie sich in Apophysen auf, die zur Textur des Nebengesteins leicht diskordant verlaufen. Da das basische Gestein von den granitisch-aplitischen Gängen nicht durchsetzt ist, muss es als das jüngste Glied des Kristallinkomplexes des Inliers betrachtet werden.«

Bewegungsflächen begrenzen allseitig das kristalline, kaledonische Grundgebirge des Inliers; DAL VESCO bringt die Entstehung der starken Kataklyse der äussern Hüllen mit ihnen in Verbindung.

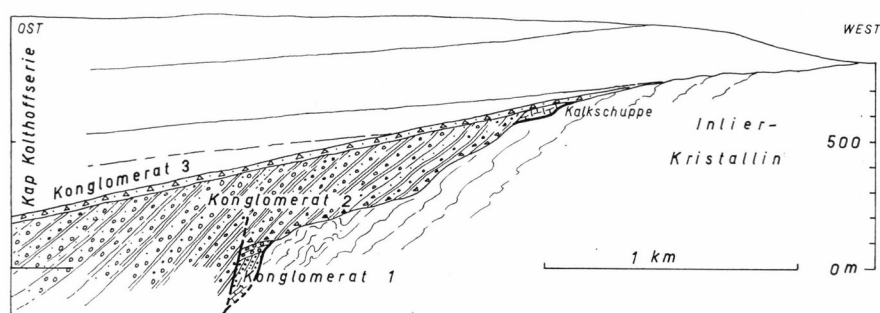


Fig. 9. Lagerung der Devorkonglomerate an der Ostseite des Inliers, am südlichen Fjordufer. Profilskizze.

Das Konglomerat 2 ist schräg zu seinem Streichen durchschnitten, weshalb die Mächtigkeit zu gross erscheint.

2. Die Lagerung der Devorkonglomerate am Inlier, auf der Südseite des Fjordes.

Die Lagerungsverhältnisse der Devorkonglomerate sind am besten am südlichen Ufer des Moskusoksefjordes, und zwar an der Ostseite des Inliers zu überblicken. TEICHERT (1933, Fig. 17 und 18) hat die Lokalität abgebildet. Ungefähr 11 km östlich Kap Kolthoff, dort wo die Küste gegen SE umbiegt und das Ufergelände flacher wird, befindet sich die Grenze zwischen dem Inlierkristallin und den sich ostwärts anschliessenden Devorkonglomeraten. Den Rand des Inliers bilden die grünlichen, aplitisch-granitisch und pegmatitisch durchaderten Chloritschiefer. Sie streichen ungefähr N—S und fallen mit 40 bis 45° gegen Osten ein. Am Strand und unmittelbar darüber folgen nun gegen Osten, über einem anomalen, bewegten Kontakt, auf einer Strecke von ungefähr 100 m, Konglomerate, die fast ausschliesslich aus Kalktrümmern zusammengesetzt sind. Folgt man der Grenze zwischen Konglomerat und Kristallin hangaufwärts, so setzt in ca. 80 m Höhe das Kalkkonglomerat aus, und ein höheres, jüngerer Konglomerat kommt mit den Chloritschiefern in Kontakt. Das auskeilende Kalkkonglomerat scheint sich, soweit die Zerrüttung des Komplexes und die Schuttbedeckung die Beobachtung zulassen, aus einem oberen, im ganzen NE—SW streichenden und steil gegen SE abfallenden, grobbankigen, und einem untern, weniger grobkörnigen und gut geschichteten, steil gegen Osten einfallenden Teil zusammenzusetzen. Doch ist es unmöglich, ein Schichtenprofil aufzunehmen, denn der ganze Komplex wurde in grosse Blöcke zerlegt, die gegeneinander verstellt sind. Risse und Spalten wurden mit Calcit ausgefüllt, sodass das Gestein von einem weissen Adernetz durchzogen ist. Das Kalkkonglomerat stellt zweifellos die Basis der Devonablagerungen in diesem Gebiet dar, seine Komponenten entstammen zur



Fig. 10. Basisbrekzie des Devonkonglomerates II am Inlier.

Hauptsache kambro-ordovicischen Kalken, vereinzelt finden sich aber auch Stücke von Kalken und Quarziten aus der obern Eleonore Bay Formation, dagegen fehlt Kristallin. Im obern, größern Teil finden sich Blöcke bis zu 60 cm im Durchmesser, dem untern sind rote Sandsteinschmitzen eingelagert. Die andernorts das Basiskonglomerat überlagernden Sandsteine fehlen. Gegen Westen, dem Kristallin zu, ist das Kalkkonglomerat durch Bewegungsflächen abgegrenzt, es stellt offensichtlich den Rest einer, von seiner Unterlage abgetrennten, tektonischen Schuppe dar. Am Berghang überdeckt ein höheres, autochthones Konglomerat diskordant die Kalknagelfluh. Der Kontakt zwischen den beiden ist kaum gestört und entspricht der Auflagerungsfläche des Hangenden. Die Verschuppung des Kalkkonglomerates muss also vor der Ablagerung des jüngern Konglomerates, während den der Hudsonlandphase I zugezählten Bewegungen erfolgt sein.

Auf die untere, reliktsche Kalknagelfluh, die wir als Konglomerat I bezeichnen, folgt also gegen oben und gegen Osten das höhere, ungefähr 500 bis 600 m mächtige Konglomerat II, das sich vom liegenden sowohl durch seine diskordante Lagerung, wie auch durch die Zusammensetzung unterscheidet. Es fällt stark gegen Osten ein, doch weniger steil als das untere, überschneidet dieses und liegt gegen Westen den kristallinen Schiefern des Inliers auf. Wo es diese berührt, ist es als grobe, ungeordnete Basalbrekzie ausgebildet, deren Komponen-

ten ausschliesslich aus der Unterlage stammen. Chlorit-, Biotit-, Ader- und Granitgneise sowie Amphibolite und Hornblendite sind vertreten. Die Trümmer sind meist eckig; das feinere Füllmaterial besteht aus Verwitterungsgrus, kleinem, eckigem Schutt derselben Gesteine, und ist, im Gegensatz zu den hangenden Schichten des Komplexes, nur schlecht verkittet. Die grössern Trümmer besitzen in der Regel 10 bis 20 cm Länge, doch kommen Blöcke von über $\frac{1}{2}$ m im Durchmesser vor. Über dieser schlecht geschichteten Basisbrekzie liegen gebankte Konglomerate, in denen ungleich gerundete, ortsfremde Komponenten dominieren, vor allem Blöcke eines rötlichen, gleichkörnigen Zweiglimmergranits, daneben Dolomite, Schiefer und Quarzite der Eleonore Bay Formation, vereinzelt auch Stücke des Kalkkonglomerates aus der Devonbasis und graue Devonsandsteine. Noch treten keine Rhyolithe auf. Im oberen Teil des Konglomerates überwiegen bei weitem die ortsfremden Granitgerölle, Kristallin des Inliers tritt in der groben Fraktion ganz zurück.

Die Schichtfolge des Konglomerates II setzt sich aus einer oft wiederholten Wechsellagerung von sehr groben, nach oben jeweils feiner werdenden Konglomeraten und grob-bis feinkörnigen, schieferigen und glimmerreichen Sandsteinen zusammen. Die gut verkitteten Konglomerate treten als Bodenrippen, die Sandsteinlagen als flache Hohlkehlen im Gelände hervor (vergl. TEICHERT, 1933, Fig. 17). Da der Fuss des Berghanges nur langsam ansteigt, können die Erhöhungen und Vertiefungen im gebogenen Streichen der Schichten ein bis zwei Kilometer weit durch das hügelige Küstengelände verfolgt werden. In den Grobkonglomeraten fallen Blöcke von über 1 m Durchmesser auf, solche von 40 bis 50 cm sind häufig. Eine Sequenz umfasst meist Schichten von ungefähr 40 m Mächtigkeit, wobei $\frac{2}{3}$ bis $\frac{3}{4}$ auf die groben Konglomerate entfallen. Einzig im untern Teil tritt eine rote, schiefrige Sandsteinlage von etwas mehr als 20 m Mächtigkeit auf.

Die oberen Konglomeratschichten, die an der Fjordumbiegung im östlichen Teil des Vorkommens anstehen, fallen mit ungefähr 40° gegen Osten ein. Am Strand nimmt die Neigung gegen Westen bis auf 65° zu, darüber, am Berghang, ist sie geringer. Merkwürdig sind die Lagerungsverhältnisse des Konglomerates zur alten, von ihm bedeckten Landfläche, soweit diese durch die kristallinen Schiefer schneidet. Am Berghang, zwischen 180 und 240 m Höhe, wo gute Aufschlüsse vorhanden sind, sinkt die Transgressionsfläche mit 25 bis 30° gegen Osten ab, währenddem die daraufliegenden Konglomeratbänke Neigungen in derselben Richtung von 40 bis 50° aufweisen. Denkt man sich nun die Konglomerate und Sandsteine in eine flache Lage zurückversetzt, so müsste eine Umkehrung der Neigung der alten Landfläche gegen Westen eintreten. Man muss annehmen, dass die jetzige, verkehrt erscheinende Anlagerung der Schichten durch eine starke Hebung des mittlern und

westlichen Teils des Inliers während und nach der Ablagerung des Konglomerates II zustande kam. Die Zufuhr des ortsfremden Schuttes muss deshalb von Osten oder Nordosten her, von der ursprünglich höhern Seite aus erfolgt sein.

Da noch ein drittes, ebenfalls diskordantes und gegen Osten geneigtes Konglomerat die untere Schichtfolge abschneidet, ist das ursprünglich Hangende des Konglomerates II nicht mehr vorhanden. Es dürfte, wie die Aufschlüsse im östlichen Fjordteil zeigen, eine vorwiegend graue Sandsteinserie gewesen sein.

Das Konglomerat III fällt von weitem durch die winkeldiskordante Lagerung gegenüber seinem Liegenden auf. Es setzt in ungefähr 650 m Höhe, fast auf dem Inlierscheitel ein und fällt als dunkles, 10 bis 15 m hohes Felsband, mit einer ziemlich gleichmässigen Neigung von 12 bis 15°, über die Schichtköpfe des Konglomerates II hinweg gegen ESE ab (vergl. T. II). Es handelt sich um eine Brekzie, die fast nur Trümmermaterial aus dem Inlierkristallin enthält. Unsortiert liegen grosse und kleine, plattige und eckige Stücke beisammen, darunter Blöcke von über einem Meter im Durchmesser. Der verwitterte Kleinschutt, das Bindemittel und die eingelagerten Sandschmitzen geben der Brekzienbank eine dunkelbraune Färbung. Vereinzelt vorkommende runde Granit- und Kalkgerölle dürften aus den liegenden Konglomeraten stammen. Auch hier fehlen Rhyolithgerölle noch ganz. Nach oben folgt eine Wechsellagerung von Feinbrekzien und roten, schiefrigen Sandsteinen. Sie gibt den Übergang zu einer Sandsteinfolge an, die unter Watsons Plateau über 1000 m mächtig ist und gegen Osten und Norden stark anschwillt. Diese Schichtfolge, von der das Konglomerat III die Basis darstellt, wurde als Kap Kolthoffserie bezeichnet. Ihre Basisbrekzie wird gegen Osten, mit der Entfernung vom Inlier, dünner und hört wahrscheinlich ganz auf. An ihrer Stelle erscheinen westlich Högboms Bjerg, wo die Kap Kolthoffserie konkordant auf der Unterlage ruht, helle, konglomeratisehe Sandsteine. Im innern Hudson Land, am obern Ankerbjergsely, stellen sich jedoch wieder grobe Konglomerate, aber von anderer Zusammensetzung ein.

Der Ablagerung des Konglomerates III ging die starke Schrägstellung des Konglomerates II und eine starke Abtragung am Inlier voraus, auch in andern Arealen fand gleichzeitig eine Reliefbelebung statt. Auf diese, der Hudsonlandphase II zugeschriebenen Bewegungen folgte die Ablagerung der in einem grossen Gebiet stark diskordanten Kap Kolthoffserie. Diese setzt sich an der Nordseite von Watsons Plateau auf der Gauss Halvö von unten nach oben aus folgenden Gliedern zusammen:

- a. Über der Basisbrekzie liegen ca. 300 m intensiv rotbraune, kreuzschichtige Sandsteine, darüber

- b. 400 bis 500 m vorwiegend hellgraue bis graugrüne, harte Sandsteine, die von roten Schichtbändern durchzogen sind. Darüber folgen abermals
- c. 200 bis 300 m rotbraune Sandsteine. Sie überdecken auf dem südlichen Fjordufer, gegenüber der auf der Karte verzeichneten Fangstation, einen in den grauen Sandsteinen steckenden rhyolithischen Schlotgang.
- d. Dort wo die ganze Kap Kolthoffserie erhalten blieb, bilden vorwiegend hellgraue Sandsteine den Abschluss. Ihre Mächtigkeit schwankt, stellenweise fehlen sie sogar, denn die hellgrauen, konglomeratischen Schichten im Hangenden, die die Basis der nächstfolgenden höhern Serie, der Kap Graahserie, darstellen, überdecken sie mit deutlicher Winkel- und Erosionsdiskordanz.

Südöstlich des Inliers fallen die Schichten der Kap Kolthoffserie, nach einer schwachen Aufwölbung, in eine breite, flache Mulde ab, in deren Zentrum, unter Victor Madsens Bjerg, die Basis der Kap Graahserie bis fast auf Meeresspiegel kommt (siehe Fig. 15 u. 16).

Am östlichen Rand des Inlierkristallins stösst man in ungefähr 550 m Höhe auf zerrüttete, brekzierte, graue, zum grossen Teil marmorisierte Kalke, die zwischen den Gneisen und dem Konglomerat II liegen. Es handelt sich um eine tektonisierte Kalkschuppe, einen kleinen Rest der ursprünglich vorhandenen, auseinandergerissenen Sedimentumhüllung des Inlierkristallins, in einer ähnlichen Lage wie das Kalkkonglomerat I am Fjordufer. Kalkschuppe und Konglomerat II wurden von der Kap Kolthoffbrekzie (Konglomerat III) überlagert, und von ungefähr 650 m Höhe an liegt diese eine Strecke weit dem Inlierkristallin auf. Da jedoch die Schichten der Kap Kolthoffserie schwächer als die Oberfläche des Kristallins gegen Westen ansteigen, keilen gegen den Scheitel des Inliers zu die roten Basisschichten aus, und die im vorstehenden Profil unter *b* angeführten grauen Sandsteine kommen mit den Gneisen in Kontakt. Der Inlier überragte einst als niedriger Höhenrücken die Aufschüttungsebene des untern Teils der Kap Kolthoffserie und versank dann im angeschwemmten Schutt. Die noch höhern Teile der Serie gehen auf der Nordseite von Fletts Plateau, im Innern der westlichen Gauss Halvö, ohne Unterbruch über den Inlier hinweg. Ein nach ihrer Ablagerung nochmals einsetzender Auftrieb wölbte die Schichten über dem Inlierscheitel schwach, antiklinalartig auf, sodass sie nach Osten und Westen abfallen. In dieser letztern Richtung wurden sie hierauf durch den Einbruch des Nordfjordgrabens stark abgelenkt.

Ein Stück der alten Kristallinoberfläche ist auf dem Bergvorsprung abgedeckt, der sich über dem Fjord, ca. 890 m hoch, südöstlich über der am Südufer eingezeichneten Fangsthytte befindet. Die ziemlich ebene Fläche fällt an jener Stelle mit 10 bis 15° gegen Süden ab, schneidet durch gefaltete Biotit- und Hornblendegneise, die durchschnittlich mit ca. 30° gegen SE einfallen, und taucht unter die Devonsandsteine von Fletts Plateau. In der Verlängerung gegen Süden, an Kejser Franz Josephs Fjord, ist nichts mehr vom Inlier zu sehen. An der Nordseite

von Fletts Plateau überlagern die durch steile Wände und intensiv rote Färbung hervortretenden Kap Graahsandsteine mit deutlicher Winkeldiskordanz die Kap Kolthoffschichten und bilden zwischen den Kartenpunkten 1469 und 1621 eine breite, flache, in N-S-Richtung verlaufende, und gegen Süden absinkende Mulde. Ihre Achsenlinie liegt ungefähr über dem Scheitel des Inliers, also dort, wo die Schichten der Kap Kolthoffserie eine flache Aufwölbung zeigen. In der Zeitspanne, die zwischen der Aufbiegung der Kap Kolthoffschichten und der Ablagerung der Kap Graahserie liegt, wurden die Sandsteine über dem Inlierscheitel grösstenteils abgetragen, sodass dort die Kap Kolthoffserie nur noch mit 250 bis 300 m vertreten ist. Wo die Schichten gegen Westen zum Nordfjordgraben absinken, biegen sich die der Kap Graahserie auf. Ein Zeichen, dass die Kap Graahserie nicht mehr an der Nordfjordflexur beteiligt war, und dass die Entstehung des Nordfjordgrabens zeitlich zwischen die Ablagerung der beiden Serien fällt! Die schwache Faltung der Kap Graahserie erfolgte in einem spätern Zeitpunkt.

Blickt man von der Höhe des Inliergewölbes gegen Norden auf die andere Fjordseite hinüber, so fällt auf, dass dort, nordöstlich Torbern Bergmans Bjerg, der obere, rote Teil der Kap Kolthoffserie viel mächtiger ist, und dass die Rotfärbung in östlicher Richtung auf den tiefern, grauen Serienteil übergreift. Gegen Westen dagegen, wo die roten Schichten unter den Gipfel des Berges, dem Nordfjord zu einfallen, nehmen sie ab und gehen am Waltershausen Gletscher in graue Sandsteine über.

Auf der Westseite des Inliers sind die stratigraphischen Zusammenhänge durch Verschiebungen im Inlierkristallin und Brüche am Rande des Nordfjordgrabens zerrissen worden. Doch lassen sich, im ganzen gesehen, die gleichen Serienteile wie auf der Ostseite erkennen. Im tiefen Taleinschnitt, der auf der Südseite des Fjordes, gegenüber Kap Bull, bei der auf der Karte eingezeichneten Fangsthytte ausmündet, trifft man am Strand, vom Bache aus gegen Westen, folgende Schichten an (vergl. Fig. 11 und 12):

1. Rot durchaderte und rot gebänderte Chloritgneise, die zum Komplex des La Cours Bjerg-Chorismits gehören, bilden den Westrand des Kristallins. Sie fallen steil, mit ungefähr 80°, gegen Westen ein. Der Gesteinsverband ist in der Randzone zerrissen und teilweise mylonitisiert worden. Es geht hier, ungefähr parallel zur Schieferung, eine der grossen Abschiebungen des Grabenrandes durch.
2. Dann folgen, ebenfalls steil gegen Westen abfallend, dunkle, verschiefterte Kalke, ca. 100 m mächtig. Sie erinnern an die schwarzen Kalkschiefer aus der obern Eleonore Bay Formation und sind durch eine weitere steile Bruchfläche begrenzt. An diese stossen
3. teils brekzierte, teils unregelmässig verbogene und zusammengestauchte, verschiefterte graue Devonsandsteine, die
4. durch eine Brekzien- und Konglomeratbank von ca. 5 m Dicke überlagert sind. Die Bank fällt nur noch mit ungefähr 30° gegen Westen ein. Die darin vorkom-

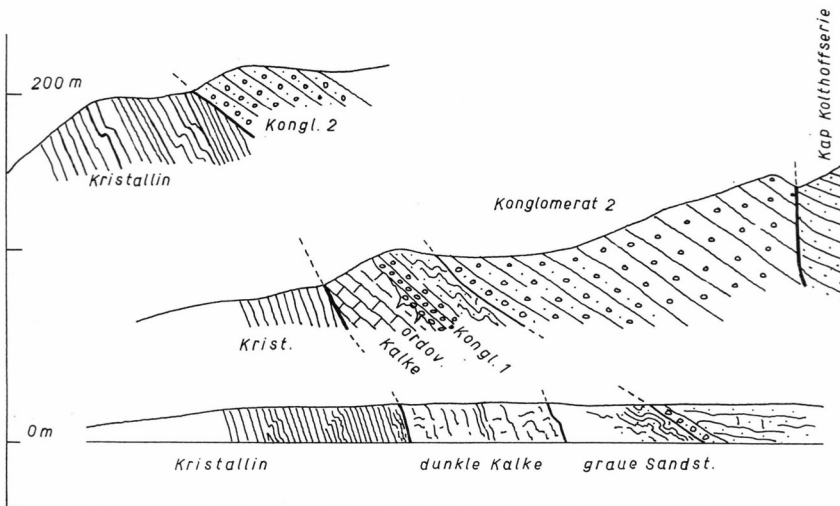


Fig. 11. Die Devonkonglomerate an der Westseite des Inliers auf dem südlichen Fjordufer. Profilskizzen.

menden Gesteinstrümmer stammen fast alle aus dem Inlierkristallin. Darüber folgen

5. graue, wirt zerbrochene Sandsteine.

Bergwärts, nur ca. 40 bis 50 m höher, stösst man auf eine etwas andere Schichtenfolge. Man sieht dort, immer auf der Westseite des Baches, von Osten gegen Westen:

1. Rot durchaderte Chloritschiefer, die mit 70 bis 75° gegen Westen einfallen.
2. Darauf, über einem bewegten Kontakt, eine Schuppe von gelblich anwitternden, im Anschlag hellgrauen, gut geschichteten dolomitischen Kalken, die mit ungefähr 50° gegen Westen geneigt sind. Wahrscheinlich handelt es sich um Kalke der ordovicischen Dolomite Pointe Formation. Der nur ungefähr 25 m mächtige Komplex wird von einigen hellgrauen, von Calcitadern und Silexschnüren durchzogenen Kalkbänken, wahrscheinlich einem Rest von Kap Weber Formation, überlagert.
3. Ohne auffällige Grenze gehen die Kalke in eine graue Kalkbrekzie über, die mit der Unterlage innig verzahnt ist und nur Trümmer aus dieser enthält. Risse und Spalten, die in die Kalke hinunterreichen, sind mit dem rötlichen, sandigen Füllmaterial und dem Bindemittel der Brekzie ausgefüllt. Ohne Zweifel handelt es sich um die devonische Basisbrekzie, die nach oben in ein geschichtetes Konglomerat (Konglomerat I) übergeht, das neben Kalktrümmern auch Quarzite aus der Eleonore Bay Formation, jedoch kein Kristallin führt. Dieses Konglomerat ist nur mit einigen Meter Mächtigkeit vertreten und in seiner Ausdehnung auf die Kalkschuppe beschränkt. Es ist mit derselben durch die tektonischen Verschiebungen in seine jetzige Stellung gelangt.
4. Ungefähr 30 bis 40 m mächtige, zerbrochene und zusammengestauchte, von ihrer Unterlage abgelöste, graue Devonsandsteine aus der Basisserie überlagern das Konglomerat und werden

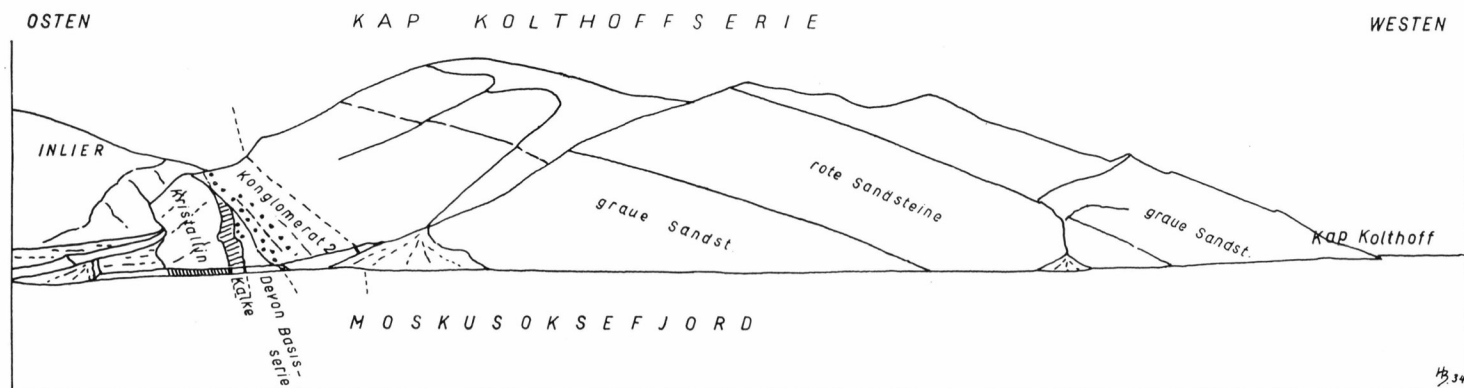


Fig. 12. Die Kap Kolthoffserie auf der Südseite des Moskusoksefjordes, zwischen dem Inlierkristallin und Kap Kolthoff. Perspektivische Skizze, mit Blick von Norden auf die Nordwestecke der Gauss Halvö.

5. von dem 200 bis 300 m mächtigen Konglomerat II diskordant überdeckt. Dieses enthält hier fast nur Trümmer aus dem Inlierkristallin, daneben etwas graue Kalke und Quarzite. Die Bänke fallen noch mit ungefähr 30° gegen WNW ein.

Noch etwas höher am Berghang, 150 bis 200 m ü. M., liegt dieses Konglomerat direkt den kristallinen Gesteinen des Inliers auf; Kalke und Devonbasis-konglomerat fehlen.

Da sich seinerzeit (BÜTLER 1935 a) für das Konglomerat II keine geeignete benannte Typlokalität finden liess, wurde das auf der gegenüberliegenden Fjord-seite befindliche Kap Bull für die Serienbezeichnung benützt und das Konglomerat als Basis der Kap Bullserie bezeichnet. An Kap Bull selber ist es jedoch nicht zu sehen, dort sind wahrscheinlich nur die Sandsteine des obersten Serienteils anstehend. An Ramsays Bjerg, im östlichen Fjordteil, ist aber der grösste Teil der Serie aufgeschlossen, sodass die Bezeichnung Ramsays Bjergserie vorzuziehen ist.

6. An einer steilen Verwerfung stösst das Konglomerat II westwärts gegen graue und blass rötliche Sandsteine, die dem mittlern Teil der Kap Kolthoffserie von der Ostseite des Inliers entsprechen. Der obere, mächtige Teil dieser Serie nimmt nun das Fjordufer bis zum Kap Kolthoff ein.

Die gegen 400 m mächtigen, grauen, groben Arkosen verdanken ihre blass rötliche Tönung roten Feldspäten und roten Rhyolithkörnern. Die Schichten fallen durchschnittlich mit 25° gegen Westen ein.

7. Über ihnen liegen intensiv rotbraun gefärbte, gegen 300 m mächtige Sandsteine, die den roten Schichten des mittlern Teils der Serie entsprechen, d. h. dem Teil, der auf der Nordseite des Fjordes den Inlier überdeckt und unter Torbern Bergmans Bjerg einfällt. Auf der Südseite des Fjordes sinken sie unter Meeresspiegel, sodass sie dort nicht weit nach Westen verfolgt werden können. Gegen Kap Kolthoff folgt auf sie
8. eine mächtige Folge von grobkörnigen grauen Arkosen. Sie schliessen zahlreiche gerundete Einzelgerölle und Geröllinsen ein und fallen am Kap mit 15 bis 25° gegen Westen ab. Die Schrägschieferung der Bänke, die durchschnittlich stärker als die Schichtflächen gegen SW geneigt ist, zeigt an, dass die Schüttung auch an dieser Stelle wahrscheinlich aus Osten und Nordosten kam.

Zusammenfassung und Interpretation der Schichtprofile.

Auf der Südseite des Moskusoksefjordes treten im Devon der Inlierüberdeckung drei nach Lagerung und Zusammensetzung verschiedene Konglomerate auf. Das unterste ist aus seinem ursprünglichen Zusammenhang abgetrennt und z.T. allein für sich, z.T. mit seiner Kalkunterlage verschuppt worden und nur reliktiertig vorhanden. Das mittlere dagegen blieb gut erhalten und liegt im ursprünglichen Verband, ebenso das oberste, das als wenig mächtige Brekzie die Basis der weit über 1000 m dicken Kap Kolthoffserie darstellt. Beide sind mehr oder weniger stark gekippt und verbogen worden. Die Aufschlüsse in benachbarten Gebieten zeigen, dass auch die beiden untern Konglomerate als Basisteile von mächtigen Sandsteinserien betrachtet werden müssen. Doch sind am Inlier die höhern Serienteile durch Hebung, Schrägstellung und darauffolgende Abtragung grösstenteils wieder verschwunden. Das

unterste Konglomerat entspricht der Devonbasis des Gebietes und wird als Konglomerat I bezeichnet. Seine Komponenten entstammen fast alle der ursprünglichen Unterlage, d. h. kambro-ordovicischen Schichten, ein kleiner Teil auch Schichten der präkambrischen Eleonore Bay-Formation.

Die Verschuppung der Kalke und des Konglomerates kam durch Verschiebung von Kristallintteilen des kaledonischen Untergrundes zustande, die in einer orogenen Phase, die als Hudson Land-Phase I bezeichnet wurde, die Sedimenthülle durchstießen. Am Moskusoksefjord-Inlier geschah dies nach der Ablagerung der Devonbasisserie und vor der Entstehung des Konglomerates II, denn dieses überdeckte das Basis-konglomerat, die Kalkschuppen und das Inlierkristallin. Dann, in der Hudson Land-Phase II, wurde auch das jüngere Konglomerat zusammen mit seiner Unterlage verstellt.

Das Konglomerat II bildet die Basis der im östlichen Fjordgebiet gut entwickelten Ramsays Bjergserie. Im untern Teil enthält es vor allem Schutt aus der Unterlage, gegen oben dominiert immer mehr ortsfremdes Material, namentlich Geröll eines rötlichen, nicht deformierten Granits. Durch die Heraushebung des Kristallins in der Hudson Land-Phase II wurden am Inlier die obern Teile der Ramsays Bjergserie abgetragen und hernach das Gebiet durch die Kap Kolthoffserie überdeckt. Diese beginnt mit dem diskordanten Konglomerat III, am Inlier einer Brekzie aus lokalem Schutt, die teils dem Kristallin, teils dem Konglomerat II aufliegt. Gegen Osten geht sie in konglomeratische Sandsteine über, auch vermindert sich die Winkeldiskordanz, sodass im mittlern Fjordteil die Serie konkordant auf der Ramsays Bjergserie liegt.

Viel vulkanisches Material, Tuffe und Ergüsse, sowohl saurer wie basischer Natur, ist der Kap Kolthoffserie beigemengt. Eine nochmalige Hebung am Inlier bog auch die Kap Kolthoffsandsteine auf und stellte sie schräg. An der Westseite des Inliers wurde die Neigung gegen Westen durch Brüche und Flexuren verstärkt, die beim Einsinken des Nordfjordgrabens entstanden. Weitaus stärker machten sich die Faltungen in der Serie im mittlern Teil des Fjordes und im nördlich davon gelegenen Gebiet des Whittards Bjerg-Massivs bemerkbar, wo während der Hudson Land-Phase III ein weiterer »Inlier« innerhalb des Devonareals auftauchte. Durch diese Bewegung, die wahrscheinlich ins untere Oberdevon gestellt werden muss, belebte sich das Relief wieder, und das frisch abgetragene Material häufte sich in einer neuen Sandsteinfoolge, der oberdevonischen Kap Graahserie an. Diese beginnt mit einem groben, in einigen Gebieten stark winkeldiskordanten Basiskonglomerat, in dem auch Trümmer der vulkanischen Gesteine der Kap Kolthoffserie vertreten sind. Über dem Inlier kommt die Kap Graahserie nicht mit dem Kristallin in Kontakt, auch ist sie nicht an den grossen Brüchen des Nordfjordgrabens beteiligt.

3. Die Devonserien des Inliers auf der Nordseite des Fjordes.

Auf der Nordseite des Moskusoksefjordes liegt der Scheitel des Kristallingewölbes ca. 1300 m hoch; darauf sind, klippenartig, grössere Kalkschuppen aufgesetzt, und in flacher Lagerung decken rote Sandsteine aus dem obern Teil der Kap Kolthoffserie das Ganze zu. Sie begruben ein steil akzentuiertes devonisches Relief.

Der flexurartige Hauptbruch tritt an der Westseite des Inliers bei Kap Bull, etwas östlich Torbern Bergmans Bjerg, in einer steil zum Fjord abfallenden Runse hervor. Sowohl das Kristallin des Inliers wie die Kalkschuppen und roten Sandsteine biegen daran steil gegen Westen ab. An der Hauptbewegungsfläche sind die Gesteine ausgequetscht und mylonitisiert und die Kalke im obern Teil des Hanges, am Kontakt mit dem Kristallin, marmorisiert worden. Am Fjordufer dagegen, bei Kap Bull, stehen ein gut erhaltener, massiger Kalkklotz und, darunter, geschichtete Kalke an, die durch die von PARKINSON und WHITTARD gemachten Fossilfunde als ordovicisch bestimmt worden sind (POULSEN, 1937). Auch die über den Kalken liegenden Devonkonglomerate sind im obern Teil der Flexur zerrieben worden. Die Hauptgleitflächen, an denen sich die Schichtenkomplexe verschoben, befinden sich zwischen dem Kristallin und den Kalken und zwischen diesen und den Devon-sandsteinen. Die Devonbasisbrekzien blieben z.T. mit den Kalken verbunden. Innerhalb des Kristallins verschoben sich die zum Bruch abbiegenden äusseren Hüllen gegenüber den innern (vergleiche DAL VESCO, 1954, Fig. 2 und BÜTLER, 1939, Fig. 3).

Die Ostseite des Inliers am Genvejsdal.

Das Tal, das in seinem untern Teil den Inlier gegen Osten abgrenzt, in seinem obern ihn diagonal überquert, trägt auf der Karte den Namen Genvejsdalen. Es stellt einen Durchgang gegen Yngvar Knudtzons Fjeld und Johan Davidsens Dal dar. Westlich seines Deltas stehen auf einer ca. 1,5 km langen Strecke am Fjordufer braunrote, meist mittel-bis feinkörnige, glimmerreiche Sandsteine an. Sie fallen, im ganzen genommen, mit 15 bis 20° gegen Osten und Südosten ein. Beim ersten Bacheinschnitt, ungefähr 1 km westlich des Deltas, treten Feinbrekzien auf, und in der nächstfolgenden Bachrunse, nur einige hundert Meter weiter westlich, stehen Chlorit- und Hornblendeschiefer an. Auch sie fallen, aber rasch schwankend, mit 20 bis 40° gegen Osten ab. In der Bachrinne kann man sie bis auf ca. 130 m Höhe verfolgen, dann sind sie von Devonbrekzien, die ausschliesslich lokales Kristallinmaterial enthalten, und von roten Sandsteinen überdeckt, die mit 10 bis 15° gegen SE einfallen. Ungefähr 20 m höher stehen wiederum kristalline Gesteine an; erst in 400 bis 500 m Höhe, im obern Teil des Hanges, überdecken wieder

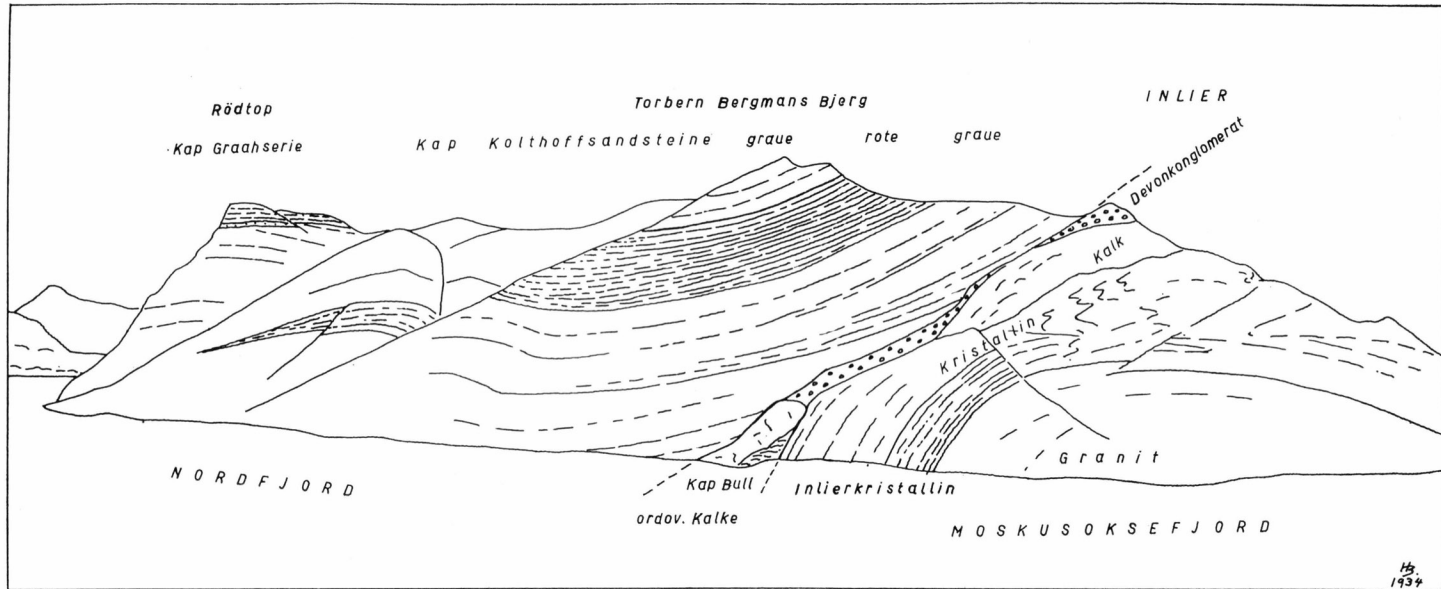


Fig. 13. Lagerung der Kap Kolthoffserie auf der Nordseite des Moskusoksefjordes, westlich des Inliers. Blick auf Torbern Bergmans Bjerg aus SSW. Perspektivskizze. Rødtop mit einem Rest von rotem Kap Graahsandstein. Die rote Stufe in der Kap Kolthoffserie, unter Torbern Bergmans Bjerg, keilt in den Hängen am Nordfjord aus. Die Devonkonglomerate geben den Verlauf des grossen Bruches am Ostrand des Nordfjordgrabens an.

Devonbrekzien und Sandsteine die kristallinen Schiefer. Parallel zum Hang, d. h. in W—E-Richtung, muss eine Verwerfung durchziehen, an welcher der südliche Teil um 200 bis 300 m abgesunken ist.

Die Brekzien und die roten Sandsteine gehören dem untern Teil der Kap Kolthoffserie an. Darüber liegen im untersten Genvejsdal vorwiegend graue, von Rhyolithgängen durchschnittene Schichten, die grobe und feine Tufflagen einschliessen. Die Abdachungsfläche des Inlierkristallins fällt im untern Teil steiler als die anstossenden Devonschichten gegen Osten ab, nach oben dagegen wird sie flacher. Dort ist sie von

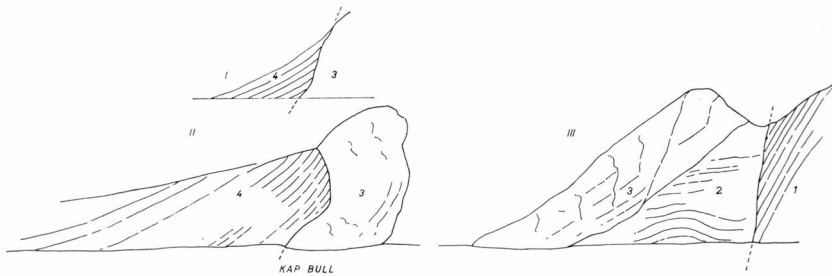


Fig. 14. Verwerfungskontakte zwischen Inlierkristallin, ordovicischen Kalken und Devonsandsteinen bei Kap Bull.

I Profilskizze zu II.

II Kap Bull von Südwesten. Die Sandsteine fallen am Kontakt mit den massigen Kalken mit ca. 45° gegen NW. ein. Perspektivskizze.

III Kap Bull, von Süden gesehen.

Legende: 1 Kristallin des Inliers, (La Cours Bjerg-Chorismit),
 2 gelbliche, gut geschichtete ordovicische Kalke (Cass Fjord Formation),
 3 grobbankige bis massige Kalke mit Silexchnüren (Kap Weber Formation),
 4 graugrüne Devonsandsteine, überlagert von hellgrauen Sandsteinen. Oberster Teil der Ramsays Bjergserie oder unterster der Kap Kolthoffserie.

der nur schwach gegen Osten geneigten, intensiv rotbraun gefärbten mächtigen Sandsteinfohle überlagert, die gegen Norden den Inlierscheitel und die Kalkklippen zudeckt. Es sind die obren roten Sandsteine der Kap Kolthoffserie. Auf der Ostseite des Inliers misst dieser Serienteil über 600 m und liegt schwach diskordant auf den untern grauen Sandsteinen derselben Serie. Etwas weiter im Osten, wo die Schichten eine breite Mulde bilden, deren Zentrum ungefähr 15 km südöstlich des Genvejsdals liegt, besteht keine Winkeldiskordanz mehr. Auch reicht die Rotfärbung dort wesentlich tiefer in die Schichtenfolge hinab. In der Gipfelregion von Torbern Bergmans Bjerg schliessen die obren grauen Sandsteine die Kap Kolthoffserie nach oben ab. Im Rödtop sind sie von einem kleinen Rest roter Sandsteine der Kap Graahserie überlagert.

Östlich des Inliers liegen auf der Nordseite des Fjordes die intensiv roten, in steilen Felsbändern hervortretenden Kap Graahsandsteine auf der Kap Kolthoffserie. Die beiden Serien sind durch eine helle, fast weiss anwitternde, 100 bis 200 m mächtige Schichtstufe, die aus groben Sandsteinen und Konglomeraten besteht, von einander getrennt. So lassen sich auf der Ostseite des Inliers von oben nach unten folgende Serienteile unterscheiden:

6. Die Kap Graahserie. Den Hauptteil nehmen intensiv rote, grobkörnige, harte »Mauersandsteine« ein, die das Hochplateau des Moskusokselandets bilden.
5. Die Basis der Kap Graahserie besteht aus hellgrauen bis weissen, groben Sandsteinen und Konglomeraten. Sie fehlen im Westen am Rödtop und in der Steilwand, mit der Fletts Plateau gegen den Nordfjord abfällt. Im mittlern Fjordteil, gegen Osten, liegt darunter eine grobe Basisbrekzie.
4. Hellgraue bis grünlichgraue Sandsteine, die auf der Ostseite des Inliers viel vulkanisches Tuffmaterial enthalten, entsprechen dem obersten Teil der Kap Kolthoffserie. Gegen Osten nehmen sie eine rotbraune Färbung an und können dann nicht mehr vom Liegenden abgetrennt werden.
3. Intensiv rotbraune, leicht verwitternde Sandsteine überdecken den Inlier. Auf seinem Scheitel liegen sie flach und senken sich gegen Osten in eine breite Mulde; im Westen biegen sie steil zum Nordfjordgraben ab. Auch dieser Serienteil enthält viel vulkanisches Material.
2. Harte graue bis graugrüne Sandsteine stehen im untern Teil des Genvejsdals an und schliessen im obern Teil Rhyolithe und rhyolithisches Tuffmaterial ein.
1. Eine Wechsellagerung von Kleinbrekzien mit lokalem Kristallinschutt und rotbraunen Sandsteinen überlagert westlich des Genvejsdals am Fjordufer die Chlorit- und Hornblendeschiefer des Inliers. Sie entsprechen dem untern Teil der Kap Kolthoffserie; doch die dem Konglomerat III auf der Südseite des Fjordes entsprechenden Schichten liegen hier unter Meeresspiegel.

Die Nummern 1 bis 4, Teile der Kap Kolthoffserie, die nördlich des Fjordes über 1500 m mächtig ist, lassen sich, auf Grund der Farbenfolge, mit den Schichten auf der Südseite verbinden. Gegen Osten jedoch nimmt fast die ganze Serie eine rotbraune Färbung an, süd- und westwärts dagegen, mit der Entfernung von den vulkanischen Zentren, geht sie in eine monotone Schichtfolge von grauen Sandsteinen über, sodass eine Unterteilung kaum mehr möglich ist.

Im obern Teil des Tales, 5 bis 6 km von der Küste entfernt, stösst man in einer tief eingeschnittenen, von Westen kommenden Seitenschlucht auf eine Steilwand, die aus Kalkkonglomerat besteht. Dieses gehört zweifellos den devonischen Basisschichten an. Die Bänke fallen mit 50 bis 60° gegen SE ein. An sie stossen flach, von Osten her, mit grosser Winkeldiskordanz, doch in ungestörtem Kontakt, rote Sandsteine vom untern Teil der No. 3 der oben beschriebenen Schichtenfolge. Unter dem Kalkkonglomerat erscheinen gegen Norden cambro-ordoviscische Kalke, die den Inlierscheitel überdecken und mehreren verscho-

benen, z.T. übereinanderliegenden Schichtpaketen angehören. Streichen und Fallen wechseln in diesen Schuppen von Stelle zu Stelle, teilweise sind die Schichten in enge Falten zusammengestaucht. Im obersten Talabschnitt scheinen Schichten der Cass Fjord- und Kap Weber Formation vorhanden zu sein, östlich des Gipfels von Torbern Bergmans Bjerg kommen Kalkschiefer und Dolomite der obersten Eleonore Bay Formation, Schiefer aus der Tillitformation und Quarzite aus dem untern Teil des Kambriums vor. Diese Schichtenpakete, die aus dem obern Teil der kaledonischen Sedimentfolge stammen, sitzen über bewegten Kontakten den kristallinen Gesteinen des Inliers auf. Betrachtet man den nördlich des Fjordes gelegenen Teil des Inliers vom gegenüberliegenden Fjordufer aus, so sieht man, dass die östliche Hälfte des Kristallins aus zwei mächtigen, ziemlich steil gegen Westen aufgestossenen Keilen besteht, von denen jeder an seiner Stirn von Kalken umhüllt ist, die aus ihrem ursprünglichen Verband abgeschürft und emporgestossen wurden.

Die mehr oder weniger stark aufgerichteten Kalke sind im westlichen Teil des Inlierscheitels von einem groben, flachliegenden Kalkkonglomerat überdeckt, das über die Grenzen der einzelnen Schuppen hinweg geht. Es kann sich also nicht um das Basiskonglomerat der Devon sandsteine handeln, denn dieses ist mit den Schuppen zerbrochen und verschoben worden. Dieses jüngere Kalkkonglomerat, nur lokal ausgebildet und von den roten, obern Kap Kolthoffsandsteinen überdeckt, kann erst nach der ersten Orogenphase am Inlier entstanden sein. Wahrscheinlich muss es der Ramsays Bjergserie (Kap Bullserie) zugezählt werden. An der grossen Verwerfung sank es mit den Kalken gegen Westen ab.

B. Der mittlere Teil des Moskusoksefjordes.

Der mittlere Teil des Moskusoksefjordes umfasst den Abschnitt zwischen dem Inlier und Högboms-Sederholms Bjerg, also dasjenige Fjordstück, das eine SE—NW-Richtung besitzt. Die beiden genannten Berge selber werden jedoch zum östlichen Fjordteil gezählt. In diesem Fjordabschnitt bilden die Devonschichten eine breite, flache, vom Fjord schräg durchschnittene Mulde, die auf der Südseite etwas stärker gebogen ist als auf dem nördlichen Ufer. In ihrer Mitte liegen die Serien konkordant übereinander, gegen Osten werden dagegen auffällige Winkeldiskordanzen sichtbar, hier aber zwischen den höhern Serien: am Westfuss von Högboms Bjerg zwischen Kap Kolthoff- und Kap Graahserie, auf Sederholms Bjerg zwischen Kap Graah- und Mount Celsiusserie. Im Zentrum der Mulde liegen auf der Südseite des Fjordes, in der Gauss Halvö, die tiefern Serien unter Meeresspiegel, dafür ist dort die ganze Kap Graah-

serie anstehend und in Victor Madsens Bjerg noch der untere Teil der Mt. Celsiusserie. Da sich die Mulde südwärts senkt, treten darüber, gegen die Südseite der Gauss Halvö, noch jüngere Schichten auf, so dass dort die jüngsten Schichten des ostgrönländischen Old Reds zu sehen sind.

1. Die Kap Kolthoffserie östlich des Genvejsdals.

Vom Genvejsdal weg sinken die Schichten der Kap Kolthoffserie ostwärts in die breite, etwas asymmetrische Mulde ein, deren Zentrum ungefähr unter dem ersten grössern Taleinschnitt nordwestlich Högboms Bjerg liegt. Dieser Durchgang vom Moskusoksefjord gegen NE, in das durch den Ankerbjergselv durchflossene Tal, wird als Forbindelsesdalen bezeichnet. An seinem südwestlichen Ausgang fallen die Schichten mit ungefähr 10° gegen SSW ein und geben das axiale Gefälle der Mulde an. Gegen SE richten sich die Schichten immer steiler, bis zu 70° auf, dann nimmt die Neigung wieder etwas ab. Am Strand ist also in dieser Richtung ein von oben nach unten gehendes Schichtenprofil von über 2000 m Mächtigkeit durch die Kap Kolthoffserie zu sehen. Darin besteht der grösste Teil aus heller und dunkler gebänderten, rotbraunen, kreuzschichtigen, grob- bis mittelkörnigen Sandsteinen. Die Schichten des obern und mittlern Teils enthalten massenhaft Körner und Fetzchen von rotem Rhyolith, die die Nähe der zur Zeit der Ablagerung der Sandsteine tätigen Vulkane anzeigen. Und aus der Verbreitung der Rotfärbung der Serie geht hervor, dass die intensive Färbung von der Beimischung von verwittertem vulkanischem Material, Tuffen, Aschen und Lavagesteinen abhing.

An der Basis der braunrot gestreiften Sandsteine erscheinen, gegen Högboms Bjerg, hellgraue, fast weiss anwitternde, grobkörnige bis konglomeratische Sandsteine, die ca. hundert Meter mächtig sind und als helles Schichtenband weit gegen Norden verfolgt werden können. Im obern Ankerdal werden sie teilweise durch eine grobe, ungefähr 20 m mächtige Konglomeratstufe ersetzt. In dieser kommen Gerölle von Granit und Gneisen sowie von Quarziten und dunklen Kalken vor. Die gelb anwitternden Konglomeratbänke zeichnen im Grat der Vergys eine schmale, gegen Norden ansteigende, ausstreichende und durch kleine Verwerfungen zerhackte Mulde ab. Verfolgt man auf der Südseite des obern Ankerdals den Schichtenverlauf am Rande der sich nach Süden verbreiternden Mulde, so sieht man, dass die Kap Kolthoffserie gegen Osten konkordant auf der ältern devonischen Schichtenfolge ruht, im Westschenkel dagegen, dem Nordteil des Inliers zu, diskordant das Liegende überdeckt und dieses bis auf die Kalke der obern Eleonore Bay Formation durchschneidet. Auch am Moskusoksefjord besteht im Ostschenkel der Mulde Konkordanz mit den tiefern Devonschichten.

Die konglomeratische, hellgraue bis gelblichweisse Schichtstufe wird als Basis der Kap Kolthoffserie angenommen. Sie steht am Nordufer des Fjordes westwärts des zweiten Bacheinschnittes westlich Högboms Bjerg an.

2. Die Ramsays Bjergserie (Kap Bullserie) westlich Högboms Bjerg.

Unter der Kap Kolthoffserie erscheint gegen SE, Högboms Bjerg zu, eine im obern Teil vorwiegend graugrüne, im untern graugrüne, rotgebänderte Sandsteinfohle. Nach den bereits gegebenen Bezeichnungen handelt es sich um die der Ramsays Bjergserie (früher Kap Bullserie) entsprechenden Schichten. Bei Kap Bull, an der Flexur, lässt sich die Serie nicht sicher vom Hangenden abtrennen, und es ist dort nur ihr oberster Teil vorhanden. Dem Kap gegenüber, am Inlier, auf der südlichen Fjordseite, wo das mächtige Konglomerat II als Basis der Serie bezeichnet wurde, fehlen dagegen die obern Teile. Im östlichen Moskusoksefjord erscheint unter der Kap Kolthoffserie eine mächtige, vorwiegend graugrüne Sandsteinfohle, in deren unterem Teil grobe Konglomerate auftreten, die ihrer Zusammensetzung nach dem Konglomerat II am Inlier entsprechen. Da im Osten die Schichtfolge ohne Unterbruch verfolgt werden kann, wird die Bezeichnung Kap Bullserie durch Ramsays Bjergserie ersetzt.

Die plattig-schiefriq sich spaltenden Sandsteine zeigen Spuren einer mässig starken tektonischen Beanspruchung: schwache, kurzweilige Schichtenverbiegungen, kleine, spitzwinklig zu den Schichten verlaufende Abscherungen und Gleitharnische auf den Schichtflächen. Unter Högboms Bjerg setzen die steil gegen Westen geneigten Schichten des östlichen Muldenschenkels zu einem Antiklinalgewölbe an, doch wurde dieses durch ein mächtiges, von Osten her aufgestossenes Schichtenpaket durchschnitten und steil überfahren. Vermutlich ist im aufgeschobenen Schichtenstoss der untere Teil der Ramsays Bjerg- und ein Teil der Basisserie vorhanden.

Die Mächtigkeit des mehr oder weniger ungestört gebliebenen Teils der Ramsays Bjergserie lässt sich westlich Högboms Bjerg auf ungefähr 1000 m schätzen. Im obersten Serienteil fällt ein ockergelb anwitternder Schichtenstreifen auf. Er lässt sich vom Fjord aus nordwärts, in einigem Abstand unter den hellen Basisschichten der Kap Kolthoffserie, ins Ankerbjergdal hinüber verfolgen, sodass die Abgrenzung der beiden Serien aus einiger Distanz vorgenommen werden kann.

3. Die Kap Graahserie westlich Högboms Bjerg.

Westlich Högboms Bjerg liegt auf den stark gegen Westen einfallenden Schichten der Ramsays Bjerg- und Kap Kolthoffserie eine schwach

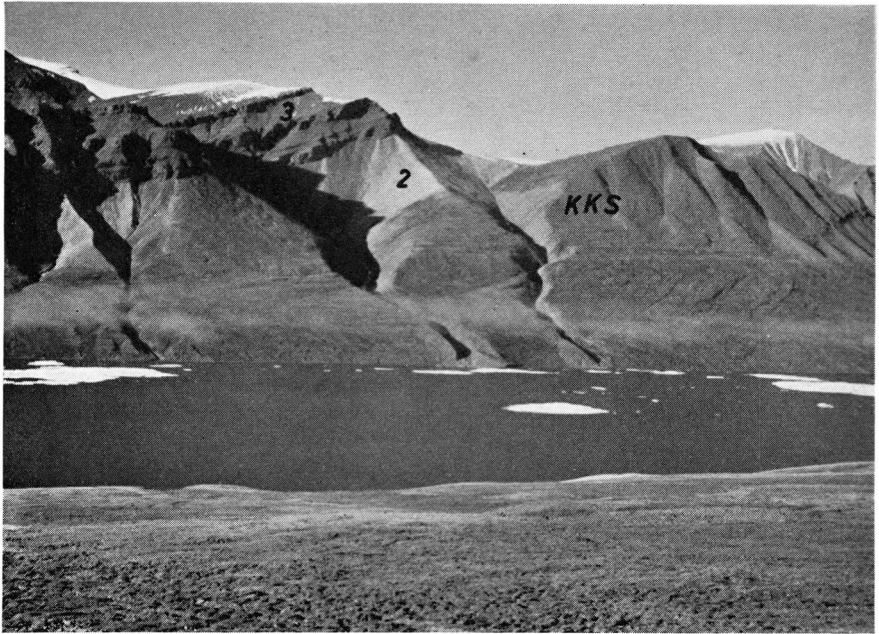


Fig. 15. Die Grenzschichten zwischen der Kap Kolthoff- und der Kap Graahserie, auf der Südseite des Moskusoksefjordes, am Westrand der Mulde von Victor Madsens Bjerg. Blick über den Fjord gegen SW.

- Legende: KKS Kap Kolthoffserie, oberer Teil. Die Schichten bilden gegen Westen, dem Inlier zu, eine flache Antiklinale. Rechts, am Bildrand, tritt im Felsband des vorn gelegenen Berges eine Basaltlage zutage.
- 2 Helle, fast weisse, grobe Sandsteine und Konglomerate des untern Teils der Kap Graahserie. Die Schichten sinken nach links in die flache Mulde von Victor Madsens Bjerg ab.
- 3 Harte, rote Sandsteine des mittlern Teils der Kap Graahserie.

Hinter der Nebelbank, ca. 150 bis 200 m über dem Ufer, zeichnet sich eine alte Strandfläche oder der Rand eines alten Talbodens ab. Der flache Teil ist mit Moränen und lokalem Schutt überdeckt. Höher am Berghang, vor allem im rechten Teil des Bildausschnittes, liegen bis auf ca. 550 m Höhe, terrassenförmig ausgeebnet und treppenartig angeordnet, Moränen mit viel Kristallinmaterial. Sie geben die verschiedenen Höhen des einst das Fjordtal durchfliessenden Gletschers an.

nach SW abfallende Brekzienplatte. Die Diskordanz fällt von weitem auf, denn am Berghang, ungefähr 400 bis 450 m ü. M., werden die Schichtköpfe der untern Serien von der im Anschnitt flach erscheinenden Brekzienlage abgeschnitten (vergleiche Fig. 20). Ihre Schichtbänke steigen jedoch mit ungefähr 8 bis 10° gegen NE an und decken eine unebene, alte Landfläche zu. Westlich Högboms Bjerg füllen sie eine breite Talrinne aus, die Vertiefungen und Bodenrippen aufwies, sodass die Mächtigkeit der Brekzie zwischen 200 und wenigen Metern schwankt. Gegen Westen, am Rand der Rinne, keilt die Brekzienlage aus. Am Berghang

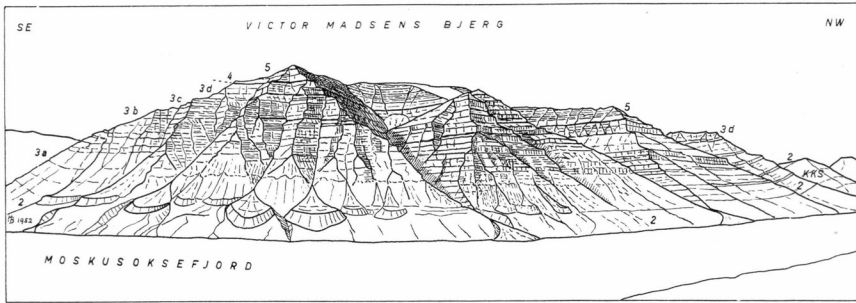


Fig. 16. Der östliche Teil von Victor Madsens Bjerg, vom Nordufer des Moskusoksefjords aus gezeichnet. Zentrum der breiten Mulde.

Legende: KKS oberer Teil der Kap Kolthoffserie; 2 helle Sandsteine und Konglomerate von der Basis der Kap Graahserie; 3 intensiv rote, harte Sandsteine der Kap Graahserie: a ziegelrote, dunkler gestreifte Sandsteine; b kräftig graurote, gebankte, harte Sandsteine; c schieferig-plattige, hellrote Sandsteine; d dunkler rote, bankige und konglomeratische Sandsteine. In verschiedenen Niveaus von 3 treten Basaltlagen auf.

4 Basisschichten der Mt. Celsiusserie.

5 Mergel und Sandsteine, dunkelviolet bis grauschwarz. Unterer Teil der *Remigolepis*-Schichten der Mt. Celsiusserie.

Auch hier zeichnet sich in 150 bis 200 m Höhe eine alte Strandfläche ab. Auf ihr stauen sich die durch Lawinen und Steinschlag in den steilen Runsen zu Tal gehenden Schuttmassen in flach ausgebreiteten, aussen steilrandigen Kegeln auf.

und in den Bacheinschnitten tritt sie als dunkles, braunrotes Felsband von meist 20 bis 30 m Höhe hervor.

Im untern Teil setzt sich die Brekzie fast nur aus Bruchstücken von Devonsandsteinen zusammen, vereinzelt treten grosse und kleine, unterschiedlich gefärbte Rhyolithe auf. Diese nehmen nach oben mengen- und grössenmässig zu, und Blöcke von über 1 m im Durchmesser sind häufig anzutreffen. Das ganz ungeordnet abgelagerte Trümmaterial lässt auf einen nur kurzen Wassertransport von NE her schliessen.

An Högboms Bjerg wurde auch die Brekzie von der aufgeschobenen Sandsteinmasse durchfahren. In der Nähe der Schubfläche wurden die Bänke verbogen oder in grosse Blöcke zerteilt. Östlich der Aufschiebung, im gehobenen Teil, fehlt die Brekzie, ebenso die über ihnen liegenden Sandsteine. Gegen Westen liegt sie erst stark diskordant zum Liegenden, aber konkordant zu den hangenden Sandsteinen der Kap Graahserie, dann wird die Lagerungsdifferenz kleiner. Gegen das Forbindelsedal, wo die Brekzie auskeilt, ruht sie konform auf den Kap Kolthoffsandsteinen. Sie wird von hell anwitternden, groben Sandsteinen und Konglomeraten überlagert. In diesen bilden fast ausschliesslich gerundete Quarzite den Geröllbestand, nur vereinzelt treten Granite und Sand-

steine auf. Quarz und Feldspat machen die Sandfraktion aus. Im Westen, wo die Brekzie fehlt, liegen helle, konglomeratische Sandsteine an der Basis der mächtigen roten Kap Graahserie. Von dieser ist auf der Nordseite des Fjordes nur der untere und mittlere Teil vorhanden, nördlich des Ankerbjergdals fehlen auch diese; sie wurden abgetragen. Gegen Süden dagegen, in der Gauss Halvö und südlich von Kejser Franz Josephs Fjord, blieben sie erhalten und machen einen wesentlichen Teil der Devonablagerungen aus. So trifft man sie z.B. unmittelbar westlich Kap Graah an, wo NATHORST in ihnen, als Erster in Ostgrönland, oberdevonische Fischreste fand.

Die harte rote Kap Graahserie tritt am Moskusoksefjord durch steile Felsbänder oder eine hohe Felswand hervor. Sie besteht vorwiegend aus grobkörnigen, kreuzschichtigen Sandsteinen mit Geröll-einschlüssen, gelegentlich mit ausgedehnten Gerölllagen.

Im Moskusokselandet ist die Kap Graahserie noch 700 bis 800 m mächtig, der obere Serienteil fehlt. Auf der Südseite des Fjordes dagegen steht im Zentrum der flachen Synklinale, unter Victor Madsens Bjerg, die ganze Schichtfolge mit einer Mächtigkeit von ungefähr 1200 m an.

4. Die Mt. Celsiusserie.

Auf die roten, harten Bänke der Kap Graahserie folgen in Victor Madsens Bjerg, von ungefähr 1300 m Höhe an, hellere, leichter zerfallende graue Schichten und über diesen dunkelrote bis dunkelviolette, lilafarben anwitternde Gesteine. Dieser Schichtenkomplex fällt über grosse Entfernung durch seine dunkle Färbung auf. Es handelt sich um ton- und kalkreiche, feinkörnige und gutgeschichtete Sandsteine, teilweise um harte Mergel. Sie gehören zu der vom Verfasser als Mt. Celsiusserie bezeichneten Schichtenfolge. In Victor Madsens Bjerg und im östlichen Fjordgebiet ist sie nur mit ihren untern Gliedern erhalten geblieben, gegen Süden, an Kejser Franz Josephs Fjord, steht jedoch auch der obere Teil an, der aus grauen und rötlichen, grobkörnigen Sandsteinen besteht. Die Gesamtmächtigkeit der Serie schwillt dort auf 1300 bis 1400 m an (vergl. SÄVE-SÖDERBERGH, 1934).

Im Paralleldal und am Celsius Bjerg beuteten SÄVE-SÖDERBERGH und JARVIK ergiebige Fossillokalitäten aus. SÄVE-SÖDERBERGH hat die dunkeln, rotvioletten Schichten als *Remigolepis*-Serie bezeichnet, die hangenden grauen und hellroten Sandsteine anfänglich in *Arthrodir*-Sandstein und oberen Sandsteinkomplex gegliedert und dann beide zur *Grönlandaspis*-Serie vereinigt. So setzt sich die Mt. Celsius-Serie, da wo sie vollständig erhalten geblieben ist, aus folgenden Gliedern zusammen:

- a. Einem vorwiegend grauen Basisteil von wechselnder Mächtigkeit (wenige Meter bis über 100 m), bestehend aus Konglomeraten und

einem Wechsel von grauen und graugrünen, fein- und grobkörnigen Sandsteinen, denen im untern Teil unscharf abgegrenzte, brekziöse rötliche Kalke (Kalkkrusten) eingelagert sind.

- b. Den *Remigolepis*-Schichten (*Remigolepis*-Serie), limnischen Ablagerungen von ton- und kalkreichem, feinsandigem Material und Mergeln,

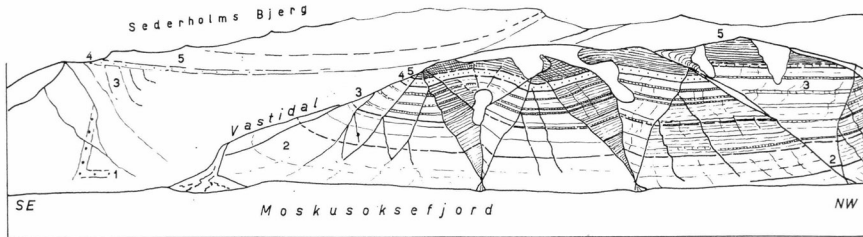


Fig. 17. Östlicher Teil von Victor Madsens Bjerg aus der Vogelschau. Nach einem Flugbild des Geodätischen Institutes in Kopenhagen. Im Grat von Sederholms Bjerg zeichnet sich in der Mt. Celsiusserie die breite Synklinalmulde ab.

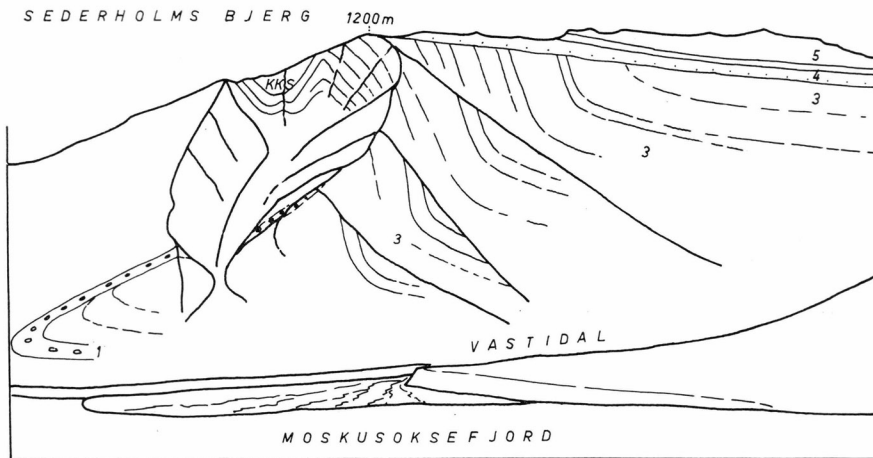


Fig. 18. Perspektivskizze des nordöstlichen Endes von Sederholms Bjerg, von NW gesehen.

von bald mehr schokoladebrauner, bald dunkelroter oder rotvioletter Färbung. Beim Zerfall liefern sie einen dunkelgrau-lilafarbenen, feinbröckeligen oder stengeligen Schutt.

- c. Hellgrauen, rötlichen bis ziegelroten, vorwiegend grobkörnigen und konglomeratischen Sandsteinen (*Grönlandaspis*-Serie).

In Victor Madsens Bjerg liegt die Mt. Celsiusserie konform den Kap Graahsandsteinen auf. Zweifellos besteht aber ein Hiatus zwischen beiden, denn nur wenige Kilometer entfernt, auf Sederholms Bjerg,

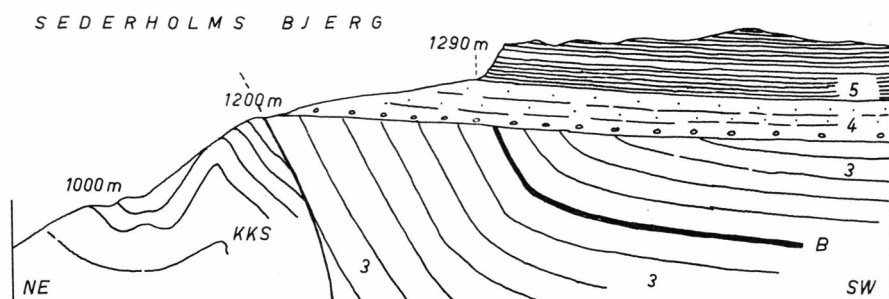


Fig. 19. Profilskizze durch die Gipfelpartie des nordöstlichen Teils von Sederholms Bjerg.

Legende zu Fig. 17, 18, und 19:

KKS Kap Kolthoffserie.

1 Basisbrekzie der Kap Graahserie, aufgerichtet in Sederholms Bjerg.

2 Helle, grobkörnige Sandsteine über der Basis der Kap Graahserie.

3 Harte, intensiv rot gefärbte Sandsteine der Kap Graahserie.

4 Brekzien, Konglomerate und grobe, graue Sandsteine an der Basis der Mt. Celsiusserie.

5 Dunkelviolette bis grauschwarze Mergel und Sandsteine des untern Teils der Mt. Celsiusserie (*Remigolepis*-Schichten).

B Basalterguss.

überdeckt die Mt. Celsiusserie mit grosser Winkeldiskordanz das Liegende und zeigt, dass sie einer neuen, der jüngsten devonischen Ablagerungsphase Ostgrönlands angehört.

5. Die devonischen Vulkangesteine im mittlern Teil des Moskusoksefjordes.

An verschiedenen Stellen und in verschiedenen Niveaus treten am Moskusoksefjord Einlagerungen von sauren und basischen Vulkangesteinen auf. Da die Sandsteine zwischen Inlier und Høgboms Bjerg nur schwach gefaltet sind und fortlaufend verfolgt werden können, lassen sich die Vulkanite einstufen: im Gegensatz zum östlichen Fjordteil, wo der Schichtenverband zerrissen wurde und grösstenteils nur tiefere Serien erhalten blieben, sodass dort vor allem intrusive, subvulkanische Bildungen zu sehen sind.

a. Die sauren Vulkanite östlich des Inliers.

Porphyrgesteine wurden auf der Ostseite des Inliers bereits von KOCH (1929, S. 65) gemeldet, die Frage nach ihrer zeitlichen Einordnung liess er aber offen. TEICHERT (1934, Fig. 15) hat sie teilweise in einer Kartenskizze eingetragen. Er stiess sowohl auf der Nord- wie auf der Südseite des Fjordes auf »Porphyre« und Schlotbrekzien, die das Devon durchragen, sowie auf Tuffe und Ergüsse. Er nahm an, der Porphyr sei jünger als das Devon, gab aber keine genauere Altersbezeichnung an.

Im östlichen Fjordteil, an Högboms- und Ramsays Bjerg, hatte BACKLUND (1930, 1932) saure und basische Effusive angetroffen, sie aber für präkambrisch gehalten. Der Verfasser, der 1934 den Moskusoksefjord besuchte, sah, dass die in Frage stehenden Eruptive sowohl im mittlern wie im östlichen Fjordgebiet zum devonischen Gesteinsbestand gehören. Die 1934 und 1936 an verschiedenen Lokalitäten gesammelten Proben wurden zum grossen Teil von RITTMANN (1940) untersucht, sodass auf dessen Beschreibungen verwiesen werden kann. Im Sommer 1952, als der Verfasser die Aufnahmen ergänzte, wurde den Basalten grössere Aufmerksamkeit geschenkt. DAL VESCO hat als Glied der Arbeitsgruppe seine Feldbeobachtungen über saure und basische Eruptive am Moskusoksefjord zusammengefasst und einige Vorkommen beschrieben (1954).

Nach den Bestimmungen RITTMANNS handelt es sich bei den sauren Vulkaniten auf der Ostseite des Inliers um Alkali-Rhyolithe. Sie kommen teils als Dykes und Sills, teils als Schlotgänge und Oberflächenergüsse, begleitet von groben und feinen Tuffen vor und gehörten einer dicht gescharten Vulkangruppe an. Da die Rhyolithe altersmässig bis an die Obergrenze der Kap Kolthoffserie reichen, diese aber in der westlichen Gauss Halvö und im Moskusokselandet zum grossen Teil von jüngern Schichten überdeckt ist, muss man annehmen, dass noch weitere Ausbruchsstellen verborgen sind.

Auf der Südseite des Fjordes, gegenüber der auf der Karte am Nordufer eingetragenen Fangstation, steckt im untern Teil der Kap Kolthoffserie ein Rhyolithstock. TEICHERT hat das Vorkommen skizziert (1934, Fig. 16). In einem Bacheinschnitt und seinem westlichen Abhang, ca. 6 km südöstlich der Kritallingrenze des Inliers, stehen zwischen 200 und 500 m Höhe die Rhyolithe an. Sie weisen eine ovale Umgrenzung auf und füllen einen Schlotgang von annähernd 600 m grösstem Durchmesser aus. RITTMANN hat mehrere, hauptsächlich aus den Randpartien des Vorkommens stammende Proben beschrieben (RITTMANN, 1940, Lokalität R, Proben 167-170 und 446). So hat er Nr. 169 als dichtes, hellgraues Gestein, als einsprenglingsarmen Alkali-Rhyolith mit kleinen Einsprenglingen von Quarz und Alkalifeldspat und poikilitisch entglaster Grundmasse charakterisiert. Die Nr. 168 bezeichnete er als gelblichbraunen, fluidal struierten Alkali-Rhyolith mit felsitischer bis mikrogranitischer Grundmasse, in der die fluidale Textur durch hellere und dunklere Lagen in Erscheinung trete. Die Einsprenglinge bestünden hauptsächlich aus farblosem Quarz und rötlichem Sanidin. Auch die Nr. 167 bestimmte RITTMANN als Alkali-Rhyolith, mit sehr feiner Grundmasse, farblosem Quarz und fleischfarbenem Sanidin als Einsprenglingen, der letztere teilweise albitisiert. In Nr. 446 sind einige der spärlichen Sanidineinsprenglinge durch Calcit und Quarz

verdrängt worden. Die felsitische bis mikropoilitische Grundmasse erscheint durch streifenweisen Wechsel der Korngrösse und Pigmentierung fluidal struiert.

DAL VESCO (1954, S. 24) bezeichnete das Vorkommen als alten, stark abgetragenen Vulkankegel, an dem man einen zentralen Schlot und radiale Ergüsse erkennen könne. Der aus rotem Rhyolith gebildete Schlot zeigt eine feinschalige Absplitterung, und in den gelbbraun anwitternden, mengenmässig untergeordneten Ergüssen treten fluidale Texturen auf. Daraus, dass nur unter den Lavadecken eine Tuffschicht mit Lapilli vorkommt, und dass zwischen den Lavadecken Brekzien und Aschen fehlen, schloss DAL VESCO auf eine einzige, initiale Explosion und eine einzige Dejektionsphase. Nach seinen Beobachtungen ist zwischen Lavadecke und tuffitischer Unterlage die Unterfläche der Lava mit Sphärolithen, die zwischen Nuss- und Kopfgrösse variieren, übersät. Sie weisen längs einer Äquatoriallinie einen hervorstehenden, scharfen Rand und eine Reihe, parallel dazu verlaufender Rillen auf. Auch im Tuff befinden sich Sphärolithe. DAL VESCO nimmt an, es handle sich um Lavablasen, die vor dem Ausbruch der Lava herausgeworfen und dann vom Erguss überdeckt wurden.

Mit der Annahme einer nur kurz dauernden Tätigkeit stimmt die Tatsache überein, dass der Rhyolithschlot bereits von den roten Sandsteinen im mittlern Teil der Kap Kolthoffserie vollständig zugedeckt wurde. Der Ausbruch erfolgte also während der Ablagerung des obern Teils der untern grauen Sandsteine der Kap Kolthoffserie (vergl. BÜTLER, 1939, S. 117).

Auch auf der Nordseite des Fjordes stösst man in den untern grauen Sandsteinen der Kap Kolthoffserie auf vulkanisches Material. Am Schluchtausgang des Genvejsdals (auf älteren Karten als Hurtigrutedal bezeichnet) stehen graugrüne Arkosen vom untern, grauen Teil der Serie an. Darüber liegen auf der östlichen Talseite graugrüne, etwas gelblich anwitternde Sandsteine mit rötlichen Zwischenlagen, die vulkanische Tuffe enthalten (siehe T. I). Diese nehmen nach oben zu, die Tuffite gehen in geschichtete, reine Tuffe über, in denen massenhaft Lapilli und Auswürflinge von Rhyolith vorkommen. Dann folgen grobe vulkanische Brekzien mit aus dem Untergrund stammenden Gesteinstrümmern von Granit, Quarzit, Kalken und Sandstein, daneben aber auch mit Rhyolithstücken. Hierauf wechseln wieder Schichten von fast reinen Sandsteinen, feinen Aschen und dünne, grauviolette Lavalagen miteinander ab. Die an dieser Stelle anstehende Tuffit- und Tuffolge ist stellenweise wohl gegen 100 m mächtig und scheint die liegenden grauen Sandsteine schwach diskordant zu überdecken. Oben wird diese Schichtfolge von einer Platte roter Rhyolithe, die aus verschiedenen Ergüssen zusammengesetzt ist, abgeschlossen. Ihre Oberfläche bildet, 200

bis 300 m über dem Fjord, eine gegen SE geneigte Terrasse, die durch eiszeitlichen Gletscherschliff abgedeckt und poliert wurde, sodass darauf die Fluidaltexturen deutlich hervortreten. Die Rhyolithdecken senken sich mit den Schichten gegen SE und endigen in einer bis gegen 30 m hohen Steilwand, die eine vertikal stehende, grobsäulige Absonderung aufweist. Die Lavadecken liegen auf einer etwas unebenen Fläche und ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 30 und 100 m. In NW- und Nordrichtung scheint sich die Lavaplatte fortzusetzen und sich unmittelbar unter den mittlern roten Sandsteinen in den Berg hineinzuziehen.

Ein ungefähr 30 m mächtiger, ESE-WNW streichender, rhyolithischer Steilgang kreuzt den untersten Teil der Schlucht des Genvejsdals und tritt auf der Westseite des Flusses, im untern Teil des sanft ansteigenden Berghanges, als Hügelzug heraus. Auf beiden Seiten der rhyolithischen Gangfüllung stehen grobe Vulkanbrekzien an. Auch hier finden sich neben Auswürflingen von Quarzporphyr Stücke von rötlichem Inlierkristallin, gelbliche Dolomite, dunkle oolithische Kalke und Devonskonglomerate; sie geben an, welche Formationen in der Tiefe vorkommen. Da der Gang ostwärts auf das Rhyolithplateau zuläuft, muss man annehmen, dass er mit diesem in Verbindung steht und als Ausbruchsspalte funktioniert hat. Einige Kilometer weiter talaufwärts durchschlug nochmals ein roter Steilgang in E-W-Richtung die Devonsandsteine.

Östlich des Deltas des Genvejsdals stehen im Küstenkliff auf einer kurzen Strecke flach liegende, gut gebankte, hierauf immer mehr zerklüftete und schliesslich ganz zerrüttete, graue Sandsteine an. Sie brechen an einer steilen, quer zum Ufer stehenden Grenzfläche ab und stossen ostwärts an grobe, nur undeutlich geschichtete, vulkanische Brekzien, die nun das niedere Küstenkliff bilden. Die Brekzie scheint gegenüber dem Sandstein abgesunken zu sein und enthält in der Nähe der Grenzfläche grössere Blöcke des grauen Sandsteins. Die feinern Tuffe, die die grossen Trümmer umhüllen, sind stark mit Pyrit durchsetzt. Am Bergfuss liegen über den Brekzien die geschichteten Tuffite und Tuffe, die gegen Nordwesten die grauen Sandsteine überdecken. Wahrscheinlich befindet man sich am westlichen Rand eines komplexen Vulkanbaues, vielleicht eines grössern Explosionstrichters, der mit Tuffen und Laven ausgefüllt und dann überdeckt wurde.

Schon TEICHERT hatte konstatiert, dass Quarzporphyre gegen Osten bis über die Fangstation (auf ältern Karten als Hoelsbu bezeichnet) hinaus anstehen. Es handelt sich um oberflächennahe, rhyolithische Gänge, Schlotfüllungen und Ergüsse. Darüber und darunter sowie zwischen den Gängen liegen Tuffe, und am östlichen Rand des Vulkanbezirks stösst man auf hydrothermale Kieselsinter. Die Rhyolithgänge stecken am Strand in der untern grauen Abteilung der Kap Kolthoffserie, und auch die Decken fügen sich hier ein.

Aus Distanz liess sich feststellen, dass landeinwärts, nördlich der Fangstation, weitere Ausbruchsstellen, d. h. abgetragene Rhyolithvulkane vorhanden sind, die bis an die Obergrenze der Kap Kolthoffserie reichen und von den Basisschichten der Kap Graahserie überdeckt wurden. Auch Tufflagen im obersten Teil der Kap Kolthoffserie weisen auf eine, hoch in ihr liegende vulkanische Tätigkeit hin. Rhyolithische Ausbrüche haben also während der Ablagerung des mittlern und obern Teils der Kap Kolthoffserie stattgefunden. Da diese in der Zeit des Übergangs vom Mittel- zum Oberdevon bis zum obern Oberdevon entstanden ist, müssen die Rhyolithvulkane in der Nähe des Moskusoksefjord-Inliers ins Oberdevon gestellt werden.

Eine aus dem untern grauen Teil der Kap Kolthoffserie, vom Schlucht- ausgang des Genvejsdals stammende Gesteinsprobe (Nr. 179), die unterhalb der Tuffe geschlagen wurde, hat RITTMANN untersucht. Er beschrieb sie als grünen Psammit mit klastischen Körnern von Orthoklas, Mikrolin, Andesin, Apatit und Zirkon neben vorherrschendem Quarz und reichlichem, kleinblättrigem Muskowit. Sekundärer Chlorit, Pyrit und eine leichte Verquarzung der Grundmasse weisen nach RITTMANN auf eine schwache Kontaktmetamorphose hin. Er stellte aber fest, dass tuffitische Beimengungen vollständig fehlen, sodass angenommen werden kann, dass im untersten Teil der Kap Kolthoffserie, zur Zeit der Sedimentation der aus granitischem Verwitterungsschutt entstandenen Arkose, noch keine Rhyolithvulkane in Tätigkeit waren.

Im obern Teil der grauen Sandsteine, und dann namentlich in den mittlern und obern roten Schichten der Kap Kolthoffserie, treten massenhaft Rhyolithfetzchen auf, und die Rotfärbung, die ostwärts des hier beschriebenen Vulkangebietes fast die ganze Mächtigkeit der Kap Kolthoffserien, ausgenommen den untersten Teil, befällt, ist zur Hauptsache auf die Verwitterung und Abtragung der Vulkanbauten zurückzuführen. Eine Anzahl Rhyolithproben, die der Verfasser in den Jahren 1934 und 1936 aus dem nördlich des Fjordes gelegenen Gebiet mitbrachte, wurde von RITTMANN ebenfalls untersucht und beschrieben (1940, Lokalitäten Y_1 und Y_2 , S. 32). Er kam zur Ansicht, dass die deckenartigen Ströme östlich des Genvejsdals aus fluidalem, entglastem Alkali-Rhyolith-Öbsidian (Proben Nrs. 97, 98, 182) bestehen und petrographisch mit dem Ganggestein am Ausgang des Tales (Nr. 96) identisch seien. Auch die Füllung der in den Sandsteinen steckenden Schlotfüllungen und die Ergüsse bei der Fangstation, die z. T. als felsitische Alkali-Rhyolithe auftreten, deutet RITTMANN als entglaste Alkali-Rhyolith-Obsidiane. Viele Proben zeigen eine autometamorphe Verquarzung und weisen, nach RITTMANN, auf propylitisierende Prozesse hin, die zur Bildung von Pyrit führten.

DAL VESCO (1943, S. 25) hat das Gebiet ebenfalls besucht und kurz beschrieben. Seine Beobachtungen decken sich mit denen des Verfassers und seine Schlussfolgerungen mit denjenigen RITTMANNs.

b. Die basischen Vulkanite im mittlern Teil des Moskusoksefjordes.

Im Gegensatz zu den rhyolithischen Eruptiven im westlichen Teil des Moskusoksefjordes, deren Vorkommen auf ein eher engbegrenztes Gebiet und auf die Zeit der Ablagerung des mittlern und obern Teils der Kap Kolthoffserie beschränkt ist, sind devonische basische Gesteine über ein grösseres Areal verteilt, und ihre Ausbrüche dehnten sich über einen längern Zeitabschnitt aus. Jedoch ist die geförderte Menge, im Vergleich zu den jüngern Basalten der Aussenküste, gering.

Frühere Beobachter haben die den devonischen Schichten eingelagerten Basalte meist für Ausstrahlungen des basischen Vulkanismus der Aussenküste gehalten und als tertiäre Basalt dykes, -sills oder -sheets kartiert. Doch konstatierte BACKLUND (1930, 1932) alte, basische Effusiva an Högboms- und Ramsays Bjerg, im östlichen Fjordteil. Da er aber die dort anstehenden Sandsteine für präkambrisch hielt, die Konglomerate an der Nordseite von Ramsays Bjerg mit den präkambrischen Tilliten korrelierte und erst die unter der Kap Graahserie liegende Brekzie als Basis des Devons annahm, kam er auf ein präkambrisches Alter der Diabase. Er bestimmte sie als Spilite und Albitdiabase und lehnte ein devonisches Alter ausdrücklich ab.

Im Sommer 1934 stellte der Verfasser fest, dass die Sedimente, in denen die von BACKLUND angeführten basischen Gesteine eingeschlossen sind, dem Devon angehören, und dass deshalb auch die basischen Effusiva devonisch sein müssten. Nachdem er später in andern Gebieten Basaltgerölle in den Devonkonglomeraten antraf, schenkte er den Basaltvorkommen vermehrte Aufmerksamkeit. Dabei zeigte es sich, dass die meisten Basalte, die in den Devonschichten liegen und als Sills kartiert worden waren, von Lapilli, feinem und gröbern Tuffen begleitet sind und oft Fliess- oder Pillowstrukturen aufweisen. Es handelt sich also um einstige Oberflächenergüsse, die gleich alt wie die sie einschliessenden Sandsteine sind. Auch wurden basaltische Steilgänge beobachtet, die tiefere Devonlagen durchschlugen, von einer höhern Serie jedoch abgeschnitten und überdeckt wurden.

Die Basalte westlich Högboms Bjerg.

Gute Anhaltspunkte für die stratigraphische Einstufung devonischer Basalte geben die Schichtprofile auf der NE-Seite des Moskusoksefjordes, westlich Högboms Bjerg. Im vorhergehenden Abschnitt über die Serienfolge wurde dargelegt, dass dort die Ramsays Bjerg-, die Kap Kolthoff-

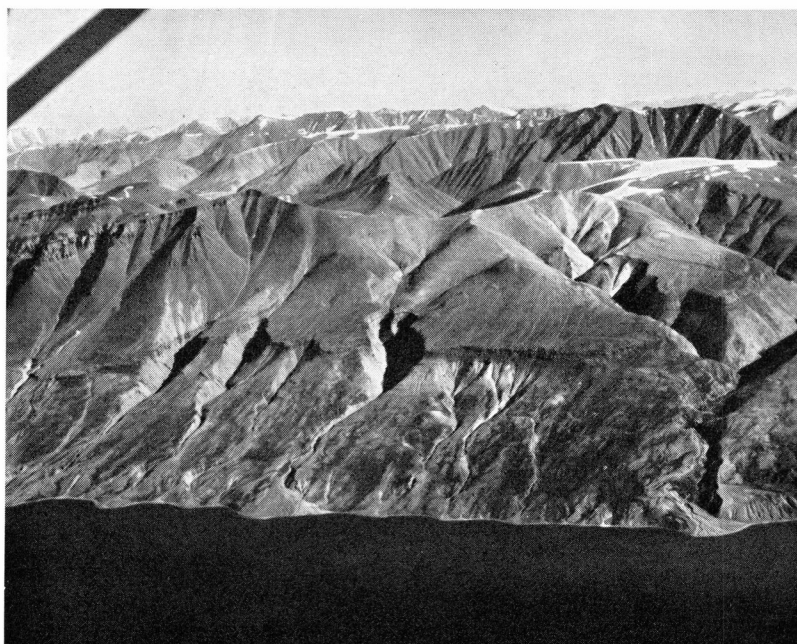


Fig. 20. Nordufer des Moskusoksefjordes zwischen Högboms Bjerg (der ausserhalb des rechten Bildrandes liegt) und Punkt 1354 m. In 400 m Höhe ü. M. ist der Schnitt durch die gegen SW absinkende Platte der Basisbrekzie der Kap Graahserie zu sehen. Darunter stehen die gegen Westen einfallenden Sandsteine der Kap Kolthoffserie mit den ihnen eingelagerten Basalten und, rechts aussen, die Ramsays Bjergserie an (vergleiche Fig. 22). Flugphoto E. HOFFER.

und, über beiden, mit starker Winkeldiskordanz, die Kap Graahserie vorhanden sind.

Das tiefste an dieser Stelle feststellbare Basaltniveau befindet sich an der Basis der Kap Kolthoffserie, in den hellen, fast weiss anwitternden, teilweise konglomeratischen Schichten. Ungefähr 5 bis 6 km nordwestlich der Aufschiebung von Högboms Bjerg fällt ein dunkles, den hellen Sandsteinen konkordant eingelagertes, undeutlich geschichtetes Band auf, das von der Kap Graahbasisbrekzie abgeschnitten wird. Die Sandsteine fallen an jener Stelle mit ungefähr 50° gegen WNW ein. Bei der raschen Begehung im Frühjahr 1934 wurde das Gestein im Feldebefund, auf Grund der dunkelroten Farbe und der porphyrischen Struktur, als dunkel angewitterter Quarzporphyr bezeichnet (BÜTLER, 1935, Fig. 9), später jedoch, nach der Untersuchung des Gesteins, als alter basischer Gang in die Karte (1948) eingetragen; doch wurde er dabei ungefähr 3 km zu weit im NW eingezeichnet. RITTMANN (1940, S. 119, Nr. 436) hat das Gestein als ziemlich zersetzten, porphyrischen Pigeonit-Olivin-Basalt bestimmt. DAL VESCO (1954, S. 28, östlicher Aufschluss) be-

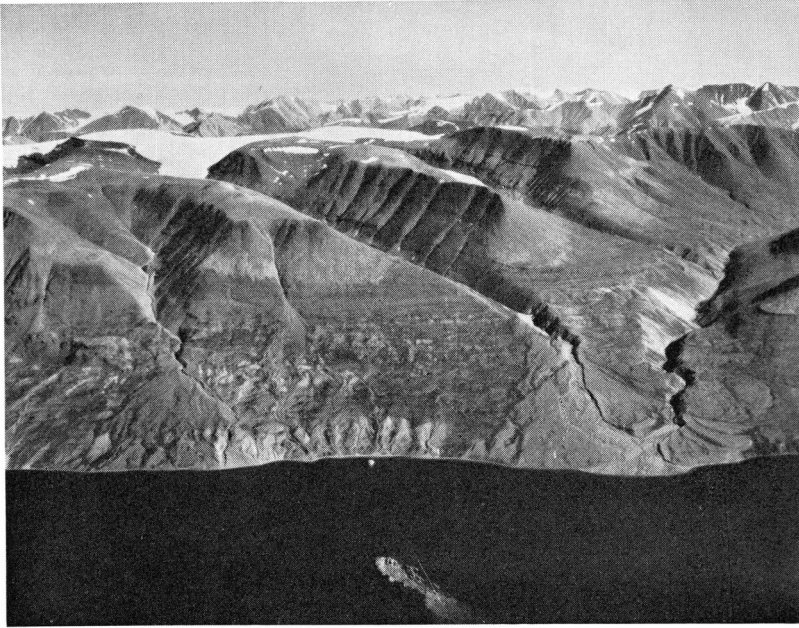


Fig. 21. Hochplateau des Moskusokselandets, auf der NE-Seite des Moskusoksefjordes, mit den nach hinten ansteigenden Schichten der Kap Graahserie. Im Hintergrund die Berge des Hohen Hudson Landes. Das Tal nach rechts hinten, das Forbindelsesdal, führt ins Ankerbjergdal hinüber. Am Bach vorne links wurde das Profil über die Lagerung der Basalttuffe und Basalte (Fig. 23) aufgenommen. Flugphoto E. Hofer.

schreibt das Vorkommen etwas näher und unterscheidet in der ca. 40 m mächtigen Basaltlage eine untere Partie, die aus Basaltdecken mit Pillowstruktur besteht, und einen obern Teil mit stark miarolithischen, porösen Basalten und eingebetteten Lapilli. Offensichtlich hat man es mit Basaltergüssen und Tuffen zu tun, die konkordant den Sandsteinen eingelagert und gleich alt wie diese sind. Einige schmale, diskordant zu den Schichten verlaufende, jüngere Basaltgänge durchqueren die Sandsteine und den Deckenbasalt. Dieser wurde, zusammen mit den Sandsteinschichten, während der Hudsonlandphase III schräg gestellt, in der Höhe abgetragen und hierauf diskordant von der groben Basisbrekzie der Kap Graahserie überdeckt. In dieser findet man Trümmer des Basaltes.

Die flachliegende Kap Graahbrekzie misst an der Überlagerungsstelle ungefähr 8 m, darüber steht eine Wechsellagerung von glimmerreichen Sandschiefern und Konglomeraten an, zwischen denen ein konkordanter Basaltsill liegt. Dieser zieht sich als niveaubeständiges dunkles Band viele Kilometer weit gegen NW, über das auskeilende Konglomerat hinaus, und markiert gegen das Forbindelsesdal zu die Basis der

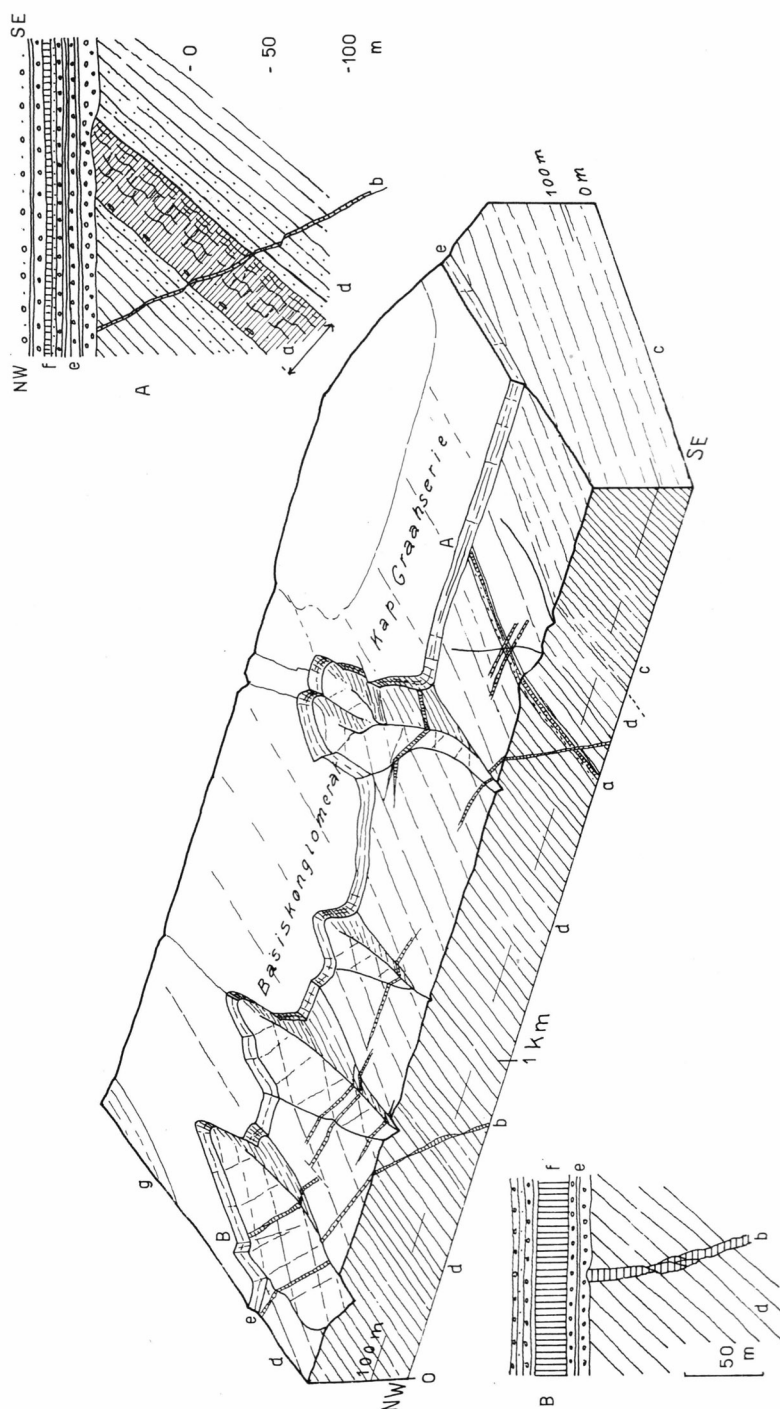


Fig. 22.

Kap Graahserie. Mit dem untern, schräg liegenden Basalt steht er nicht in Verbindung, er ist jünger als dieser.

Im Fjordgebiet, unmittelbar nordwestlich des Vorkommens des tiefern Basaltes, durchschneiden mehrere steile Basaltgänge auf längern Strecken die schräggestellten Schichten der untern und mittlern Kap Kolthoffserie. Sie lassen sich vor allem unter dem Berg mit der Höhenzahl 1354 bis ans diskordante Basiskonglomerat der Kap Graahserie, das sie abschneidet, verfolgen. Die Gänge sind zweifellos älter als das Konglomerat, aber jünger als der untere Basalt. Das Gestein der Gänge ist stark zerbrochen und von Chlorithäuten durchsetzt. Die Bruchstücke wurden gegeneinander verschoben, die Gänge durch übereinandergelagerte Teile verdickt, auf kurze Distanzen unterbrochen oder seitlich versetzt. Sie haben die Verbiegungen der Sandsteine mitgemacht, und da ihr Streichen, das zwischen ENE und ESE schwankt, ungefähr quer zu dem der Schichten steht, hat sich der Schub mehr oder weniger parallel zur Richtung der Gänge geäußert und zu einer meist spitzwinklig verlaufenden Zerscherung geführt. Die Gänge sind also vor oder spätestens während der Hudsonlandphase III in die Sandsteine eingedrungen. Bei der darauffolgenden Abtragung wurden sie erodiert und hernach vom Kap Graahkonglomerat überdeckt. Die mise en place dieser Basalte erfolgte also gegen das Ende oder unmittelbar nach Schluss der Ablagerung der Kap Kolthoffserie.

← Fig. 22.

Lagerung der Basalte zwischen Høgboms Bjerg und Punkt 1354 m, am NE-Ufer des mittlern Moskusoksefjordes (vergl. Fig. 20).

Legende:

- a Pigeonitbasalt, Ergüsse und Tuffe, konform den Basisschichten der Kap Kolthoffserie eingelagert.
- b Basaltgänge, die den mittlern und obern Teil der Kap Kolthoffserie durchschlagen und vom Basiskonglomerat der Kap Graahserie überdeckt werden.
- c Sandsteine der obern Ramsays Bjergserie.
- d Sandsteine der Kap Kolthoffserie.
- e Basiskonglomerat der Kap Graahserie.
- f Basalt: Erguss und Lagergang im Basiskonglomerat der Kap Graahserie.
- g helle konglomeratische Sandsteine, die gegen Westen die Basis der Kap Graahserie bilden.
- A Profilstelle. Querprofil durch das Basaltniveau an der Basis der Kap Kolthoffserie.
- B Querprofil der durch die Kap Kolthoffserie aufsteigenden und zerbrochenen Basaltgänge.

Es sind hier drei, verschiedenaltige Basalte zu sehen:

- a, der konforme Basalterguss und die Tuffe an der Basis der Kap Kolthoffserie,
- b, die den obern Teil der Kap Kolthoffserie durchsetzenden basaltischen Steilgänge, die mit den Sandsteinen gefaltet wurden und älter sind als das Basiskonglomerat der Kap Graahserie,
- f, die dem Basiskonglomerat der Kap Graahserie eingelagerten Basalte, die stellenweise als Erguss, stellenweise als Lagergang zu betrachten sind.

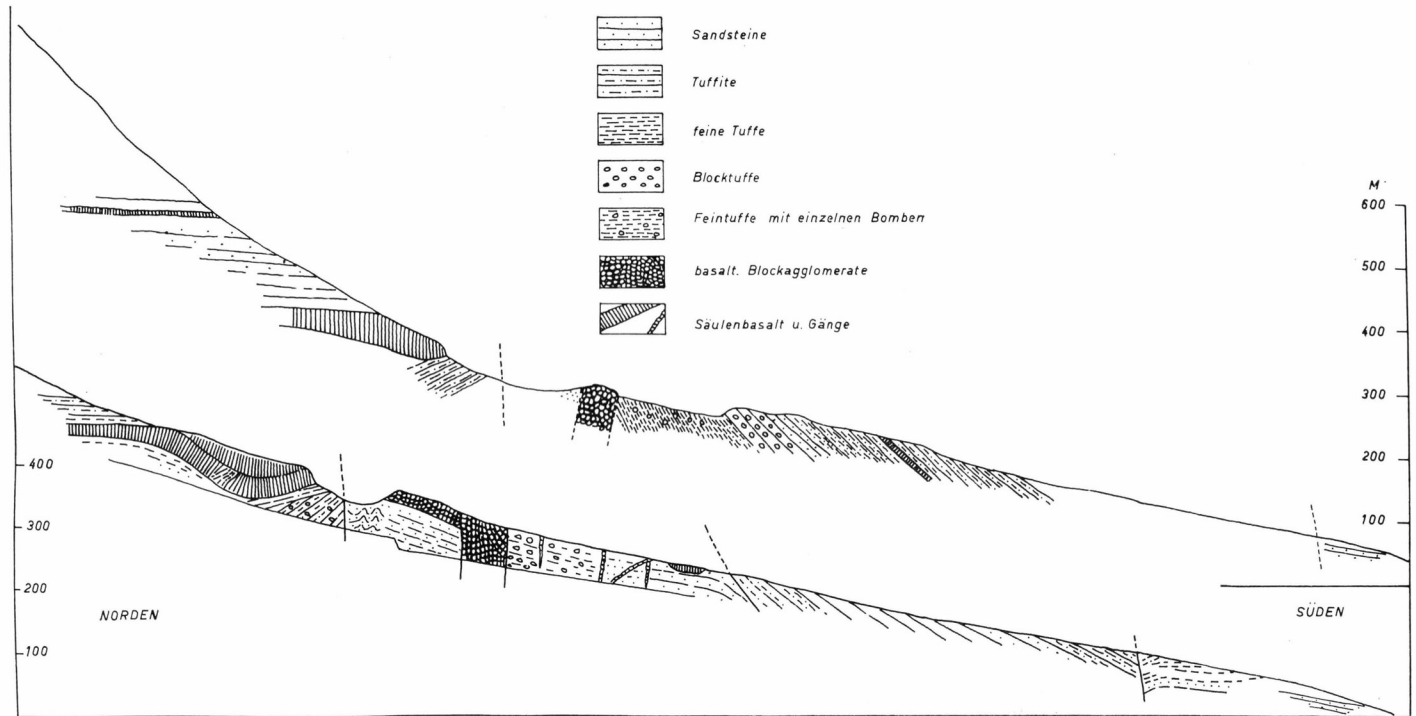


Fig. 23. Basaltische Tuffe und Ergüsse im untern Teil der Kap Graahserie. NE-Seite des Moskusoksefjordes, ca. $2\frac{1}{2}$ km nordwestlich Forbindelsesdal (vergl. Fig. 21).

Einige Gesteinsproben aus diesen Dykes (Nrs. 436', 436x, 436xxx) wurden von RITTMANN als porphyrische Pigeonit-Olivin-Diabase bestimmt. Sie setzen sich nach seinen Angaben aus ca. 60 % Plagioklas (Bytownit bis Labrador), etwa 25 % Pigeonit, der sowohl als Einsprengling wie als Bestandteil der Grundmasse vorkommt, 5 % Olivin, etwa 9 % Erz und 1 % Chlorit zusammen. Die Olivineinsprenglinge wurden aber vollkommen umgewandelt und durch Hämatit, Chrysotil oder Calcit ersetzt und der Plagioklas durch Serizit gesprengelt.

Ein weiteres Basaltniveau fällt im Südhange des Moskusokse-landets (P. 1612), etwa 2 bis 3 km nordwestlich des Forbindelsesdals auf. In der geologischen Karte von 1948 ist das Vorkommen ungefähr 1 km zu weit im Westen und nur als einfacher Steilgang eingetragen worden. DAL VESCO hat die Stelle auf Grund eines gemeinsam mit dem Verfasser im Jahre 1952 gemachten Besuches kurz beschrieben (1954, S. 29). Zum Abschluss der Sommerarbeit von 1957 wurden die Lagerungsverhältnisse der basaltischen Tuffe und Ergüsse der Lokalität nochmals untersucht. Den besten Einblick gewährt der Einschnitt des Baches, der ungefähr $2\frac{1}{2}$ km nordwestlich des Deltas des Forbindelsesdals mit einem basalen Schuttkegel den Fjord erreicht. Ein grosser, höher gelegener Schuttfächer, der den untern Teil des Berghanges überdeckt, geht am gleichen Bach von der Stelle aus, wo er in einer kleinen Klamme, ca. 300 m ü. M., seinen Einzugstrichter am steilen Südhang verlässt. Diese obere Schuttstreuung dürfte auf Wasser- und Nassschneeausbrüche aus dem südexponierten Wildbachtrichter während der Schneeschmelze zurückgehen, wenn die enge Abflussrinne durch Schneewehen, Hartschnee und Eis verstopft ist. Am östlichen Rand des obern Schuttfächers hat sich der Bachlauf etwas eingetieft und das Anstehende blossgelegt (siehe fig. 21).

Leider sind die genauen stratigraphischen Zusammenhänge durch eine ungefähr parallel zum Berghang, in NW—SE-Richtung verlaufende Störung unterbrochen. Die Sandsteine sinken daran gegen SW ab: nordwestlich des Baches an einem Bruch, der gegen SE in eine steile Flexur und dann in ein mehr oder weniger steiles Abfallen der Schichten übergeht. Kleine Brüche, die im Bacheinschnitt sichtbar sind, komplizieren die Profilaufnahme. Da sich die Grösse der Absenkung, die einige hundert Meter ausmachen dürfte, nicht genau bestimmen liess, ist die exakte Einstufung des Basaltniveaus etwas unsicher. Auf Grund der frühern Aufnahmen schien es, als ob es sich in den allerobersten Teil der Kap Kolthoffserie einfügen liesse; berücksichtigt man aber die gegen den Fjord zu erfolgte Absenkung, so muss man es dem untern Teil der roten Sandsteine der Kap Graahserie zuordnen.

Folgt man dem Bach von unten nach oben, so stösst man am obern Ende des Deltas, in ca. 40 m Höhe, auf heller und dunkler rot



Fig. 24. Tuffe und Basalte im untern Teil der Kap Graahserie. Tälchen, $2\frac{1}{2}$ km nordwestlich Forbindelsdal, auf Höhe 350 bis 400 m ü. M. (vergleiche unteres Profil in Fig. 23).

S roter Sandstein, T geschichtete basaltische Tuffe und Tuffite. Zwischen S und T ein steilstehender Bruch. B Säulenbasalt.

gestreifte Sandsteine, die mit ungefähr 8° gegen SSW einfallen, darüber, von 50 bis 70 m ü. M., auf gut geschichtete, grünlich anwitternde Tuffite und dunkelgrüne, basaltische Tuffe. Die Lagerung dieser Schichten, die mit ungefähr 30° gegen NW einfallen, ist durch einen Bruch, der den Bach in SE-Richtung überquert, gestört. Er verursacht einen kleinen Wasserfall, über dem wieder die roten Sandsteine und hierauf, von ungefähr 100 m Höhe an, die grünen Tuffite anstehen. Diese fallen nun durchschnittlich mit 20° gegen SSE ein. Bis auf die Höhe von 300 m liegt der Bacheinschnitt in einer Wechsellagerung von roten Sandsteinen, gut geschichteten Tuffiten und Tuffen. Schichtabwärts, gegen Norden, wird das vulkanische Tuffmaterial gröber, und man stösst auf Brockentuffe und vulkanische Brekzien. Sie schliessen zahlreiche grössere, eckige Auswürflinge (bis zu 2 m im Durchmesser), meist Basalt, seltener Sandstein, und gerundete Bomben ein. In den Tuffen liegt, in ungefähr 240 m Höhe, auf unebener Fläche, eine mehrere Meter dicke Basallage. Im Bacheinschnitt stösst man auf steil stehende, E—W streichende, etwas diffus die Tuffe durchsetzende Steilgänge von 1 bis

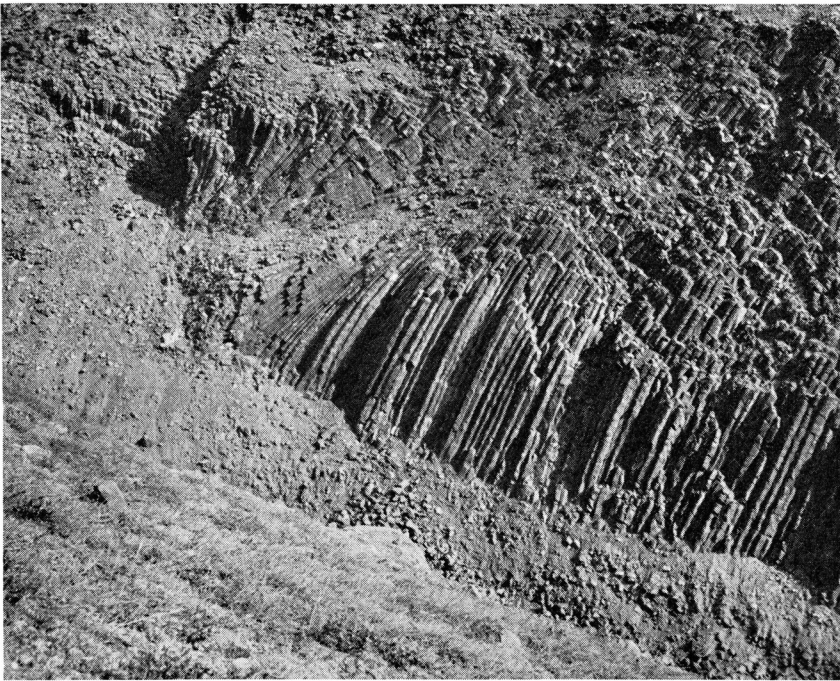


Fig. 25. Säulenbasalt über vulkanischen Tuffen. Gleiche Lokalität wie Fig. 24.

3 m Breite, sowie einen breiteren, schräg gegen Süden aufsteigenden Gang. Die Füllung besteht teils aus kompaktem Basalt, teils aus feinem und gröbern Brockentuffen. Schmale Spalten, die die Tuffe durchsetzten, wurden von oben her mit hellem, glimmerführendem Sandmaterial aufgefüllt.

In ungefähr 300 m Höhe stösst man im Bachbett auf die, ungefähr W—E verlaufende, 50 bis 60 m breite, aufrechte Ausbruchsspalte. Sie ist teils von einem Gemenge von grossen und kleinen Basaltbrocken und feinerem Trümmaterial, teils von dichten Basaltpartien ausgefüllt und zeigt eine aufrechtstehende Streifung, die im Anschnitt als säulenartige Gliederung hervortritt (vergl. Fig. 27). Es handelt sich um einen Wechsel von nebeneinanderstehenden Lagen von mehr kompakter Lava und von Blöcken, die durch schmale Streifen von feinem Brekzien getrennt sind. Diese merkwürdige Gangfüllung geht wahrscheinlich auf den letzten Ausbruch des Spaltenvulkans zurück. Im oberen Teil des breiten Ganges biegen die Lagen des Blockbasaltes gegen Norden in eine flachere Lagerung um und überdecken, in einer kleinen Hügelkuppe, die 345 m Meereshöhe hat, die roten Sandsteine, die die Nordwand des Steilganges bilden. Die Sandsteinschichten sind z.T. zerbrochen, z.T. in kleine Falten zusammengestaucht. Ob dies eine Folge des Basalt-



Fig. 26. Blockbasalt, Füllung der Ausbruchsspalte (vergl. Fig. 23, oberes Profil).

durchbruchs oder der am Nordrand der Sandsteine durchziehenden Verwerfung ist, kann nicht sicher entschieden werden.

Bergwärts brechen die Sandsteine an einer Störungslinie ab und sind von steil gegen Norden einfallenden vulkanischen Aschen und feinem Brockentuffen überdeckt. Der obere, gröbere Teil der ca. 40 m mächtigen Tuffschichten liegt deutlich diskordant zum untern. Meist zeigen sie eine hellgraugrüne Färbung, dazwischen kommen aber auch hellgraue und violette und zwei intensiv rote Lagen vor. Die obere derselben, ca. 50 cm mächtig, ist von konglomeratisch-brekziöser Beschaffenheit, die untere, bis ein Meter dick, scheint lediglich aus einer Umfärbung grüner Lagen hervorzugehen. Die Hauptmasse der Tuffe ist feinkörnig, aschenartig oder feimbrekziös, einige Lagen enthalten zahlreiche Lapilli und im ganzen Komplex sind, eingebettet in der feinern Grundmasse, vereinzelt Auswürflinge mit Durchmessern von über $\frac{1}{2}$ m im Durchmesser vorhanden. Doch findet man auch Sandsteinzwischenschichten mit gerundeten Quarzitgeröllen, die zeigen, dass, gleichzeitig mit der Förderung der vulkanischen Lockerprodukte, fluviales Material zugeführt und mit den Tuffen im Wasser abgesetzt wurde. Das Hangende bildet ein im ganzen kompakter Basalt; im oberen Teil ist er porös, schlackenartig, und von Tuffen überdeckt. Er ist in hohe, schlanke



Fig. 27. Rand der Ausbruchsspalte. Gangfüllung: Säulenartig gegliedertes grobes, basaltisches Agglomerat und Tuffbrekzien. Gleiche Lokalität wie Fig. 24 (vergl. Fig. 23, unteres Profil, Höhe ca. 250 m ü. M.).

A basaltisches Agglomerat, S roter Sandstein. Die Höhe des Sandsteinfelsens beträgt ca. 25 m.

Säulen gegliedert. Seine Auflagerungsfläche scheint etwas diskordant zu den Tuffen zu sein. Sie fällt zunächst mit diesen ein Stück weit bergwärts ein, biegt dann um und hebt sich gegen Norden. Der Basalt scheint in dieser Richtung rasch dünner zu werden. An der Umbiegungsstelle, wo er am mächtigsten ist, misst er über 50 m. DAL VESCO glaubt, es handle sich um mehrere, übereinanderliegende Ergüsse. Über dem Säulenbasalt folgen, von ungefähr 420 bis auf 500 Meter Höhe, wiederum Tuffe und Tuffite, dann die mächtigen roten Sandsteine der Kap Graahserie, zwischen denen, ca. 100 m höher, nochmals eine konkordante, jedoch dünne Basaltschicht liegt.

Einige hundert Meter östlich des Baches stehen im untersten Teil des Berghanges, bis auf ca. 50 m ü. M., rote, zerbrochene Sandsteine an. Von 180 m Höhe an treten aus der Moränenüberdeckung gutgeschichtete grüne Tuffite hervor. Die Schichten fallen mit ungefähr 35° gegen SSW ein. Ein kompakter, 1 bis 2 m mächtiger Säulenbasalt ist ihnen kon-

konkordant eingelagert. Bergwärts nimmt die Schichtenneigung bis auf 65° zu, man stösst deshalb in dieser Richtung eine Strecke weit auf immer tiefere Schichten. In diesen erscheint zuerst ein rötlicher, bankiger Sandstein mit viel Feldspat und wenig Basalttrümmern, 10 bis 15 m mächtig, dann deutlich geschichtete, graugrüne Brockenstufte mit viel eckigen Basaltbrocken und Pisolithen und Linsen von reinem Quarzsandstein. Dann folgen schiefrige, bröckelige Feintuffe mit eingebetteten Bomben von bald dichter, bald schlackiger Beschaffenheit. In der Hügelkette, deren Kuppe an dieser östlichen Stelle 315 m ü. M. liegt, tritt der grosse Fördergang mit den Blockbasalten hervor. Dann kommen wieder die roten Sandsteine, die grünen Tuffe und der mächtige Säulenbasalt, ähnlich wie im Profil des Bacheinschnittes. Man sieht, dass es sich um Ausbrüche längs einer breiten, ein bis zwei Kilometer langen Spalte gehandelt haben muss (vergl. Fig. 23, oberes Profil).

Auch westlich des Baches trifft man in der Hügelreihe, die zwischen 300 und 400 m Höhe den Berghang terrassiert, auf eine Wechsellagerung von roten Sandsteinen, grünen und grauioletten Tuffiten und Tuffen mit einzelnen Basaltlagen. Die Schichten fallen z.T. steil gegen SSW ein. Unter dem westlichen Teil der Hügel stehen in ungefähr 300 m Höhe die weissen, groben, geröllführenden Sandsteine und Quarzkonglomerate von der Basis der Kap Graahserie an. Hier fallen die Schichten jedoch ungefähr mit 20° gegen ESE ein. Sie dürften das Liegende der abgebogenen, gestörten vulkanischen Gesteinsfolge darstellen.

Über den vorgenannten Hügeln ist im steilen, unzugänglichen Teil des Berghanges, in ca. 600 bis 700 m Höhe, eine steile, nach Süden fallende Abbiegung der roten Sandsteine und Tuffe sichtbar, sodass angenommen werden muss, dass der Hügelzug und der beschriebene vulkanische Komplex gegenüber den Schichten des Berginnern an einer Flexur 200 bis 300 m tief abgesunken sind.

Die Flexur bedingt ein kurzes Stück weit, nordwestlich des Baches, die Steilheit des Berghanges. Aus Entfernung war darin der Querschnitt eines kleinen runden Necks zu sehen, der von einem Kranz radial angeordneter Basaltsäulen umrandet ist, während der zentrale Teil aus einer Blockfüllung zu bestehen scheint.

Ein noch höheres, den roten Kap Graahsandsteinen konkordant eingelagertes Basaltniveau lässt sich im mittlern Teil des Moskusokselandets, in den Felswänden rings um Punkt 1358 herum beobachten.

Weiter im Südosten, zwischen Högboms Bjerg und Forbindelsesdal, wurde eine Basalteinlagerung kartiert, die den Basiskonglomeraten der Kap Graahserie folgt. Die grösste Dicke besitzt dieser Basalt südlich und südöstlich von Punkt 1354, in ungefähr 450 m Höhe ü. M. Er ist dort ungefähr 30 m mächtig, nimmt aber sowohl gegen SE

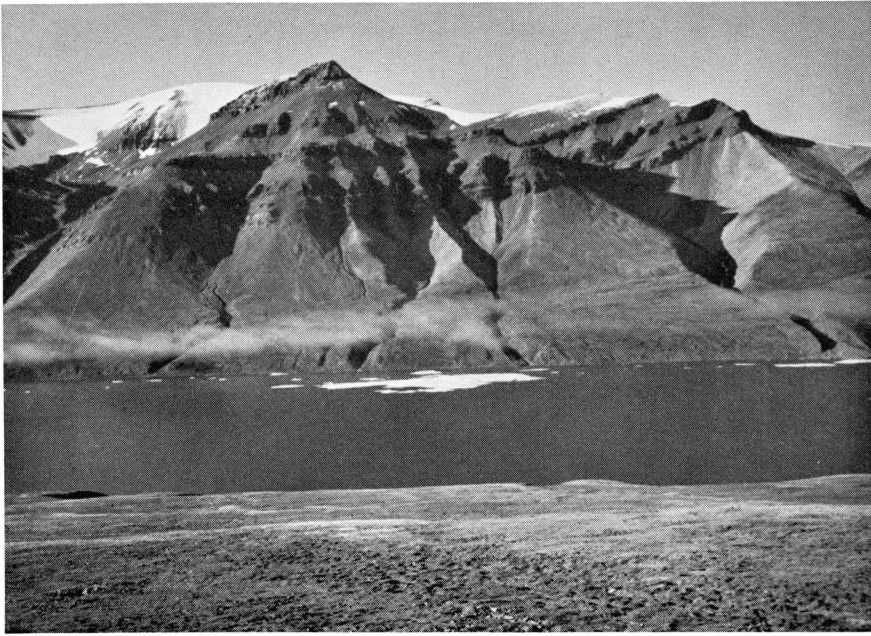


Fig. 28. Basaltlagen in der Kap Graahserie von Victor Madsens Bjerg. Der Bildausschnitt ergänzt die Fig. 15 gegen SE. Rechts unten: rote Sandsteine des obern Teils der Kap Kolthoffserie. Darüber die hellen, konglomeratischen Sandsteine vom untern Teil der Kap Graahserie, darauf die harten, roten Sandsteine des mittlern und obern Serienteils. Den obersten Bergteil, links hinten, nimmt der Basisteil der Mt. Celsiusserie ein.

Jedes der steilen Felsbänder enthält eine, den Schichten konforme Basalteinlagerung (vergl. Fig. 29).

wie gegen NW ab. Gesteinsproben aus diesem Basaltniveau hat RITTMANN (1940, Nrs. 435 und 438) als teils subophitische, teils subdoleritische Pigeonit-Olivin-Tholeiite bezeichnet. Stellenweise mag der Basalt, vor allem da, wo er in den Basisbrekzien liegt, ein oberflächennaher Sill gewesen sein.

Auf dem südlichen Ufer des Moskusoksefjordes fällt, unmittelbar südöstlich des Inliers, eine konkordante Basaltlage im mittlern Teil der Kap Kolthoffserie auf. Ferner treten im steilen NE-Hang von Victor Madsens Bjerg mehrere, konkordante Basaltlagen im mittlern und obern Teil der Kap Graahserie hervor. Auch hier dürfte es sich um Ergüsse handeln. So weit die Serie auf der Nordseite des Fjordes noch erhalten ist, sieht man die gleichen Basaltniveaus im obern Bergteil unter den Gipfelpunkten 1354, 1303 und 1308. Sie wurden aber nicht aufgesucht.

Es können also im Gebiet des mittlern Moskusoksefjordes mehrere Ausbruchszeiten basaltischer Laven festgestellt werden. Die erste fällt zusammen mit dem Anfang der Ablagerung der Kap Kolthoffserie,

spätere folgen in deren Mitte und gegen deren Ende. Ferner finden sich effusive Basaltlagen in der Kap Graahserie, sowohl an der Basis wie in der Mitte und im obern Teil. Bis jetzt liessen sich 8 oder 9 Basaltniveaus, verteilt auf die beiden Serien und über ein grösseres Gebiet verstreut, beobachten. Im östlichen Fjordteil kommen mit den grossen Aufschlüssen tieferer Serienteile noch weitere Basaltlagen hinzu. Dagegen wurde bis jetzt noch kein der Mt. Celsiusserie zugehöriger Basalterguss angetroffen.

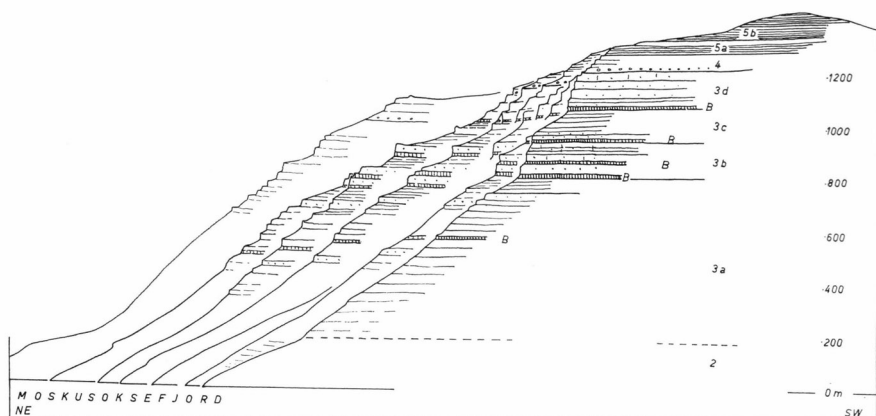


Fig. 29. Basaltlagen in der Kap Graahserie von Victor Madsens Bjerg. Profilskizze aus dem mittlern Bergteil.

Legende:

2 helle, grobkörnige Basisschichten der Kap Graahserie, 3 rote Sandsteine der Kap Graahserie; a vorwiegend hellrote Sandsteine mit einer Basaltlage; b vorwiegend gebankte, harte, dunkler rote Sandsteine mit zwei Basalteinlagerungen; c dünner geschichtete rote Sandsteine, eine Basaltlage im untern Teil; d gebankte rote Sandsteine mit einem Basalt an der Basis. 4 graue Basisschichten der Mt. Celsiusserie, 5 a dunkle, rotviolette Mergel und schiefrige Sandsteine des untern Teils der *Remigolepis*-Schichten; 5 b dunkle, grauschwarze bis lilafarbene *Remigolepis*-Schiefer (Mt. Celsiusserie). B Basaltlagen, konform den Schichten eingefügt.

C. Der östliche Teil des Moskusoksefjordes.

Der Moskusoksefjord durchquert in seinem östlichen Teil verschiedenartige und komplex zusammengesetzte Strukturen. Von Westen gegen Osten sind dies:

1. Die Aufhebungs- und Faltungszone von Sederholms- und Ramsays Bjerg auf der Südseite und von Högboms Bjerg auf der Nordseite des Fjordes.
2. Der grossenteils mit Karbonsedimenten gefüllte Graben des Gastis- und Prospektals, der die grosse, postdevonische Hauptverwerfung begleitet und den hohen, westlichen Teil des Hudson Landes und der Gauss Halvö vom östlichen, niedrigeren Teil trennt.

3. Die aus kaledonischen Sedimenten, Graniten und metamorphen Schiefern bestehenden, östlich des Grabens gelegenen Horste von La Cours- und vom Ankerbjerg.
4. Am östlichen Ende berührt der Fjord noch die Gieseckescholle, eine geneigte und verbogene Treppenstufe aus der Bruchstaffel der Aussenküste. Ihr Sockel besteht aus kaledonischen und devonischen Gesteinen. Stellenweise sind diese von Karbon und fast überall von flach liegenden Sedimenten des Perms und der Trias sowie frühtertiären Basalten überdeckt.

Im Bereich der Faltungs- und Aufschiebungszone von Högboms- und Sederholms Bjerg biegt der Fjord aus der NW—SE-Richtung nach Osten und hierauf gegen NE um. Der Richtungswechsel war durch Brüche oder Blattverschiebungen in den Bauteilen vorgezeichnet. Im Ankerbjerg tritt die Unterlage des Devons hervor und im Gastisdalgraben dessen Überdeckung durch Karbonsandsteine.

1. Die Aufschiebungs- und Faltungszone auf der Südseite des Fjordes. (Ramsays- und Sederholms Bjerg).

a. Tektonisches.

Die hier in Frage stehende neue Faltungszone besteht auf der Südseite des Fjordes aus der, nur zum Teil erhaltengebliebenen, Ramsays Bjerg-Antiklinale, an die sich gegen Westen, im Langbjerg, eine breite Mulde und hierauf, in Sederholms Bjerg, ein aufgestossenes Schichtenpaket anschliessen.

Die Schichten, die Ramsays Bjerg aufbauen, brechen im Osten am grossen, ungefähr in N—S-Richtung verlaufenden Bruch, der den Westrand des Gastisdalgrabens bildet, ab. An der Grabenwand, die in einer Höhe von über 1000 Meter freigelegt ist, stehen gefaltete Devon-sandsteine an. Ihnen sind dunkle basische und rote saure Eruptivgänge eingelagert. Die Bruchfläche verläuft spitzwinklig zur Richtung der Falten, und das mächtige Schichtenprofil gibt darin nur wenig Aufschluss über den Faltengang. Im ganzen gesehen sinken die Schichten gegen WSW und SW ein, sodass an der NE-Ecke des Berges, am Fjord-ufer, die tiefsten Schichten des hier anstehenden Devons zu finden sind. Im östlichen Teil des Berges fallen sie mit ungefähr 25° gegen SW ein; in dieser Richtung nimmt die Neigung auf über 50° zu. Ramsays Bjerg stellt die SW-Flanke einer Antiklinale dar, die gegen Westen mit den Falten des Devongebietes zusammenhängt, im Osten aber abgeschnitten wurde.

Im obern Karins Dal scheint, aus Entfernung gesehen, eine steile, flexurartige Abbiegung der Schichten in die westwärts anschliessende

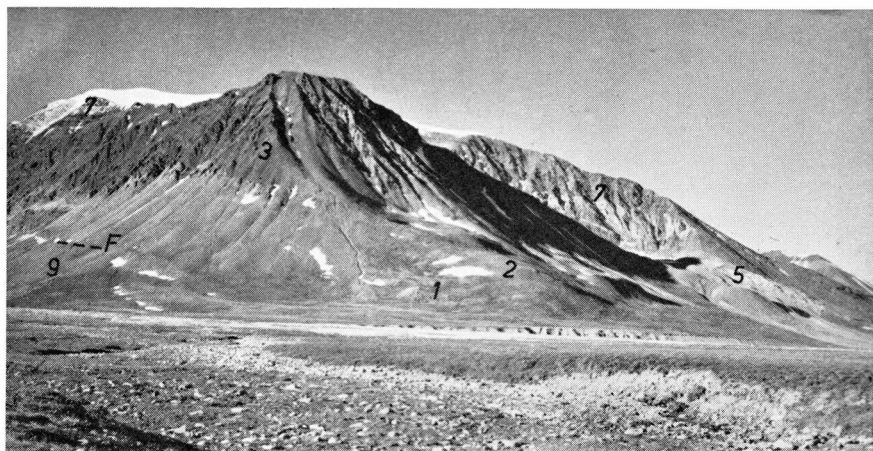


Fig. 30. Nordostecke von Ramsays Bjerg, am Delta des Gastisdals.

Mulde des Langbjerges überzuleiten. In dieser lässt sich der Schichtenverlauf, der starken Schuttbedeckung wegen, nicht genau verfolgen. Rote Sandsteine der Kap Kolthoffserie nehmen den Kern der Mulde ein. Im untersten Teil von Karins Dal, am Westfuss von Ramsays Bjerg, wurde ein Einfallen der grauen Schichten im obern Teil der Ramsays Bjergserie von 40 bis 45° gegen WSW gemessen, und auf der gegenüberliegenden Muldenseite, im untern Teil von Böggilds Bjerg, richten sich die Schichten mit 40° gegen Westen auf. In der Höhe, auf den Bergkämmen des Gebietes, überdecken flachliegende, dunkle Schichten der Mt. Celsiusserie mit starker Winkeldiskordanz die schräg stehenden Muldenflanken (siehe Fig. 34).

Im Flusscañon des untersten Paralleldals, ungefähr im Zentrum der Mulde, stehen unter den roten Kap Kolthoffschichten steil und wild gefaltete graue und grau-grüne Sandsteine an. Die Kleinfaltung geht entweder auf die Intrusion des in der Nähe befindlichen grossen Rhyolithganges oder auf kleine Blattverschiebungen zurück.

Am Ostende von Sederholms Bjerg biegen sich die Schichten westwärts zu einer kleinen Antiklinale auf und gehen dann, wenigstens die tiefern Lagen, in eine, durch kleine Verschiebungen zerstückelte Mulde über. Die zerknitterte Schichtfolge setzt sich im NE-Hang von Sederholms Bjerg in ein steil aufgerichtetes und gegen Westen aufgeschobenes Schichtenpaket fort. An dieses grenzen, von Westen her, das flachliegende Basiskonglomerat und die darüber liegenden roten Sandsteine der Kap Graahserie (siehe Fig. 18). An der Kontaktfläche biegen sie sich nach oben, teilweise sogar nach rückwärts um. Die aus der Tiefe aufgestossenen grauen Sandsteine haben ihr Dach nicht ganz durchbrechen können. Braunrote, z.T. tuffitische Sandsteine der Kap Kolthoffserie



Fig. 31. Die Nordwestseite von Ramsays Bjerg. Links hinten: Eingang ins Gastisdal, rechts Karins Dal.

Legende zu Fig. 30 und 31:

1 Basiskonglomerat der Ramsays Bjergserie, 2 unterer grosser Rhyolithgang, 3 Sandsteine des untern Teils der Ramsays Bjergserie, 4 Diabase im untern Teil der Ramsays Bjergserie, 5 oberes Konglomerat der Ramsays Bjergserie, 6 oberer grosser Rhyolithgang (vergl. Fig. 36), 7 obere Sandsteine der Ramsays Bjergserie, 8 rote Sandsteine der Kap Kolthoffserie im Langbjerg, 9 Karbon des Gastisdal-Grabens, F westlicher Randbruch des Gastisdal-Grabens.

überdecken sie, doch wurden diese zu kleinen, disharmonischen Falten zusammengestaucht. Sie sind aus Entfernung deutlich im Ostgrat von Sederholms Bjerg zwischen 800 und 1200 m ü. M. zu sehen, während an der Nordflanke die umgebogenen und aufgerichteten Kap Graahschichten auffallen (siehe Fig. 19). Der ganze gefaltete und aufgeschobene Komplex wird an der NE-Ecke von Sederholms Bjerg in 1200 m Höhe von den flachliegenden Schichten der Basis der Mt. Celsiusserie überdeckt. Die auffällige Winkeldiskordanz zwischen den dunkeln Gesteinen des Gipfelgrates und den roten und grauen Schichten des übrigen Bergteils ist vom Fjord aus von weitem zu sehen.

Das Alter der Faltung und Aufschiebung lässt sich genau fixieren. Die Aufschiebung bog die Schichten der oberdevonischen Kap Graahserie auf und überfuhr sie. Andererseits überdeckt bereits die jüngere, ebenfalls oberdevonische Mt. Celsiusserie die abgetragenen Falten, sodass der Faltungsvorgang in die Zeit zwischen der Ablagerung der beiden Serien fällt. Er wurde als Hudsonland-Phase IV bezeichnet und ist spätoberdevonisch. Die Winkeldiskordanz der Mt. Celsiusserie kann quer

über die Gauss Halvö beobachtet werden, so im Cirkus-, in Böggilds-, im Lang- und in Harders Bjerg sowie in den Hjelmbjergene an Kejser Franz Josephs Fjord.

Betrachtet man die Südseite der Gauss Halvö von Kap Graah aus, so fällt auf, dass auch die dunkeln Schichten der Mt. Celsiusserie zu breiten Mulden und Sätteln verbogen sind. Der geologischen Karte lässt sich entnehmen, dass in Victor Madsens Bjerg, im mittlern Teil von Sederholms Bjerg und in Smith Woodward-Stensiös Bjerg die Mt. Celsiusserie eine in N—S-Richtung verlaufende, breite Mulde bildet; ostwärts folgt in der Gipfelserie von Böggilds-, Lang- und Harders Bjerg eine Antiklinalwölbung, z.T. dort, wo sich in den tiefern Serien eine Mulde abzeichnet. Südlich Kejser Franz Josephs Fjord setzen sich die jungen Falten in SSW-Richtung bis in die Traill Ø fort, nur ist dort keine Faltungsdiskordanz mit den tiefern Schichten festzustellen. Da die allerobersten Devonschichten in diese spätere Faltung einbezogen wurden, nicht aber die auf Geographical Society und Traill Ø vorhandenen namurischen Sandsteine, kann auf ein unterkarbonisches Alter dieses als Ymers Ø-Phase bezeichneten Faltungsvorganges geschlossen werden.

b. Stratigraphisches.

Die tiefsten Devonschichten des Ramsays Bjerg-Gebietes stehen am Fjordufer an der NE-Ecke des Berges an. Über ihnen lässt sich, in SW-Richtung den Berg überquerend, ein über 1500 Meter mächtiges normales Schichtenprofil aufnehmen. Den untersten Teil desselben zählen wir zur Basisserie, der Hauptteil aber gehört der Ramsays Bjergserie an.

Die tiefsten Schichten, im niedern Küstenkliff, unmittelbar westlich des Gastisdaldeltas anstehend, sind harte, graugrüne Sandsteine. Ihre Lagerung ist durch Gleitungen auf den Schichtfugen und unregelmässige Verbiegungen gestört worden, doch blieb, im ganzen gesehen, der Zusammenhang erhalten. Die Schichten fallen an dieser Stelle, im Gegensatz zum übrigen Bergteil, auf einer Strecke von ungefähr einem Kilometer längs des Fjordes, mit 40 bis 45° gegen NE ein: eine Folge des grossen Bruches, der unmittelbar östlich der Lokalität durchzieht und in dessen Nähe die Schichten abgebogen wurden. Nur wenig südlich des Ufers, schon in 100 m Höhe, fallen die Schichten stark in westlicher Richtung ein.

Diesen tiefen, graugrünen Sandsteinen der Basisserie sind einige rote, schiefrige Lagen und einzelne, hellgraue Konglomeratbänke eingefügt. Darüber tritt ein mächtigeres, grobes Konglomerat auf, das als Basis der Ramsays Bjergserie betrachtet wird. Es steht am Eingang zum Gastisdal, ungefähr 1 km vom Ufer entfernt und in 170 m Höhe, hart neben der grossen Verwerfung an und ist mit ungefähr 30

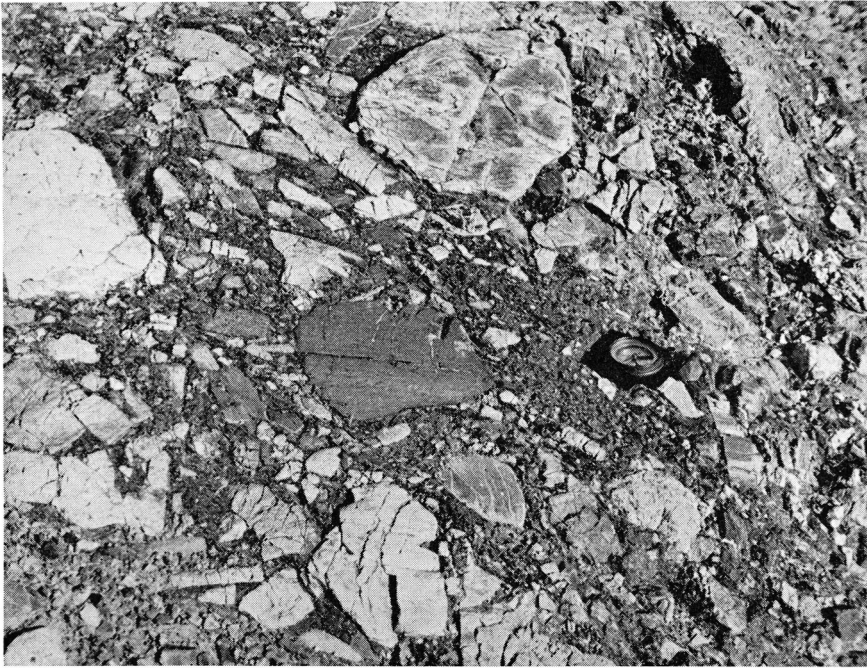


Fig. 32. Basale Brekzie der devonischen Basisserie (über präkambrischer Eleonore Bay Formation), die ausschliesslich Brocken aus der sedimentären kaledonischen Unterlage enthält. Aufschluss auf einer jungen, angewitterten Gletscherschlifffläche am Vuachebjerg (Stordal, östliches Hudson Land). Die längere Kante des Kompasses misst 10 cm.

Meter Mächtigkeit aufgeschlossen. Es lässt sich eine Strecke weit ins Gastisdal hinein verfolgen und hebt sich dort, unter dem nördlichen Vorgipfel des Berges, am Fusse der Steilwand und unter dem roten Rhyolithgang, als weisses Schichtband ab. Das Konglomerat enthält Gerölle von dunkeln Kalken, gelben Dolomiten und verschiedenfarbigen Quarziten, d. h. Material aus der Eleonore Bay Formation, daneben, vereinzelt, graugrüne Devonsandsteine und viele Blöcke eines hellgrauen Muskowitgranits. Die Zusammensetzung gleicht derjenigen des Inlierkonglomerates II. Die meisten Trümmer sind gut gerundet, die grössern erreichen Durchmesser bis zu 50 cm. Auch die den liegenden Sandsteinen eingelagerten Konglomeratbänke weisen einen ähnlichen Geröllbestand auf, nur ist die Grösse der Komponenten wesentlich kleiner. Das Hauptkonglomerat fällt gegen SW ein, sein Ausgehendes überquert die NE-Ecke des Berges und zieht sich gegen NW an den Fjord hinunter.

Im Küstenkliff unmittelbar westlich des Deltas des Gastisdals durchbrechen zahlreiche basische und saure Gänge die Sandsteine. Auf einer ca. 1 km langen Uferstrecke wurden 7 oder 8 steil in den Sand-

steinen stehende Diabasgänge gezählt. Einige davon sind mehrere Meter breit, der grösste ca. 20 Meter. Ungefähr gleich viele rote, rhyolithische Gänge wurden auf der gleichen Strecke angetroffen. Der grösste davon ist ungefähr 100 m dick und fällt steil (steiler als das Konglomerat) gegen WSW ein. Sowohl die basischen wie die sauren Gänge durchqueren das Konglomerat und einen Teil der über diesem liegenden Sandsteine. Wo sie zusammentreffen, erweisen sich die Rhyolithe als die jüngere Gangart.

Westlich des grossen Rhyolithganges sind die Aufschlüsse an der Fjordküste und im untern Teil des nördlichen Berghanges lückenhaft. Über dem Konglomerat stehen vorwiegend graugüne, glimmerreiche, dunkel anwitternde Sandsteine an. Sie fallen im ganzen genommen gegen WSW ein. Teils sind sie grob-, teils feinkörnig, oft mit einer Mikrokreuzschichtung. Die ganze Schichtfolge hebt sich, vom Gastisdal aus betrachtet, als 600 bis 700 Meter mächtiger Komplex ab, der unter dem nordöstlichen Vorberg des Hauptgipfels ansteht und sich gegen Süden, dem obern Gastisdal zu, langsam senkt. Gegen Westen dehnt er sich bis gegen das Delta von Karins Elv aus.

In der Mitte der Nordseite des Berges, zwischen 50 und 150 m Höhe, treten westlich des Gletscherbaches einige glazialgeschliffene Rundhöcker aus der Moränenüberdeckung hervor. Sie bestehen aus einem dunkelgrünen, fast schwarzen Eruptivgestein, das die in Kontaktnähe ebenfalls dunkel gewordenen Sandsteine durchdringt. Der Gang wird auf ungefähr 150 m Höhe von einem obern, mächtigen Konglomerat abgeschnitten und überlagert. Wohl liegt es konkordant auf den grauen Sandsteinen, doch trennt hier offensichtlich ein Hiatus, der zugleich eine Erosionsphase darstellt, das Liegende vom Hangenden.

Das obere Konglomerat, 90 bis 100 Meter mächtig, zieht sich als hell anwitternder Schichtstreifen vom Delta des Karins Elvs aus in SE-Richtung durch den Fuss der steilen Nordwand ins Gletscherdal hinauf und erreicht den Ostgrat von Ramsays Bjerg unmittelbar nördlich des Gletschers, in ungefähr 1150 m Höhe. Dann setzt es sich über der untern, dunkelgrauen Schichtfolge südwärts ins Gastisdal fort. Dort steht es südlich P. 1249, am Einschnitt, der von Karins Dal aus nach SE führt, in ungefähr 400 m Höhe am Westhang des Gastisdals an. Dieses obere Konglomerat weist dieselbe Zusammensetzung wie dasjenige an der Serienbasis auf und ist, wie dieses, in seinem Ausgehenden auf einer längern Strecke von einem grossen roten Gang begleitet und von dunkelgrauen Sandsteinen überdeckt. BACKLUND (1932, T. 2) hatte deshalb vermutet, dass ein Querbruch auf der Nordseite von Ramsays Bjerg das Schichtenprofil verdoppelt habe und eine Wiederholung der gleichen Schichtfolge vorliege. Doch lässt sich in der grossen Ostwand des Berges keine sie kreuzende Bruchspur feststellen. Auch ist

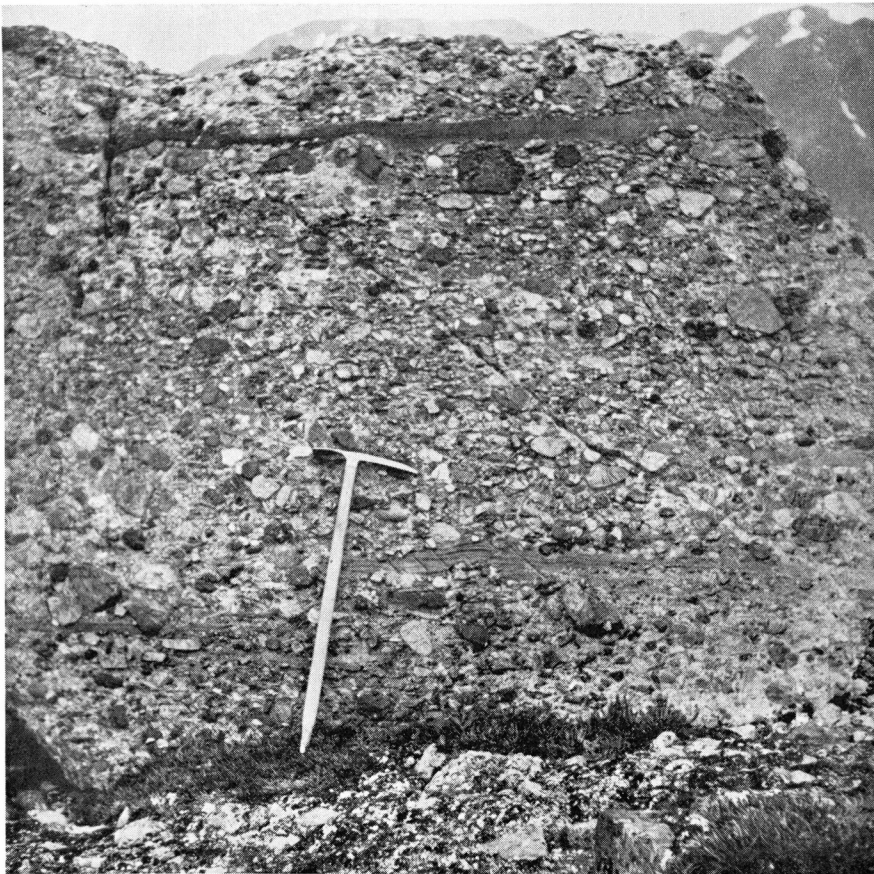


Fig. 33. Polygenes Konglomerat von der Basis der Ramsays Bjergserie, an der NE-Ecke von Ramsays Bjerg. Neben Quarziten, Kalken und Dolomiten der Eleonore Bay Formation und des Kambro-Ordoviciums enthält das Konglomerat zahlreiche Gerölle (bis zu 50 cm Durchmesser) von hellen, nicht deformierten Graniten. Auf dem Bild messen die grössern Komponenten 15 bis 20 cm im Durchmesser. Das Bild stammt von einem abgestürzten Block.

das untere Konglomerat von den ältern basischen Gängen durchbrochen, nicht aber das obere, und dieses ist wesentlich mächtiger als das untere. Es sind also zwei verschiedene, aber ähnlich beschaffene Konglomeratniveaus vorhanden, die durch eine 600 bis 700 m mächtige Sandsteinfolge und einen Hiatus von einander getrennt sind.

Das obere Konglomerat enthält als Gerölle ebenfalls dunkle Kalke, Dolomite, Quarzite und hellgrauen Granit, auch stark verwitterte Gneisstücke. Die Blöcke erreichen Durchmesser bis zu einem halben Meter. Die Bänke fallen mit ca. 35° gegen WSW ein und sind im Hangenden auf einer längern Strecke von einem grossen Rhyolithgang begleitet;

doch steht er steiler als die Konglomeratbänke, sodass das Zusammentreffen im Ausgehenden des Konglomerates an der Felswand zufällig ist. Gegen SE folgt jedoch der Gang eine Strecke weit lagerartig dem Konglomerat, da dieses den Eruptiven günstige Bahnen bot.

Auf das obere Konglomerat folgen zunächst rote, schiefrige Sandsteine, die mit hellgrauen Konglomeratbänken wechsellagern, hierauf dunkel grau-grüne, meist harte, teilweise schiefrige, glimmerreiche Sandsteine. Auch hier finden sich Schichten mit der feinen Rippelfaserung; im obern Teil fallen dunkle, im Bruch fast schwarze, harte Kalkschiefer und bankige Kieselkalke auf. Gegenüber diesem dunkeln, ca. 400 Meter mächtigen Komplex sticht im Hangenden eine hellgraue, ca. 300 Meter dicke Sandsteinstufe ab, die den südwestlichen Teil und den SW-Abhang von Ramsays Bjerg einnimmt und an der Westseite des obern Gastisdal, in der südlichen Fortsetzung des Berges, in einer Hügelkette bis gegen den westlichen Gletscherbach bei P. 377 ansteht. In diesem Gebiet durchsetzen jüngere basische Gänge sowohl den obern Teil der Ramsays Bjergserie wie auch die darüber liegende rote Kap Kolthoffserie. Wo die schwarzen Gänge mit den roten zusammentreffen, werden sie von den letztern durchschnitten. Die Rhyolithe sind noch jünger als diese Basalte.

Den Übergang zur Kap Kolthoffserie bildet eine gegen 200 Meter mächtige Wechsellagerung von intensiv roten und hellgrauen Sandsteinen, in der gegen oben der rote Anteil zunimmt. Eine genaue Abgrenzung der beiden konkordant zueinander liegenden Serien konnte an dieser Stelle nicht vorgenommen werden. Die ganze Ramsays Bjergserie besitzt, vom untern Konglomerat bis zu den roten Sandsteinen der Kap Kolthoffserie des Langbjerges, eine Mächtigkeit von ungefähr 1500 m.

Über den vorwiegend grauen Sandsteinen der Ramsays Bjergserie liegen im Langbjerg und im Sockel von Harders Bjerg die rotbraunen Sandsteine der Kap Kolthoffserie. Auch sie sind gefaltet und in den Gipfelteilen von Böggilds-, Harders- und des Langbjergs von den flach liegenden Schichten der Mt. Celsiusserie diskordant überdeckt. Hier fehlt die Kap Graahserie.

Die Basaltgänge, die im obern Teil des Gastis-, Karins- und Inderdalen die roten Kap Kolthoffsandsteine durchsetzen, sind durch die Faltung der Schichten etwas zerrissen worden. An der Basis der Mt. Celsiusserie setzen sie aus. Sie sind jünger als die Diabase an der Nordseite von Ramsays Bjerg und als der anstehende Teil der Kap Kolthoffserie, doch älter als dessen Faltung und als die Mt. Celsiusserie.

Die Kap Graahserie fehlt in der östlichen Gauss Halvö, ist aber noch im nördlichen Teil von Sederholms Bjerg vorhanden. Dort steht, ungefähr 1 km südlich des Vastidaldeltas, 100 m über dem Fjord, die

Basisbrekzie der Kap Graahserie an. Die Bänke fallen mit 10° gegen WSW ein und bestehen, ähnlich wie auf der nördlichen Fjordseite, aus einer dichten Packung von eckigen, plattigen und gerundeten Trümmern von Devongesteinen. Vor allem sind Sandsteine und Rhyolithe vertreten, daneben auch Konglomeratblöcke, Tuffite und vereinzelte Granitgerölle. Die grössern Komponenten erreichen einen Meter im Durchmesser. Diskordant ruht die gegen 50 m mächtige Ablagerung auf graugrünen Sandsteinen, nach oben geht sie in helle, grobkörnige Sandsteine über. Gegen SE, an der Aufschiebung, richten sich die Brekzienbänke fast senkrecht auf und setzen dann in 500 bis 600 m Höhe aus. Die untersten Brekzienbänke dagegen fallen gegen SE unter das aufgeschobene Schichtenpaket von Sederholms Bjerg ein. Dieses besteht hauptsächlich aus graugrünen Devonsandsteinen, die dem oberen Teil der Ramsays Bjergserie entsprechen dürften. Möglicherweise sind aber darin verschiedene Serienteile ineinander verkeilt.

Die Schichtung fällt in den aufgeschobenen Sandsteinen mit 60 bis 70° gegen ESE ein. Dieser graue Komplex nimmt den NE-Grat von Sederholms Bjerg bis auf ungefähr 780 m Höhe ein, darüber folgen rotbraune und ziegelrote, aus dem Verband losgelöste und in kleine, steile Falten gestellte Schichten, durch die ein schmaler, verbogener und zerbrochener Rhyolithgang setzt. Diese roten Sandsteine gehören der Kap Kolthoffserie und nicht, wie früher angenommen wurde (BÜTLER, 1935 a, S. 28), der Kap Graahserie an. Auf dem Grat stösst man in einer kleinen Synklinalfalte, zwischen 1050 und 1150 m Höhe, auf tuffitische Schichten. Gegen Westen folgt dann eine kleine Antiklinale mit steilen Schenkeln, die auf 1200 m Meereshöhe vom flachliegenden, grauroten Basiskonglomerat der Mt. Celsiusserie abgeschnitten wird. Dasselbe enthält vor allem Quarz- und Quarzitgerölle, daneben rote Rhyolithe, rote, graue und grüne Devonsandsteine sowie Stücke von dichten und von porösen vulkanischen Tuffen. Die Gerölle, von denen die grössten 20 cm Durchmesser erreichen, sind in eine rote, sandige Grundmasse eingebettet.

Das Konglomerat, dessen Mächtigkeit auf kurze Distanz ändert, misst an dieser Stelle 17 m. Darüber folgen ungefähr 5 m Sandsteine und Feinkonglomerate von vorwiegend grauer Farbe und hierauf, ohne Übergang, dunkelbraunrote bis rotviolette, in der Anwitterung grauschwarz bis dunkel lilafarben erscheinende, kalkreiche Sandsteine und Mergel. Sie bilden den steilen Kamm des Gipfelgrates. In diesem senken sich die dunkeln Schichten gegen Westen zu einer flachen, breiten Mulde, in deren Mitte sie ungefähr 400 m mächtig sind (vergleiche SÄVE-SÖDERBERGH, 1934, S. 30 u. f.). Gegen Süden, an Kejser Franz Josefs Fjord, misst dieser Serienteil, im Zentrum der gleichen Mulde, über 700 m. Auf Grund der vielen, darin gefundenen Fossilreste hat SÄVE-SÖDERBERGH die dunkeln Schichten als *Remigolepis*-Serie bezeichnet. Sie

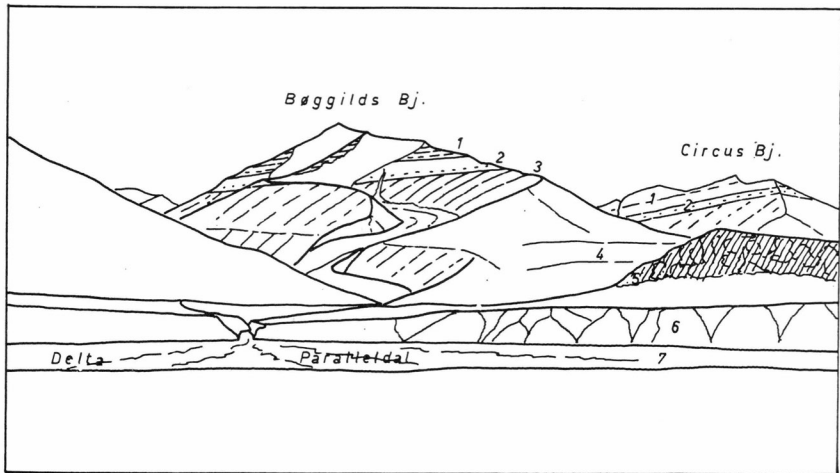


Fig. 34. Winkeldiskordante Überlagerung der Kap Kolthoffserie durch die Mt. Celsiusserie an Bøggilds Bjerg, vom Moskusoksefjord aus gesehen.

gehört zum untern, limnischen Teil der in dieser Schrift als Mt. Celsiusserie bezeichneten Schichtenfolge. Ihr transgressiver Charakter ist am Ostende von Sederholms Bjerg durch das Basiskonglomerat und die starke Winkeldiskordanz hervorgehoben. Gegen Westen und nach Süden liegt die Serie jedoch fast konform auf dem obern Teil der Kap Graahserie, sodass dort, wo das basale Konglomerat fehlt, eine scharfe Abgrenzung kaum möglich ist. Im östlichen Teil der Gauss Halvö dagegen, im Faltungsbereich der Hudson Land-Phase IV, sind immer eine deutliche Winkeldiskordanz zum Liegenden und ein Basiskonglomerat vorhanden; die Mt. Celsiusserie überlagert dort die Kap Kolthoff-, gelegentlich eine noch tiefere Serie. Ein grosser Teil der devonischen Serienfolge fehlt hier (vergl. Fig. 34 u. 35).

Auch im obern Gastisdal und am Übergang von diesem zum Inderdal steht die Mt. Celsiusserie an. Wenige hundert Meter nördlich von Punkt 377 der Karte kommen im Gastisdal, im Flussbett, die grauen Basisschichten zum Vorschein, darüber die dunkeln *Remigolepis*-Schichten, die gleichen Stufen, die den obern Teil von Harders Bjerg bilden. Die Mt. Celsiusserie liegt im Gastisdal auf einer schmalen, am grossen Bruch abgesunkenen Treppenstufe und stösst gegen Westen an Sandsteine der Kap Kolthoff- und der Ramsays Bjergserie, gegen Osten an die Karbonarkosen des noch tiefer eingesunkenen Grabenteils.

c. Die devonischen Eruptive im Gebiet von Ramsays- und Sederholms Bjerg.

Die basischen Gänge.

An der Nordseite von Ramsays Bjerg sind sowohl basische wie saure Gesteine vorhanden, in Sederholms Bjerg dagegen wurden, mit



Fig. 35. Südende des Langbjergs, von Osten her, über das Gastisdal gesehen.

Legende zu Fig. 34 und 35:

1 dunkelrotviolette *Remigolepis*-Schichten, 2 graue Basisschichten der Mt. Celsiusserie, mit dem dunkeln basalen Konglomerat, 3 braunrote Kap Kolthoffserie, gefaltet, 4 hellgraue Sandsteine des obersten Teils der Ramsays Bjergserie, 5, in Fig. 34, schraffiert, grosser Rhyolithgang am Nordfuss von Sederholms Bjerg (entspricht der Nr. 6 in Fig. 31), B Basaltdykes in der Ramsays Bjerg- und der Kap Kolthoffserie, K Karbon des Gastisdal-Grabens, 6 postglaziale Deltaterrasse mit marinen Muscheln, 7 gegenwärtiges Delta des Paralleldalflusses am Moskusoksefjord.

Ausnahme der basaltischen Einlagerungen in der Kap Graahserie, keine basischen Eruptive angetroffen.

Schon BACKLUND hat die alten Eruptive an Ramsays Bjerg gesehen und teilweise beschrieben. Er hielt sie für präkambrisch. An der Nordostecke des Berges stehen am Strand, auf einer ungefähr 1 km langen Strecke, 7 oder 8 dunkelgrüne oder fast schwarze Gänge an. Sie sind verschieden dick, 60 bis 70 cm der kleinste, andere 1 bis 2, 4 und 5, der Hauptgang 15 bis 20 m. Sie stehen schräg zu einander und durchqueren die Sandsteine, sodass es sich um ein Netz aufsteigender Gänge gehandelt hat. Da die Diabase an einigen Stellen von den Rhyolithen durchschnitten werden, ist die Reihenfolge der mise en place bestimmt. Die Gänge sind mit den Sandsteinen gefaltet und, je nach ihrer Stellung zur Faltungsrichtung, bald verbogen, bald zusammengestaucht oder auseinandergezogen worden, und es hält schwer, in dem zerbrochenen

Ganggestein frisch aussehende Stücke zu schlagen. Meist weisen sie Zeichen der Umwandlung oder der Kataklyse auf.

RITTMANN (1940) hat einige der vom Verfasser an dieser Stelle im Sommer 1934 mitgenommenen Handstücke bestimmt. Die aus den grössern Gängen stammenden Proben (408, 408x und 416) bezeichnete er als subophitische, z.T. chloritisierte Pigeonit-Olivin-Diabase, deren Plagioklase mit Serizitschüppchen vollgespickt seien, zwei Proben aus kleinern, im Anschlag dunkelgrauen Gängen (416a und 416x), mit dichter Grundmasse und Calcit-gefüllten Blasenräumen, als Spilite mit albitisierten Plagioklasen. RITTMANN nahm an, das ursprüngliche Gestein dieser Spilite sei glasig gewesen. — Kleine Querspalten in den dunkeln Gängen sind mit Epidot ausgefüllt.

Die Diabasgänge durchdringen das untere Ramsays Bjerg-Konglomerat und die darauf liegenden Sandsteine, nicht aber das obere Konglomerat. Unter diesem stösst man auf der Nordseite des Berges auf einige Rundhöcker, die aus einem dunklen, basaltähnlichen Gestein bestehen. Die mit ihm in Kontakt stehenden Devonsandsteine haben stellenweise ebenfalls eine dunkle Färbung angenommen, sodass die Lagerung der Eruptive nicht deutlich hervortritt. Es scheint sich um einen, die Schichten schräg durchschneidenden, mächtigen Gang zu handeln, der aber streckenweise fast konkordant in den Schichten liegt und von tuffähnlichen Gesteinen begleitet ist. Am Rand ist die graue Grundmasse fein, enthält aber grössere, ovale Einsprenglinge und dunkle Kügelchen, oder erscheint als dichtes, basaltähnliches Gestein. Das Innere des Ganges ist dunkel graugrün, körnig und von porphyrischem Habitus. BACKLUND (1932, S. 52, Nrs. 1225 und 1226) beschrieb zwei von dieser Lokalität stammende Proben als spilitische, alkalireiche Albitdiabase, mit denen ein quarzreicher Spilituff eng verbunden sei. Das massige Ganggestein wird von konglomeratischen Sandsteinen, die unmittelbar unter dem mächtigen obern Ramsays Bjerg-Konglomerat liegen, abgeschnitten und überdeckt. Der Diabas muss deshalb älter als der mittlere und obere Teil der Ramsays Bjergserie sein. Dagegen durchsetzen die im gleichen Gebiet vorkommenden roten Rhyolithe auch das obere Konglomerat.

Von den aus dem obern Gastisdal vorkommenden Basaltgängen (siehe Fig. 35) wurden bis jetzt keine Proben untersucht. Die dunkeln Gänge durchsetzen die hellgrauen Sandsteine im südlichen Teil von Ramsays Bjerg und die roten Kap Kolthoffsandsteine an der Ostseite des Langbjerges und an Harders Bjerg. An der untern Grenze der Mt. Celsiusserie hören sie auf. Das Alter dieser Gänge lässt sich nicht ganz genau bestimmen. Sie sind jünger als die Kap Kolthoffsandsteine, jedoch älter als deren Faltung und als die Mt. Celsiusserie. Altersmässig gehören sie also zu den Basalten vom Nordufer des Moskusoksefjordes, nord-

westlich Högboms Bjerg, d. h. zu jenen, die in den mittlern oder obern Teil der Kap Kolthoffserie aufgestiegen sind.

Eine flache Basaltlage bildet den Gipfel von Harders Bjerg. Sie liegt, aus Entfernung betrachtet, konkordant auf dem mittlern Teil der Mt. Celsiusserie. Da keine Untersuchungen an Ort und Stelle ausgeführt wurden, ist nicht sicher zu entscheiden, ob dieser Gipfelbasalt einem Erguss innerhalb der *Remigolepis*-Serie oder einer jüngern Decke oder Intrusion entspricht. Da aber bis jetzt nirgends basische Ergüsse in den Schichten der Mt. Celsiusserie angetroffen wurden, nimmt der Verfasser an, dass es sich um einen jungen Basalt handelt, der gleich alt wie die frühtertiären Flachintrusionen und Ergüsse ist, die in der Nähe, östlich der grossen Verwerfung, vorhanden sind. Da er viel höher als diese liegt, muss man annehmen, dass sich an der postdevonischen Hauptverwerfung der östliche Flügel noch nach dem Ausbruch der jungen Basalte gesenkt hat.

Die rhyolithischen Gänge.

Die sauren Gänge auf der Nordseite von Ramsays Bjerg und der NE-Seite von Sederholms Bjerg wurden ebenfalls von BACKLUND (1932, S. 95 u. T. 2) kartiert und beschrieben. Er hielt sie, wie die Diabase, für spätpräkambrisch und bezeichnete sie als Vertreter der Magmakaktion innerhalb der (kaledonischen) geosynklinalen Evolutionsphase. Der Verfasser dagegen stellte seinerzeit fest, dass auch die sauren Gänge intradevonisch, aber jünger als die Diabase sind.

Auf der geologischen Karte hat BACKLUND an Ramsays Bjerg zwei Streifen mit mehr oder weniger flachliegenden oder den Schichten folgenden Effusiven eingetragen, den einen am nördlichen Bergfuss, den andern südlich davon am Berghang. Er vermutete, dass sie dasselbe Niveau darstellten, von dem der nördliche Teil durch eine E—W verlaufende Verwerfung abgesenkt worden sei. Bei der Begehung des Berghanges konnte jedoch keine Bruchspur gefunden werden; es handelt sich um zwei, in verschiedener Höhe angeschnittene, aufsteigende Gänge.

Folgt man der Küste unmittelbar westlich des Gastisdals, so stösst man in den Schichten, in denen die Diabase anstehen, auf mehrere ziegelrote, 4 bis 10 m mächtige Rhyolithgänge. Sie stehen ebenfalls diskordant in den Sandsteinen und zweigen von einem etwas weiter im Westen anstehenden, ungefähr 120 m breiten, roten Gang ab. Dieser lässt sich vom Fjordufer aus in SE-Richtung über die nordöstliche Kante des Berges, die er in ungefähr 250 m Höhe überquert, an den Eingang zum Gastisdal verfolgen. Er durchschneidet das untere Konglomerat und tritt in der Ostwand des Berges unmittelbar über diesem zutage. Auch dort ist deutlich zu sehen, dass der Gang steiler als die Schichten

gegen WSW einfällt. Gegen Süden senkt sich sein Ausgehendes und verschwindet unter den Schutthalden des Bergfusses.

Der zweite, südlichere und fast ebenso grosse Rhyolithgang steht am oberen Ende des Deltas von Karins Dal, an der NW-Ecke von Ramsays Bjerg an. Der Fluss stürzt über den an dieser Stelle ungefähr 100 m breiten und aufrecht stehenden Gang. Die grauen Sandsteine der Ramsays Bjergserie, die er durchquert, fallen dort mit ca. 40° gegen Westen ein. Gegen SE zieht sich der ziegelrot anwitternde Gang in den steilen Nordhang von Ramsays Bjerg hinein, legt sich gegen Norden

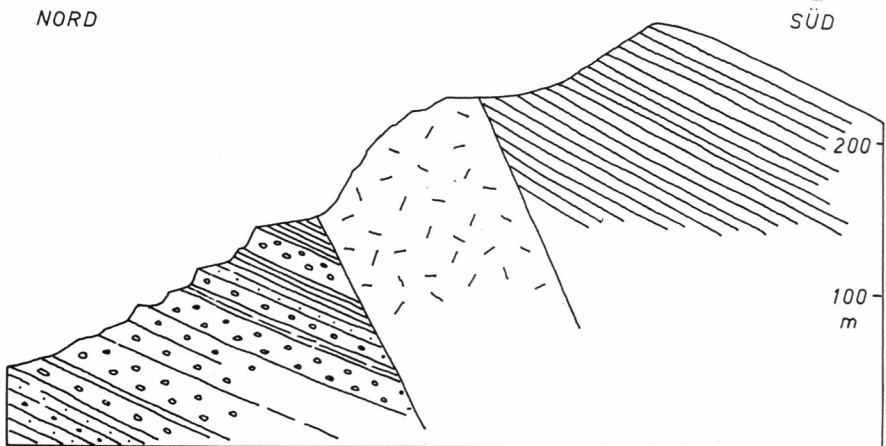


Fig. 36. Stellung des obren grossen Rhyolithganges an der NW-Ecke von Ramsays Bjerg zum obren Konglomerat und den darauf liegenden Sandsteinen der Ramsays Bjergserie.

um und folgt eine Strecke weit ganz dem Fallen und Streichen der Schichten. Auch spaltet er sich in mehrere Gänge auf, die bald nahe beisammenliegen, bald auseinanderweichen. Sie erreichen, unmittelbar über dem obren Ramsays Bjerg-Konglomerat, den Gipfelgrat etwas nördlich des höchsten Punktes. Von dort aus kann man sie gegen Süden ins Gastisdal hinunter verfolgen, wo sie, ungefähr 10 km oberhalb des Deltas, am Flussufer, unmittelbar westlich der grossen Grabenrandverwerfung, anstehen. Dort sind es zwei mächtige, die Schichten unregelmässig durchquerende und nahe beisammenstehende Gänge. Sie wittern rostfarben an, im Anschlag dagegen ist ihr Gestein hell graugrün, dicht, mit Einsprenglingen von Quarz und Sanidin durchsetzt. Auch hier strahlen kleinere Apophysen in die Sandsteine aus. An der grossen Verwerfung verschwinden die Gänge. Sie setzen sich aber in der Tiefe, unter den *Remigolepis*-Schichten der abgesunkenen Treppenstufe, gegen Süden fort und erscheinen wieder im obren Inderdalen, wo sie in den roten Kap Kolthoffschichten stecken und von den Basisschichten der Mt. Cel-

siusserie abgeschnitten und überdeckt werden. Dieses, bereits früher aus dem Inderdal gemeldete Vorkommen von Rhyolithen (BÜTLER, 1949, 1954), von dem die Altersbestimmung unsicher war, steht mit den grossen sauren Gängen von Ramsays Bjerg in Zusammenhang (siehe Fig. 56).

Am Rand der Rhyolithgänge sind gelegentlich Kontaktbrekzien vorhanden. Doch ist die exomorphe Kontaktwirkung auch an den grossen Gängen gering. RITTMANN stellte fest, dass das klastische Gefüge der Sandsteinbrocken, die im Ganggestein eingeschlossen sind, erhalten blieb; eigentlicher Hornfels fehlt. Dort jedoch, wo der Gang das obere Ramsays Bjerg-Konglomerat berührte oder in dasselbe eindrang, entstanden merkwürdige Kontaktgesteine. Die sandig-poröse und kalkhaltige Grundmasse des Konglomerates wurde aufgelöst oder verdrängt, die Gerölle dagegen blieben erhalten. Doch wurden die Ränder meist unscharf, und es entstanden, vor allem an den Kalkgeröllen, dunkle Aureolen und Verfärbungen, sodass das Gestein bunt gefleckt erscheint.

Auch die sauren Gänge weisen kataklastische Erscheinungen auf, die zum grossen Teil auf Verbiegungen und Verschiebungen während der Bewegungen der Hudson Land-Phase IV zurückzuführen sind. Die Intrusion ist älter als die Faltung der Schichten, jedoch jünger als das obere Ramsays Bjerg-Konglomerat, die Sandsteine der obern Ramsays Bjerg- und des untern Teils der Kap Kolthoffserie.

Vom Karins Dal aus lässt sich der obere rote Gang gegen Westen mit kürzern, durch mangelhafte Aufschlüsse und Brüche bedingte Unterbrechungen in den NE-Fuss von Sederholms Bjerg verfolgen. Auch dort begleiten ihn kleinere Apophysen. Auf der Nordseite des Berges steht er in den zerknitterten und zusammengestauchten Sandsteinen der Aufschiebungszone. Darin scheint er in eine grössere Anzahl Blätter aufgespalten zu sein. Wahrscheinlich handelt es sich um eine durch die tektonische Beanspruchung bewirkte Aufteilung.

Bei der Einengung der Schichttafel, während der Faltung in der Hudson Land-Phase IV, verliefen Druck- und Faltungsrichtung im Raume zwischen Ramsays- und Sederholms Bjerg in WNW-Richtung, ungefähr parallel zum Streichen des grossen, in diesem Abschnitt steilstehenden Ganges. Er verhielt sich dabei als starre, kaum verbiegbare Platte und zerbrach in Stücke. Der Verkürzung gaben diese dadurch nach, dass sie sich staffelten und schräg zur Faltungsrichtung stellten, sodass der Gang zwischen Karins Dal und der Nordseite von Sederholms Bjerg heute aus einer Reihe, zur ursprünglichen Richtung abgedrehter Abschnitte besteht, die durch kleine Querverschiebungen getrennt sind. Die besser verformbaren Sandsteine wurden zwischen die Gangsegmente gepresst und in den entstandenen Winkeln wirr verbogen.

Gesteinsproben aus den roten Gängen von Ramsays- und Sederholms Bjerg wurden schon von BACKLUND (1932, S. 43—45, Nrs. 160—180,

182, 187, S. 52, Nrs. 1234 und 1236) beschrieben. Er hielt die sauren Gesteine für effusive Decken, eingelagert in die Schichtenfolge der kaledonischen Geosynklinale, und bezeichnete sie als Quarzkeratophyre und Keratophyre.

RITTMANN (1940) lehnte die Bezeichnung Keratophyr ab und fasste die meisten der untersuchten Gesteinsproben unter der Bezeichnung *Alkali-Rhyolith* zusammen. Die von ihm beschriebenen Stücke stammen aus den Gängen vom Fjordufer, am NE-Fuss von Ramsays Bjerg (Nrs. 410, 410x und 411), aus dem obern, südlicheren Gang am Nordhang des Berges (Nrs. 415, 415a, 417, 417a und 418) und vom NE-Fuss von Sederholms Bjerg (Nrs. 424, 425a, 425b, 374 und 375). Die Nr. 378 kommt aus dem kleinen roten Gang, aus 1000 m Höhe an der NE-Ecke von Sederholms Bjerg, in den gefalteten roten Kap Kolthoff-Sandsteinen.

Die meisten Gesteinsproben zeigen eine intensive Rotfärbung, die von hell ziegelrot bis zu fleischfarben oder rotviolett variieren kann. Manchmal weisen sie aber im frischen Bruch eine grünlichgraue Färbung auf oder sind gefleckt. Fast immer sind grössere oder kleinere Einsprenglinge von durchsichtigem, gerundetem Quarz und Tafeln von Sanidin zu sehen. In der Literatur sind die Gesteine gelegentlich als Quarzporphyre oder einfach als Porphyre bezeichnet worden. Für die genauere petrographische Beschreibung wird auf die Publikationen von BACKLUND (1932) und RITTMANN (1940) verwiesen. So bezeichnet RITTMANN das Gestein Nr. 410 als dichten, Plagioklas-führenden Alkali-Rhyolith mit ziegelroter Grundmasse und kleinern Einsprenglingen von Quarz und Alkalifeldspat, seltener von Plagioklas; Struktur porphyrisch mit sphärolithischer bis panallotriomorpher, körniger Grundmasse; 410x zeige eine teilweise poikilitische, sonst aber felsitisch entglaste Grundmasse, die intensiv rot gefärbt sei. Die spärlichen idiomorphen Sanidineinsprenglinge seien albitisiert, die Quarzeinsprenglinge gerundet. Die Nr. 411, die aus einem roten Gangzwickel stammt, der in die Diabase eingedrungen war, weist nach R. ein sphärolitisch angeordnetes, poikilitisches Gefüge auf und ist ein Alkali-Rhyolith mit vorherrschenden Quarzeinsprenglingen. Das Gestein ist fleischfarben, grün gesprenkelt am Kontakt mit dem Diabas, der Feldspat teilweise durch Epidot ersetzt, und enthält als verbreitete Sekundärminerale Epidot, Calcit, Chlorit und Quarz.

Die aus dem südlicheren Gang stammenden Proben sind mit den vorhin aufgezählten fast identisch. Die Einsprenglinge sind z. T. grösser, der Plagioklas zum grossen Teil in Serizit umgewandelt und der Sanidin albitisiert, die Grundmasse felsitisch entglast. Auch die Nr. 419 vom untern Karins Dal ist gleich beschaffen. Proben vom Ausgang des Paralleldals, bei Sederholms Bjerg, erwiesen sich, immer nach den Angaben

RIITMANNs, besonders reich an Sekundärmineralien: Pyrit, Quarz, Chlorit, Hornblende, Klinozoisit sind vertreten. Die Nr. 374 von der Nordseite von Sederholms Bjerg, aus der Mitte des grossen Ganges, beschrieb RITTMANN als feinkörnigen Aplitgranit mit runitischen Verwachsungen von Quarz und Feldspat, und den kleinen Gang in den Kap Kolthoffsandsteinen (Nr. 378) als Alkali-Rhyolith mit vorherrschenden Quarzeinsprenglingen.

Das Alter der sauren Eruptive in Ramsays- und Sederholms Bjerg.

Die Einstufung der sauren Eruptive in die Serienfolge des Devongebietes kann an Ramsays Bjerg nicht genau vorgenommen werden, es fehlen dort die obern Serien. Doch liefern die Aufschlüsse an Sederholms Bjerg einige Ergänzungen. Sicher sind die roten Gänge jünger als die Diabase, auch jünger als die beiden Ramsays Bjerg-Konglomerate, die dem untern und mittlern Teil der mitteldevonischen Ramsays Bergserie zugeordnet wurden. Andererseits sind die roten Gänge älter als die Deformationen, die während der Hudson Land-Phase IV, zwischen der Ablagerung der Kap Graah- und der Mt. Celsiusserie, also im Oberdevon, stattfanden. In Sederholms Bjerg durchquert ein roter Gang die untern Kap Kolthoffsandsteine, und in der Basisbrekzie der Kap Graahserie findet man massenhaft Stücke von Alkali-Rhyolithen. Somit muss die *mise en place* der sauren Gänge zur Zeit der Ablagerung der mittlern oder obern Kap Kolthoffserie erfolgt sein, und man gelangt zu einer Altersbestimmung, die derjenigen der Rhyolithe im westlichen Teil des Moskusoksefjordes entspricht. Nach den jetzigen Ansichten über das Alter der Fossilhorizonte im Devon Ostgrönlands gehören die sauren Gänge an Ramsays- und Sederholms Bjerg sehr wahrscheinlich ins mittlere Oberdevon.

2. Die Aufschiebung und die Eruptive von Högboms Bjerg auf der Nordseite des Fjordes.

Der aufgerichtete Schichtenstoss an der Nordseite von Sederholms Bjerg setzt sich nördlich des Fjordes in der Aufschiebung von Högboms Bjerg fort. Doch liegt dieser Teil ein bis anderthalb Kilometer gegen Osten zurück. Wahrscheinlich zieht eine kleinere, E—W verlaufende Querverschiebung durch den Fjord.

Am Westfuss von Högboms Bjerg stehen am Strand graue Sandsteine der Ramsays Bjergserie an. Sie fallen gegen WNW und NW ein und biegen ostwärts zu einer Antiklinalwölbung um, die durch die von Osten her erfolgte Aufschiebung abgeschnitten wurde. Über den gefalteten Schichten der Ramsays Bjergserie liegt, in ungefähr 400 m Höhe,

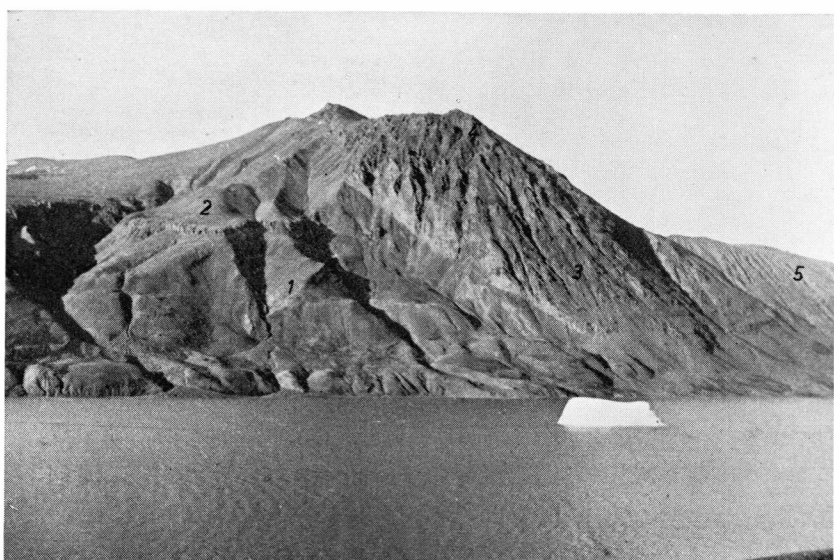


Fig. 37. Aufgeschobene Devonsandsteine an Högboms Bjerg (P. 1339 m), von SW, vom Nordfuss von Sederholms Bjerg aus aufgenommen.

die Basisbrekzie der Kap Graahserie. Auch sie wurde von der Aufschubung durchstossen; diese ist also jünger als das basale Konglomerat der Kap Graahserie und markiert am Moskusoksefjord die Westgrenze der Faltungszone der Hudson Land-Phase IV. Die Überdachung des aufgeschobenen Schichtenpakets durch die jüngern Devonserien fehlt an Högboms Bjerg; sie wurde abgetragen (siehe Fig. 37).

Der aufgeschobene Schichtenkomplex setzt sich aus mehreren, dachziegelartig aufeinanderliegenden und seitwärts sich ablösenden Schuppen zusammen. Die untern kommen im nördlichen Bergteil an die Oberfläche, während die oberste, mächtigste, unter dem Gipfelpunkt 1338 die ganze SW-Seite von Högboms Bjerg bildet. Sie setzt sich zur Hauptsache aus grauen, z.T. stark gefälten Devonsandsteinen zusammen. Im untern Teil ist der Schichtenverband zerrissen und die Schichtung nur stellenweise deutlich zu sehen. Ein steiles Einfallen gegen ESE dominiert. Abgerissene Teile von dunkeln basischen und roten sauren Gängen sind zwischen die Sandsteine eingeklemmt.

Im obern Teil der Schuppe ist der Gesteinsverband besser erhalten geblieben. Eine basische Gesteinszone zieht sich darin als dunkles, breites und unregelmässiges Band in den grauen Schichten vom Fjord aus nordwärts bis an den südlichen Berggipfel hinauf. Ob es sich um alte, basische Ergüsse handle, wie BACKLUND annahm, oder um einen grossen Intrusivgang, konnte nicht sicher abgeklärt werden. BACKLUND bezeichnete das dunkle Gipfelgestein als Spilit mit einer ursprünglich

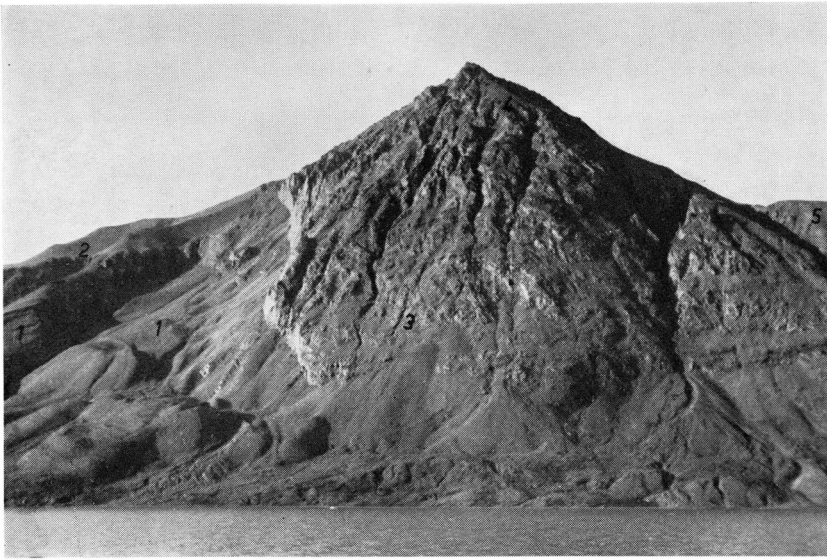


Fig. 38. Högboms Bjerg, Südgipfel, von Süden gesehen.

Legende zu Fig. 37 und 38:

In beiden Bildern sieht man, links oben, die von der Aufschiebung überfahrene Platte des Basiskonglomerats der oberdevonischen Kap Graahserie, darunter die stark gegen Westen einfallenden Schichten der Ramsays Bjergserie. Rechts am Rand, gegen Osten, schliesst sich der untere, schwach abfallende Berghang an, der im wesentlichen aus devonischen Rhyolithen und Aplitgranit besteht.

1 gefaltete Ramsays Bjerg Sandsteine, 2 gegen Süden abfallende Platte von Konglomeraten der Kap Graahserie, winkeldiskordant die ältern Devonschichten überdeckend, 3 aufgeschobenes Schichtenpaket aus tiefern Devonserien (Basis- u. Ramsays Bjergserie), gegen Osten einfallend, 4 unregelmässig durchsetzende und zerbrochene, dunkle basische Gesteine, die beiden Gipfel bildend und mit der Aufschiebung gegen Osten abfallend, 5 rote Rhyolithe und Aplitgranit sowie metamorphe Devonsandsteine mit ältern, basischen Gängen.

glasigen Grundmasse. KOCH und ORVIN haben es als tertiären Basalt kartiert. Nach RITTMANN handelt es sich um einen Pigeonit-Olivin-Diabas. Sicher ist er älter als die Aufschiebung des Schichtenpaketes und gehört zu den mitteldevonischen Diabasen.

Auch in den tiefern Schuppen sind abgerissene Teile basischer und saurer Gänge vorhanden. Am Ostabhang des südlichen Bergteils, wo rote Rhyolithe dominieren, sind die basischen Eruptive in der Regel von den sauren durchquert worden, jedoch schneiden auch einige jüngere basische Gänge durch die Rhyolithe.

Beim aufgeschobenen Schichtenstoss handelt es sich um einen tiefern Teil der devonischen Schichtenfolge, wahrscheinlich aus der tiefern Ramsays Bjergserie und der Basisserie. Denn gegen Norden, gegen das

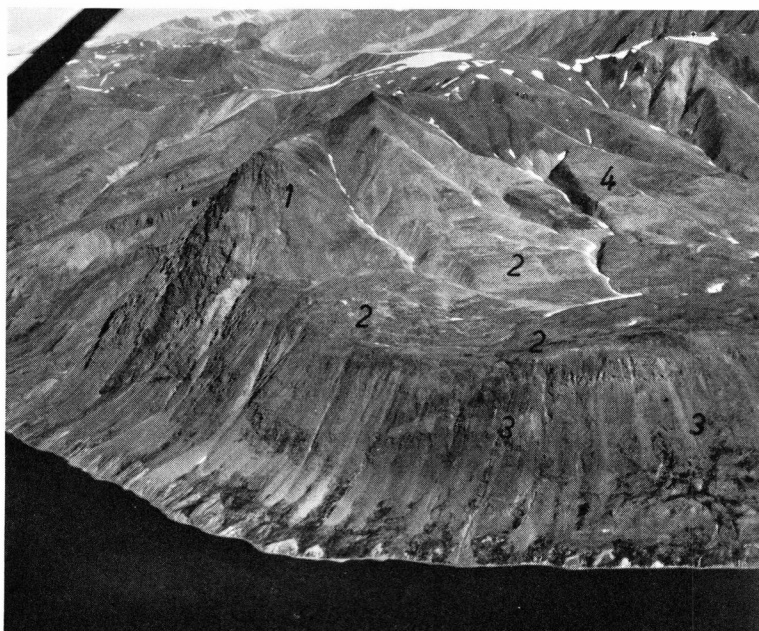


Fig. 39. Die Ostseite von Högboms Bjerg, Blickrichtung WNW. Flugaufnahme E. HOFER.

Legende: 1 aufgeschobene Devonsandsteine mit dem dunkeln Zug basischer Gesteine, die sich über den Gipfelpunkt gegen Norden fortsetzen, 2 rote devonische Rhyolithe und Aplitgranite, 3 metamorphe Devonsandsteine, 4 rote Karbonschiefer und feinkörnige Karbonsandsteine, die den devonischen Eruptiven aufliegen und vom steilen Berghang, links, durch eine Verwerfung abgetrennt sind.

Ankerbjergdal und in Sernanders Bjerg, sind in den tiefern, aufgestossenen Schuppen auch Quarzite der Eleonore Bay Formation vorhanden.

Der steile SE-Hang unter dem Gipfelpunkt 1338 m geht auf ca. 800 m Höhe in ein gegen das Prospektal abfallendes Plateau über. In diesem sind die Devonsandsteine grossenteils durch rote Eruptive, die einen lakkolithartigen Gesteinskörper bilden, ersetzt worden. Er ist unscharf gegen die Sandsteine abgegrenzt. Diese wurden an seinem Rand zu Hornfels umgewandelt und von vielen roten Gängen durchzogen. Ein Aplitgranit bildet das Zentrum des Lakkolithen, Rhyolithe den Rand und die Gänge. Da grössere und kleinere Verwerfungen diesen Bergteil durchsetzen und viel Schutt vorhanden ist, kann die Position des granitischen Körpers innerhalb des devonischen Schichtenverbandes nicht genau erkannt werden. Auch lassen sich die zu Hornfels umgewandelten Sandsteine im Feldbefund kaum von allfällig vorkommenden metamorphen Quarziten der Eleonore Bay Formation unterscheiden.

Beim Zusammenschub des Schichtenkomplexes während der Hudson Land-Phase IV widerstand der eingeschlossene Lakkolith von Högboms Bjerg der Faltung und begünstigte die Ablösung eines versteiften Schichtenpaketes, das an der Faltungsfront aufgestossen wurde.

Eine grössere Anzahl Gesteinsproben aus den Eruptiven von Högboms Bjerg wurden von BACKLUND (1930, 1932) und RITTMANN (1940) untersucht. Im ganzen gesehen handelt es sich um die gleichen Gesteine wie an Ramsays Bjerg, doch machen sie einen grössern Teil des Bergkörpers aus.

Die basischen Gänge weisen, neben einer starken kataklastischen Deformation, zahlreiche Sekundärminerale auf und sind an manchen Stellen von den Rhyolithen durchquert worden, sodass es kaum möglich ist, festzustellen, wie sie ursprünglich dem Schichtenverband eingelagert waren. Bei einigen erkennt man die Gangnatur, aber sowohl BACKLUND wie RITTMANN betonen, dass es sich um basische Gesteine handelt, die in geringer Tiefe oder an der Oberfläche erstarrt sind. Nach der Bestimmung von RITTMANN sind es vorwiegend subophitisch-intersertale Pigeonit-Diabase mit viel Sekundärmineralien (Hornblende, Chlorit, Epidot etc.) und einer Grundmasse, die ein felsitartiges Gemenge von Quarz und Orthoklas darstellt.

Der ziegelrote Lakkolith auf der SE-Seite des Berges, den DAL VESCO einen Pluton von subvulkanischem Charakter nennt, schliesst grosse Schollen von geschichtetem Hornfels und Relikte von basischen Gängen ein. BACKLUND hat die sauren Gesteine zuerst als Quarzporphyre, liparitische Laven und vulkanische Brekzien (1930, S. 261), dann als Keratophyre bezeichnet. Er zählt davon mehrere Varietäten auf: heller und dunkler ziegelrote, meist dichte Gesteine mit spärlichen Einsprenglingen von Quarz und Feldspat, heller purpurfarbene oder lebhaft rosa gefärbte mit perlitischer Grundmasse und albitreichen Einsprenglingen, dann ziegelrote Agglomerate mit ungleichförmigen Bruchstücken eines mikrogranophyrischen Gesteins mit Sphärolithen, zementiert durch Calzit, und ein gut körniges, granitisches Gestein von granophyrischer Struktur. RITTMANN nannte das ziegelrote, körnige Hauptgestein des grossen Intrusivkörpers einen runitischen Aplitgranit mit fein- bis mittelkörniger Struktur. Die Randzone und die Apophysen bestehen aus Alkali-Rhyolithen mit vorherrschenden Quarz- und Sanidineinsprenglingen mit bald felsitischer bis mikrogranitischer, bald sphärolithischer Grundmasse. Das Agglomerat im Hangenden bezeichnete RITTMANN als verquarzte Kontaktbrekzie.

Da sich die meisten Rhyolithvarietäten in der Basisbrekzie der Kap Graahserie als Trümmer vorfinden, muss die Blosslegung der Eruptive vor Beginn der Ablagerung der Kap Graahserie erfolgt sein. Der rote Pluton von Högboms Bjerg steht sicher mit den roten Gängen an Ram-

says- und Sederholms Bjerg in Verbindung; er wäre also gleich alt wie die Rhyolithe im westlichen Teil des Moskusoksefjordes.

Unklar bleibt die stratigraphische und räumliche Eingliederung eines hellgrauen bis rötlichen Zweiglimmergranits, der unmittelbar östlich des ziegelroten Aplitgranits in einem westlichen Seitental des Prospekttdals, unter den Karbonbasisschichten, zum Vorschein kommt. Mit Devonsandsteinen und Diabasen steht er in Eruptivkontakt, wird aber von rhyolithischen, auch von spätern basischen Gängen durchschlagen, sodass der Granit älter als die Rhyolithe, aber jünger als die grauen Devonsandsteine und die ältern Diabase sein muss. RITTMANN weist darauf hin, dass sich der Zweiglimmergranit nicht ins Variabilitätsdiagramm der Alkalirhyolithe einordnen lässt. Sollte er unter dem Graben des Prospekttdales mit dem Granit vom Ankerbjerg in Verbindung stehen, so wäre auch dieser als devonisch bestimmt.

3. Prospekt- und Gastisdal-Graben.

Die Aufschlüsse im östlichsten Teil des Moskusoksefjordes geben Auskunft über einige geologische Vorgänge im ostgrönländischen Kaledongebiet in prä- und postdevonischer Zeit. Immerhin ist Vorsicht geboten, wenn man die aus den lokalen Verhältnissen abgeleiteten Ergebnisse auf ein grösseres Gebiet übertragen will.

Unmittelbar östlich Ramsays- und Högboms Bjerg kreuzt eine schmale, ungefähr N—S verlaufende Grabensenke den Fjord. Die Einschnitte des Prospekttdals auf der Nord- und des Gastisdals auf der Südseite des Fjordes geben ihren Verlauf an. In diesem Graben wurden Karbonsedimente versenkt, später aber grossenteils wieder weggeschafft, und an den beiden Talseiten treten die Grabenränder als grosse Geländesprünge hervor.

Schon ORVIN (1930, Fig. 1 und 4) vermutete eine Verwerfung an der Ostseite von Högboms Bjerg. Im Prospekttdal sah er weissgraue, grobe Sandsteine mit eingelagerten schwarzen und grauschwarzen Tonschiefern und dünnen Kohlenlagen. Die darin gefundenen Pflanzenreste deutete er als *Stigmaria*- und *Lepidophyten*-Wurzeln und war im Zweifel, ob er die Schichten mit Kulmablagerungen vergleichen sollte oder nicht. Doch glaubte er, dass die roten Sandsteine, die an der Ostseite von Högboms Bjerg scheinbar über den hellen Schichten liegen, devonisch wären. So kam er zum Schluss, dass die grauweisen, pflanzenführenden Sandsteine einer grauen, mittlern Devonserie entsprechen. Er hielt aber fest, dass die Schichten gegenüber dem westlichen Fjordteil um viele hundert Meter gesenkt wurden und dachte, die Absenkung stünde in Zusammenhang mit dem Ausbruch der in diesem Gebiet vorhandenen Eruptive.

Unmittelbar östlich des Prospekttdals, am Ankerbjerg, fand ORVIN quarzartige, dunkle Sandsteine, in denen ein Granit aufgesetzt hatte.



Fig. 40. Der westliche Gastisdal-Bruch an der Ostseite von Ramsays Bjerg, vom untern Teil des Gastisdals aus gesehen.

Legende: 1 Devonbasisserie, 2 Konglomerat von der Basis der Ramsays Bjergserie; tritt durch die helle Verwitterungsfarbe hervor. 3 unterer Rhyolithgang von Ramsays Bjerg, 4 graue Sandsteine des untern Teils der Ramsays Bjergserie, 5 versenktes Karbon des Gastisdal-Grabens.

Er war geneigt, den Sandstein, und damit auch den Granit, als devonisch zu nehmen, doch schrieb er (S. 28): »Sollte der quarzitartige Sandstein bei der Ankerbucht nicht devonischen Ursprungs sein, muss eine sehr grosse Verwerfung an der Westseite dieses Berges stattgefunden haben.« Der Quarzit gehört nun tatsächlich der spätpräkambrischen Eleonore Bay Formation an, die Lagerungsverhältnisse sind in diesem Teil des Fjordes sehr kompliziert und einige Fragen auch heute noch nicht abgeklärt.

Als Grabenbruch wurden Prospekt- und Gastisdal erstmals von BACKLUND (1932, T. 2) kartiert, wobei auf Grund der von ihm gefundenen und von HALLE (1931) bestimmten Pflanzenfossilien, Karbonsedimente als Grabenfüllung erkannt wurden. Später haben SÄVE-SÖDERBERGH, BÜTLER, STAUBER, MAYNC und FRÖHLICHER Karbonpflanzen im Prospekt- und Gastisdal gesammelt.

a. Das Gastisdal.

Tektonik.

Der steile, grosse Bruch, der an der Ostseite von Ramsays Bjerg die Devonschichten abschneidet und den westlichen Rand des



Fig. 41. Verlauf der »postdevonischen Hauptverwerfung«, vom Gastisdal gegen Süden zum Keiser Franz Josephs Fjord. Die gestrichelte Linie links gibt den Verlauf des Hauptbruchs vom obern Gastisdal, an Höjsletten vorbei, ins Inderdal und zum Vestreplateau an, diejenige rechts zeigt den Durchgang des Sekundärbruchs am Ostfuss von Harders Bjerg. Die Schichten von R und A, die eine Mulde bilden, nehmen eine westlich des Hauptbruchs gelegene Treppenstufe ein.

Legende: KK Kap Kolthoffserie vom Ostfuss von Harders Bjerg, R *Remigolepis*-Schichten, A *Arthrodir*-Sandstein, beide zur Mt. Celsiusserie gehörend, K Karbon des Grabenzentrums, P Oberperm und darauf Trias, den Graben überdeckend, B tertiärer Basalt des Gipfelplateaus von Höjsletten. Flugphoto M. BRENNISEN †.

Grabens bildet, streicht ungefähr S 7° W, also schräg zur Richtung der Devonsandsteine. Infolgedessen stossen gegen Süden, im Talgrund, von NNW her immer jüngere Devonschichten an die Bruchlinie. Am Nordausgang des Gastisdals stehen die Karbonschichten des Grabens mit den obersten Schichten der Basisserie des Devons in Kontakt. Da aber dort weder die Basisschichten des Karbons zu sehen sind, noch bekannt ist, welche höhern Devonserien in diesem Gebiet bei der Ablagerung der Karbonsandsteine vorhanden waren, kann die Sprunghöhe des Bruches nicht berechnet werden. Sie muss am Nordausgang des Tales mindestens 2000 m ausmachen, wahrscheinlich ist aber der vertikale Verschiebungsbetrag doppelt so gross. Ungefähr 10 km weiter südlich, etwas unterhalb des Punktes 377 der Karte, kommen auf der linken



Fig. 42. Nordostseite von Harders Bjerg. — Der Bergfuss besteht aus gefalteten, roten Sandsteinen der Kap Kolthoffserie, die von einigen Basaltdykes durchschlagen wurden. Die Gänge reichen bis an die Untergrenze der Mt. Celsiusserie. Diese Serie nimmt den obern Teil des Berges ein; sie liegt flach auf dem nach vorne reichenden Bergvorsprung. Das kleine Gipfelplateau (1679 m, höchster Punkt der Gauss Halvö) wird von einer, wahrscheinlich tertiären, Basaltlage gebildet. Die Höhen im Hintergrund sind ebenfalls von flach liegenden *Remigolepis*-Schichten eingenommen, unter denen die Kap Kolthoffserie ansteht.

Am Ostfuss des Berges zieht der westliche Bruch (im Bild gestrichelt) der schmalen Treppenstufe vorbei, die von höhern Teilen der Mt. Celsiusserie eingenommen wird. Die Sprunghöhe beträgt 800 bis 900 Meter. Im Tälchen links unten, vorne, am Nordfuss von Höjsletten, tritt noch der Hauptbruch ins Bild. Die Blöcke im Vordergrund gehören bereits zum Karbon des zentralen Grabenteils.

Talseite die obern grauen Sandsteine der Ramsays Bjergserie mit den Karbonschichten des Grabens zusammen.

Entlang der Westseite des Grabens ist vom Moskusoksefjord an bis gegen das obere Gastisdal nur eine Bruchstufe vorhanden, dann spaltet sie sich, etwas nördlich Punkt 377, gegen Süden in zwei, dann drei Stufen auf. Der Hauptbruch zieht ziemlich genau in N—S-Richtung weiter, in gerader Linie an Höjsletten (P. 1191), ca. $4\frac{1}{2}$ km östlich des Gipfels von Harders Bjerg vorbei, ins Inderdalen hinüber und begrenzt gegen Westen das Vestreplateau an Kejser Franz Josephs Fjord. Die



Fig. 43. Der Treppenbruch an der Nordostecke von Harders Bjerg (der Gipfelpunkt entspricht dem nach vorne reichenden Vorsprung von Harders Bjerg in Fig. 42).
 Legende: 1 gefaltete, vorwiegend rote Kap Kolthoffsandsteine, 2 diskordant, flach aufliegende Mt. Celsiusserie (Basis- u. unterer Teil der *Remigolepis*-Schichten), 3 abgesunkene Mt. Celsiusserie (mittlerer und oberer Teil der *Remigolepis*-Schichten), B devonische Basalttykes, F Treppenbruch.

beiden westlicheren Brüche schwenken etwas gegen SW um. In diesem Teil der Gauss Halvö ist die Geländedarstellung der Karte ungenau, sodass es unmöglich ist, den Verlauf der Brüche gleichzeitig sowohl in Bezug auf die geologischen Strukturen wie die Geländeverhältnisse richtig zu kartieren. Der erste Sekundärbruch, der als Harders Bjerg-Verwerfung bezeichnet wird, zieht in ungefähr SSW-Richtung durch den Ostfuss von Harders Bjerg, ca. $2\frac{1}{2}$ km westlich der Hauptverwerfung. Die zwischen den beiden Brüchen liegende Treppenstufe ist von Schichten der Mt. Celsiusserie eingenommen, die darauf eine schmale, N—S verlaufende, etwas asymmetrische Synklinale bilden. Im Kern derselben steht zwischen Harders Bjerg und Höjsletten der untere Teil der *Grönländaspis*-Sandsteine an, darunter, im Grund des obern Gastisdals, in der Umgebung von P. 377, treten die dunklen *Remigolepis*-Schichten hervor. Diese kommen auch am Ostfuss von Harders Bjerg, an der flexurartigen Abbiegung, zum Vorschein und markieren den Verlauf des Bruches. Die beidseitig von Brüchen flankierte Mulde setzt sich südwärts

über das obere Inderdalen im Obrutschews Bjerg bis an den Kejser Franz Josephs Fjord fort (vergl. BÜTLER, 1954, Fig. 23). Gegen Norden überquert die Harders Bjerg-Verwerfung den von SW kommenden Gletscherfluss des obern Gastisdals, einige hundert Meter oberhalb des Zusammenflusses mit dem südöstlichen Quellbach. Hierauf knickt sie gegen NE um und mündet in die Hauptverwerfung ein, wodurch, ungefähr 800 m unterhalb der Flussvereinigung, die Treppenstufe aufhört.

Da der obere Teil von Harders Bjerg, von ungefähr 1200 m Höhe an, aus flachliegenden Schichten der untern Mt. Celsiusserie besteht, ist die Grösse der Denivellierung an der Harders Bjerg-Verwerfung leicht festzustellen. Zwischen den Basisschichten der Serie, die im Zentrum der abgesunkenen Mulde, unterhalb P. 377 im Flussbett des Gastisdals in ungefähr 320 m Höhe anstehen, und den gleichen Schichten auf dem Langbjerg und auf Harders Bjerg ist eine Höhendifferenz von 800 bis 900 m vorhanden. Sie entspricht der Sprunghöhe des Bruches.

Gegen Süden biegt die Harders Bjerg-Verwerfung in die Südrichtung um; dabei spaltet sich, südlich Harders Bjerg, ein weiterer Bruch gegen SSW ab. Die postdevonische Hauptverwerfung löst sich also, gegen Kejser Franz Josephs Fjord zu, in eine Bruchstaffel auf, in der die einzelnen schmalen Stufen schwache Drehbewegungen in der Längsrichtung ausgeführt haben, sodass im Querprofil an Kejser Franz Josephs Fjord die vertikale Verstellung nicht in allen Schollen gleichläufig erscheint. Immerhin ist deutlich zu sehen, dass sich die Obrutschews Bjerg-Synklinale in den breitwelligen Faltenbau der Gauss Halvö einfügt, der sich südwärts über das Devongebiet bis in die Traill Ø erstreckt. Da an dieser Faltung auch die allerjüngsten Devonschichten beteiligt sind, nicht aber die Karbonsandsteine, muss die Faltung im Unterkarbon stattgefunden haben. Sie wurde als Ymers Ø-Phase bezeichnet und vom Verfasser dem variskischen Geschehen zugezählt (BÜTLER, 1955). Zweifellos ist die Faltung älter als die Entstehung der Brüche, die die Obrutschews Bjerg-Synklinale flankieren. Zwischen der Treppenstufe und dem zentralen, tiefern Teil des Grabens steht im obern Gastisdal der Hauptbruch. Er überquert in spitzem Winkel den Talboden und befindet sich bei Punkt 377 bereits östlich des Flusses. Gegen Süden kreuzt er in 440 m Höhe die kleine Schlucht im untern Teil des südöstlichen Quellbaches des Gastisdals und zieht sich schräg aufwärts über den breiten Grat, der zum Westhang von Höjsletten ansteigt. Am Bruch stossen von Westen her die dunkeln *Remigolepis*-Schichten an die hellen Karbonquarzite. Die erstern fallen an der Bruchlinie mit 20° gegen WNW ein, die letztern mit 60° gegen ESE. Der Bruch streicht unmittelbar westlich des Punktes 1181 vorbei (derselbe ist auf der Karte ca. 1 km zu weit im Westen eingetragen) ins Inderdalen hinüber. Im Plateau von Höjsletten, also östlich des Hauptbruches, im Graben-

innern, überlagern flachliegende Permschichten das schräggestellte Karbon. Diese Deckschichten reichen westwärts bis an den Hauptbruch, überqueren ihn aber nicht. Dagegen überdecken sie ohne Unterbruch den östlichen Grabenrand (siehe Fig. 54).

Am Bruch auf der NW-Seite von Höjsletten sanken die Karbonsandsteine des zentralen Grabenteils gegenüber den Schichten der Mt. Celsiusserie der Treppenstufe weit über 1000 m ab. Genau lässt sich die Sprunghöhe nicht bestimmen. Auch das Permkonglomerat fällt, unmittelbar östlich des Bruches, 100 bis 150 m tief, flexurartig ab. Dasselbe Bild ist auf der Südseite von Höjsletten, auf der linken Seite des obern Inderdalen, zu sehen, dort biegen auch die Schichten der Trias samt den ihnen eingelagerten tertiären Basalten gegen Osten ab. Man kann daraus schliessen, dass die Hauptverschiebung an diesem Bruch nach der Ablagerung der Karbonsandsteine und vor der oberpermischen Transgression stattfand, dass aber Absenkungen noch in postbasaltischer Zeit, im Tertiär, eintraten.

Zu ähnlichen Schlussfolgerungen gelangt man auf Grund der Lagerungsverhältnisse der Devon-, Karbon- und Permschichten an Agassiz- und Säve-Söderberghs Bjerg, am Ostrand des mittlern Gastisdals.

Ob auch der Bruch am Ostfuss von Harders Bjerg gleich alt sei, kann nicht sicher entschieden werden, da die jüngsten daran beteiligten und noch vorhandenen Schichten der Mt. Celsiusserie angehören. Er ist jünger als die Falten der frühkarbonischen Ymers Ø-Phase und bildet den Anfang der gegen SW, schräg durch das Devongebiet an den Kong Oscars Fjord, zum Staunings Alper-Bruch ziehenden Diagonalverwerfung.

Auf der Ostseite des Gastisdalgrabens sind in der Nähe des Moskusoksefjordes zwei grössere Bruchstufen vorhanden, die eine schmale, gegen Süden allmählich auslaufende Treppenscholle begrenzen. Die Bruchflächen fallen steil, bis zu 85° , gegen Westen ein. Die östliche der beiden biegt an der NW-Ecke von La Cours Bjerg gegen NE um, während die andere, wichtigere, sich gegen Norden über den Fjord zum Prospektal fortsetzt.

Merkwürdigerweise steht im nördlichen Teil der östlichen Grabenwand, in La Cours Bjerg, kaledonisches Kristallin an; dieses ist, verglichen mit der gegenüberliegenden Grabenseite, gewaltig gehoben worden. Im südlicheren Teil, in Agassiz- und Säve-Söderberghs Bjerg, kommen am östlichen Grabenrand Schichten der devonischen Basisserie vor. Auch sie liegen noch höher als die Devonschichten der Gegenseite.

Der Hauptbruch auf der Ostseite des Grabens ist die südliche Verlängerung der grossen Verwerfung, die nördlich des Fjordes die Quarzite des Ankerbjergs gegen das Karbon des Prospektals abgrenzt. Er setzt sich im Gastisdal, talaufwärts, ungefähr 8 km weit geradlinig fort, pa-



Fig. 44. Östlicher Rand des Gastisdal-Grabens. Querschnitt an einem östlichen Seitentälchen des Gastisdals, an Agassiz Bjerg.

Legende: K Karbonsandsteine. Sie fallen an der Bruchfläche mit 70° gegen WSW ein. Kr Kristallinsporn, beidseitig von ungefähr N-S streichenden Bruchflächen begrenzt. Die westliche (links) fällt mit 80° gegen Westen ein, die östliche steht senkrecht. Dm gefaltete mitteldevonische Sandsteine der Basisserie; am Kontakt mit dem Kristallin fallen sie mit 25° gegen Osten ein.

parallel zum westlichen Grabenrand und nur 1,5 bis 2 km von diesem entfernt. Im Vergleich zur Höhe der Absenkung ist die Grabenbreite gering, sodass man annehmen muss, es handle sich beim Gastis-Prospektdal-Graben um einen schmalen Einbruch über einer tief gehenden Spalte. An der SW-Ecke von Agassiz Bjerg knickt der östliche Randbruch gegen SE um und verschwindet in dieser Richtung unter den Permschichten von Säve-Söderberghs Bjerg (P. 1250), die ihn ohne nennenswerten Höhenunterschied überdecken. Da das Gebiet östlich von Agassiz- und Säve-Söderberghs Bjerg von Ablagerungen überdeckt ist, die jünger als der Bruch sind, kann seine Fortsetzung nach dieser Seite nicht verfolgt werden. An der Bruchfläche stösst in Fjordnähe Karbon gegen kaledonisches Kristallin, talaufwärts Karbon gegen Mitteldevon. Durch die Richtungsänderung verbreitert sich der Graben gegen SE, dasselbe geschieht durch die Harders Bjerg-Verwerfung gegen SW, gleichzeitig verringert sich die Grabentiefe. Bereits auf der Südseite des Plateaus von Höjsletten, das aus Perm- und Triasschichten mit Basaltsills besteht, fehlen Karbonsandsteine. Das Perm der Grabenmitte liegt dort direkt Devonschichten auf.



Fig. 45. Bruchspiegel auf einer mylonitisierten Kristallinbank, am Kontakt mit dem abgesunkenen Karbon. Gleicher Ort wie Fig. 44. Die Bruchfläche fällt mit 80° gegen Westen ein.

Legende: K Karbonsandstein, Kr Kristallinsporn, stark zerschoren, teilweise mylonitisiert, Dm gefaltetes Mitteldevon.

Auf der zwischen den beiden Brüchen liegenden Treppenstufe am NW-Hang von La Cours Bjerg liegen Konglomerate und Sandsteine des Karbons dem Kristallin auf. Dieses war also im Gebiet von La Cours Bjerg bereits in der Karbonzeit anstehend. Die Stufe verschmälert sich gegen Süden von 400 m Breite, am SW-Hang von La Cours Bjerg, auf 100 m im südlichen Teil von Agassiz Bjerg, und nach der Richtungsänderung des Hauptbruches gegen SE verschwindet sie.

Merkwürdigerweise besteht diese schmale Scholle zwischen Graben und Horst bis ans SW-Ende von Agassiz Bjerg aus zerbrochenem Kristallin des La Cours Bjerg-Komplexes, auch dort, wo östlich des Grabens kein Kristallin mehr anstehend ist. In Agassiz Bjerg stoßen von Osten her gefaltete mitteldevonische Sandsteine an den Grabenrand, von Westen, vom Graben aus, Karbonarkosen. Und zwischen den beiden findet man den schmalen, gangartigen Streifen kristalliner Gesteine, der beidseitig von steil stehenden Verschiebungsflächen begrenzt ist.

Stratigraphisches. Das Karbon des Grabens.

Im zentralen Teil des Grabens, im Cañon des Hauptflusses sowie in den Seitenbächen, stehen nur Karbonsandsteine an. Ihre Lagerung wechselt von Stelle zu Stelle. Im ganzen gesehen fallen die Schichten vom Ostrand des Grabens aus gegen Westen ein: Im nördlichen Teil, auf den Treppenstufen an La Cours Bjerg, gegen NW, im mittlern, schmalen Teil des Grabens gegen Westen und im obern Gastisdal gegen SW. Die Neigungsrichtung steht ungefähr senkrecht zum östlichen Grabenrand. An der Verwerfung selbst erreicht die Schrägstellung der Schichten 60 bis 70°, in einiger Entfernung davon sind es meist 30 bis 40°. Auch am westlichen Rand, den der Hauptfluss im Oberlauf angeschnitten hat, fallen die Schichten gegen Westen ein, ausgenommen an der Bruchfläche selbst, wo sie mehrfach zerbrochen und geknickt sind. Im engsten Grabenteil sind in der Mitte eine antiklinalartige Wölbung mit steiler Ostflanke und auf der Treppenstufe an La Cours Bjerg muldenartige Verbiegungen zu sehen. Diese faltenähnlichen Verformungen gehen auf kleinere Sekundärbrüche im Unterbau und auf den sich gegen unten verengernden Graben zurück. Die Erscheinung wurde bereits von ORVIN im Prospektal beobachtet und von MAYNC und dem Verfasser aus dem Gastisdal gemeldet.

Für stratigraphische Profilaufnahmen sind die Lagerungsverhältnisse im Gastisdal ungünstig, da der treppenartigen Anordnung der Schichten und der abrupten, unregelmässigen Verbiegungen wegen, kein lückenloses Schichtprofil rekonstruiert werden kann. Die Basis-schichten sind auf den östlichen Treppenstufen an der NW- und Nordseite von La Cours Bjerg zu finden. Dem Kristallin liegt dort ein vorwiegend rotes, leicht zerfallendes Basiskonglomerat auf. Der Hauptteil der Gerölle, von denen die grössten 30 cm Durchmesser erreichen, besteht aus hellen Quarziten, daneben kommen lokales Kristallinmaterial und Devonsandsteine vor. Das Füllmaterial lieferte feiner Verwitterungsschutt der Kristallingesteine von La Cours Bjerg. Auf das basale Konglomerat folgt eine Wechsellagerung von Konglomeraten und glimmerreichen, z. T. bankigen, z. T. schiefrigen Sandsteinen. Ein Teil derselben ist rot gefärbt, ein anderer hellgrau oder gelblich. Die obern Konglomerate enthalten fast nur Quarzitgerölle, meist unter Faustgrösse, vereinzelte jedoch sind kopfgross, und die sandige Grundmasse ist bald rot, bald gelblich gefärbt. Die Basisschichten befinden sich heute, je nach der Treppenstufe, auf der sie liegen, in verschiedener Höhenlage. An der NW-Ecke von La Cours Bjerg trifft man sie von 80 bis auf ungefähr 500 m Höhe an, sie sind jedoch kaum hundert Meter mächtig. Ein schmaler, flachliegender Streifen dieser Basisschichten setzt sich auf der Zwischenscholle vom Ausgang des Gastisdals, dem Nordfuss von La

Cours Bjerg entlang, etwa 3 km weit gegen NE fort. Sie liegen 200 bis 300 m hoch über dem Fjord, senken sich etwas gegen NE und überdecken rötliche und hellgraue Granite. An der SE-Seite, La Cours Bjerg zu, setzt das Vorkommen an einem SW-NE streichenden Bruch aus, ist also gegenüber dem Berg abgesunken. Der nordwestliche Rand ist eine Erosionsgrenze, an der in 180 bis 200 m Höhe die Auflagerung auf den Graniten zu sehen ist. An einer Umbiegung des Bruches, der sich gegen Norden wendet, setzt dann der Karbonstreifen aus. Wie gross die Absenkung gegenüber dem Kristallin von La Cours Bjerg ist, lässt sich mangels eines zuverlässigen Bezugsniveaus nicht bestimmen. Sicher überdeckte das Karbon einst das Kristallinareal von La Cours Bjerg.

Auf die konglomeratischen Basisschichten folgen am Ausgang des Gastisdals hellgraue, gelbliche und weisse Sandsteine und Arkosen. Sie füllen den zentralen Teil des Grabens aus. Es sind mittel-bis grobkörnige, oft konglomeratische oder geröllführende fluviatile Sedimente; sie schliessen Lagen von schwarzen, kohlehaltigen und dunkelgrauen, glimmerreichen und tonhaltigen Schiefern ein. Im mittlern Teil dieser Gesteinsfolge treten am Fuss von Agassiz- und Säve-Söderberghs Bjerg weisse Quarzite auf, die in grosse, dauerhafte Blöcke und Platten zerfallen, sodass der von diesem Trümmern überdeckte, mittlere Teil des Gastisdals fast vegetationslos ist.

In den Arkosen ist ein grosser Teil der Feldspatsubstanz kaolinisiert worden, und das Gestein sieht im Anschlag rein weiss aus. Manche Lagen enthalten aber, weitmaschig zerstreut, dunkle Erzkörnchen und erscheinen auf den Bruchflächen rostig gesprenkelt. Oft trifft man in den Sandsteinen Steinkerne von *Stigmarien* und Stammstücke von *Lepidodendren* an; aus den leicht zerfallenden schwarzen Schiefern können Blattabdrücke gewonnen werden. Das karbonische Alter der Schichten steht fest, doch ergeben sich Schwierigkeiten für eine genauere Altersbestimmung. Für diese muss das Resultat der Bearbeitung des Fossilmaterials abgewartet werden. Nach den ersten Einsammlungen von BACKLUND und SÄVE-SÖDERBERGH wurde auf ein unterkarbonisches Alter geschlossen (vergl. HALLE, 1931). Unter den später auch im Gastisdal gemachten Funden fanden sich jedoch Arten, die auf Namur hingen (vergl. MAYNC, 1949, p. 32), sodass man es, nach der Ansicht HALLES, wahrscheinlich mit Übergangsschichten vom Unter- zum Oberkarbon und solchen aus dem untersten Namur zu tun hat. MAYNC hat die Basisschichten an der NW-Seite von La Cours Bjerg mit den seinerzeit von SÄVE-SÖDERBERGH als »oberen Sandsteinkomplex« benannten und möglicherweise für unterstes Karbon gehaltenen Schichten korreliert. Doch spricht verschiedenes dagegen, die roten Sandsteine und Konglomerate mit den einst als obern Sandsteinkomplex be-

zeichneten Schichten an der Devon-Karbondgrenze zu verbinden. Die Basisschichten dürften oberstes Dinantien oder unterstes Namurien sein.

Ein höherer Teil der Karbonschichten ist an der Westseite von Säve-Söderberghs Bjerg bis auf die Höhe von 860 m anstehend; sie fallen dort mit 20 bis 25° gegen SW ein, und auf dem breiten Berggrat ist ein Stück der permischen Transgressionsfläche entblösst. Die Lagerungsverhältnisse dieser Stelle sind bereits von MAYNC (1942, S. 64-66) skizziert worden. An der Nord- und Westseite des Berges stehen in einem zusammenhängenden Schichtenprofil 800 bis 900 m Karbonsandsteine an. Die untern drei Viertel entfallen auf die hellen, groben, z. T. quarzitäen Sandsteine mit schwarzen Schieferlagen, der obere Viertel besteht aus einer Wechsellagerung von hellen, groben Sandsteinen und graugrünen, gelblichen und roten, tonhaltigen Schiefern, sodass er durch eine etwas buntere Färbung auffällt. Nimmt man die im untern Gastisdal anstehenden Sandsteine dazu, so kann das Karbon, ohne die Basisschichten, ca. 1200 m mächtig sein. Da jedoch die Verbindung mit den konglomeratischen Basisschichten nicht sichtbar ist und nicht feststeht, welche Mächtigkeit man für die Lücke einsetzen soll, und man nicht weiss, wieviel vom obern Teil während der präobermischen Abtragung weggeschafft wurde, ist es unmöglich, die Gesamtmächtigkeit des einst im Graben vorhandenen Karbons anzugeben.

Die oberdevonische Mt. Celsiusserie.

Im obern Gastisdal stösst man im Flussbett, auf ungefähr 320 m Meereshöhe, an der Westseite der grossen Verwerfung, auf Schichten der Mt. Celsiusserie. Sie fallen mit 30 bis 40° gegen Westen oder WSW in eine schmale Mulde ein, die sich gegen Süden, mit der Treppenstufe, auf der sie liegen, verbreitert. In dieser Mulde trifft man talaufwärts bis zur Passhöhe, die in ca. 700 m Höhe ins Inderdalen führt, folgendes Schichtenprofil an:

- a. Eine ca. 40 bis 50 m mächtige Wechsellagerung, unten von Konglomeraten, Sandsteinen und rötlichen, grobbröckeligen und quarzhaltigen Süsswasserkalken, oben von grauen und grünlichen, bald fein- bald grobkörnigen bis konglomeratischen Sandsteinen und stark kalkhaltigen Schichten, bildet den basalen Teil der Mt. Celsiusserie.
- b. Darüber stehen schokoladebraune und dunkelrote bis rotviolette, schiefrige und feinkörnige Sandsteine und Pelite, z. T. Mergel und Kalke an. Es sind die *Remigolepis*-Schichten SÄVE-SÖDERBERGHS. Die beiden Quellbäche des obern Gastisdals haben sich, kurz vor und bis zu ihrer Vereinigung, in die dunkeln Schichten eingetieft. Das Vorkommen dieser leicht zerfallenden Schichten bedingt die kesselartige Verbreiterung des Talgrundes. Der starken Moränenbedeckung wegen ist es kaum möglich, eine genaue Bestimmung der

Mächtigkeit vorzunehmen, die *Remigolepis*-Schichten mögen hier 200 bis 300 Meter dick sein.

- c. An der NW-Seite von Höjsletten und am Pass zum Inderdalen bildet eine 30 bis 40 m mächtige Wechsellagerung von roten und graugrünen, teils mittel-, teils grobkörnigen bis konglomeratischen Schichten, getrennt durch dünne Lagen toniger Schiefer, den Übergang zum obern Serienteil. Die gleichen Schichten, jedoch etwas mächtiger, wurden seinerzeit am Celsius Bjerg angetroffen (BÜTLER, 1955, S. 38). In den feinen, tonhaltigen Lagen sind auch im Gastisdal Netzleisten von ausgefüllten Schlammrissen und fossile Schlammwülste zu sehen.
- d. Das Zentrum der Synklinale nehmen vorwiegend grobe, rötlich bis gelblich anwitternde oder fast weisse, oft geröllführende Quarzsandsteine und Arkosen ein. Im obern Teil treten Bänke von Quarzitkonglomeraten auf. Die Schichten gehören zum untern Teil der *Grönlandaspis*-Serie SÄVE-SÖDERBERGHS. Im ganzen gesehen weicht dieser ausgebleichte, grobkörnige Serienteil stark von den im Devon sonst vorherrschenden kalk- und glimmerreichen Sandsteinen ab und erinnert, seinem Habitus nach, eher an Karbon- als an Old Red-Sedimente. Von diesem obern Teil der Mt. Celsiusserie mögen am obern Ausgang des Gastisdals ungefähr 300 m vorhanden sein.

Auch hier setzt sich also die Mt. Celsiusserie aus einem transgressiven, die ältern Schichten, hier die Kap Kolthoffserie, diskordant überdeckenden Basisteil, einer mittlern, kalk- und tonreichen limnischen Ablagerung und einer obern, grob-fluviatilen Schichtenfolge zusammen. Im ganzen mag die Serie mit einer Mächtigkeit von ca. 600 m vertreten sein.

Da Karbonsandsteine und Mt. Celsiusserie im obern Gastisdal an einem postkarbonischen Bruch zusammenstossen, muss man annehmen, die Devonserie setze sich ostwärts unter dem Karbon der Grabenfüllung fort. Im mittlern Talteil stösst das Karbon an mitteldevonische Serien, die dort auch unter ihm vorhanden sein müssen, am Nordostausgang des Tales liegen Karbonkonglomerate auf kaledonischem Kristallin. Auf einer Strecke von nur 15 km transgredierte die Karbonschichten des Gastisdal-Gebietes über altersmässig ganz verschiedene Formationen und verschiedene Strukturen: ein Hinweis, dass im Unterkarbon, vor der Ablagerung der kontinentalen Karbonsedimente, grosse vertikale Verstellungen und bedeutende Abtragungen stattgefunden haben.

b. Das Prospektal.

Die geologischen Verhältnisse im Grabengebiet des Prospektals wurden kürzlich beschrieben (BÜTLER, 1957) und sollen deshalb nur kurz berührt werden.

Am Ostfuss von Högboms Bjerg zieht der grosse Bruch durch, der die Gauss Halvö durchquert und sich nordwärts an der Ostseite von

Sernanders- und Parkinsons Bjerg vorbei nach Wordies Bugt fortsetzt. Es ist ein Abschnitt von VISCHERS »postdevonischer Hauptverwerfung«. An diesem Bruch ist, im ganzen genommen, die westliche Scholle gegenüber der östlichen gestiegen, und ein hoher Geländesprung trennt auch heute noch das westliche vom östlichen Hudson Land. Bei Sernanders Bjerg spaltet sich unter sehr spitzem, gegen Süden offenem Winkel ein ostwärts der Hauptverwerfung verlaufender Bruch ab, und zwischen den beiden ist der schmale Graben eingesunken. Der westliche Hauptbruch streicht in der Richtung S 8° W durch das Prospektal, doch ist der Grabenrand durch schrägverlaufende Sekundärbrüche zerspalten, und auf der Ostseite von Högboms Bjerg ist ein kleines Bruchfeld entstanden. Der Ostbruch dagegen weist nur eine einzige grosse Stufe auf. Auf der Südseite des Fjordes sind die Brüche, wenn man sie mit denen der Nordseite vergleicht, diagonal symmetrisch angeordnet. Dort bildet eine grosse Verwerfung den westlichen Grabenrand, während auf der Ostseite, an der NW-Ecke von La Cours Bjerg, eine Bruchterasse vorhanden ist. Es müssen deshalb quer zum Graben verlaufende, unter dem Fjord liegende Bruchablösungen vorhanden sein. Sie veranlassten die Umbiegung des Fjordtals an dieser Stelle.

Der Verfasser nahm zuerst an, die postdevonische Hauptverwerfung sei kurz vor der Bildung der Karbonsedimente entstanden und habe, im ganzen gesehen, für diese als westliche Grenze funktioniert, sei aber später wiederholt aktiviert worden. Die Schichten im Graben wurden damals als Dinantien, diejenigen der Plateaus auf Claving Ø und der Passagehöje als Namurien betrachtet (HALLE 1931, SÄVE-SÖDERBERGH, 1934). Spätere Fossilfunde und neuere Kartierungen weisen jedoch darauf hin, dass das Grabenkarbon mit dem der Plateaus zusammenhing und beide zur gleichen Ablagerungsfolge gehören. Da die Karbonschichten überall an der Verwerfung verstellt sind, schloss man auf ein spätkarbonisches oder frühpermisches Alter des Bruches. KOCH (1939) hatte dies für die grossen Verwerfungen im Allgemeinen und VISCHER (1943) im Speziellen für die postdevonische Hauptverwerfung angenommen. Auch der Verfasser schloss sich in der Folge dieser Ansicht an. Einige Brüche aber, die nördlich und südlich des Moskusoksefjordes quer oder schräg zur Hauptverwerfung stehen, und von dieser überschritten werden, müssen dennoch älter und vor der Ablagerung der Karbonsandsteine entstanden sein (vergl. BÜTLER, 1957). Nun weisen aber auch die geometrischen Verhältnisse der Strukturen an einigen Abschnitten der Hauptbruchzone auf frühere Verschiebungen hin. In der Zusammenfassung am Schluss dieses Kapitels wird deshalb die Altersfrage des grossen Bruchs nochmals angeschnitten.

Der steilstehende Hauptbruch durchschneidet im Hudson Land die älteren Strukturen unter spitzen Winkeln und scheint in seinem Verlauf

kaum vom Unterbau beeinflusst worden zu sein. Die von einander getrennten Strukturteile wurden in der Folge sehr ungleich verstellt, so dass es schwierig ist, sie bei einer Rekonstruktion wieder zusammenzubringen: einmal deshalb, weil auf den gehobenen Schollenteilen grosse Stücke abgetragen wurden und dann, weil an ein und derselben Stelle die Ablagerungen verschiedener Zeiten ungleich stark oder sogar in entgegengesetztem Sinne verschoben wurden. Die einen Schichtstufen sind, verglichen mit den gleichaltrigen der Gegenseite des Bruches, stark, andere schwach gehoben oder sogar versenkt worden. Es weist dies auf mehrmalige und verschiedenartige Bewegungen im Verlaufe der geologischen Zeiten hin. Kompliziert sind die Verhältnisse vor allem dort, wo sich verschiedenaltige präkarbonische Strukturen überlagerten und Intrusionen saurer und basischer Gesteine, vor allem Granite, Raum schufen.

Die Westseite des Prospektal-Grabens besteht an Högboms Bjerg aus devonischen Sandsteinen und Eruptiven, die während der Hudson Land-Phase IV gegen Westen aufgestossen wurden. Vom Bergkamm aus fallen die Schichten zunächst ziemlich steil gegen Osten ab, biegen dann im untern, flachern Hangteil um und deuten hierauf eine schwache Antiklinalwölbung an. Doch ist der Schichtenverband so stark von roten Eruptiven durchsetzt, dass die Schichtung kaum mehr verfolgt werden kann. Zudem schneiden kleinere Brüche durch diesen Teil des Berges. Sie stehen schräg zum Hauptbruch; die Stufen fallen aber, im ganzen genommen, treppenartig zum Graben ab.

Auf der Südseite des Fjordes sind in den Devonschichten von Ramsays- und Sederholms Bjerg, zwischen dem Bruch im Osten und der Aufschiebung im Westen, breit angelegte Falten vorhanden. Auf der Nordseite ist die Aufschiebung kräftiger als in Sederholms Bjerg, dagegen ist die Faltenzone schmaler und schwächer. Der granitische Lakkolith im östlichen Teil von Högboms Bjerg hatte das Schichtenpaket versteift und seine Biegefähigkeit vermindert. Zum Teil mag aber der Unterschied im Faltungsstil daher rühren, dass auf der nördlichen Fjordseite ein tieferes Niveau als am gegenüberliegenden Ufer angeschnitten ist. Ob im untersten Teil des Südosthanges von Högboms Bjerg westlich des Grabens auch Quarzite der Eleonore Bay Formation anstehen, konnte nicht abgeklärt werden. Devongesteine reichen aber ostwärts bis an den Rand des tiefsten Grabenteils.

Der schmale Prospektal-Graben beginnt im Norden ungefähr dort wo die dünne Karbonplatte, die den Salèvebjerg überdeckt, an der Ostseite von Sernanders Bjerg an den grossen Bruch stösst. Das Karbon liegt dort Quarziten der Eleonore Bay Formation auf, und diese bilden auch im nördlichsten Grabenteil die Unterlage der eingesunkenen Karbonschichten. Noch am Ankerbjergselv stehen die Quarzite zu beiden

Seiten des schmalen Grabens an. Vom westlichen Rand zweigt ein Bruch ab, der an Punkt 344 vorbei durch den Osthang von Högboms Bjerg zieht und Anlass zu einer sich gegen Süden verbreiternden Treppenstufe gibt. Dieser Sekundärbruch begrenzt heute die Ausdehnung der Karbonschichten gegen Westen. Noch südlich des Ankerbjergselvs trifft man auf der Treppenstufe, unter den flachliegenden Schichten der Karbonbasis, steil gegen Westen einfallende Quarzitschiefer an. Gegen Süden wird die Überdeckung lückenlos und am Moskusoksefjord, nach wenigen Kilometern, ruht das Karbon auf Devongesteinen. Die Übergangsstelle von den Quarziten zum Devon ist leider verdeckt, wahrscheinlich fallen sie gegen Süden unter das Devon ein. Auf der Treppe, längs des westlichen Grabenrandes, steigen die Strukturen unter dem Karbon gegen Norden an, währenddem sie auf der Ostseite, vom Ankerbjerg aus gegen Norden, dem Stordal zu, absinken.

Im tiefsten Grabenteil tritt südlich des Ankerbjergselvs die Unterlage der Karbonschichten nicht mehr hervor. Da aber die Eleonore Bay-Quarzite des Ankerbjergs und der in ihnen steckende Granit vom östlichen Grabenrandbruch durchschnitten werden, ist anzunehmen, dass diese Gesteine auch in der Grabentiefe unter dem Karbon vorhanden sind. Die Trennungslinie zwischen dem Devon der Westseite und den präkambrischen Schichten der Ostseite, d. h. die Grenzfläche der beiden Grossschollen, von denen jede ein anders gerichtetes Axialgefälle der Strukturen besitzt, muss unter dem Karbon des Grabens liegen.

Die Ablagerungen des kontinentalen Karbons, die auf Clavinger Ø und in der Passagehöhe grosse Flächen bedecken und mächtig sind, kommen gegen den Moskusoksefjord nur noch in kleinen Restarealen vor. So am Ostfuss von Parkinsons Bjerg und auf dem Gipfelplateau des Salèvebjergs. Die Schichten liegen flach und ihr Vorkommen lässt darauf schliessen, dass einst das ganze östliche Hudson Land von Karbonsandsteinen überdeckt war. Wo diese an den grossen N-S-Bruch stossen, sind sie verworfen. Im Prospekt- und Gastisdal-Graben ist ein weiterer Karbonrest erhalten geblieben, ebenso im Gebiet des Ulvedals, wo am NE-SW verlaufenden Ulvedalbruch unter dem Perm noch Karbon ansteht. Es stösst dort gegen NW an kristalline Gesteine.

Im Gebiet des Moskusoksefjordes überdeckten die Karbonschichten ein ziemlich bewegtes Relief, sodass sich die Basisschichten verschiedener Lokalitäten nicht ohne weiteres korrelieren lassen.

Die Aufschlüsse in der Bruchtreppe auf der Westseite des Prospekt-dals liefern ein ziemlich vollständiges Schichtenprofil durch den untern Teil der Karbonablagerungen des Grabens. In der Höhe, zwischen 500 und 700 m, liegen an der Ostseite von Högboms Bjerg auf den roten Eruptiven zwei kleine Inseln von dunkelroten und schokoladebraunen bis violetten, gut geschichteten Sedimenten (siehe Fig. 39). Von den

ersten Beobachtern wurden sie für Reste des »obern roten Devonsandsteins« gehalten, auch der Verfasser glaubte sie zuerst als Relikt der *Remigolepis*-Serie deuten zu müssen, denn sie gleichen diesen sowohl durch die Verwitterungsfarben wie den Gesteinscharakter. Nun kann man aber die roten Schiefer in einem Bacheinschnitt auf der Ostseite von Högboms Bjerg bis zum Grund des Prospektbalds verfolgen und feststellen, dass sie das unmittelbar Liegende der fossilführenden Karbonsandsteine sind und weder durch eine Diskordanz noch einen sichtbaren Hiatus von diesen getrennt sind. An der Bergflanke von Högboms Bjerg liegen die braunroten Schiefer den ziegelroten devonischen Aplitgraniten und Rhyolithen auf. Feinbrekzien mit Trümmern aus den Eruptiven, aber auch aus der Eleonore Bay Formation, bilden die Basis. Gegen Westen stossen sie, am westlichen Rand der Treppenstufe, gegen die von Eruptiven durchsetzten, aufgeschobenen Devonsandsteine von Högboms Bjerg. Die braunroten Schiefer sind an der Verwerfung abgesunken. Unter ihnen stellen sich gegen Osten noch ein grobes Konglomerat, mit Trümmern aus Devongesteinen und der Eleonore Bay Formation, und gegen 50 m mächtige, bankige, braungraue Sandsteine ein, die das Karbonprofil nach unten erweitern. Die roten Schiefer selber sind gegen 200 m mächtig und setzen sich aus feinen Psammiten und Peliten zusammen. Darüber kommen ungefähr 100 m vorwiegend graue Sandsteine, eine Wechsellagerung von feinkörnigen Sandschiefern und grobkörnigen bis konglomeratischen Bänken. Und über diesen folgen, im Zentrum des Grabens, die hellen, fast weissen, meist grobkörnigen Sandsteine und Arkosen. Einzelne Lagen sind konglomeratisch, und mehrfach sind schwarze, kohlige Schiefer eingelagert (siehe MAYNC, 1949, S. 32-35). Es handelt sich bei diesem obern Teil um die hellen Arkosen, die den Hauptteil der Karbonablagerungen ausmachen, im Grunde des Prospektbalds aber nur noch mit ungefähr 100 m, am Hang gegen den Ankerbjerg mit 300 bis 400 m vertreten sind. Die ganze hier angeführte Schichtenfolge gehört dem karbonischen Sedimentationszyklus an, gleicht aber in ihrer Aufeinanderfolge in vielen Zügen der devonischen Mt. Celsiusserie.

In den hellgrauen und weissen Sandsteinen und den ihnen eingelagerten schwarzen Schieferen sind auch im Prospektbald Pflanzenreste gefunden worden. Bereits wurde ausgeführt, dass sich in den Einsammlungen von BACKLUND Arten vorfanden, die sich mit solchen aus der Kulmflora Spitzbergens vergleichen liessen. HALLE nahm deshalb an, dass die Schichten dem Dinantien zugezählt werden müssten (HALLE, 1931, S. 13-16). Auch SÄVE-SÖDERBERGH, der im Gastisdal sammelte, war derselben Meinung. Doch fand HALLE in diesem Material auch namurische Pflanzen, sodass er nun zur Ansicht kam, dass die von SÄVE-SÖDERBERGH gefundene Flora eher als namurisch zu bezeichnen sei. Das gleiche Resultat ergaben die Bestimmungen des Materials aus

dem Prospektal, das von STAUBER, BÜTLER und MAYNC eingebracht und von HALLE bestimmt wurde. Da dieses, mitsamt den von FRÖHLICHER im Jahre 1952 sehr sorgfältig gesammelten Proben, noch in Bearbeitung steht, sind die genaueren Ergebnisse abzuwarten. Es genüge hier festzuhalten, dass für die fossilführenden Karbonschichten des Grabens, gleich wie für diejenigen der Passagehöje und von Claving Ø, ein namurisches Alter in Frage kommt, für das Prospekt- und Gastisdal wahrscheinlich dessen ältester Teil, für die Basisschichten vielleicht noch der oberste des Dinantien.

4. Die Horste des östlichen Grabenrandes.

a. Anker-, Salève- und Vuachebjerg.

Am untern Granitelv, einem westlichen Seitenfluss des untern Stordals, ungefähr in der Mitte zwischen Wordies Bugt und Moskusoksefjord, stehen ostwärts der grossen Verwerfung zum Teil metamorphe, von Granitgängen durchsetzte, zum grössern Teil aber unveränderte Schichten der Eleonore Bay Formation an. Es handelt sich zur Hauptsache um dunkle Schiefer aus der Quarziterie. Am Ostfuss von Parkinsons Bjerg treten darin auch gelbliche Dolomite auf. Die Schiefer sind wellig gefaltet und nach verschiedenen Richtungen verbogen. Im ganzen genommen haben die Strukturen eine SSW-Richtung, und ihre Achsen heben sich nach dieser Seite, sodass gegen Süden, längs der Ostseite des Grabens, immer ältere Schichten an die Oberfläche kommen. Im Vuache- und Salèvebjerg sind es dunkle, fast schwarz anwitternde, teilweise auch dunkelrote Schiefer mit weissen, gelblichen oder blass rötlichen Quarzitbänken. Auf dem Salèvebjerg überdeckt sie eine dünne Platte von Karbonsandsteinen, und durch die Mitte des Berges zieht sich, in SSW-NNE-Richtung, eine ungefähr 2 km breite, grabenartig in die Quarzite versenkte Synklinale, die von gefalteten Devonbasiskonglomeraten und graugrünen, rot gebänderten Sandsteinen der Devonbassisserie eingenommen wird. Die Devonschichten setzen sich gegen NE in das Devonareal auf der NE-Seite des untern Stordals fort, wo sie in mehrere schmale Falten zusammengedrängt sind. (vergl. BÜTLER, 1939, Fig. 7). Von Süden betrachtet scheinen diese gegen NNE unter das flachliegende Karbon der Passagehöje zu tauchen. An Ort und Stelle jedoch stellt man fest, dass sie, kurz bevor sie das Karbongebiet erreichen, an einem steil gegen SW einfallenden und in gebrochener Linie, im ganzen genommen SE-NW verlaufenden Bruch absetzen und nordwärts an Hornblendeschiefer und Gneise, sowie an helle, mehr oder weniger stark metamorphe Quarzite der Eleonore Bay Formation stossen. Die letztern sind ins kaledonische Kristallin eingefaltet. Nördlich des Bruches bilden die kristallinen Gesteine die Unterlage des Karbons. Offensichtlich ist die südwestliche Scholle mit den gefalteten Devongesteinen gegenüber

der nordöstlichen tief abgesunken. Aus der Höhenlage der Karboninseln an der Ostseite von Parkinsons Bjerg und auf dem Salèvebjerg lässt sich erkennen, dass die einst das Gebiet überdeckende Karbonplatte an diesem Bruch unbeteiligt war, sie überlagerte ohne Denivellierung die gefalteten Devonsandsteine am Storelv und das Kristallin von Nordhoeks Bjerg. Der Bruch muss vor der Ablagerung der Karbonsandsteine entstanden und ausgeebnet worden sein. Er kompensiert durch die antithetische Anordnung das starke nördliche Einfallen der präkarbonischen Strukturen. Die Fortsetzung des Bruches gegen NW dürfte jenseits der Hauptverwerfung im untern Teil des Dybendals zu finden sein.

Vom Stordal an, südwärts zum Ankerdal, treten immer tiefere Teile der kaledonischen Sedimentfolge zutage, die Basis des Devons wie die des Karbons steigen über die Landfläche empor und verschwinden. Im Ankerbjerg stehen dunkel graugrünliche Quarzite aus der Mitte der Eleonore Bay Formation, wahrscheinlich solche der Eremitdalseerie an. Sie fallen auf der Nordseite des Berges mit 45 bis 60° gegen NNE und NE ein.

In diesen Quarziten taucht auf der Südseite des Berges ein heller Granitstock auf. Vom Fjord aus ist die hangende Kontaktzone mit den vielen, vom Granit ausgehenden Lagergängen zu sehen. Sie verlaufen im ganzen gesehen mehr oder weniger parallel zur Schichtung der Quarzite, durchsetzen sie aber häufig schräg und keilen in kurzer Entfernung vom Dach des Granites aus. Die Verbindung zwischen Granitstock und Gängen ist weder durch Faltungen noch durch grössere Verschiebungen unterbrochen worden.

Der Ankerbjerg-Granit gehört seinem Auftreten nach zu den, in Bezug auf die kaledonische Hauptfaltung, als spätkinematisch zu bezeichnenden Graniten. WEGMANN (1935) nannte sie Marginalgranite, da sie vor allem auf die Grenzzone zwischen stark metamorphosierten tiefern kaledonischen Serien und wenig veränderter Eleonore Bay Formation lokalisiert sind. Bereits KOCH (1929) schrieb, die Granite im östlichen Teil des Moskusoksefjordes seien jünger als die Eleonore Bay Formation, aber älter als das Devon und nur noch einer schwachen Pressung ausgesetzt gewesen. Er zählte sie zu den kaledonischen Graniten. ORVIN (1930) erwähnt den Granit im Zusammenhang mit den »quarzitischen Sandsteinen« des Ankerbjergs, von denen er annahm, sie seien devonisch. BACKLUND (1932) hat die Quarzite dann richtigerweise als Eleonore Bay Formation kartiert und den Granit als spätkaledonisch bezeichnet. Die Altersfrage wurde erneut von ODELL (1939) und von MAYNC (1949) aufgeworfen, die den Granit im Sockel des Ladderbjergs, und andere in Küstennähe, als intra- oder postdevonisch betrachteten, MAYNC auch den des Ankerbjergs. BÜTLER wies darauf hin, dass aus den stratigraphischen Verhältnissen bis jetzt für den Ankerbjerg-Granit kein Beweis für ein



Fig. 46. Der Ankerbjerg-Granit (hell) im Kontakt mit den hangenden, dunkelgrau-grünen Quarziten der Eleonore Bay Formation. Die Mehrzahl der granitischen Apophysen folgt mehr oder weniger der Schichtung der Quarzite, die hier mit ungefähr 50° nach rechts hinten einfallen.

Aufschluss im östlichen Teil des Ankerbjergs, Ansicht von Süden.

devonisches Alter namhaft gemacht werden kann. Der Granit steht in Kontakt mit der präkambrischen Eleonore Bay Formation und ist jünger als deren Hauptfaltung, die der kaledonischen Hauptphase in Ostgrönland zugezählt wird. In den devonischen Basiskonglomeraten des Gebietes wurden bis jetzt keine Gerölle vom Typus des Ankerbjerg-Granits gefunden, aber auch ältere, synorogene Granite sind nicht vertreten. Es scheint, die prämitteldevonische Abtragung habe im östlichen Hudson Land die Tiefe der kaledonischen Granite nicht erreicht. Erst in den Konglomeraten der Ramsays Bjergserie treten Gerölle von undeformierten Graniten auf. Bis jetzt fehlt aber eine genaue petrographische Untersuchung darüber, ob der Ankerbjerg-Granit mit einem der devonischen Granite westlich des Prospektbalds in Verbindung gebracht werden kann und ob die Granitgerölle der Ramsays Bjergserie mit dem Granitgestein des Ankerbjergs identisch seien (vergl. BÜTLER, 1957).

DAL VESCO (1954) hielt das Auftreten des Granits in einer Skizze und einer kurzen Beschreibung fest und bezeichnete das rötlich anwitternde, im frischen Bruch aber hellgraugrünliche Gestein als mittelkörnig, porphyrisch, mit weissen, z.T. sehr grossen Orthoklas-Porphyreiden. Er stellte fest, dass es von kleinern Verschiebungsflächen

durchsetzt ist, wodurch seine Randzone und die angrenzenden metamorphen Quarzite in Scherben zerbrochen, gegenseitig aber nur leicht verschoben wurden. Diese geringe tektonische Beanspruchung, die ein bereits gut verfestigtes Gestein betraf, geht wahrscheinlich auf die devonischen Verschiebungen zurück. Dagegen dürfte es sich bei der in der Skizze von DAL VESCO angegebenen grösseren Verschiebung, in der Mitte des Berges, um eine spätere, mit der Graben- und Bruchbildung in Zusammenhang stehende Absenkung des westlichen Bergteiles handeln.

Gegen Norden fällt die Grenze des Granits unter die Quarzite ein, gegen NE jedoch setzt sie sich, auf der Landfläche sichtbar, zu Nordhoeks Bjerg fort. Im untersten Teil des Ankerbjergdals, unmittelbar oberhalb des Deltas, sind im tiefen cañonartigen Flusseinschnitt grössere Schollen von metamorphen Quarziten im Granit eingeschlossen. Etwas weiter talaufwärts grenzt dann eine steile, SW—NE streichende Verschiebungsfläche den Granit gegen die nordwärts anstehenden Quarzite ab. Der granitische, südliche Teil scheint daran gegenüber den Quarziten des Salève- und Vuachebjergs und ihrer Devonbedeckung gehoben zu sein. Dieses Devon des Vuachebjerg-Gebiets und des untern Stordals liegt in einem unregelmässig begrenzten Graben zwischen dem NE verlaufenden Ankerbjergdal-Bruch und dem NW streichenden Stordal-Nordhoeks Bjerg-Bruch. Der im ganzen gesehen dreieckig umgrenzte Einbruch ist in der östlichen Ecke am tiefsten.

b. La Cours- und Agassiz Bjerg.

Wesentlich komplizierter als im Ankerbjerg sind die geologischen Verhältnisse auf der südlichen Fjordseite, in La Cours Bjerg und seiner Fortsetzung, Agassiz Bjerg. Da dort das Alter der Brüche und einiger anderer regional-tektonischer Ereignisse bestimmt werden kann, soll die Beschreibung etwas ausführlicher sein.

Aus Entfernung, von Norden her betrachtet, bietet sich La Cours Bjerg als breite, abgestumpfte Pyramide dar, die im westlichen Teil durch zwei Bachrinnen gekerbt erscheint. Dem steil aufsteigenden obern Bergteil ist auf der Nordseite ein vom Fjord aus terrassenförmig ansteigender Sockel vorgelagert, der sich in einem Hügellücken gegen NE bis ins Deltagebiet des Ulvedals fortsetzt. Die beiden Teile setzten sich aus verschiedenen Gesteinskomplexen zusammen, der Fuss hauptsächlich aus Graniten, die denen des Ankerbjergs entsprechen, der obere Teil, der Pyramidenstumpf, aus kristallinen Schiefen und Migmatiten. Überschaut man den Berg von Westen her, so bildet er, zusammen mit Agassiz Bjerg, den steilen Westrand eines gegen ESE abfallenden Hochplateaus, an dem der vorspringende La Cours Bjerg einen Eckpfeiler darstellt. In diesem reichen die kristallinen Gesteine bis zum Gipfelplateau, während im südlichen Teil des Steilabfalles, in Agassiz Bjerg,



Fig. 47. Der Gastisdal-Graben mit La Cours- und Agassiz Bjerg, von SW gesehen.
Flugphoto E. HOFER.

Der Grat im Vordergrund, links unten, gehört zum südlichen Teil von Ramsays Bjerg (auf der westlichen Grabenseite) und besteht aus Sandsteinen der mitteldevonischen Ramsays Bjergserie. Darin tritt ein devonischer Basaltgang hervor. Im Talgrund stehen zu beiden Seiten des Flusses die versenkten Karbonsandsteine an. Der östliche Grabenrand, jenseits des Talbodens, liegt ungefähr an der Grenze zwischen den Schutthalden und dem steilern Felsgehänge. La Cours Bjerg, links, besteht aus kaledonischem Kristallingestein, das oben flach abgeschnitten ist. Der Schnitt entspricht wahrscheinlich der permischen Transgressionsfläche, doch sind die Deckschichten verschwunden. Nach rechts schliesst sich Agassiz Bjerg an, dessen dunkler Kamm aus mächtigen Basaltsills besteht. Darunter liegen flache Trias- und Permschichten, im mittlern Hangteil gefaltetes Mitteldevon der Basisserie, und unten, zwischen Devon und Karbon, zieht sich von La Cours Bjerg her ein schmaler Keil aus Kristallingesteinen (heller Streifen in der linken Bildhälfte) dem Grabenrand entlang. (Über die Abgrenzung des Devons von Agassiz Bjerg nordwärts gegen das Kristallin siehe die Figuren 48 und 49).

Legende: 1 gefaltete Devonsandsteine von Ramsays Bjerg, 2 versenktes Karbon des Grabens, 3 Kristallin von La Cours Bjerg, 4 Kristallinsporn am östlichen Grabenrand, 5 gefaltete Devonbasisserie, 6 flachliegende Perm- und Triasschichten mit mächtigen Basaltsills.

der mittlere Höhentheil des Hanges aus gefalteten Devonsandsteinen, der obere aus flachliegenden Perm- und Triasschichten sowie mächtigen basaltischen Lagergängen und Basaltergüssen besteht. Diesem Steilrand

entlang streicht der östliche Bruch des Gastisdalgrabens. Die Perm- und Triassschichten des Hochplateaus fallen mitsamt den Basalten gegen Osten in eine breite, flache Mulde ab, in deren Mitte das Ulvedal liegt, und an der die Giesecke Bjerge den östlichen, gehobenen Rand bilden. Zwischen La Cours- und Agassiz Bjerg setzt in der Höhe eine gegen NE streichende Flexur ein, die rasch in einen grossen Bruch übergeht, an dem der südöstliche Flügel tief abgesunken ist.

La Cours Bjerg.

Verschiedene Autoren haben feldgeologische Beobachtungen einzelner Teile von La Cours Bjerg aufgezeichnet, so Koch (1929), BACKLUND (1932), SÄVE-SÖDERBERGH (1948), BÜTLER (1938, 1948, 1957), ODELL (1939) MAYNC (1949) und DAL VESCO (1954). Die in den verschiedenen Schriften festgehaltenen Beobachtungen und Schlussfolgerungen sollen, ergänzt durch neuere Beobachtungen, kurz zusammengefasst werden. Zuerst möge die Schilderung einiger Aufschlüsse vorangehen!

Am zweiten Bach östlich des grossen Deltas des Gastisdals, gegenüber dem Westende des Ankerbjerges, stösst man in der kleinen Schlucht, wenig über dem Strand, auf grünlichgraue, abwechselnd schiefrige und bankige Quarzite, die von einem lachs- bis ziegelroten granitischen Gestein in unregelmässig verlaufenden Gängen und Adern durchsetzt sind. Bei den Quarziten handelt es sich um wenig metamorphe Schichten aus der präkambrischen, tiefern Eleonore Bay Formation. Da der Ort in unmittelbarer Nähe der grossen, östlichen Grabenrandverwerfung liegt und ein kleiner Sekundärbruch spitzwinklig durch das Tälchen läuft, zeigen die Gesteine, vor allem der Granit, starke kataklastische Erscheinungen. Auch sind die Gänge z.T. abgeschoren und mit den Quarziten verschoben worden, wahrscheinlich während der Hudsonlandphase IV. Schon BACKLUND erwähnt das Vorkommen der Quarzite und das kataklastische Gefüge des ziegelroten Granits. Bei den roten Gängen handelt es sich um einen porphyrtartigen Granit mit grossen Porphyreiden, in den Adern dagegen erscheint das Gestein feinkörniger, aplitisch, und ist am Rande oft von einem Quarzsaum eingefasst. Das intensiv rote, granitische Gestein steht, wie DAL VESCO vermerkt, mit roten Gängen, die in den kristallinen Schiefern des obern Bergteils vorkommen, in Verbindung. Da es aber nur mit Quarziten der Eleonore Bay Formation und kristallinen Schiefern in Berührung kommt, ist es nicht möglich, sein Alter sicher zu bestimmen. Zuerst drängte sich die Vermutung auf, sie könnten mit den Rhyolithen des Devongebietes zusammenhängen. Ein Beweis hiefür liegt aber nicht vor.

Östlich des gleichen Tälchens treten an der Küste, ebenfalls in Kontakt mit Quarziten, massige Granite auf, die nach DAL VESCO einem Granitdom angehören. Dieser nimmt den NE-Teil des Höhen-

zuges ein, der längs der Küste gegen NE zieht. Es handelt sich um die südliche Fortsetzung des Ankerbjerg-Granits, ein hellgraues bis grünliches, porphyrisches Tiefengestein mit bis zu 8 cm langen Orthoklas-Porphyreiden. Ein etwas jüngerer, teils homogen-, teils heterogenkörniger, rötlicher Granit durchsetzt den grauen in meist unscharfen Gängen und einer diffusen Durchdringung. DAL VESCO hat das Auftreten dieser Granite genauer beschrieben. Er beobachtete ferner, dass Aplitgänge mit scharfen Grenzen beide Granite durchqueren, und dass lachsrote Quarzporphyrgänge, die dem aus dem Tälchen erwähnten lachsroten Porphyrgranit zugeordnet werden können, den rötlichen Granit ebenfalls durchschlagen. Somit muss, nach den Beobachtungen DAL VESCOs, das lachsrote Granitgestein als jüngster der drei Granite betrachtet werden.

Gegen SE, auf dem Hügelzug, gehen die massigen Granite in Granitgneise mit grünlich schiefrigen Zwischenlagen und reinen, weissen Quarzitzügen über. Es handelt sich um einen Wechsel von bald grauen, bankigen Augengneisen mit grünlichen, schiefrigen Zwischenlagen, bald um grobbankige, bis massige graue, mehr oder weniger gleichkörnige Granite mit schiefrigen Schlieren und schiefrigen Einlagerungen, und gegen den südöstlichen Rand mit Zügen von reinem, weissem Quarzit. Das Streichen der Bankung und Schieferung verläuft vorherrschend in NNE- bis NE-Richtung, das Einfallen geht bald mehr oder weniger steil gegen NW, bald gegen SE; im ganzen scheinen die Gneise unter die Granite des Ufergebietes zu tauchen.

Im östlichen Teil des Hügelzuges erscheinen auf der SE-Seite Chlorit- und Biotitschiefer, wie sie in der La Cours Bjerg-Pyramide vorkommen; sie fallen mit 35 bis 50° gegen NW unter die Granitgneise ein. Man gewinnt nach den Lagerungsverhältnissen den Eindruck, dass die Granitgneise mit den Schiefen und Quarziteinlagerungen die südliche Randzone, d. h. das Liegende der intrusiven, massigen Ankerbjerg-Granite bilden, und dass das Gestein von La Cours Bjerg, von dem im folgenden zu sprechen sein wird, ursprünglich darunter lag und ein noch tieferes Niveau darstellt.

Am Nordfuss der Pyramide von La Cours Bjerg sind die Übergänge vom einen zum andern Komplex nicht deutlich zu sehen. Ein Schuttmantel überdeckt den Fuss der steilen Pyramide, auch schneidet dort eine grössere, SW—NE verlaufende Verwerfung durch, an der das Karbon abgesenkt wurde; der südliche Bergteil ist gegenüber dem nördlichen bedeutend gehoben worden.

Die breite Gipfelpyramide von La Cours Bjerg besteht aus einer komplex zusammengesetzten, kristallinen Schieferserie. Von DAL VESCO wurde sie als La Cours Bjerg-Chorismit bezeichnet. Gleichartige Gesteine wurden bereits bei der Besprechung des Inliers im westlichen

Fjordteil, aus der äussern Hülle des granitischen Kerns erwähnt, und ähnliche treten in der Randzone von Whittards Bjerg-Massiv auf. DAL VESCO hat die Gesteinsvergesellschaftung des La Cours Bjerg-Chorismits etwa folgendermassen charakterisiert:

»Das Grundgestein, aus dem die Schieferserie hervorging, war ein Quarzitsandstein, der verschiedene Grade der Metamorphose durchlief. Stellenweise blieb er ein gut diagnostizierbarer, grüner Quarzitsandstein, daneben aber zeigt er alle Übergänge zu einem Chlorit-Quarzitschiefer bis zu einem Granitbiotitgneis und einem Injektionsgneis. Die metamorphen Schiefer wechseln mit granitischen, meist mehr oder weniger konkordanten, oft aber diskordanten, bis 1 m mächtigen Granitlagen ab, sodass die Serie stellenweise stark granitisiert erscheint. Die grünen Schiefer und die hellen granitischen Lagergänge bildeten ein stromatisches Mischgestein, das von einem jüngern System von Adern und unscharf abgesetzten Gängen und Linsen eines lachsroten Granitporphyrs und Quarzporphyrs, einem phlebitischen Akyrosom durchsetzt wurde. Dieses Netz ist stellenweise sehr dicht, an andern Orten lockerer, lokal können die roten Gänge sehr dünn und aderartig sein, um sich anderwärts zu grössern Nestern und Linsen oder unregelmässig abgegrenzten Körpern zu vereinen. Von den roten Gängen gehen Apophysen aus, die innig mit den Quarzitsandsteinen vermischt sind, sodass das Gestein einen eigentlichen Migmatit darstellen kann. Der Verlauf der Adern ist unregelmässig, bald konkordant, bald diskordant oder ptygmatisch.«

Im Gastisdal setzt an der Südgrenze des Komplexes ein breiter Gang von hellrotem, gleichkörnigem Muskowitgranit durch die Schieferserie. Er ist unscharf gegen diese abgegrenzt, dagegen durch einen glatten Bruch von den südwärts anschliessenden Devonsandsteinen getrennt. Im westlichen Teil des Berges wird nach DAL VESCO der Chorismit zudem noch von einigen hellgrauen Pegmatitgängen, die den letzten Akt des petrogenetischen Geschehens darstellen, durchschlagen.

Die Schieferung des ganzen obern Bergteiles liegt, vom Fjord aus gesehen, ziemlich flach. Sie fällt etwas gegen Süden ein und im östlichen Bergteil biegt sie gegen SE zur Flexur ab. Die Schieferung scheint der ursprünglichen Schichtung der Quarzite zu entsprechen, doch ist dies nicht ganz sicher zu beurteilen. DAL VESCO nimmt auf Grund seiner Beobachtungen an, dass die Wellungen und Verbiegungen, die man in den Schiefen feststellen kann, älter als die Bildung der granitischen Lagen, d. h. bereits vor oder zu Beginn der Metamorphose und Granitierung der Quarzite durch die hellen Granite bestand. Bei der unregelmässigen Durchaderung des Gesteins ist es unmöglich, Gesteinsbänder über längere Strecken zu verfolgen. Zudem ist der ganze Komplex durch mehr oder weniger flach verlaufende Scherflächen und durch kleine

Brüche zerlegt worden, sodass er, aus der Nähe betrachtet, den Eindruck eines Scherbenhaufens macht. In La Cours Bjerg dürfte man sich unter der Scheitelregion und in der Achsenkulmination einer alten, kaledonischen Antiklinalzone befinden.

Die grünen, kristallinen Schiefer von La Cours Bjerg stellen einen umgewandelten tiefern Teil der Eleonore Bay Formation dar. Aus welchem Niveau derselben sie stammen, wird kaum sicher festzustellen sein. Aus den regional tektonischen Verhältnissen lässt sich schliessen, dass sie einem sehr tiefen Teil entsprechen müssen. Marmore oder andere karbonatische Einlagerungen wurden bis jetzt keine beobachtet.

Die Umwandlung der Schieferserie hat sich, nach den Beobachtungen DAL VESCOS, in verschiedenen Akten vollzogen, mindestens in zwei, vielleicht in drei. Der erste, und event. der zweite, führte zur Entstehung der Stromatite, d. h. der lagergangähnlichen Einordnung des granitischen Teils. Stellenweise scheinen dabei zwei helle Granite, ein graugrünlicher und ein jüngerer, blassrötlicher beteiligt gewesen zu sein. Man könnte vermuten, dass diese Durchdringung mit der Entstehung der Granite des Ufergebietes und des Ankerbjergs, d. h. mit den spät- oder postorogenen Graniten zusammenfällt. Im Ankerbjerg ist aber nur eine dünne Hülle im Dach des Granits beeinflusst worden, man kann dort die ursprüngliche Schichtung und den rein sedimentären Charakter der Gesteine bis an den Granitkontakt feststellen. Auch am Fjordufer, unmittelbar östlich des Gastisdals, wurden wenig metamorphe Quarzite angetroffen. Die weit stärkere Umbildung der mächtigen Schichtfolge, wie sie in La Cours Bjerg-Chorismit vorliegt, lässt darauf schliessen, dass es sich bei diesem um ein ursprünglich erheblich tieferes und älteres Umwandlungsniveau, das unter den postorogenen Graniten des Ufergebietes lag, handeln muss. Die heutige hohe Lage des Komplexes muss mit grössern tektonischen Bewegungen zusammenhängen. Die jüngere Granitisation ist durch die lachsrote bis ziegelrote Farbe des Adernetzes gekennzeichnet. Man ist versucht, sie mit den devonischen Rhyolithen und Aplitgraniten des östlichen Moskusoksefjord-Gebietes zu verbinden. Leider lagen zur Zeit, als RITTMANN die petrographische Untersuchung der devonischen Vulkanite ausführte, noch keine Sammlungen von La Cours Bjerg vor. Nur eine einzige Gesteinsprobe, die zudem aus dem Gehängeschutt, aber zweifellos aus einem roten Gang von der NW-Seite von La Cours Bjerg stammt, stand ihm zur Verfügung (RITTMANN, 1940, Nr. 38). Er beschrieb sie als quarzreichen Alkali-Rhyolith mit vorherrschenden Quarzeinsprenglingen und mit felsitischer bis mikrogranitischer Grundmasse und vergleicht sie mit einem ähnlichen Gestein am Ostabhang von Högboms Bjerg und einem Alkali-Rhyolithen (Nr. 54) aus dem Prospektal. Das dortige Vorkommen wurde seinerzeit als karbonischer oder postkarbonischer Gang



Fig. 48. Bruchgrenze zwischen dem Devon von Agassiz Bjerg (rechts) und dem Kristallin von La Cours Bjerg (links), vom Gastisdal aus gesehen. Aufschluss an einem östlichen Seitental.

Legende: 1 heller Muskowitgranit, gangartig durchsetzend, 2 La Cours Bjerg Chorismit (Chloritschiefer), 3 der hier aus mehreren Schuppen bestehende, ca. 400 Meter breite Kristallinsporn an der Ostseite des Grabens. Im vordern, sichtbaren Teil besteht er aus Gesteinen des La Cours Bjerg-Chorismits, im hintern aus hellem Granit, 4 Devonsandsteine, 5 Karbonsandsteine.

Der quer zum Gastissdal-Graben stehende Bruch ist hinter dem Sporn durch die Runse zwischen Granit und Devon angegeben, nach oben biegt der Bruch etwas nach links um. Er macht sich weder im Karbon des Grabens noch in der permischen Transgressionsfläche bemerkbar.

kartiert; die spätern Untersuchungen haben jedoch gezeigt, dass auch dieser Gang als devonisch zu gelten hat. Somit würde die Gesteinsprobe von La Cours Bjerg eher für ein devonisches Alter der roten Gänge sprechen, doch ist nicht sicher, ob die Probe aus einem Gange stammt, der mit den roten, granitporphyrischen und porphyrganitischen Gängen und Adern zusammenhängt, oder einem jüngern Rhyolithgang entspricht, denn verschiedenes deutet darauf hin, dass zwei ungleichaltrige rote Gangsysteme vorhanden sind. RITTMANN verglich die Nr. 38 mit den von BACKLUND (1932, Nrs. 192, 210 u. 211) beschriebenen Proben aus »roten Granitgängen« aus der Verwerfungszone im westlichen Teil von La Cours Bjerg, die einen alkaligranitaplitischen Chemismus besitzen, und findet eine mit diesen bestehende Verwandtschaft, kommt aber andererseits, auf Grund der ermittelten Niggliwerte, zur Schlussfolgerung, dass das von BACKLUND beschriebene Granitgestein in keine

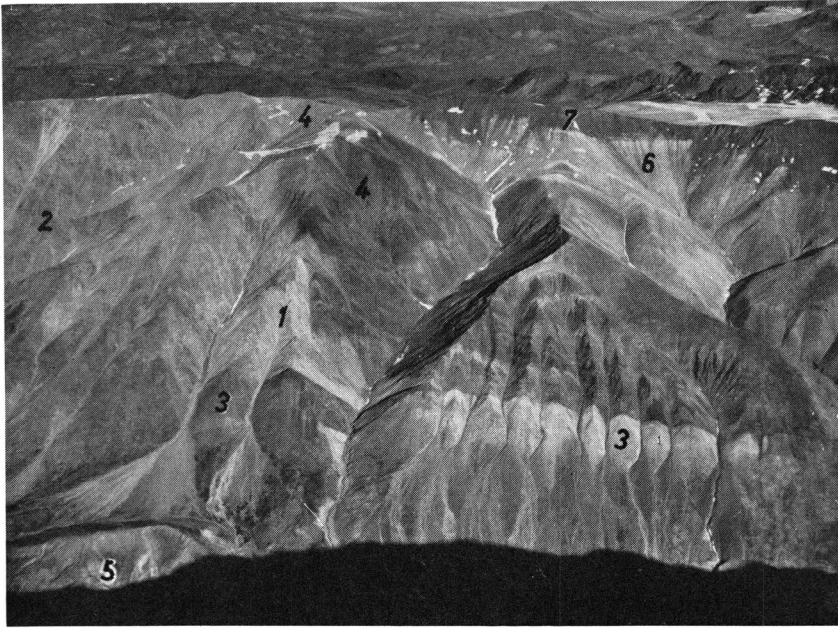


Fig. 49. Der Querbruch zwischen La Cours- und Agassiz Bjerg. Gleicher Ort wie in Fig. 48. Flugphoto E. Hofer.

Legende: 1 heller Granit im La Cours Bjerg-Kristallin, 2 La Cours Bjerg-Chorismit, 3 Kristallinsporn am Ostrand des Grabens, 4 Mitteldevon-Sandsteine, 5 Karbon, 6 Perm, 7 tertiärer Basaltsill. An seinem nördlichen Ende, links, setzt der schräg nach links hinten gehende Ulvedal-Bruch ein (vergl. Fig. 57).

der devonischen Eruptivserien hineinpasst. Die Altersfrage der lachsroten, granitischen Ganggesteine im La Cours Bjerg-Chorismit ist also noch nicht entschieden. Aufschluss gäbe vielleicht eine genaue Durchmusterung der Gerölle in den Devonkonglomeraten, möglicherweise liesse sich feststellen, wann darin die roten Porphyrg Granite erstmals auftreten. Am Inlier auf alle Fälle kommen Kristallingesteine, die mit dem La Cours Bjerg Chorismit verglichen wurden, bereits im Konglomerat II, d. h. an der Basis der Ramsays Bjergserie (Kap Bullserie) vor, also in einem wesentlich tiefern Niveau als die Rhyolithe des Gebietes. Dort muss man den Schluss ziehen, dass der Chorismit, samt der roten Durchaderung, zum vordevonischen kaledonischen Gesteinsinventar gehöre. Da in der Devonbasisserie, die in Agassiz Bjerg an das Kristallin von La Cours Bjerg stösst, keine granitischen Gänge vorhanden sind, muss man wohl annehmen, auch die roten Granite des La Cours Bjerg Chorismits seien vordevonisch.

Agassiz Bjerg.

Die Fortsetzung von La Cours Bjerg gegen Süden, bis zum ersten grössern Taleinschnitt (Punkte 1070, 1230 und 1280 m), wurde als Agassiz Bjerg bezeichnet. Wenn auch im Gelände keine auffällige Grenze zwischen den beiden Bergteilen vorhanden ist, so sind sie doch durch einen, quer zum Bergzuge stehenden, ungefähr WSW—ENE verlaufenden Bruch von einander getrennt und besitzen einen ganz andern geologischen Bau. An diesem Bruch stösst der La Cours Bjerg-Chorismit südwärts gegen Schichten der mitteldevonischen Basisserie, die hier, wenn man nicht eine mehrere tausend Meter hohe Verwerfung annehmen will, direkt dem kaledonischen Kristallin aufliegen muss.

Wie sich der Bruch gegen Osten fortsetzt, ist nicht zu sehen, da das Gebiet in dieser Richtung von jüngern Gesteinen überdeckt ist. Der Querbruch ist älter als die Grabenverwerfung und verschiedenes deutet darauf hin, dass er vor der Ablagerung der Karbongesteine entstand. Vielleicht kann man ihn gegen Osten mit dem Bruch verbinden, der in den Giesecke Bjergen die Taleinschnitte des Sindalen und Foldaelvs in N—S-Richtung überquert und an dem das Kristallin vom Ostrand der Gieseckescholle gegen Westen an die mitteldevonischen Randbölkonglomerate stösst (siehe Fig. 7 und die Karte von VISCHER und MAYNC, 1949).

Auch an Agassiz Bjerg stehen am westlichen Bergfuss die Karbonschichten des Grabens an. Bergwärts reichen sie an den vorspringenden Hangteilen, zwischen den seitlichen Bachrinnen, auf 400 bis 500 m Höhe hinauf. Die Schichten fallen grabenwärts gegen Westen ein, ihre Unterlage ist nicht zu sehen. Zwischen Graben und Horst ist in der Bruchzone, bis an die Stelle, wo diese gegen SE umknickt, der bereits erwähnte schmale Kristallinzug vorhanden. Er stellt einen 100 bis 150 m breiten, gangartigen Streifen aus stark zerbrochenen Teilen des La Cours Bjerg-Chorismits, d. h. Chlorit- und Biotitschiefern mit hell- und dunkelroten Graniten dar. Er lässt sich in einer geraden Linie dem ganzen Grabenrand entlang verfolgen: im Norden zwischen dem Karbon des Talgrundes und dem Kristallin von La Cours Bjerg, gegen Süden zwischen dem Karbon des Grabens und den mitteldevonischen Sandsteinen von Agassiz Bjerg. An der Westseite von La Cours Bjerg, wo er noch von Karbonschichten bedeckt ist, kann man ihn als schmale Treppenstufe am östlichen Grabenrand auffassen, dagegen erscheint der Kristallinsporn an Agassiz Bjerg zwischen Karbon- und Devonschichten rätselhaft; er scheint als langer, schmaler Keil am Grabenrand aus der Unterlage emporgedrungen zu sein. Sein Gestein ist stark und unregelmässig zerspalten, teilweise mylonitisiert, wobei die Druckschieferung schräg zur ursprünglich Schieferung steht; beidseitig begrenzen glatt

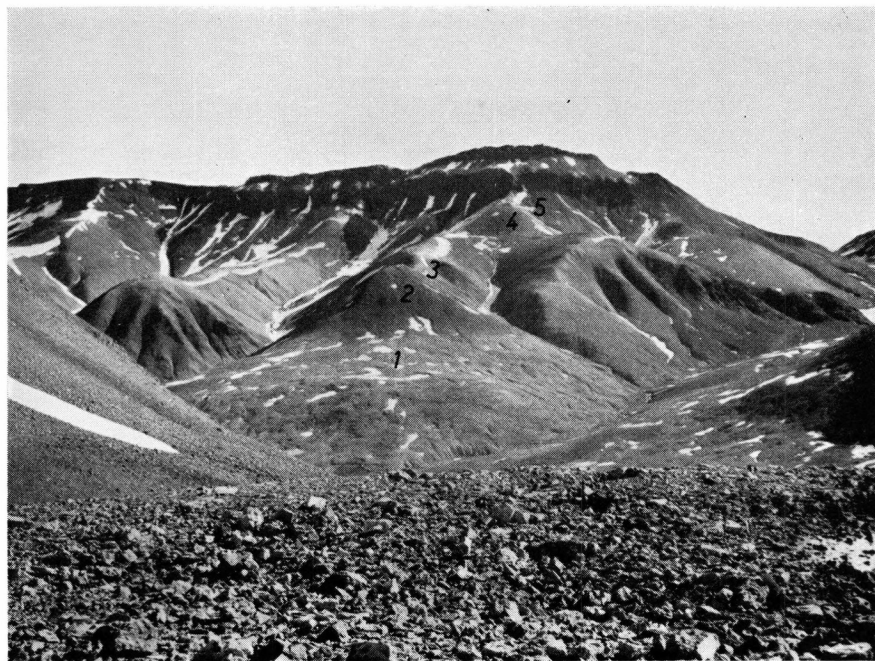


Fig. 50. Der südliche Teil von Agassiz Bjerg, von Westen betrachtet. Unten das Karbon des Gastisdal-Grabens (1), dahinter der Kristallinsporn (2) am östlichen Grabenrand, darüber gefaltete mitteldevonische Sandsteine (3) und flachliegende Schichten des Perms (4 und 5). Oben 2 mächtige tertiäre Basaltsills in den Eotriaschichten, über denen die effusiven Plateaubasalte und basaltischen Tuffite liegen.

Die Numerierung entspricht der Profilbeschreibung auf S. 130.

durchsetzende Bewegungsflächen und rostfarbene, kompakte Mylonitbänke den Kristallinstreifen. Die westliche Fläche fällt mit ca. 80° gegen Westen ein, die östliche steht senkrecht.

Im südlichen Teil von Agassiz Bjerg biegt der östliche Grabenrand gegen SSE um, der Graben verbreitert sich und untertunnelt gegen Süden das flach liegende Perm und die Basalte der Gipfelplateaus von Säve-Söderberghs Bjerg und von Höjsletten. An der Ostseite des Bruches liegt das Perm mitteldevonischen, an der Westseite karbonischen Schichten auf, sodass feststeht, dass der östliche Randbruch des Grabens älter als Oberperm und jünger als Namur sein muss. Jedoch scheint das Perm an der Westseite des Bruches um einige Meter tiefer zu liegen, sodass geringe Einsenkungen noch in postpermischer Zeit erfolgt sein müssen.

Die Devonschichten, die im Westhang von Agassiz Bjerg in den Bachschluchten von ungefähr 350 m, auf den vorspringenden Kanten von 500 m an, bis auf ca. 800 m Höhe anstehen, bilden eine durch sekundäre Falten und Fältelungen gewellte, ungefähr SSW—

NNE verlaufende Mulde, wahrscheinlich die Fortsetzung der nördlich des Fjordes durch den Salève- und Vuachebjerg ziehenden, dort grabenartig eingesenkten Devonsynklinale.

Der gegen Westen aufgebogene Muldenschenkel wird in Agassiz Bjerg durch den Grabenbruch abgeschnitten, der östliche vom flachliegenden Perm des obern Bergteils überdeckt. Nordwärts bricht die Devonmulde an dem WSW—ENE gerichteten, und mit 70 bis 80° gegen Süden einfallenden Querbruch ab und stösst an das Kristallin von La Cours Bjerg. Gegen Osten biegen die Devonschichten zu einer Wölbung auf, die jedoch nicht mehr ganz zu sehen ist. Die Synklinale stellt ein auf die Ramsays Bjerg-Antiklinale gegen Osten folgendes Faltelement dar, das versetzt wurde und in der Längsrichtung mit den Devonfalten des untern Stordals verbunden werden muss. Auf Grund der lithologischen Merkmale müssen die Devonschichten von Agassiz Bjerg zur Devonbassisserie gerechnet werden und wären etwas tiefer zu plazieren als die Schichten, die an der NE-Ecke von Ramsays Bjerg anstehen. Es handelt sich um graugrüne, zum grossen Teil schiefrige, glimmerreiche, meist mittel- bis feinkörnige Sandsteine mit zahlreichen rotbraunen Zwischenlagen, sodass die Serie rot gebändert erscheint. Sie ist an Agassiz Bjerg frei von rhyolitischen und granitischen Gängen und ist in einer Mächtigkeit von schätzungsweise 500 bis 600 m aufgeschlossen. Sie liegt, verglichen mit der Gegenseite des Grabens, viele hundert Meter höher als die entsprechenden Schichten von Ramsays Bjerg. Jedoch ist hier der Höhenunterschied der sich beidseitig des Grabens entsprechenden Schichten viel kleiner als am Nordausgang des Gastisdals. Die Verminderung entspricht der Sprunghöhe des Querbruchs zwischen La Cours- und Agassiz Bjerg. Da keine Bezugsniveaus vorhanden sind, ist man auf unsichere Schätzungen angewiesen. Es muss sich aber bei diesem Bruch um einen Betrag von weit über 1000 m handeln.

Im nördlichen Teil von Agassiz Bjerg, unter dem Pt. 1220 m, trifft man die Permbasis auf ungefähr 900 m Höhe an, im südlichen rund 100 m tiefer. Der untere Teil der diskordanten Permschichten fällt durch intensiv rote, gelbe und orangefarbene Verwitterungsfarben auf, darüber treten, in den mehr grauen, durch Fossilien als marin gekennzeichneten Schichten, dunkle intrusive Basaltsills hervor. An der SW-Ecke des Berges, kurz vor der Umbiegung des östlichen Grabenrandes gegen SE, wird im Aufstieg vom Gastisdal gegen Osten folgendes Profil angetroffen (siehe Fig. 50 u. 51):

1. Vom Talgrund bis auf die Höhe von ca. 500 m stehen die hellen Karbonsandsteine des Grabens an. Sie fallen mit 30 bis 40° gegen WSW ein, in unmittelbarer Nähe des Bruches mit 60 bis 70°.
2. Von 500 bis auf 590 m, bei einem Gehängewinkel von ca. 35°, also auf einer

Horizontaldistanz von ungefähr 130 m, stösst man in der Bruchzone auf grüne Chloritschiefer mit zerbrochenen roten Granitadern. Der Kristallinkomplex ist beidseitig von steilen, mehr oder weniger parallel zu einander streichenden Verschiebungsflächen begrenzt. Sowohl die Karbonsandsteine auf der westlichen wie die Devongesteine auf der östlichen Seite und die Chloritschiefer selber sind an den Bewegungsflächen zerrieben worden.

3. Von 590 bis 785 m Höhe, auf einem weniger steilen Hangteil, finden sich die gefalteten und gewellten, z. T. zusammengestauchten Schichten der Devonmulde. Im Zentrum derselben sind es gelb und braungelb bis ockerfarben anwitternde Sandsteine, auf die wieder graue, rot gebänderte Schichten folgen. Auf der Profilstrecke liegen die Schichten im Zentrum der Synklinale ziemlich flach, und da auf ihnen das Perm einsetzt, besteht lokal nur eine geringe Winkeldiskordanz. Sie verstärkt sich jedoch, sobald man sich gegen Norden oder SE wendet.
4. In der Höhe, auf 785 m, beginnt die diskordante, schwach gegen ESE einfallende, bunte Schichtfolge des Perms: Eine Wechsellagerung von feinem Konglomeraten, groben und mittelkörnigen Sandsteinen und einzelnen Lagen von knolligen Kalken.
 - a. Sie beginnt bei 785 m, über schiefrigen, feinkörnigen mitteldevonischen Sandsteinen, mit einer Bank konglomeratisch aussehender, rötlicher Kalke. Sie setzt sich aus dunkelgrauen, dichten, an der Oberfläche rötlichen Kalkbrocken und einer sandig-kalkigen Zwischenmasse zusammen. Wahrscheinlich handelt es sich um Kalkkrusten oder um Süßwasserkalke. Darüber liegt eine bis 2 Meter mächtige Lage von dunkel braunrot bis ziegelrot anwitternden, schiefrigen Sandsteinen, auf die ein ca. 1,2 m dicker, intrusiver Basaltsill folgt.
 - b. Von 790 bis 865 m folgt eine Wechsellagerung von meist intensiv rot anwitternden, groben Sandsteinen und feinem und gröbern Konglomeraten. Im Anschlag sind die Sandsteine meist hellgrau bis weisslich, sie enthalten als Bindemittel viel kaolinhaltiges Material, und die Konglomerate weisen hauptsächlich Quarzitgerölle auf. Dazwischen trifft man einige Lagen knolliger Kalke an.
 - c. In 865 m Höhe wechselt die Anwitterungsfarbe von rot zu grau, doch sind es wiederum grobkörnige Sandsteine und Feinkonglomerate. Nach oben nimmt die Korngrösse ab, und es folgen schiefrige Sandsteine mit Rippelmarken und Trockenrissen, zuoberst aber wieder grobkörnige, orangefarben anwitternde Sandsteine und Konglomerate mit grauen Zwischenlagen von kalkigen Schiefen.
5. a. Die bunt anwitternde Schichtenfolge wird auf 930 m Höhe durch ein graugelbes, grobes, ca. 5 m mächtiges Quarzitkonglomerat abgeschlossen, das Blöcke bis zu 30 cm im Durchmesser aufweist. Diese Bank entspricht der Konglomeratlage, die im Nachbargebiet, z. B. auf Säve-Söderberghs Bjerg und Höjsletten, die Basis der Permablagerungen bildet.
 - b. Dann folgen, in 935 m Höhe, 5 bis 10 m eines grobbankigen bis massigen, graugelben dolomitischen Algenkalkes mit *Spongiostromen*, darüber,
 - c. bis zu 990 m Höhe, gelbbraun anwitternde, im untern Teil dunkelgraue, tonhaltige, *Posidonomyen*-führende Kalkschiefer, im obern Teil feinblättrige Sandschiefer. In ihnen liegt, mit der Untergrenze bei 990 m, der unterste grosse Basaltsill, welcher ungefähr 40 m dick ist. Auf ihm liegen nochmals ungefähr 30 m gelbliche Sandschiefer, und über ihnen der obere mächtige Basaltsill, der die obere, westliche Kante des Hochplateaus bildet. Wahrscheinlich gehört bereits der obere Teil der sandigen Schiefer der Eotrias an.

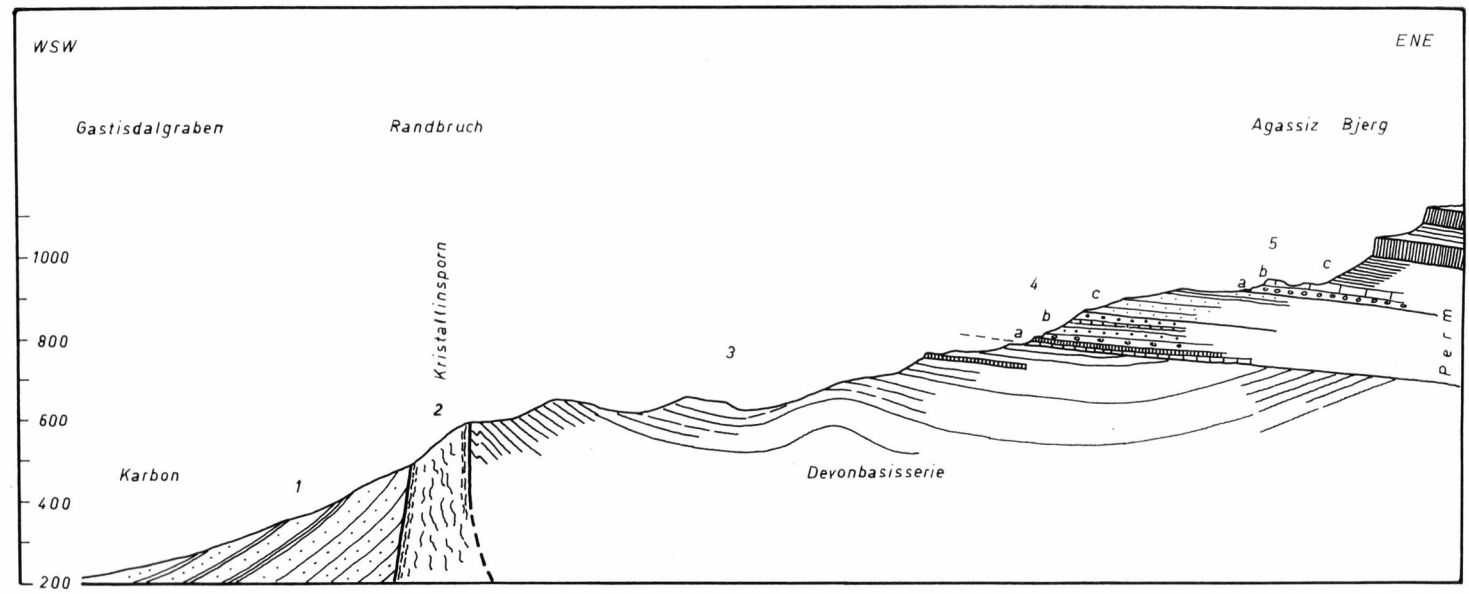


Fig. 51. Profilskizze durch die SW-Ecke von Agassiz Bjerg. Die Numerierung entspricht derjenigen der Profilbeschreibung auf Seite 131.

Die Schichten von 5b und der untere Teil von 5c sind durch ihren Fossilgehalt als oberpermisch bestimmt. Unsicherheit dagegen besteht über das Alter derjenigen von 4a, b und c. Im südlichen Teil von Agassiz Bjerg sind sie ungefähr 180 m mächtig, im nördlichen noch 50 bis 60 m, gegen Süden, in Säve-Söderberghs Bjerg und Höjsletten, fehlen sie.

SÄVE-SÖDERBERGH, der im Sommer 1934 ungefähr an der gleichen Stelle an Agassiz Bjerg ein Profil aufnahm (1948), meldet aus dem obern Teil der bunt anwitternden Sandsteine — es dürfte sich um den obern Teil von 4b gehandelt haben — den Fund von Platten eines *Arthrodiren*, die er als Teile von *Grönlandaspis* sp. bestimmte. Er hielt die gefalteten Devonschichten des Liegenden für Teile der oberdevonischen *Remigolepis*-Serie und kam nun, da das Hangende ziegelrote Färbungen aufwies, zur Ansicht, dass dieses dem »obern Sandsteinkomplex« entspreche, der an andern Stellen über den *Remigolepis*-Schichten und dem *Arthrodir*-Sandstein das Dach der fossilführenden Devon-schichten bildet. Da der obere Sandsteinkomplex keine bestimmbareren Fossilien geliefert hatte, war SÄVE-SÖDERBERGH im Zweifel gewesen, ob er ihn noch zum Devon oder bereits zum Karbon zählen sollte. Der Fund von *Grönlandaspis* sp. in den groben, graugrünen Sandsteinen von 4c an Agassiz Bjerg veranlasste ihn nun, den obern Sandsteinkomplex als devonisch zu bezeichnen und ihn mit dem *Arthrodir*-Sandstein zur *Grönlandaspis*-Serie zu vereinigen (vergleiche hierüber KOCH, L. 1935, Anmerkung S. 55). Nun stimmen aber die stratigraphischen Verhältnisse des Devons an der in Frage stehenden Lokalität nicht mit den von SÄVE-SÖDERBERGH gemachten Annahmen überein, sodass seine dort gewonnenen Schlussfolgerungen nicht übernommen werden können. Die Nr. 3 des vorhin beschriebenen Profils, das Liegende der zur Diskussion stehenden Schichtfolge, gehört sicher einer mitteldevonischen Serie an. Die *Remigolepis*-Schichten fehlen in Agassiz Bjerg. Es ist undenkbar, dass während der präpermischen Abtragung an Agassiz Bjerg die *Remigolepis*-Schichten weggeschafft, ihr Hangendes dagegen erhalten geblieben wäre. Dieses müsste zuerst verschwunden sein. Auch weichen die Schichten, aus denen SÄVE-SÖDERBERGH den Fund meldet, in verschiedenen Merkmalen vom obern Sandsteinkomplex ab und müssen entweder einem östlich des Grabens erhalten gebliebenen Rest von Karbon entsprechen oder dann zum Perm selber gehören. Zugunsten dieser zweiten Möglichkeit spricht das Vorkommen von ähnlichen Ablagerungen unter dem marinen Perm in den nördlichen Giesecke Bjergen und auf Hold with Hope (MAYNC, 1942), ferner die Winkeldiskordanz zwischen Nr. 3 und 4 und die Konkordanz zwischen 4c und 5a. Bei den Nummern 4a bis 4c dürfte es sich um lokal entwickelte Aufschüttungen handeln, die kurz vor der oberpermischen, marinen Transgression in Vertiefungen entstanden sind.

c. Säve-Söderberghs Bjerg und Höjsletten.

Für den Bergvorsprung, der durch die beiden obern östlichen Seitentäler des Gastisdals aus dem Plateaurand herausgeschnitten wurde, wird der Name Säve-Söderberghs Bjerg vorgeschlagen (Punkt 1250 m), und das Hochplateau, östlich des Übergangs vom Gastisdal zum Inderdalen (östlich Punkt 1181 m), wurde bereits von MAYNC als Höjsletten bezeichnet. Beide Berge liegen grossenteils im Innern des Grabens, die Perm- und Triasschichten, die ihren obern Teil bilden, überdecken den östlichen Grabenrand: in Säve-Söderberghs Bjerg bis zur Grabenmitte, in Höjsletten bis an den westlichen Hauptbruch des Grabens.

Säve-Söderberghs Bjerg.

Der Einzugstrichter eines kleinen Seitenbaches des Gastisdals teilt die Westseite von Säve-Söderberghs Bjerg in zwei breite, schuttbedeckte Vorsprünge. Am Fusse des Hanges, und vor allem unterhalb der Ausmündung des Bachtrichters, ist der Boden des Haupttales dicht mit grossen, aus den Karbonschichten stammenden Blöcken übersät. Gelegentliche Ausbrüche von wasserdurchtränkten Nassschneelawinen, am Ende schneereicher Winter, dürften vom Wildbachtrichter aus die Blockstreuung verursacht haben.

In der Höhe laufen die beiden vorspringenden Teile des Bergfusses zu einem breiten, sanft ansteigenden Mittelgrat zusammen. Auf diesem steht an der Westseite des Berges ein gutaufgeschlossenes Permprofil an. Es liegt auf den Karbonsandsteinen über der Mitte des Gastisdal-Grabens und ist von keinen grossen Basaltsills aufgespalten (siehe Fig. 54).

Am Aufstieg über den südlich des Seitenbaches gelegenen Hang und den Mittelgrat wird von unten nach oben folgendes Profil durchschritten (siehe Fig. 52):

1. Vom Fusse des Hanges, von ca. 350 m an, stehen bis auf ca. 860 m Höhe die früher beschriebenen hellen Arkosen und Quarzite des Karbons der Grabenfüllung an. Oberhalb 590 m gehen sie in eine Wechsellagerung von groben, teils weissen, teils gelblichen oder rötlichen, quarzitischen Sandsteinen mit grün-grauen, weichen mergeligen Schichten und roten Schiefern über. Auf 860 m Höhe ist auf dem flachen Teil des Grates, über weissen Sandsteinen, ein Stück der oberpermischen Transgressionsfläche abgedeckt worden. Unter ihr sind die Sandsteine rot angewittert und Brocken und Knollen von fast reinem Hämatit frei geworden.
Die Karbonschichten fallen mit ungefähr 20° gegen SW ein, das daraufliegende Perm dagegen neigt sich mit 5 bis 10° gegen SE. Da sich das permische Basiskonglomerat als kleine Steilstufe rings um den obern Bergteil zieht, fällt die Winkeldiskordanz von weitem auf.
2. Das Perm beginnt mit einem an der Beobachtungsstelle ca. 10 m mächtigen Basiskonglomerat, das sich hauptsächlich aus Quarzit- und Quarzgeröllen zusammensetzt. Vereinzelt finden sich auch Brocken von Karbonsandsteinen und schwarze Kalke aus der Eleonore Bay Formation. Die Grösse der meisten Trüm-



Fig. 52. Die Ostseite des Gastisdals, von SW gesehen. Im Vordergrund, rechts, Säve-Söderberghs Bjerg mit seinem Sockel aus Karbon, überlagert von Perm, Trias und tertiären Basalten. Der Berg befindet sich in der Mitte des Grabens. Dahinter, im Mittelgrund, östlich des Grabens gelegen, Agassiz Bjerg mit den Basaltsills im Dach und dahinter, links, La Cours Bjerg. Im Hintergrund der östliche Teil des Moskusoksefjordes und links hinten Nordhoeks Bjerg. — Flugphoto E. Hofer.

Legende: D Devon, K Karbon, P Perm, T Trias.

mer liegt zwischen 1 und 5 cm, einzelne Blöcke sind aber kopfgross. Sie sind in eine grobsandige, gelbbraun anwitternde Grundmasse eingebettet, die in den Konglomeratbänken linsenförmige, schiefrig zerfallende, geröllfreie Zwischenlagen bildet.

3. Es folgen 15 bis 20 m gelblichbraun anwitternde, im frischen Bruch graue Kalke. Im untern Teil sind es etwas mergelige, mit Sand vermischte Lagen, dann treten feinschiefrig, warvenartig gegliederte Bänke auf, in denen 1 bis 2 mm dicke, ockergelb anwitternde und pulverig zerfallende, eisenschüssige, dolomitische Lagen mit etwas dünnern, reinen, kristallinen Kalklagen abwechseln. An andern Stellen erscheint der dolomitische Kalk eher massig und geht nach oben in graue Kalkschiefer über. Diese werden
4. von ungefähr 40 m mächtigen, mergeligen Schiefern überlagert. Im untern Teil dominieren darin die kalkigen, im mittlern die tonigen, im obern die sandigen Bestandteile. In den mergeligen Lagen und den feinen Sandsteinen finden sich *Posidonomyen*, *Brachiopoden* sowie *Bryozoen*.
5. Hierauf folgen ungefähr 35 m graue, vorwiegend dünn-schichtige, mittel- bis grobkörnige, muskowitzführende Sandsteine. Sie sind gut verkittet und treten als kleine Felsköpfe aus dem Grat und am Hang hervor. Ihr Hangendes bilden

6. ca. 60 m weiche, blättrige Sandsteine und Gipsschiefer, mit dickern Zwischenlagen von rotem Gips. Dann kommt
 7. ein ungefähr 10 m mächtiger, bankiger, etwas härterer, mittelkörniger Sandstein von gelblichgrauer bis grünlicher Farbe. Über dem flachen obern Teil des Mittelgrates bildet er eine kleine Steilstufe und liefert beim Zerfall grosse, z. T. ovale, von Gipsausblühungen überzogene Blöcke. Darüber liegen
 8. 20 bis 30 m z. T. dunkelgraue, z. T. graubraune, etwas sandige Kalkschiefer und graugrünliche glimmerreiche, kalkige Sandschiefer. Sie reichen bis auf die Höhe von 1030 m, sind aber nur stellenweise aufgeschlossen. Sie enthalten Schalenreste von Muscheln, Gasteropoden und von *Ophiceras* sp. Die Schichten gehören zweifellos der *Eotrias* an. Darüber tritt, auf ca. 1030 m Höhe,
 9. eine ungefähr 1 m mächtige Basaltlage auf, über der nun feinbröcklige, braune vulkanische Tuffe und Aschen, mit kleinen Basaltstücken und Pisolithen, sowie untergeordnete Lagen von hellgrauen, muskowitzführenden Sandsteinen folgen. Im Gehängeschutt finden sich Teile von verkohlten und verkieselten, schlecht erhaltenen, grossen Holzpflanzen. An der steilen Westkante des obern Bergteils ist die Tuffserie ca. 50 m mächtig und wird in 1070 m Höhe diskordant von der über 100 m dicken, effusiven und gegen Westen etwas abfallenden Basaltlage des Gipfelplateaus (Pt. 1250) überdeckt. Aus den Flugbildern geht hervor, dass sie gegen Osten mit einem höhern Basaltniveau in Verbindung steht als der Basalt, der in die Posidonienschiefer an Agassiz Bjerg intrudiert ist.
- Tuffe und pflanzenführende Sandsteine sind gleich alt wie der Plateaubasalt und müssen deshalb als frühtertiär betrachtet werden.

Über das kontinentale Karbon, das dem Namurien zugezählt wird, transgrediert also mit deutlicher Winkeldiskordanz marines Oberperm. An Säve-Söderberghs Bjerg fehlen die intensiv rot gefärbten tiefern Schichten, die an Agassiz Bjerg, nur wenige Kilometer entfernt, am östlichen Grabenrand das marine Perm unterlagern. Die Transgression setzt an Säve-Söderberghs Bjerg mit den Quarzitkonglomeraten ein, die der Nr. 5 a des Profils an Agassiz Bjerg entsprechen.

MAYNC, der an der NW-Seite von Säve-Söderberghs Bjerg im Frühjahr 1938 bei starker Schneebedeckung ein Profil aufnahm (MAYNC, W. 1942, S. 64/66 und Fig. 26), rechnete nur ungefähr 12 m der Schiefer, die über den dolomitischen Kalken liegen, noch zum Perm; die darauffolgenden Schichten bezeichnete er bereits als eotriasisch. Im vorhin beschriebenen Profil müsste demnach die Perm-Triasgrenze bereits durch die Mitte von Nr. 4 gezogen werden. Doch fanden sich dort noch Brachio-poden, sodass wir die Grenze etwas höher, unter die Basis von Nr. 5 legen. Somit würden auf das Oberperm ca. 60 m und auf die Eotrias ungefähr 125 m der angetroffenen Schichtmächtigkeiten entfallen. Da jedoch nicht aus allen Schichtstufen Fossilfunde vorliegen, ist es, angesichts der in horizontaler Richtung rasch wechselnden lithologischen Merkmale, unmöglich, eine zuverlässige Abgrenzung vorzunehmen. Sowohl das Oberperm wie die Eotrias sind hier durch marin neritische und litoral-lagunäre Ablagerungen vertreten, die in der Übergangszeit

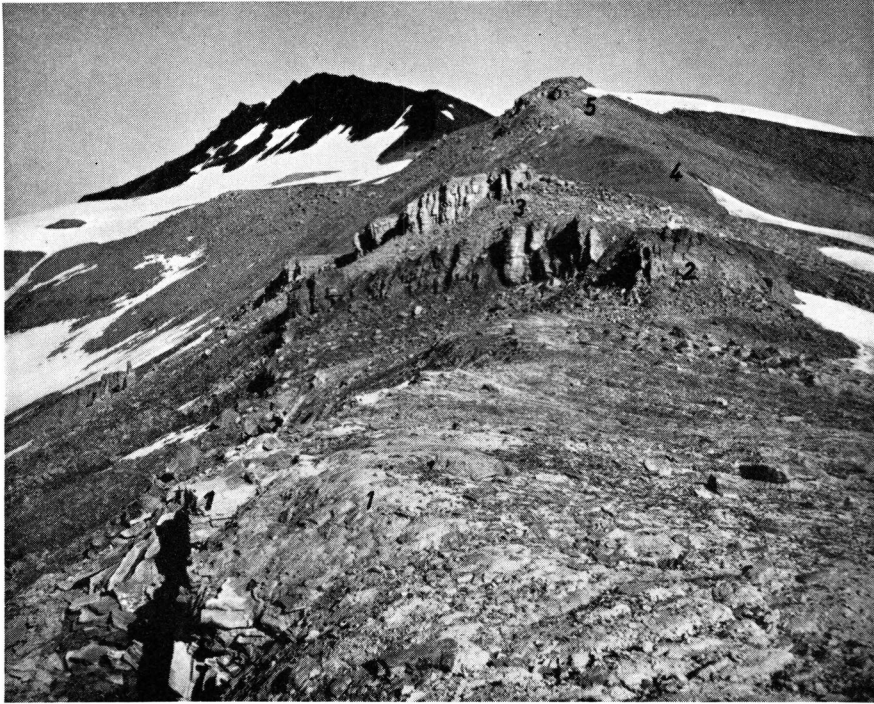


Fig. 53. Überlagerung des Karbons durch das Oberperm, an der Westseite von Säve-Söderberghs Bjerg, auf Höhe 860 m (vergleiche Fig. 52).

Legende: 1 Karbon, 2 Basiskonglomerat des Oberperms, 3 Permkalke, 4 Schiefer mit *Posidonomyen*, 5 Sandsteine von der Basis der Eotrias.

Die Numerierung entspricht der Profilbeschreibung auf S. 135 und derjenigen von Fig. 54.

nicht unterbrochen wurden, sodass kein Transgressionsniveau den Beginn der Trias anzeigt.

Da der östliche Randbruch des Gastisdal-Grabens, östlich der beschriebenen Profilstrecke, ungefähr unter dem Pt. 1250 der Karte durchzieht, das Perm von Säve-Söderberghs Bjerg also über dem Graben selber liegt, kann aus der Höhenlage der Permschichten geschlossen werden, dass die Bruchbildung, die Entstehung des Grabens und die Abtragung der östlichen Bruchstufe vor der Transgression des Zechsteinmeeres erfolgt sein muss.

Der obere Teil der Triasschichten fehlt, er wurde vor dem Ausbruch der Basalte, wahrscheinlich erst nach der Ablagerung von Oberkreide abgetragen. Die effusiven Basaltdecken erreichten von Osten her die postdevonische Hauptverwerfung; der Basalthut auf Harders Bjerg lässt sogar vermuten, dass die Deckenbasalte stellenweise den grossen Bruch vor seiner Reaktivierung überdeckten. Die zwischen den basal-

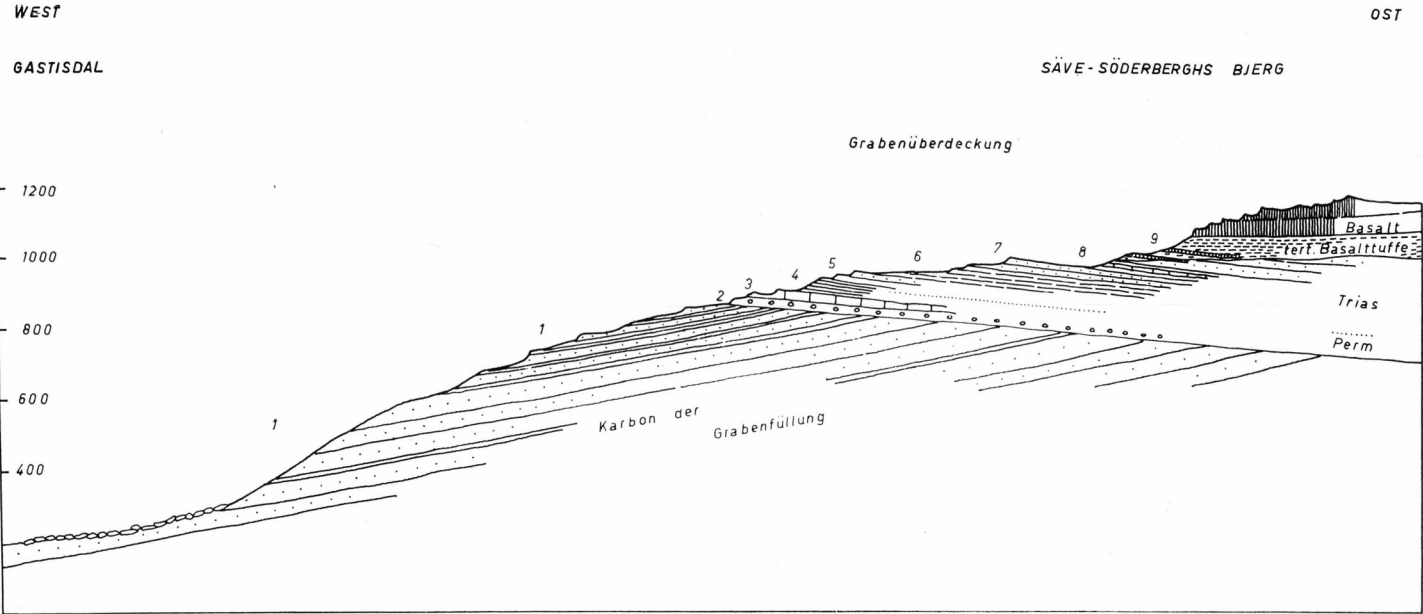


Fig. 54. Profilskeizze durch die Schichtenfolge an der Westseite von Säve-Söderberghs Bjerg. Die Numerierung entspricht derjenigen der Profilbeschreibung auf Seite 134—136.



Fig. 55. Die Nord- und Westseite von Höjsletten, vom Gastisdal her betrachtet. Legende: C₁ und C₂ Mt. Celsiusserie (*Remigolepis*-Schichten und *Arthrodir*-Sandstein), K Karbon, P Perm, T Trias. Im untersten Teil der Trias liegt ein kleinerer Basaltsill, der eine Steilstufe bildet, ein mächtiger Flachgang schliesst den Berghang oben ab. Die grosse Verwerfung, die den zentralen Grabenteil von der westlich anschliessenden Treppenstufe trennt, ist durch gestrichelte Linien angedeutet. Sie verläuft hinter dem nach rechts aufsteigenden Hügelrücken.

tischen Tuffen liegenden, pflanzenführenden Sandsteine weisen darauf hin, dass sich die Landfläche im Gebiet der östlichen Gauss Halvö erst im spätern Tertiär über das Ablagerungsniveau feinerer limnischer oder mariner Klastica gehoben hat.

Höjsletten.

Auf der Nordseite von Höjsletten trifft man ungefähr dieselben geologischen Verhältnisse wie an Säve-Söderberghs Bjerg an, doch reichen die Schichten des Perms und der Trias sowie die Basalte bis an die grosse Verwerfung auf der Westseite des Grabens. Diese zieht in ziemlich gerader Linie von der Ostseite von Ramsays Bjerg südwärts, unmittelbar westlich Pt. 1181 an Höjsletten vorbei (der Pt. 1181 ist auf der Karte 1:250 000 ungefähr 1 km zu weit im Westen eingezeichnet). Auf der Nordseite besteht der untere Teil des Berghanges aus Karbonquarziten, sie sind aber nur in der Nähe des Bruches aufgeschlossen, sodass ihre Lagerung nicht verfolgt werden kann. Dort fallen sie mit 60° gegen ESE bis SE ein, doch ist anzunehmen, dass die starke Aufrichtung durch das Absinken am Bruch bedingt ist und nur lokal auftritt.

In 810 m Höhe überlagert an der NW-Ecke des Berges flachliegendes Perm die Karbonquarzite. Es setzt mit einem ungefähr 15 m mächtigen, intensiv rotbraun anwitternden, ziemlich groben Quarzitkonglomerat ein, das sich als kleine Steilstufe gegen Osten in den Taleinschnitt verfolgen lässt. Auf dem Konglomerat liegen einige Meter gelblich anwitternde, dolomitische Kalke, dann 5 bis 10 m graue, etwas sandige Gipsschiefer und hierauf ungefähr 35 m graugrüne und dunkelgraue, mergelige Schiefer (*Posidonien*-Schiefer). Die darauffolgenden gelbbraunen, eine zweite Steilstufe bildenden Sandsteine wären, im Vergleich mit Säve-Söderberghs Bjerg, bereits zur Eotrias zu zählen. In ihnen liegt ein Basaltsill. Der obere Teil des Hanges, bei unserm Besuch noch mit Schnee bedeckt, bestünde also aus Schichten der Eotrias, auf denen die ca. 70 m mächtige Basaltlage ruht, die das Hochplateau bildet. Ob sie von Tuffen unterlagert wird oder als mächtige Intrusion in die Schichten der Eotrias eingedrungen ist, konnte aus Distanz nicht entschieden werden. Nach den seinerzeit auf der Südseite des Berges gemachten Beobachtungen scheint es sich eher um eine Flachintrusion als um Ergüsse zu handeln.

Westlich der grossen Verwerfung liegt bis zum Fuss von Harders Bjerg die schmale Treppenscholle des westlichen Grabenrandes, deren oberste Schichten, diejenigen der Mt. Celsiusserie, eine asymmetrische Mulde bilden. An der NW-Ecke von Höjsletten stösst der untere Teil derselben, die *Remigolepis*-Schichten, von Westen her gegen die Karbonquarzite des Grabenzentrums. Wie gross der Höhenunterschied zwischen diesem und der Treppenstufe ist, lässt sich, da die Mächtigkeit des Karbons unbekannt ist, nicht bestimmen. Es dürfte sich aber um einen Betrag von über 1000 m handeln.

Dann fällt auf, dass unmittelbar östlich des Hauptbruchs die Permschichten der Grabenüberdeckung an einer steilen Flexur um ungefähr 120 bis 150 m gegen Osten abgesunken sind. Parallel zum Hauptbruch hat also in postpermischer Zeit nochmals eine Senkung des östlichen Flügels stattgefunden. Da auf der Südseite von Höjsletten, am oberen Inderdalen, wo die Basalte bis an den Hauptbruch reichen, auch diese gegen Osten abgebogen sind, muss man für die spätere Vertikalverstellung ein postbasaltisches, d. h. tertiäres Alter annehmen.

Die geologischen Verhältnisse an Höjsletten zeigen deutlich, dass die grosse Verschiebung am westlichen Hauptbruch des Grabens ebenfalls in der Zeit zwischen der Ablagerung des Karbons und des Oberperms eintrat. Die dabei entstandene grosse Bruchstufe bildete auf längeren Strecken die westliche Uferlinie für das Zechstein- und Eotriasmeer. Beim Ausbruch der frühtertiären Basalte war die Stufe weitgehend verschwunden, der Bruch wirkte aber, im ganzen gesehen, im Hudson Land und auf der Gauss Halvö als westliche Begrenzung sowohl für die aufsteigenden wie für die den Schichten folgenden Basalt-



Fig. 56. Höjsletten von Süden; Flugphoto E. Hofer.

Vorn das Inderdal, im Mittelgrund Höjsletten (Punkt 1181 m), links, mit einem kleinen Plateaugletscher. Dahinter, im Schatten, das Gastisdal, links davon Ramsays Bjerg.

Legende: weiss gestrichelt die postdevonische Hauptverwerfung, hinten an Sernanders Bjerg mit der Bruchgabelung, an der der Prospektal-Graben beginnt. R, hinten links, Ramsays Bjergserie, oberer Teil, KK Kap Kolthoffserie, C₁ unterer, C₂ oberer Teil der Mt. Celsiusserie, T Eotrias, von flachen und von steilen Basaltgängen durchsetzt, R, vorne links, mächtiger, verzweigter devonischer Rhyolithgang, der durch die Kap Kolthoffserie aufsteigt. Er ist, unter Höjsletten durch, mit den Gängen auf der Ostseite von Ramsays Bjerg zu verbinden. B grosser, tertiärer Basaltsill der an der Verwerfung abgesunken ist; streckenweise treten unter den Basalten die Permschichten hervor.

gänge, von den Ergüssen dagegen wurde er stellenweise überdeckt. Postbasaltische Verschiebungen, im Gefolge der allgemeinen Landhebung, haben eine neue, im Landschaftsbild hervortretende Bruchstufe geschaffen, die durch die Tiefenerosion der Flüsse, die der Verwerfung streckenweise folgten und die jüngern Gesteine wegräumten, noch stärker herausgehoben worden ist.

5. Das Ostende des Moskusoksefjordes.

a. Ulvedal-Nordhoeks Bjerg-Bruch.

Der östlichste Teil des Moskusoksefjordes, östlich des Ankerbjergs, liegt schräg über einer in SW-NE-Richtung verlaufenden, grossen und



Fig. 57. Stufenlandschaft auf den gegen Osten, zum Ulvedal abfallenden Plateaubasalten. Flugaufnahme aus NW, von M. BRENNISEN †.

Links hinten das obere Ulvedal, rechts, gegen vorne laufend, das dem Ulvedalbruch folgende Tal an der Ostseite von La Cours Bjerg.

Legende: Kr Kristallin von La Cours Bjerg, D pflanzenführende Devonsandsteine (Basisserie), vom Kristallin durch einen, quer zur Blickrichtung verlaufenden Bruch getrennt, K abgesunkenes Karbon, P Perm, T Eotrias.

Der Bruch, der im obersten Teil des Tales mit den schräg gestellten Basalten (dunkler Schatten) als Flexur einsetzt, folgt dem Rande des Kristallins von La Cours Bjerg (unter den Schutthalden) und biegt, vorne im Bild, gegen links um. Im Talgrund stehen an mehreren Stellen steil gegen SE (links hinten) einfallende Permalkalke an, darunter erscheinen, vorn, Karbonsandsteine, darüber, stark gestörte und von Basalten durchsetzte Sandsteine der Eotrias. Die Grenzfläche zwischen Eotrias und tertiärer basaltischer Trappformation ist hier nicht genau bekannt. Die oberen Plateaustufen, links vom grossen Schneefeld und links davor, dürften aus effusiven Basalten, Tuffen und Tuffiten bestehen.

jungen Verwerfung. Sie grenzt zwei Teilschollen gegeneinander ab: die nordwestwärts anschliessende Nordhoeks-Ankerbjergscholle, zu der auch La Cours Bjerg gehört, und den südostwärts gelegenen, an der Verwerfung eingesunkenen Gieseckeblock mit den Giesecke Bjergen, der Ulvedalmulde und Agassiz-Säve-Söderberghs Bjerg. Der Bruch zieht sich von La Cours Bjerg aus in NE-Richtung an die Mündung des Ulvedals und hierauf, schräg unter dem östlichsten Fjordteil durch, ans SE-Ende von Nordhoeks Bjerg. Wir bezeichnen die Störung als Ulvedal-Nord-

hoeks Bjerg-Bruch. Er beginnt an der SE-Ecke von La Cours Bjerg, an der Grenze gegen Agassiz Bjerg, ungefähr an der Stelle, wo die alte, W-E verlaufende Verwerfungslinie den Bergzug überquert. Der jüngere Bruch setzt dort mit einer Abbiegung der Schichten des Perms und der Trias sowie der Basaltlagen im nördlichen Teil von Agassiz Bjerg gegen SE ein; gegen Osten, unter Pt. 1070 m, fallen sie bereits stark gegen SE ab, und an der Ostseite von La Cours Bjerg geht die steil gewordene Flexur in einen Bruch über. Die Permschichten sind dort aufgerichtet und fallen mit 70 bis 80° gegen SE ein. Ein Tal, das sich gegen NE entwässert und unmittelbar westlich des Ulvedals den Fjord erreicht, folgt ungefähr der Bruchlinie. Diese kreuzt den Fluss am oberen Ende des Deltas wo er gegen Norden umbiegt. Nordöstlich des Fjordes setzt sich die Verwerfung unter dem Schwemmland fort und erscheint wieder am südöstlichen Ende von Nordhoeks Bjerg, wo die verworfenen tertiären Basalte unter dem Höhenpunkt 643 m nordwestwärts an die Kristallingesteine von Nordhoeks Bjerg stossen. Die Sprunghöhe des Bruches muss hier sehr gross, wohl gegen 2000 m sein, sie nimmt von La Cours Bjerg gegen NE bis an Loch Fyne beständig zu.

Die Verwerfung schneidet die von grossen N—S-Brüchen begrenzte Hauptscholle bis gegen den Gastisdalgraben schräg entzwei. In diesem selber scheint sie sich nicht fortzusetzen. Doch in der Verlängerung, jenseits des Grabens, tritt der gegen SW streichende Harders Bjerg-Bruch auf, der in die Diagonalverwerfung des südlicheren Gebietes überleitet. Der Ulvedalbruch ist jünger als die tertiären Basalte; möglicherweise folgt er aber einer ältern Störungslinie.

b. Nordwestrand des Gieseckeblocks.

Zwischen La Cours Bjerg und Ulvedal sind längs der Bruchlinie gute Aufschlüsse im NW-Rand der Gieseckescholle vorhanden. Der Hügelzug nordwestlich des Tales, das dem Bruch folgt, besteht aus kristallinen Gesteinen. Der Bruch schneidet sie schräg zu ihrem Streichen an und bringt sie mit Karbongesteinen der Gieseckescholle in Kontakt. Folgt man dem Fluss vom Delta aus nach oben, so trifft man, von Norden nach Süden, folgendes Profil an:

1. Rötliche, stark zerrüttete Granite bilden auf der Westseite des Deltas das NE-Ende des kristallinen Hügelzuges.
2. An sie stossen ebenfalls zerrüttete, im ganzen mit 40 bis 45° gegen SE einfallende, grobkörnige weisse und rötliche Karbonsandsteine mit Pflanzenresten. Zwischen 1 und 2 steht der steile, grosse Bruch.
3. Dann folgt eine über 100 m mächtige Wechsellagerung von weissen, grauen, gelblichbraunen und roten bis schokoladebraunen Sandsteinen und Quarzitkonglomeraten. Es handelt sich um den oberen Teil der hier vorhandenen Karbonschichten.



Fig. 58. Traplandschaft aus dem Innern der Ulvedalmulde. Blick gegen NW ins Devongebiet am Moskusoksefjord. In der Mitte, gegen hinten, der schattige Ostabhang von La Cours Bjerg, vor dem der Ulvedalbruch durchzieht. Hinten die Devonberge zu beiden Seiten des Moskusoksefjordes, links Ramsays und Victor Madsens Bjerg, rechts Högboms Bjerg, davor das Prospektal und der Ankerbjerg. Flugphoto M. BRENNISEN †.

4. Auf ihnen liegt das Perm, bestehend aus einem basalen Quarzitkonglomerat, massigen, bis zu 40 m mächtigen, dolomitischen Kalken, die an kleinern Brüchen vollständig marmorisiert sind, und sandig-mergeligen Kalkschiefern mit *Posidonomya*.
5. Die Sandsteine der Eotrias sind nur schlecht aufgeschlossen.

Die Abtrennung des Perms gegen unten ist etwas unsicher, da die Quarzitkonglomerate des Karbons und des Perms ähnlich aussehen; zudem unterbrechen kleine Brüche, die mehr oder weniger schräg zum Hauptbruch stehen, sowie einige grössere Basaltintrusionen die Schichtenfolge.

Es ist von Interesse festzuhalten, dass hier, gegen die Mitte der Ulvedalmulde, wieder Karbonschichten anstehen. Wie mächtig sie sind und wie weit sie gegen Süden und Osten reichen, kann nicht festgestellt werden. An der Ostseite der Mulde, in den nördlichen Giesecke Bjergen, fehlen sie, das Perm liegt dort präkarbonischen Gesteinen auf; ebenso am Westrand, auf Agassiz Bjerg, und im Süden, wo im Gebiet des Margrethe- und Randböldals die Unterlage des Perms sichtbar wird, über-



Fig. 59. Säulenbasalt aus der Trappformation an der SW-Seite von Loch Fine.

deckt es devonische Sandsteine. Dagegen ist das Karbon mit grosser Mächtigkeit in der Grabensenke des Gastisdals erhalten geblieben. Dies zeigt, wie stark das Gebiet durch Brüche und Verbiegungen in der Zeit zwischen Karbon und Oberperm zerlegt, bewegt und gegliedert wurde. Bei der Transgression des Oberperms war die Landfläche zum grossen Teil wieder nivelliert, sodass die marinen Schichten ganz verschiedene Formationen überdeckten.

Die N—S verlaufende Zone anstehender Karbongesteine, die sich in Zentralostgrönland von der Clavering Ø aus südwärts, der postdevonischen Hauptverwerfung und der Staunings Alper-Verwerfung entlang, bis an die Nordost Bugt im Scoresby Sund-Gebiet verfolgen lässt, ist im südlichen Teil der östlichen Gauss Halvö unterbrochen. Ob hier schon in der Karbonzeit eine Querschwelle vorhanden war, die den Ablagerungsraum in ein Nord- und ein Südgebiet trennte, oder ob die Unterbrechung erst nachher, im obersten Karbon oder untern Perm durch Hebung und Abtragung zustande kam, kann nicht entschieden werden.

Bereits der Karte von VISCHER und MAYNC (1949) ist zu entnehmen, dass auf dem Gieseckeblock, im Innern der Ulvedalmulde, die frühtertiäre, basaltische Trappformation Sandsteine der Eotrias überdeckt. Die vulkanischen Bildungen sind im Ladderbjerg 700 bis 800 m mächtig;

am SE-Ende von Nordhoeks Bjerg bauen sie die ganze Höhe des Hügels von Pt. 643 m auf. Triasschichten kommen keine mehr zum Vorschein, sie liegen an Loch Fyne unter Meeresspiegel. Von den Fjorduern an steht bergwärts eine Wechsellagerung von flachliegenden Basaltergüssen, z.T. mit prächtiger Säulenstruktur, von Blocklaven und von gröbern und feinem basaltischen Tuffen an. Die untern Lagen sind von Steilgängen, die in Decken ausmünden, durchbrochen. Zwischen den Laven und Tuffen finden sich Linsen von im Wasser abgesetzten Sanden oder dünngeschichteten, verschwemmten Feintuffen, die an einzelnen Stellen einen fortgeschrittenen Grad der Umsetzung und eine starke Anreicherung von hämatitischer Pigmentsubstanz aufweisen.

Gesteinsproben aus dieser basaltischen Trappformation sind von BACKLUND und MALMQUIST (1932a) beschrieben worden.

6. Zusammenfassung der Ergebnisse aus dem östlichen Fjordteil.

a. Stratigraphisches.

Der östliche Teil des Moskusoksefjordes liefert, so weit es die stratigraphischen Verhältnisse des Devons anbetrifft, keine wesentlich neuen Ergebnisse mehr.

Am Salèvebjerg liegt das Devonbasiskonglomerat mit deutlicher Winkeldiskordanz gefalteten Quarziten der präkambrischen Eleonore Bay Formation auf, einem tiefen Teil der kaledonischen Sedimentfolge. Daraus wurde geschlossen, dass das Mitteldevon im östlichen Hudson Land eine abgetragene kaledonische Antiklinalzone überdeckte. Die Schichtenfolge steigt mit den Strukturen vom mittlern

Fig. 60. Die jetzige Höhenlage des marinen Oberperms, östlich der postdevonischen Hauptverwerfung, in der östlichen Gauss Halvö.

Die aus den geologischen Karten für die permischen Basisschichten konstruierten Isohypsen von 100, 400, 700 und 1000 m ü. M. zeigen die Verbiegung der im ganzen ursprünglich flachliegenden, wenig mächtigen Permschichten. Diese bilden auf der Giesecke-Scholle eine breite, asymmetrische Mulde, mit Tiefpunkten im untern Margrethe- und Ulvedal. Zwischen den beiden befindet sich ein Achsenscheitel. Nordwärts nimmt die Lagerung die Form einer gegen NW geneigten Pllatte an, deren Tiefenlinie dem Ulvedal-Nordhoeks Bjerg-Bruch entlang verläuft.

Die Kartenkonstruktion zeigt, dass der Giesecke-Bruch gegen NNE an Sprunghöhe verliert und wahrscheinlich ganz ausklingt. Die grosse Vertikalverschiebung wird dann eine Strecke weit vom Ulvedal-Norhoeks Bjerg-Bruch übernommen.

In den Gebieten, wo heute die permische Transgressionsfläche über 1000 m hoch liegt, wie auf La Cours Bjerg und im östlichen Hudson Land, ist das Perm abgetragen worden. Westlich der postdevonischen Hauptverwerfung lag die Landfläche während der Ablagerung der marinen Permschichten wahrscheinlich überall über Meeresspiegel.

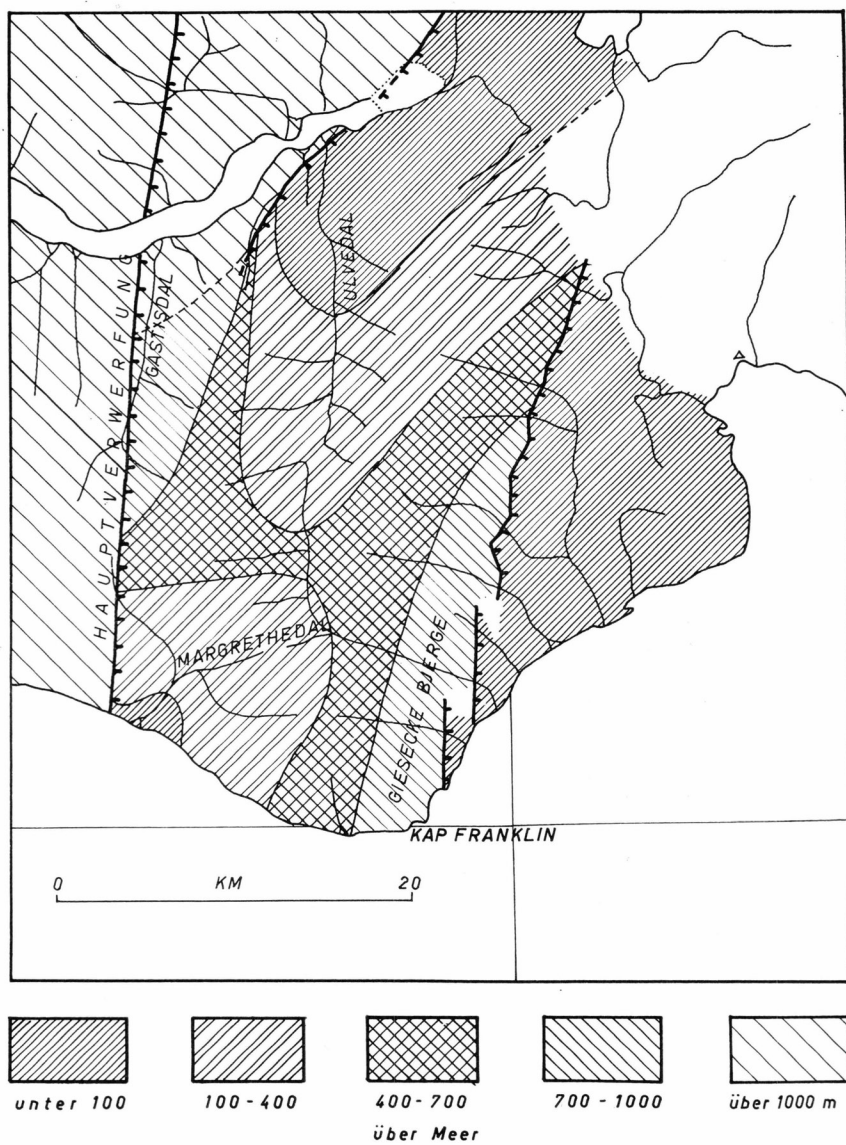


Fig. 60.

Stordal aus gegen Süden an, sodass dem Moskusoksefjord zu immer tiefere Lagen der Eleonore Bay Formation zum Vorschein kommen. Zwischen Stordal und unterm Ankerbjergdal sind es rote und schwarze Schiefer mit hellen Quarzitbänken, am Ankerbjerg gleichmässig dunkelgraue Quarzite aus der tiefern Eleonore Bay Formation. Darunter erscheint, auf der Südseite des Berges und am südlichen Fjordufer, ein

diskordant die Quarzite durchsetzender, massiger und in Bezug auf die kaledonische Hauptfaltung postorogener Granit, der Ankerbjerg-Granit. Ob er zum prädevonischen Gesteinsbestand oder zu den mitteldevonischen Graniten gehört, kann bis heute nicht sicher entschieden werden. Weiter im Süden, im obern Teil von La Cours Bjerg, stehen aus einem noch tiefern Niveau stammende und von mehreren Granitgenerationen durchsetzte Schiefer an. Sie stellen einen hochmetamorphen Gesteinskomplex dar, der von DAL VESCO als La Cours Bjerg-Chorismit bezeichnet wurde und aus sandig-tonigen und quarzitischen Sedimenten der tiefern Eleonore Bay Formation hervorgegangen ist. Er gehört, vielleicht mit Ausnahme der ihn durchsetzenden jüngsten Granitgeneration, zum vordevonischen Gesteinsbestand.

Die graugrünen Sandsteine, die am Fjordufer an der NE-Ecke von Ramsays Bjerg anstehen, werden zur devonischen Basisserie gezählt, doch ist eine scharfe Abgrenzung derselben gegen oben nicht möglich. Den Übergang leiten vereinzelte Konglomeratbänke ein.

Die untern Teile der Basisserie sind im östlichen Fjordteil nicht aufgeschlossen, doch stehen sie nördlich desselben, am Salèvebjerg und im Stordal an. Sie beginnen dort mit einem mächtigen basalen Konglomerat, das fast nur Gerölle aus der Eleonore Bay Formation und nur ganz wenige, stark zersetzte Kristallinkomponenten enthält. Auf das Konglomerat folgt eine mächtige, graugrüne, rot gebänderte Sandsteinfolge. Von dieser ist ein Teil, wahrscheinlich der obere, an Agassiz Bjerg vertreten. Da man die Schichten nicht mit dem Profil an Ramsays Bjerg verbinden kann, lässt sich nicht sagen wie mächtig die Serie ist.

Auf der Basisserie liegt in Ramsays Bjerg eine ungefähr 1500 m messende, graue Sandsteinfolge, die als Ramsays Bjergserie bezeichnet wird. Sie entspricht den früher im westlichen Teil des Fjordes als Kap Bullserie benannten Schichten. Es sind darin zwei grössere Konglomerateinlagerungen vorhanden, eine im untersten, die andere im mittlern Serienteil. Beide gleichen in der Geröllzusammensetzung dem Konglomerat II an der Ostseite des Inliers. Das untere Konglomerat wird als Serienbasis betrachtet, das obere überdeckt an der Nordseite von Ramsays Bjerg, über einer Abtragungsfläche, aufsteigende Diabasgänge und trennt die Serie in einen untern und obern Teil. Zwischen diesen existiert ein Hiatus, doch weist keine Winkeldiskordanz in den Sandsteinen auf die Schichtlücke hin.

Bis jetzt sind in der Ramsays Bjergserie keine Fossilien gefunden worden, doch kann man die Schichten mit dem Mitteldevon bei Kap Franklin verbinden und deshalb als mitteldevonisch bezeichnen. Dasselbe gilt für die Basisserie.

Die Kap Kolthoffserie setzt sich auf der südlichen Fjordseite, östlich der Aufschiebung an Sederholms Bjerg, als mächtige, braunrote

Schichtfolge durch Bøggilds, Lang- und Harders Bjerg gegen SE bis an die postdevonische Hauptverwerfung fort.

Am NE-Ende von Sederholms Bjerg transgrediert die jüngste der oberdevonischen Serien, die Mt. Celsiusserie, flach über gefaltete Schichten der Kap Graah-, Kap Kolthoff- und Ramsays Bjergserie und schliesst die oberdevonische orogene Hudson Land-Phase IV ab. Im Faltungsbereich derselben, d. h. östlich einer Linie, die von Högboms Bjerg zum Agda Dal an Kejser Franz Josephs Fjord reicht, fehlt die Kap Graahserie. Die Mt. Celsiusserie liegt dort überall mit starker Winkeldiskordanz ältern Teilen der devonischen Schichtfolge auf.

Im Graben des Prospekt- und Gastisdals wurden Karbonablagerungen versenkt. Sie beginnen im Prospektal mit einem Basiskonglomerat, graubraunen Sandsteinen und dunkelroten Schiefern, die nach oben in graugrüne, grobkörnige bis konglomeratische Sandsteine übergehen. Dieser untere, etwas bunte Teil des Karbons misst ungefähr 300 m, den obern bilden die im Zentrum des Grabens, vor allem im Gastisdal vorhandenen grobkörnigen bis konglomeratischen, hellen Arkosen mit Kohlen- und Tonschieferlagen. Aus diesen stammen die meisten der eingebrachten Pflanzenreste. Von den hellen Sandsteinen sind insgesamt 700 bis 800 m sichtbar. Ein vollständiges Karbonprofil lässt sich im Graben nicht rekonstruieren.

Nordöstlich von La Cours Bjerg stehen an der abgesunkenen, südöstlichen Seite des Ulvedalbruchs 200 bis 300 m mächtige Karbonschichten an, eine Wechsellagerung von weissen, roten und gelben, meist grobkörnigen Sandsteinen und Konglomeraten mit Quarzitgeröllen, die einer etwas höhern Karbonstufe als die obersten Schichten im Gastisdal angehören dürften. Sie sinken gegen SE ein und marines Oberperm überdeckt sie. Die Unterlage ist nicht zu sehen.

Zuerst wurden die Karbonschichten des Gastis- und Prospektals als unterkarbonisch (Dinantien) bestimmt, spätere Fossilfunde lieferten jedoch auch namurische Pflanzen, sodass man die Schichten, nach den Bestimmungen von HALLE, mit den Vorkommen der Passagehöje und der Clavering Ø verbinden und als namurisch bezeichnen muss. Die untern Lagen stellen wahrscheinlich den Übergang vom Dinantien zum Namurien dar. Doch steht das definitive Resultat der Bearbeitung der eingebrachten Sammlungen noch aus.

Marines Oberperm (Zechstein) transgredierte im östlichen Gebiet des Moskusoksefjordes von Osten gegen Westen über eine durch vertikale Verschiebungen in Schollen zerteilte und mehr oder weniger ausgeebnete Landschaft. Die wenig mächtigen Schichten (30 bis 70 m) überdecken darum ganz verschiedene Formationen: mitteldevonische Sandsteine im Gebiet des Margrethedals, an Agassiz Bjerg und im östlichen Teil von Sæve-Söderberghs Bjerg, Karbonsandsteine in Höjsletten, dem west-

lichen Teil von Säve-Söderberghs Bjerg und untern Ulvedal. Über La Cours Bjerg lag das Perm kaledonischem Kristallin auf, doch ist es dort wieder verschwunden.

Unter den als oberpermisch bestimmten marinen Kalken und Schiefern (MAYNC, 1942) liegt an Agassiz Bjerg eine bis 150 m mächtige Wechsellagerung, bestehend aus Quarzitkonglomeraten, gröbern und feinem Sandsteinen und Lagen von Brockenkalken, die durch intensiv rote, orange und gelbe Verwitterungsfarben auffällt. Die Schichten liegen winkeldiskordant auf gefaltetem Mitteldevon und gehen nach oben mit einem groben Quarzitkonglomerat konkordant in die marinen Oberpermschichten über. Angesichts der grossen stratigraphischen Lücken, die an dieser Stelle bestehen, kann man im Zweifel sein, ob man die bunten Schichten als einen auf dem östlichen Grabenrand erhalten gebliebenen Teil des Karbons oder als Beginn der permischen Ablagerungen betrachten soll. Verschiedenes deutet darauf hin, dass es sich um eine, direkt unter den obern Zechsteinschichten liegende und mit diesen verbundene Ablagerung handelt, die unmittelbar vor der marinen Transgression in lokalen Vertiefungen entstanden ist.

Über die Grösse der Schichtlücke zwischen kontinentalem Karbon und marinem Oberperm geben die Aufschlüsse keine genauen Auskünfte. Die wenig mächtigen, neritisch-lagunären Permschichten, die stellenweise durch klastische Ablagerungen vertreten sind, entsprechen nur einem, wahrscheinlich dem jüngern Teil der oberpermischen Zeit (DUNBAR, 1955).

Grosse Teile des kontinentalen Karbons wurden im Unterperm als Folge der starken Schollenverstellungen und zum Teil weitgespannter, faltenartiger Biegungen der Schichten, Auswirkungen der letzten herzynischen Bewegungen, abgetragen. Bis jetzt ist in Zentralostgrönland nur ein Gebiet bekannt, in dem die Schichtenfolge mehr oder weniger kontinuierlich vom Oberkarbon ins Unterperm reicht: in der Umgebung von Mesters Vig. Nach den Untersuchungen von WITZIG (1954) sind dort Schichten aus dem obersten Karbon und dem untern Perm in konkordanter Lagerung vorhanden. Dagegen ist, nach den Angaben WITZIGS, eine schwache Winkeldiskordanz und eine Ablagerungslücke zwischen Unterperm und marinem Oberperm zu sehen. Sie geht dort auf die schwache, weitgespannte Faltung der karbonischen und unterpermischen Schichten zurück, die vor der oberpermischen Transgression stattfand.

Das Oberperm ist also meist leicht vom Karbon zu trennen, von dem es ganz unabhängig ist, dagegen kann man es kaum scharf vom Hangenden, der marinen Eotrias abgrenzen, wenn keine Fossilien in den Übergangsschichten gefunden werden. Im Gebiet des Gastisdals besteht Konkordanz zwischen Perm- und Triasschichten; kein Konglomerat gibt den Wechsel vom Paläozoikum zum Mesozoikum an.

Die obern Triasschichten sind in der östlichen Gauss Halvö teils vor, teils nach der Oberkreide abgetragen worden, sodass nur noch ein Teil der marinen, untern Stufe erhalten blieb. An manchen Stellen der Giesecke Bjerger fehlt auch dieser. An Säve-Söderberghs Bjerg, wo über der Mitte des Grabens ein Profil aufgenommen wurde, sind die Eotriaschichten noch 120 bis 130 m mächtig und bestehen unten aus gipshaltigen, sandigen Schiefern und bankigen Sandsteinen sowie fossilführenden Kalkschiefern im obern Teil. Diese werden von basaltischen Tuffen, denen Sandsteinlinsen mit verkieselten und verkohlten Pflanzenresten eingelagert sind, und Basaltdecken überlagert. Diese tertiäre Trappformation, eine Wechsellagerung von flachliegenden basaltischen Tuffen und Tuffiten, Säulen- und Blockbasalten, nimmt gegen Osten zu und ist im Ladderbjerg und an der SE-Seite von Nordhoeks Bjerg, auf der Gieseckescholle, mit einer Mächtigkeit von gegen 700 m aufgeschlossen.

Die Permschichten sind meist durch kleinere und grössere, tertiäre, basaltische Flachintrusionen aufgespalten worden. Dasselbe geschah mit den Triasschichten im Gebiet zwischen Inder- und Margrethedal, doch wurden dort die Sandsteine noch von schräg durchsetzenden Gängen in grössere Schollen zerteilt. Im ganzen gesehen reichen die jungen Basaltgänge im Hudson Land und auf der Gauss Halvö gegen Westen bis an die postdevonische Hauptverwerfung. Tuffe und Ergüsse mögen diese noch überdeckt haben, doch sind sie durch die postbasaltische Hebung des westlichen Gebietes auf diesem wieder verschwunden. Einzig der Gipfelbasalt auf Harders Bjerg scheint übrig geblieben zu sein.

b. Eruptiva.

Im mittlern Teil des Moskusoksefjordes wurden mehrere devonische basaltische Niveaus in den Kap Kolthoff- und Kap Graahserien festgestellt, das tiefste an der Basis der Kap Kolthoffserie. Die Albitdiabase im Nordfuss von Ramsays Bjerg, die als Gänge die Basisserie und den untern Teil der Ramsays Bjergserie durchsetzen, gehören einer noch tiefern Stufe an. Vom obern Ramsays Bjerg-Konglomerat wurden sie abgeschnitten und überdeckt. Der Durchbruch der Diabase und die Abtragung der Ergüsse erfolgte am Ende der Entstehung des untern Serienteils, also im Mitteldevon.

Jünger sind die dunkeln Gänge in der Kap Kolthoffserie von Harders Bjerg, des Langbjergs und des südlichen Teils von Ramsays Bjerg, die vom Gastisdal und vom Inderdalen aus zu sehen sind. Diese Basalte entsprechen denen im obern Teil der Kap Kolthoffserie im mittlern Fjordabschnitt. Da die Kap Graahserie abgetragen ist, kann das Alter nicht präzise bestimmt, doch sicher als oberdevonisch bezeichnet werden.

Die sauren devonischen Eruptiva sind im östlichen Fjordgebiet durch Alkali-Rhyolithe und runitische Aplitgranite vertreten. Sie bilden im östlichen Teil von Högboms Bjerg einen granitischen Lakolithen, der im tiefern Teil der devonischen Serien, in der Basis- und wahrscheinlich noch der Ramsays Bjergserie steckt. Rhyolithische Gänge durchschwärmen das Dach und die Ränder, auf der Südseite des Fjordes durchbrechen zwei bis über hundert Meter mächtige rote Gänge, begleitet von kleinern Apophysen, die Ramsays Bjergserie. Die Rhyolithe sind jünger als die Diabase des Gebietes; in Sederholms Bjerg steigt einer der kleinen roten Gänge bis in die roten Kap Kolthoffsandsteine auf. Daraus, und aus dem dominierenden Vorkommen von Rhyolithgeröllen in der Basisbrekzie der Kap Graahserie an Högboms- und an Sederholms Bjerg, lässt sich schliessen, dass die Rhyolithe im östlichen Teil des Fjordes ungefähr gleich alt wie diejenigen im westlichen sind, d. h. in die Zeit der Ablagerung der Kap Kolthoffserie gehören.

Möglicherweise ist auf der Ostseite von Högboms Bjerg, zwischen dem runitischen Alkaligranit und dem Grabenrand, noch ein etwas älterer devonischer Granit vorhanden. Ob er mit dem Granit des Ankerbjergs verbunden werden kann, ist noch nicht abgeklärt.

Die Gänge der Högboms-Ramsays Bjerg-Zone zerbrochen durch die Faltung und die Verschiebungen während der Hudson Land-Phase IV.

c. Tektonisches.

Am Moskusoksefjord-Inlier wurden auf Grund der winkeldiskordanten Devonkonglomerate die beiden orogenen, mitteldevonischen Hudson Land-Phasen I und II abgeleitet. Aus einer weitem grossen Diskordanz zwischen der Kap Kolthoff- und der Basis der Kap Graahserie, auf der Westseite von Högboms Bjerg, konnte die Hudson Land-Phase III in das Intervall zwischen den beiden Serien plaziert und als oberdevonisch bestimmt werden. Die aufgerichteten Kap Kolthoffsandsteine führen von Högboms Bjerg aus nordwärts ans Kristallinmassiv von Whittards Bjerg, das in dieser Faltungsphase aus dem kaledonischen Untergrund emporgebogen und gegen Westen vorgeschoben wurde.

Die über die Kap Graahkonglomerate aufgeschobenen tiefern Devon-sandsteine an Högboms Bjerg, die gefalteten Schichten der Kap Graahserie an Sederholms Bjerg und die diskordante Überdeckung der Faltenzone durch die Mt. Celsiusserie im mittlern Teil der Gauss Halvö belegen eine noch jüngere oberdevonische Faltungs- und Abtragungszeit, die Hudson Land-Phase IV. In dieser wurde der östliche, z. T. auch der mittlere Teil der Gauss Halvö, wahrscheinlich auch das östliche Hudson Land, gehoben, sodass dort die Kap Graahserie, grossenteils auch die Kap Kolthoffserie, vor der Ablagerung der Mt. Celsiusserie verschwand.

Die am Moskusoksefjord von Osten gegen Westen und WNW gerichtete Bewegung ging vom kaledonischen Unterbau aus; Teile desselben durchstießen auch in dieser letzten devonischen Phase die Devonbedeckung und erreichten die Oberfläche. Die hochgelegenen kaledonischen Gesteine am Anker- und an La Cours Bjerg, auf der rückwärtigen Seite des zusammengeschobenen Devons, sind teilweise während der Hudson Land-Phase IV emporgebracht worden. Doch traten noch spätere Bewegungen an den sich aufspaltenden Schollen ins Spiel.

Im Küstenprofil an Kejser Franz Josefs Fjord sind durch das ganze von Devon eingenommene Gebiet breite, N—S verlaufende Sättel und Mulden zu sehen. An diesen sind in der westlichen Gauss Halvö auch die jüngsten Devonschichten beteiligt. Die Wellen flachen gegen Norden, im Hudson Land aus, währenddem sie gegen Süden zunehmen und im westlichen Teil von Geographical Society- und Traill Ø als eng gescharte, z. T. aufeinander geschobene Falten auftreten. Die östlich des Devongebietes anstehenden Oberkarbonschichten wurden von dieser Faltung nicht erfasst, sodass sie als unterkarbonisch datiert werden kann. Sie wurde als Ymers Ø-Phase bezeichnet.

An verschiedenen Stellen des Devongebietes und in verschiedenen Abschnitten der Devonzeit traten also lokale Zusammenschübe auf. Im ganzen gesehen waren sie, soweit sie am Moskusoksefjord und in den angrenzenden Gebieten zu verfolgen sind, von Osten gegen Westen gerichtet, doch ergeben sich, wenn man auf die Richtung der Faltenachsen und die Aufschiebungsfronten abstellt, grössere Divergenzen zwischen den einzelnen Bewegungen.

Der Verfasser hat diese im ostgrönländischen Devongebiet sich auswirkenden Orogenbewegungen als Nach- oder Spätphasen der kaledonischen Hauptfaltung (im Sinne BUBNOFFS, 1937) bezeichnet. Der letzte Schub, der in die Karbonzeit fällt, steht zeitlich den variscischen Bewegungen anderer Gebiete näher, als den kaledonischen Hauptvorgängen Ostgrönlands. Er kann aber, da er im Bereich des Kaledonikums liegt, auch als letzter Ausklang der kaledonischen Faltung betrachtet werden. Doch könnte man die verschiedenen Phasen, wie dies in der Einleitung ausgeführt wurde, auch zum Ablauf eines eigenen, grössern tektonischen Geschehens zählen, das sich, zeitlich genommen, mit der acadischen Orogenese der Appalachen vergleichen liesse. Da sich aber, wie aus der Karte von HALLER (1956 a) hervorgeht, das Devonareal am Rande des jüngern Orogengeschehens befindet, kann an dieser Stelle die Frage über die Grössenordnung der Vorgänge nicht entschieden werden.

Schon während des Devons wechselten Zeiten der Kompression mit solchen der Dilatation ab; in den letztern lockerten sich die Spannungen, die Kruste wurde in Schollen zerlegt. So lassen sich z. B. im Gebiet des Nordfjord-Grabens Bruchbildungen aus dem Oberdevon

erkennen, die auf die Hudson Land-Phase III folgten. Im östlichen Fjordteil dürften auf die Hudson Land-Phase IV und vor allem auf die Ymers Ø-Phase grössere Bruchbildungen gefolgt sein. Da aber zwischen den oberdevonischen und den karbonischen Serien eine Ablagerungslücke besteht, und man nur an ganz wenigen, kleinflächigen Stellen die Überlagerung des Devons durch namurische Schichten beobachten kann, eine solche des obersten Devons durch Namur ist überhaupt nicht bekannt, ist eine direkte und genaue Datierung von früh- oder mittelkarbonischen Brüchen ausgeschlossen. Ihre Existenz lässt sich vor allem aus dem mosaikartigen geologischen Bild ableiten, das die verschiedenen Formationen und Strukturen darbieten, die unter den Basisschichten des Karbons liegen. Es müssen im östlichen Moskusoksefjord-Gebiet unmittelbar vor der Ablagerung des dortigen Karbons bedeutende vertikale Verschiebungen stattgefunden haben. Den Karten und Profilen von BACKLUND, MALMQUIST, MITTELHOLZER und VISCHER ist zu entnehmen, dass die Karbonschichten auf Clavering Ø kaledonischen Kristallingesteinen aufliegen, dasselbe ist der Fall südlich Godthaabs Golf, an Nordhoeks Bjerg, wo sie Migmatite, Granite und mehr oder weniger stark metamorphe Quarzite der Eleonore Bay Formation zudecken. Noch weiter im Süden, an der Ostseite von Parkinsons Bjerg und auf dem Salèvebjerg ruht das Karbon auf Quarzitschiefern der Eleonore Bay Formation, am Salèvebjerg zudem auf mitteldevonischen Sandsteinen. Am Ostfuss von Högboms Bjerg liegt es devonischen Eruptiven und Devonsandsteinen der Högboms Bjerg-Aufschiebung auf, an La Cours Bjerg wieder tieferem, kaledonischem Kristallin. Es überdeckt also im östlichen Teil des Moskusoksefjordes und den benachbarten Gebieten Strukturteile, die teils in der Hudson Land-Phase IV nebeneinandergesetzt, teils durch vertikale Bewegungen hernach verschoben und dann grossenteils ausgeebnet worden waren. Die Basisschichten des Karbons steigen im östlichen Hudson Land, im Raume zwischen dem Massiv von Nordhoeks Bjerg und der postdevonischen Hauptverwerfung, stark gegen Süden an. Unter dem Godthaabs Golf liegen sie nach VISCHERS Profilkonstruktionen ca. 2000 m unter Meeresspiegel, an der Küste nördlich der Passagehöje (Flexure Bjerg) sind sie immer noch unter der Wasserlinie. Im Stordal steigen sie über den Talboden und liegen auf dem Salèvebjerg ca. 1000 m hoch. Die ganze Karbontafel ist der grossen Verwerfung entlang im südlichen Teil stark gehoben worden. Sie ging ohne Unterbruch und ohne Stufe über die grosse, SE—NW verlaufende Verwerfung zwischen Nordhoeks Bjerg und Stordal hinweg; diese Verwerfung ist also pränamurisch. Südlich des Salèvebjerges lag die Auflagerungsfläche des Karbons nach der Hebung höher als die heutigen Gipfel des Anker- und La Cours Bjergs. Deshalb fehlt es in der östlichen Gauss Halvö, mit Ausnahme der Stellen, wo es versenkt wurde.

Nimmt man also die Karbonbasis als Bezugsfläche für die Schollenverstellungen, so stellt man fest, dass der unmittelbar östlich der post-devonischen Hauptverwerfung gelegene Schollenteil stark gegen Süden ansteigt. In noch stärkerem Masse gilt dies auch für die präkarbonischen Strukturen. In der Scholle des Hohen Hudson Landes, westlich des grossen Bruches, steigen dagegen die devonischen Strukturen und die Devonserien in entgegengesetzter Richtung, d. h. von Süden gegen Norden auf. An der Grenzfläche der beiden in entgegengesetzter Richtung gekippten Krustenteilen fanden während den Bruchbildungen Drehbewegungen in der Längsrichtung statt.

Im westlichen Teil des östlichen Hudson Landes und der östlichen Gauss Halvö steigen gegen Süden der Reihe nach devonische und kaledonische Strukturen auf, um jeweils an antithetisch angeordneten Querverwerfungen abzubrechen. So steigt das kaledonische Kristallin unter der Passagehöhe aus dem Godthaabs Golf auf, bricht an der SW-Seite von Nordhoeks Bjerg am SE—NW verlaufenden Stordalbruch ab und stösst südwärts an gefaltetes, versenktes Mitteldevon. Die Devonfalten heben sich nun ihrerseits gegen SSW, z. T. stufenartig an kleinern Brüchen, und unter ihnen kommen vom Vuache- über Salève- zum Ankerbjerg immer tiefere Teile der Eleonore Bay Formation herauf, dann am Fjord kaledonisch-postorogene Granite und südlich davon die aus noch grösserer Tiefe stammenden metamorphen Schiefer und Migmatite von La Cours Bjerg. Hierauf schneidet der, nur auf einer kurzen Strecke sichtbare, alte, E—W verlaufende Bruch zwischen La Cours- und Agassiz Bjerg das Kristallin ab. Südlich davon stehen auf gleicher Höhe abermals mitteldevonische, gefaltete Sandsteine an. Weiter im Süden und SE sind sie durch Perm- und Triasablagerungen zugedeckt, sodass der Untergrund verborgen bleibt. Im Inderdal und im Margrethedal tauchen höhere mitteldevonische Schichten auf, die ein flaches Gewölbe bilden, das ebenfalls gegen Süden ansteigt. Ein alter, E—W verlaufender antithetischer Bruch muss von den Permschichten und den Basalten von Höjsletten zugedeckt sein. Und ein weiterer, gleichartiger Abbruch wiederholt sich an einer W—E oder NW—SE streichenden Störung in Kejser Franz Josephs Fjord.

Auch wenn man sich die Karbonbasis in eine annähernd horizontale Lage zurückversetzt denkt, weisen die subkarbonischen Strukturen immer noch ein nördliches Gefälle auf. Sie wurden von der unterkarbonischen Abrasionsfläche spitzwinklig durchschnitten. Die quer oder schräg zu diesen Strukturen stehenden Brüche im Stordal und an Agassiz Bjerg, die mit ihrer antithetischen Anordnung das Ansteigen abschnittsweise kompensieren, existierten schon vor der Ablagerung des Karbons. Da in den beiden grossen Schollen, die in der N—S verlaufenden Bruchzone des Gastis- und Prospektals zusammenstossen, die Strukturen in

entgegengesetzter Richtung geneigt sind, und diese Anordnung schon vor dem Oberkarbon bestand, müssen damals schon Trennflächen, d. h. N—S-Brüche zwischen den beiden Teilen vorhanden gewesen sein. Damit gelangt man wieder zur Annahme von pränamurischen Brüchen, von denen die einen nach Richtung und Lokalisierung ungefähr mit dem heutigen grossen N—S-Bruch zusammenfallen, andere, die sich direkt beobachten lassen, schräg oder quer dazu stehen.

Auf das Hohe Hudson Land mit seinen gegen Norden ansteigenden Strukturen folgt im NW die breite Ole Römers Land-Mulde, in der wieder ähnliche Axialverhältnisse wie im östlichen Hudson Land existieren. Von Wordies Gletscher aus heben sich die Schichten des Muldeninnern gegen SW und die axiale Hebung wird durch SSE—NNW verlaufende Querbrüche kompensiert (vergl. BÜTLER, 1940, S. 18). Dies ändert sich gegen SW an der Stelle, wo zwischen den beiden Grabenästen der Einbruch zum breiten Nordfjordgraben, der in die grosse Depression der Königsbucht überleitet, erfolgt.

Wenn man die beiden Schollenränder an der postdevonischen Hauptverwerfung mit einander vergleicht, so setzt sich diese zwischen Wordies Bugt und Kejser Franz Josefs Fjord aus mehreren, gut abgrenzbaren Teilstücken zusammen. Durch Drehbewegungen sind einzelne Abschnitte abwechselnd in zu- oder abnehmendem Masse vertikal verschoben worden. Aus dem Abschnitt Wordies Bugt-Stordal fehlen vorderhand noch, in Bezug auf das Kristallin, die Vergleichsmöglichkeiten. Der östliche Komplex dürfte überall tiefer liegen als der westliche, im Süden weniger als im Norden. Im Stordal, südlich des Querbruchs, steht in der östlichen Scholle Devon an, das, verglichen mit der westlichen Seite des N—S-Bruchs, tief abgesunken ist. An der Ostseite von Sernanders Bjerg dagegen dürften sich die beiden Seiten des Bruches ungefähr die Waage halten, beidseitig stehen Quarzite der Eleonore Bay Formation an. Hier ungefähr kann eine in E—W-Richtung liegende Drehachse für die vertikalen Bewegungen angenommen werden. Südwärts dieser Stelle steigt die östliche Scholle, immer in Bezug auf die vorkarbonischen Strukturen, bis zum Südrand von La Cours Bjerg weit über die westliche hinauf. Dann, mit dem Querbruch von Agassiz Bjerg, ändern sich die Verhältnisse wieder. Zwar liegen die mitteldevonischen Schichten an Agassiz Bjerg immer noch etwas höher als diejenigen der Gegenseite. Gegen Süden, dem Inderdal zu, hebt sich der östliche Teil wieder weit über den westlichen und an Kejser Franz Josefs Fjord stossen die mitteldevonischen roten Margrethedalsandsteine gegen die oberdevonische Mt. Celsiusserie der westlichen Scholle.

Nimmt man nur die Karbonbasis als Bezugshorizont für die östliche Scholle an, so erhält man ein ähnliches Bild, nur sind die Abschnitte,

gewissermassen die Hebelarme der Drehbewegungen, am N—S-Bruch gemessen, viel länger, sodass man annehmen muss, dass in einer nachkarbonischen, aber präoberpermischen Bruchphase die kürzern, ältern, N—S verlaufenden Abschnitte zu einem langen Bruch vereinigt wurden. Die Karbonbasis steigt von Godthaabs Golf nach Süden an und erreicht ungefähr über dem östlichen Moskusoksefjord die Höhe der permischen Transgressionsfläche. Südlich davon fehlt das Karbon soweit es nicht vor dem Oberperm versenkt worden ist. Das Perm liegt grösstenteils präkarbonischen Gesteinen auf. Diese zweite, einheitlichere Bewegung an der N—S-Verwerfung ist zwischen Oberkarbon und Oberperm erfolgt. Die Achse des langen Drehbruchs dürfte diesmal ungefähr an der Überschneidungsstelle von karbonischer und oberpermischer Transgressionsfläche, d. h. im östlichen Moskusoksefjord zu suchen sein. Der Prospekt-Gastisdalgraben ist in jenem Abschnitt entstanden, wo sich der Wechsel in der relativen Bewegungsrichtung der beiden Blöcke vollzog, d. h. in der Nähe der Kippachse. Möglicherweise hängt damit auch die Entstehung des kleinen Bruchfeldes an der Ostseite von Högboms Bjerg und des diagonal dazu gelegenen an der NW-Ecke von La Cours Bjerg zusammen. Die alten Querbrüche im Stordal und an La Cours-Agassiz Bjerg haben in dieser zweiten Phase nicht mehr gespielt. Die Verschiebungen an den Schollenrändern zwischen Ost und West sind, in Bezug auf die präkarbonischen Strukturen, infolge der ungleichen Länge der Hebelarme der beiden ungleichaltrigen Drehbewegungen zum Teil verstärkt, zum Teil abgeschwächt oder sogar aufgehoben worden.

Überall in der Gauss Halvö wo die Schichten des Perms, der Trias und die Tertiärbasalte an den N—S-Bruch stossen, sind sie verworfen. Es haben also in postbasaltischer Zeit, im Tertiär, bedeutende Hebungen im westlich des Bruches gelegenen Teil stattgefunden. Auf Grund der Höhenlage der permischen Schichten in der Nähe des Bruches in der Gauss Halvö und ihres Fehlens, nordwärts, im östlichen Hudson Land, wo sie abgetragen wurden, lässt sich schliessen, dass in der letzten Verschiebungsphase ein eher gleichmässiges Absinken des ganzen östlichen Bruchflügels gegenüber dem westlichen stattfand. Und damit würde sich die Existenz des heute auf langen Strecken so auffälligen grossen Geländesprungs, der der N—S-Verwerfung folgt, erklären.

Aus der Analyse der Strukturen lassen sich in der östlichen, an die postdevonische Hauptverwerfung grenzenden Grossscholle also mindestens drei, ihrer Art und ihrem Umfange nach verschiedene, vertikalgerichtete Bewegungsvorgänge ableiten. Ein erster wäre postdevonisch-pränamurisch. Dabei wurde das östliche Gebiet in kleinere, in N—S-Richtung antithetisch angeordnete und gegen Süden ansteigende Schollen zerlegt. Kürzere, N—S verlaufende Bruchlinien trennten die östlichen,

kleinern Schollen vom Westgebiet. Die zweite Bewegung ist postnamurisch-präoberpermisch, also wahrscheinlich unterpermisch, und führte zur Bildung eines grossen, N—S streichenden Bruches, zur Entstehung des Grabens im Gastis-Prospektdal und einer Grossscholle, die in N—S-Richtung von Claving Ø bis zum Kejser Franz Josefs Fjord reichte, in der das Nordgebiet gesenkt, das Südgebiet gehoben wurde. Endlich im Tertiär fand eine mehr gleichmässige Hebung des ganzen westlichen Teils gegenüber dem östlichen, sowie die Einordnung der Schollen in die in W—E-Richtung antithetisch angeordnete Bruchterasse der Küstenregion statt. In dieser Zeit entstand auch der SW—NE verlaufende Ulvedal-Nordhoeks Bjerg-Bruch, der die östliche Grossscholle diagonal in zwei, antithetisch angeordnete Teile trennte.

III. CORRELATION OF THE DEVONIAN SERIES OF VARIOUS AREAS IN CENTRAL EAST GREENLAND

A. The individual areas.

In the continental deposits of the thick Old Red Series of East Greenland the same types of rock are repeated at different levels, and, on the other hand, the lithologic characteristics, e. g. colour, grain-size, admixture of volcanic material, vary rather rapidly in a horizontal direction. Hence, in view of the large interruptions by fjords, faults, and the covering by younger deposits, it is impossible to trace the individual series throughout the whole Devonian area. In the Introduction it was shown on what properties the series of strata can be divided, and from the description of the localities it will be seen by what characteristic features the author was guided in his division of the beds into series.

As regards the areas, in part situated far from each other, it was necessary in each case to proceed from the local conditions, and in this way we arrived at divisions and designations which cannot readily be combined with each other. On the whole we are concerned with the following three areas (cf. fig. 1):

1. The previously described Moskusoksefjord area, where orogenic series are separated by angular unconformities. Taking this area as a basis, it was attempted to employ the division in the main area situated west of the post-Devonian main fault and comprising parts of Hudson Land, Gauss Halvø, Ymers Ø, Geographical Society Ø, and Traill Ø.
2. The Devonian area situated east of the post-Devonian main fault, first of all that of eastern Gauss Halvø, for the stratigraphical division of which we started from the geological conditions at Kap Franklin and its surroundings.
3. Wegeners Halvø and Canning Land, where Devonian rocks crop out far from the remaining parts of the Devonian area, in the northern border zone of Liverpool Land, which consists of Caledonian

crystalline rocks. As far as the Devonian is concerned, many details of the purely geological conditions in this area are little known. The divisions are based on the fossil finds made by G. SÄVE-SÖDERBERGH.

In the following pages a brief compilation of the local stratigraphic divisions of the three areas will be given, and it will be examined to what extent they can be employed.

1. The Area of Moskusoksefjord.

Around Moskusoksefjord and Kejser Franz Josephs Fjord the author distinguishes between the following orogenic Devonian series:

At the top — the Mt. Celsius Series	}	both Upper Devonian
below this — the Kap Graah Series		
— the Kap Kolthoff Series		between Upper Devonian and upper Middle Devonian
— The Ramsays Bjerg Series and	}	both Middle Devonian
— the basal series		

It will appear from the names where the type localities are to be found. The delimitation of the series was undertaken in the area around Moskusoksefjord, where the series are separated from one another by angular unconformities, and where there is a stratigraphic gap between either two series. This is the result of orogenic movements with upheavals and subsequent denudation. The breaks in the sedimentation, however, were limited to certain parts of the Devonian area, varying from case to case. These unstable conditions of deposition reflect the effects of orogenic events in a mainly northeastward-lying part of the ancient Caledonian mountain range (cf. J. HALLER 1956a).

In the area south of Moskusoksefjord the stratigraphic division on the basis of orogenic series can only be employed with reservation. In most cases no sharp boundaries between the series can be ascertained, and some beds are present which in regard to time correspond to the stratigraphic gaps around Moskusoksefjord. Neither unconformities nor basal conglomerates indicate the various phases of deposition. It would seem, however, that the total thickness of the Devonian series in the areas with apparently continuous deposition is not very much greater than along Moskusoksefjord. It should constantly be borne in mind, however, that no place is known where all the series overlies each other in their full thickness; at some level or other fairly large gaps of sedimentation or erosion are always present.

In the main Devonian area, that is to say, between the western boundary of the Devonian and the post-Devonian main fault to the east, the Mt. Celsius Series and the Kap Graah Series are readily traceable: in the first instance because their lithological characteristics remain the same or but little altered over vast distances, and also because several fossil localities yielded good points for comparison. This applies above all to the Mt. Celsius Series; as to the Kap Graah Series, basaltic and tuffaceous horizons immediately below and above the basal beds are very helpful. The correlation of the deeper-lying series, which occur *in situ* over a much wider area than the higher-lying beds, is more difficult. For here both fossil localities, which might be useful in more precise stratigraphic determinations, and lithologic-petrographically fairly accurately fixed levels are lacking. Quite probably tuffitic beds may be recognised at the same horizon over great distances.

a. The Mt. Celsius Series.

Of all the Devonian series occurring within the main Devonian area, the youngest one, viz. the Mt. Celsius Series, is that which has the most limited distribution. Whether this reflects the original condition, or it is because they were most readily affected by denudation, cannot be definitely ascertained. One gets the impression, however, that the series was deposited only in a part, at that time the deepest part, of the Devonian basin. Throughout the whole area of distribution known to-day, the lower parts of the series, the *Remigolepis* beds, are remarkable by their deep reddish-brown to greyish-purple colours. From the middle to the eastern part of Gauss Halvø the series rests with angular unconformity on its substratum, which belongs in part to the Kap Graah Series, in part to the Kap Kolthoff Series or a still deeper series. In the western part of the peninsula and to the south, at Celsius Bjerg and on Geographical Society Ø, it is conformable with the Kap Graah sandstones.

The coarse-grained, in part conglomeratic basal beds are overlain by dark wine-red shaly rocks rich in lime and clay and for the most part fine-grained, deposited in a quiet and shallow basin. During periods of drought the sea-bottom broke up into several parts, which at times dried up entirely, and the fish populations gathered in the refuges perished. In the middle part, limnetic marly beds alternate with fine- to medium-grained sandy fluviatile deposits. The upper part of the series, the *Grönlandaspis* Series of SÄVE-SÖDERBERGH, is predominantly made up of coarse-grained and conglomeratic sandstones, which judging by their appearance bear a close resemblance to Carboniferous arkoses. The very uppermost beds may have been deposited at the transition from the Devonian to the Carboniferous period.

The centre of the *Remigolepis* basin was situated in the area of the middle part of Gauss Halvø and the adjacent part of the Kejser Franz Josephs Fjord. In Stensiøs Bjerg and Wimans Bjerg the dark limnetic deposits attain a thickness of nearly 700 m, but decrease in thickness in all directions. Where the outermost edge of the basin was located, cannot be made out. An occurrence of inconsiderable thickness in the eastern part of Gauss Halvø, some distance east of the delta of Margrethedal, points to the proximity of the eastern margin. The coarse-grained fluviatile deposits of the *Grönlandaspis* sandstones overlie conformably the limnetic beds. The probably eastward increasing grain-size of the sandstones and the considerable thickness in Obrutschews Bjerg would indicate that the upper part of the series extends eastward beyond the lower part, and that the origin of the transferred material is to be found to the east or northeast.

The largest total thickness preserved, 1300 to 1400 m, is exhibited by the Mt. Celsius Series in the middle part of Gauss Halvø, according to SÄVE-SÖDRBERGH (1934). Since, however, the superposition of a higher, Carboniferous, sequence of beds is nowhere to be seen, we do not know how much of the upper part of the series is missing.

The denudation of the Mt. Celsius Series set in already in the Carboniferous period in connection with the orogenic Ymers Ø phase. The dark-red to greyish-purple shales in the lower part of the Carboniferous series of strata in Prospektal and west of Kap Humboldt may largely have arisen from the re-deposited material of the *Remigolepis* beds.

b. The Kap Graah Series.

Within a large part of its area of distribution the Kap Graah Series is distinguished by mostly coarse-grained and hard sandstones of an intense brick-red colour, and along the banks of the fjord it presents steep and high escarpments. To the north, west, and south its area of distribution extends beyond the area of the Mt. Celsius Series. Its northernmost occurrence is found in the high plateau of Moskusokselandet north of Moskusoksefjord. To the west, on Gunnar Anderssons Land, it extends beyond the Zoologdal. To the south, the last remnants still existent can be observed in the mountains of northwestern Traill Ø. In the three directions the series terminates along an erosion margin resulting from later denudation. No doubt it extended much farther westward, in the area of Kejser Franz Josephs Fjord probably across the present western limit of the Devonian. — To the east, however, conditions are different. Here the Kap Graah Series north of Moskusoksefjord extends only to the upthrust in Högboms Bjerg, and on Gauss Halvø likewise to the upthrust at the eastern termination of Sederholms Bjerg. Along the eastern boundary along Moskusoksefjord a coarse

basal breccia occurs. East of a north-south running line, extending from Högboms Bjerg to Agda Dal at Kejser Franz Josephs Fjord, the Kap Graah Series is absent, while the Mt. Celsius Series extends beyond this boundary. Either the Kap Graah Series was removed by erosion in the eastern parts of Hudson Land and Gauss Halvø before the deposition of the Mt. Celsius Series, or there occurred here, immediately east of the later upthrust, a ridge which bounded the deposition to the east. The coarse basal breccia around Moskusoksefjord, which wedges out to the west, speaks in favour of the second possibility. Thus, the area of deposition available to the Kap Graah Series, north of Kejser Franz Josephs Fjord occupied only the western part of the Devonian area. South of the fjord the large southwestward-running fault, along which the eastern part was thrown down, cuts off also the Kap Graah Series, consequently it cannot be ascertained how much farther eastward it here extends in the depth. West of the fault it forms the socle of the Celsius Bjerg and the core of the broad syncline extending west of Kap Graah.

The start of the deposition of the Kap Graah Series was synchronous with the dying out of the Upper Devonian Hudson Land phase III, and in that part of its area of distribution in which the orogenic phase was distinguished by inclination or folding of the beds, e. g. immediately west of Högboms Bjerg, across the Moskusoksefjord inlier in Fletts Plateau and on Rødtop, the series exhibits angular unconformities. In the remaining part of the area, however, the superposition of the beds is more or less conformable, also where, as for instance at Kap Graah, gaps in the sedimentation are recognisable between the Kap Kolthoff and the Kap Graah Series.

It is hardly possible to make comparisons of the thickness of the series between the various parts of the basin; for only in few places can the overlying and the underlying beds be observed at the same time. A precise upward and downward delimitation, that is to say, a direct and accurate determination of the thickness in the profile sections, is in most cases impossible. On the north side of Victor Madsens Bjerg at Moskusoksefjord, a complete exposure is found; here the Kap Graah Series measures about 1200 m, while on the south side of Celsius Bjerg and south of Rudbecks Bjerg a thickness of about 900 m can be measured. From this it might perhaps be inferred that the series decreases towards the south. It seems to be best developed in the middle and western parts of Gauss Halvø.

In the central part of Gauss Halvø the whole Kap Graah Series with the exception of the light-coloured conglomeratic basal beds and the basalt inclusions, consists of red sandstones. In the western part of the peninsula it is divided by a grey intermediate bed into an upper

and a lower zone. At the south side of Celsius Bjerg the upper half of the series consists predominantly of greyish-brown, pink, and yellowish arkoses and quartz-sandstones, the lower half of the series is red. South of Sofia Sund the red beds constitute only the lower third of the series.

Finds of fossils and fossil localities within the Kap Graah Series, if of significance for the determination of the succession of strata, are mentioned in the Introduction.

c. The Kap Kolthoff Series.

The Kap Kolthoff Series occurs *in situ* in a much larger area than the two series overlying it; it is present throughout the whole Devonian main area, that is to say, from Hudson Land to Kong Oscars Fjord and from the western boundary to the post-Devonian main fault. In the Devonian area of Strindbergs Land, Ymers Ø, Geographical Society Ø, and Traill Ø it occupies the greater part of the land surface. In Hudson Land, in the Vergys north of Ankerbjergselv, it strikes into the air in a syncline narrowing towards the north.

In the area around Moskusoksefjord the Kap Kolthoff Series is sharply delimited upwards and downwards by angular unconformities and the basal conglomerate. In its southern area of distribution its boundaries are more difficult to define, for here it is conformably embedded in the series of strata and is marked neither by large horizons of pebbles nor by striking gaps in the sedimentation. Lying immediately below the readily recognisable Kap Graah Series, it is easily traceable wherever this latter series occurs. On the Gauss Halvø and in eastern Gunnar Anderssons Land the two series are separated by the light-coloured conglomeratic basal beds of the Kap Graah Series. On the other hand, a sharp downward limitation of the Kap Kolthoff Series is not possible except around Moskusoksefjord.

The stratigraphic position of the Kap Kolthoff Series is so far only deficiently established. In the uppermost part of the series fossil remains have been found in some places in Gunnar Anderssons Land and on Gauss Halvø as well as in the southern part of Kongeborgen, which fossils were described by E. STENSIÖ (1948, pp. 535—536 and 601). They represent *Bothriolepis jarviki* STENSIÖ as also *Cladolus* sp. and *Holoptychius* sp. According to the statements by STENSIÖ and JARVIK (1950, table 2), the upper part of the Kap Kolthoff Series can be termed upper Upper Devonian, while the lower part may belong to the lower Upper Devonian; possibly the lower boundary of the series corresponds approximately to the boundary between the Upper and the Middle Devonian, probably, however, this boundary passes through the lower part of the series. In the summer of 1952 FRÖHLICHER found some fish remains in the lowermost part of the series at Moskus-

oksefjord. JARVIK, who examined the material, found it to contain remnants of skulls and scales of small Rhizodontids, which he regards as older than the *Phyllolepis* fauna and younger than the Middle Devonian fauna with *Gyroptychius grönlandicus*. As JARVIK later investigated the locality and collected from it, a more precise determination of the age of the base of the series may be possible when the material has been worked up.

In the region around the middle part of Moskusoksefjord the series, which is here more than 2000 m thick, is made up of several series of beds of alternately predominantly grey and predominantly brownish-red sandstones. Towards the west, along Nordfjord and Waltershausen Gletscher, the red beds pass into grey rocks, and in Strindbergs Land the series consists almost exclusively of grey and greyish-green sandstones. To the south, also, from and including Gunnar Anderssons Land, the whole sandstone series, here more than 2500 m thick, with the exception of some red bands exhibits a monotonous grey colour, while in the eastern part of the Moskusoksefjord area it is reddish-brown almost throughout its whole thickness, thus in Langbjerg, Harders Bjerg, and southwards from this mountain to Kejser Franz Josephs Fjord, where it occurs *in situ* in the socle of Obrutschews Bjerg. As the rhyolites in Hudson Land and the western part of Gauss Halvø in respect to time belong to the Kap Kolthoff Series, and their distribution corresponds almost to that of the reddish-brown element of the series, it is natural to conclude that the reddish-brown pigmentation should be ascribed to the weathering of the volcanic rocks. The main material of the wholly coarse sandstones of the Kap Kolthoff Series, however, originate from the crystalline areas.

d. The Ramsays Bjerg Series.

The distribution of the Ramsays Bjerg Series within the Devonian area known to-day almost coincides with that of the Kap Kolthoff Series, but crops out at the surface to a much less extent. In the high-lying Hudson Land, where the structures rise and strike out, the series is exposed, while to the south it dips down into the depth, but it is well exposed in the zones of folding, thus in Ramsays Bjerg and in part in the inlier (conglomerate II). Farther southward it occurs *in situ* in Gunnbjørns Bjerg, where it is overlain by the Mt. Celsius Series. In the core of the Slippen anticline on Gunnar Anderssons Land it probably rises above the level of the sea; however, it is found *in situ* primarily in the western Devonian folding zone on Ymers Ø, Geographical Society Ø, and Traill Ø, that is to say, in Rødebjerg and Swedenborgs Bjerg as well as in Kongeborgen, further, along the western boundary of the Devonian, where it passes into the marginal conglomerates of the basin.

Here the Ramsays Bjerg Series forms the basal series; to the east, towards the interior of the basin, however, it is underlain by a still deeper horizon of the actual basal series.

It has been stated above that a sharp delimitation between the Kap Kolthoff Series and the Ramsays Bjerg Series south of Moskusoksefjord has hitherto been impossible. The author also lacks accurate observations from the south coast of the middle part of Gauss Halvø between Gunnbjørns Bjerg and Evans Bjerg, where the border beds of the two series are exposed. And south of Kejser Franz Josephs Fjord neither unconformities nor fossil localities from the deeper part of the Kap Kolthoff Series and the Ramsays Bjerg Series are known, so the correlations can only be based on the tectonic conditions.

While along Moskusoksefjord the Ramsays Bjerg Series is predominantly made up of grey and greyish-green sandstones with thick conglomeratic beds in the middle and lower parts, on Ymers Ø, Geographical Society Ø, and Traill Ø it appears as a huge alternation of grey, greyish-green, intensely red-coloured, and white sandstones. This is especially distinct in the western part of Rødebjerg and along the north side of Swedenborgs Bjerg; greyish-green sandstones with occasional conglomeratic banks dominate in the lower part. To the west they pass into the marginal conglomerates of the basin (as for this phenomenon, cf. BÜTLER H., 1948a); however, the transition is interrupted by the northern part of Kong Oscars Fjord; it can only be observed on Ymers Ø and Gunnar Anderssons Land. But precisely here the marginal conglomerates are not strongly developed, and here, along the margin of the basin, the Ramsays Bjerg Series is probably represented by its middle and upper parts only. South of Sofia Sund, however, the series is more than 2000 m thick; in places with a stronger development of the marginal conglomerates, as for instance on Ella Ø, it may measure nearly 3000 m.

As to the age of the Ramsays Bjerg Series it is hardly possible to say anything definite on the basis of the observations made in the main Devonian area. The series underlies the Kap Kolthoff Series, and this might suggest that it represents the upper part of the Middle Devonian. The eastward connection with the series of the Kap Franklin region likewise warrants the conclusion that it is of Middle Devonian age.

e. The Basal Series.

Originally the conglomerates and the overlying alternation of sandstones and conglomerates and the mostly greyish-green sandstones were regarded as the basal series, which occurs *in situ* along the present-day western boundary of the Devonian basin and rests with angular unconformity on the Caledonian-folded rocks. There the Devonian begins

with a basal breccia made up in part of very coarse local block débris of the substratum, then follow banked dark reddish-brown-weathering coarse conglomerates, whose pebbles are of a heterogeneous composition, but derived exclusively from the Caledonian sediments. In addition to quartzites, chiefly limestones and dolomites of the Eleonore Bay Formation and the early Palaeozoic formations are represented. Crystalline rocks are almost entirely absent among the coarse débris. The sandstones, however, are undoubtedly derived from the erosion material of the crystalline areas. In some places the conglomeratic formations are very thick, corresponding to delta talus cones accumulated from rivers and rivulets with a steep descent which reached the Devonian basin from the west. These deposits must be designated marginal basin conglomerates. The stratigraphic conditions show that the lowermost beds at the margin cannot correspond to the deepest beds in the interior of the basin, even though the character of the basal conglomerates is almost the same everywhere. The deposits transgressed progressively westward from the interior of the depression, the basal beds along the margin being accordingly younger.

The Devonian beds dip eastward towards the interior of the trough; however, the deepest beds are not visible there except around Moskusoksefjord and in Hudson Land, where, owing to the northern axial rise of the structures, they crop out with a highly disturbed position. It was ascertained here that the beds which are defined as the Ramsays Bjerg Series, are underlain by another more or less thick sequence of Devonian rocks, at the base of which a limestone breccia and some limestone conglomerates occur, thus for instance at the inlier, where they can be seen as relict-like, highly imbricated beds, accompanied by grey sandstones, below the crystalline-rich conglomerate II. This deeper basal series is better preserved in eastern Hudson Land, in the graben-like down-thrust Devonian area of the lower Stordal southwest of Nordhoeks Bjerg. Here the basal conglomerate rests upon quartzites of the Eleonore Bay Formation and metamorphic deeper rocks. Above follows a several hundred metres thick, in the lower portion predominantly greyish-green, reddish-streaked sandstone series, which passes upward into light-grey, yellowish-weathering sandstones. These sandstones are also found *in situ* on the west side of Agassiz Bjerg in Gastisdal.

It is impossible to estimate the thickness of the basal series within this area. It increases in thickness from the west towards the east, passing in the eastern part of Gauss Halvø, in the area around Kap Franklin, into the huge Middle Devonian Vilddal Series. Their substratum, however, is not visible, so it is unknown how deep down this is to be met with, and whether a still deeper basal series is not present there.

On the basis of its connection with the series at Kap Franklin the basal series around Moskusoksefjord was determined to be Middle Devonian.

Adding the thicknesses of the Middle and Upper Devonian series along Moskusoksefjord, we arrive at an amount of 6,500 to 7,500 m according to what thickness we give to the basal series. However, it is pointed out above that this total thickness is hardly preserved everywhere, for either a larger or a smaller part of the upper series is lacking, or large stratigraphic gaps are found in the succession of series. It is perhaps best preserved and developed in the area of the syncline in Victor Madsens Bjerg and Stensiös Bjerg, the only place where nearly the total thickness may be met with. However, in that place it is impossible to get any idea of the lower portions of the sequence of series.

In the Devonian area situated south of Kejser Franz Josephs Fjord the greatest total thickness might be expected in the region of Celcius Bjerg, where the two upper series together measure 1,600 to 1,700 m. The two underlying series combined may here be almost 4,500 m thick. As in this rather far eastward located Devonian area the basal series may exhibit a considerable thickness, we may arrive at an effective total thickness exceeding 7,000 m.

2. The Kap Franklin Area.

Thick Devonian deposits occur *in situ* in a small part of eastern Gauss Halvø, in the surroundings of Kap Franklin, in the southern part of Giesecke Bjerget, and in the valleys west thereof, viz. Margrethedal and Inderdal. Here, also, we are concerned with continental deposits of an Old Red character, however, compared with the series around Moskusoksefjord, they present some peculiar characteristics (cf. BÜTLER H., 1954 and GRAETER P., 1957). At Kap Franklin and in the adjacent area of Vilddal and Randbøldal north thereof, three series superimposed one upon the other and separated by gaps in the sedimentation and angular unconformities are distinguishable; in the nearby Margrethedal another thick series of red sandstones is present which is not found at Kap Franklin, but corresponds in the main to a hiatus ascertained there. This shows the rapid sideward change of the conditions of deposition of these continental formations, and how the development of the series was influenced by local conditions.

a. The series.

In the Introduction the series observed at Kap Franklin are enumerated. The lowermost series, termed the Vilddal Series, is made up of a lower part containing conglomeratic banks, but chiefly dark-grey

micaceous and quartzitic sandstones, and an upper part consisting of greyish-green, more fine-grained strata interbedded with red bands. The two parts, of a thickness of ca. 1,500 m, are separated by conglomeratic beds in which almost exclusively pebbles of sedimentary rocks of the Caledonian basement occur, while fragments of Devonian sandstones and rhyolites are entirely absent. Fish remains were found at various levels, i. a. *Gyroptychius grönlandicus* JARVIK was always represented. The Middle Devonian age of the series is thereby established.

At Kap Franklin the lower part of the series is pierced by granite. Like the sandstones surrounding it, the granite is pierced by younger red rhyolite dykes.

The substratum of the Vilddal series is nowhere exposed, so we do not know at what depth the basal conglomerates occur or whether a still deeper-lying basal series exists.

In the region around Kap Franklin the Vilddal Series was folded shortly after its deposition, subsequently it was partially removed by erosion, by which the young granites were laid bare; then the rhyolites were erupted. The basal breccia of the succeeding series, characterised by volcanic rocks, the unconformable Kap Franklin Series, contains fragments of sandstone and granite of the Vilddal Series as well as of rhyolites and occasional pebbles of the Eleonore Bay Formation. The series is made up of coarse-grained clastic-fluviatile sediments, of volcanic-rhyolitic rocks, and of solidified local flows of débris. A diversity of breaks of sedimentation and unconformities can be recognised in the sequence of strata. To the west the fluviatile material increases, and in the Margrethedal region the Margrethedal Series, which corresponds to the upper part of the Kap Franklin Series and the succeeding gap in sedimentation, is in the main made up of red sandstones interstratified with rhyolite breccias, volcanic tuffs, and fluviatile conglomerates.

Neither in the 700 to 800 m thick Kap Franklin Series nor in the nearly 1000 m thick Margrethedal Series have fossil remains been found so far. Since, however, the base of the overlying series has been found to be Middle Devonian, the Kap Franklin and the Margrethedal Series must also be Middle Devonian.

In the southern part of Giesecke Bjerger the coarse-clastic Randbøl Series covers, on a rough erosion surface, the rhyolitic rocks. The series exhibits no more extrusive rocks and tuffs, and north of Randbøldal it is represented by thick, coarse conglomerates, in which granites and gneisses, quartzites and limestones of the Eleonore Bay Formation as also Devonian sandstones and rhyolites constitute the most important components. To the south and west as well as upwards the series passes into sandstones, but pebbly horizons make their way far into the sandstone area especially in a western direction. The transfer of coarse material

must have proceeded from the north and northeast. To the west the Randbøl Series overlies the red sandstones of the Margrethedal Series, though only its very lowermost portion is still preserved there, the middle and upper portions having been removed by erosion prior to the deposition of the marine Upper Permian. It would seem that in the Margrethedal region the sedimentation was hardly interrupted between the deposition of the Margrethedal Series and the Randbøl Series.

If we disregard the locally conditioned pebbly material, the conglomerates of the Randbøl Series agree in composition with those of the Ramsay Bjerg Series around Moskusoksefjord.

Since in the Giesecke Bjerge the Randbøl Series constitutes the uppermost preserved part of the Devonian sediments (the higher beds having been removed by erosion), the original thickness cannot be determined any longer. In Foldadal about 800 m, in Huitfeldts Bjerg further ca. 600 m, and at Kap Franklin, in Knuden, 400 m are exposed. In these places it is overlain by marine Upper Permian, in some places even by Cretaceous rocks.

In Huitfeldts Bjerg and Saxos Bjerg fossils have been found in the lower, conglomeratic, part of the series. The fossils were determined by JARVIK and ØRVIG, who found them to be *Coccosteus* cf. *halmodeus*, *Asterolepis* cf. *Säve-söderberghi*, remnants of small *Osteolepidae*, resembling *Thursius macrolepidotus*, and scales, probably of a *Glyptolepis* sp. Hence a Middle Devonian age of the Randbøl Series must be assumed. Some of the fossils indicate even a lower Middle Devonian stage (Eifelian), but the deeper-lying Vilddal Series is regarded as upper Middle Devonian.

b. Correlation with the series around Moskusoksefjord.

It is difficult to correlate the series of the Kap Franklin area with those of the Moskusoksefjord region. The sedimentary sequences, their lithologic characteristics, and the times of deposition are different within the two areas. The connection is interrupted by displacements along the post-Devonian main fault and by a broad zone in which the Devonian beds do not occur *in situ*.

On the one hand, attempts have been made to correlate the red sandstones around Moskusoksefjord, referred to the Kap Kolthoff Series and traceable southwards through Harders Bjerg, along the west side of the large fault, to Kejser Franz Josefs Fjord, with the red beds of the Margrethedal Series on the eastern side of the fault. However, by connecting the Kap Kolthoff Series with the Margrethedal Series, we arrive at a correlation which disagrees with the fossils hitherto known from the Randbøl Series and the Kap Kolthoff Series. If, however, we base our conclusions on the pebble contents of the large conglomeratic

masses in which granitic pebbles dominate in addition to sedimentary Caledonian material, we shall arrive at the conclusion that on the whole the Randbøl Series must correspond to the Ramsays Bjerg Series. However, the two red series of strata on either side of the post-Devonian main fault in the region around the Inderdal and Vestre Plateau, belong to two different stratigraphic stages. It would seem that to the east the Devonian sequence of series expanded strongly downwards. Thus the following correlation as to time of the Devonian series within the two areas might be arrived at:

Middle part of Moskusoksefjord	Ramsays, Harders, Obrutschews Bjerg, west of the fault	Margrethedal, east of the large fault	Giesecke Bjerge, Kap Franklin
Mt. Celsius Series, well developed	Mt. Celsius Series, lower part thin	Mt. Celsius Series, only preserved in few places, lower part much reduced	upper part removed by erosion, lower part not deposited
Gap of sedimentation			
Kap Graah Series, well developed	Erosion and large gap of sedimentation	missing, probably not deposited	missing, not deposited
Gap of sedimentation			
Kap Kolthoff Series well developed	Kap Kolthoff Series well developed	Absent, eroded before deposition of Mt. Celsius Series	absent owing to erosion
Ramsays Bjerg Series, well developed	Ramsays Bjerg Series, well developed	Randbøl Series removed by erosion, only transitional beds to the subjacent series preserved	Randbøl Series well developed, upper part removed by erosion
		Margrethedal Series, well developed	absent, gap of sedimentation, active volcanic area, in part heavy denudation
Basal series	Basal series	Kap Franklin Series, active volcanic area	Kap Franklin Series,
		basal series not exposed	Vilddal Series well developed, base not exposed

3. Wegener Halvø and Canning Land.

In Wegeners Halvø and Canning Land huge Devonian deposits crop out along the northwestern marginal zone of Liverpool Land, ca. 100 km south of the main Devonian area. Liverpool Land itself is the horst-like uplifted southeastern corner of the large west-northwestward tilted block of Jameson Land. In the elevated and denuded part the Caledonian crystalline is exposed. Where the edge of the crystalline block descends in a northerly direction below the Permian erosion level, portions of the upper Eleonore Bay Formation and Middle Devonian as well as Carboniferous sandstones appear under the covering Permian and Triassic beds, but they, too, disappear towards the north and northwest, descending below the Permian and Triassic beds.

Various regional-geological papers dealing with this peculiar area, in the summer for the most part difficult of access, have been published. However, no detailed investigations of the Devonian series are available which can give fairly precise information of the structural conditions and the conditions of deposition as well as the composition of the pebbly material of the conglomerates. Above all, observations and investigations of the southern part of Wegeners Halvø are wanted.

a. The Devonian series.

Rather thorough investigations of the Devonian rocks within the area were carried out by NOE-NYGAARD (1937) as far as the quartz-porphyrries of the Kap Fletcher Series are concerned. The collecting of fossils, their description and stratigraphic interpretation are due to SÄVE-SÖDERBERGH (1937, 1938), STENSIÖ (1938), and JARVIK (1950). The author, on his part, gave a general survey in which he described in broad outline the geological conditions within the area (1948) on the basis of a seven days' visit to Nathorsts Fjord.

The Middle Devonian deposits in Canning Land and Wegeners Halvø rest upon the Quartzite Series and the Multicoloured Series of the pre-Cambrian Eleonore Bay Formation, and begins in the eastern part of Wegeners Halvø and in Canning Land with the volcanic Kap Fletcher Series. This series is made up of breccias and arkoses, tuffitic sandstones, and purely pyroclastic deposits as well as extrusive quartz-porphyrries and intrusive dykes. Where well preserved, the superficial rocks are several hundred metres thick. Over a highly ravined erosion surface the series is covered by a sedimentary complex, nearly 3000 m thick, of Devonian sandstone beds resting conformably upon one another. Above a basal conglomerate consisting of porphyry fragments this series is composed of various groups of beds of different colours, light and darker grey, greyish-green, reddish-brown, or beds with red bands. On

the basis of the fossils found, SÄVE-SÖDERBERGH, starting from the basal conglomerate, distinguished the following series from below upwards:

1. The *Heterostius* Series, greyish-white arkoses containing *Homostius kochi*, *Heterostius groenlandicus*, and *Thursophyton*, probably also *Asterolepis* sp.
2. A series with *Asterolepis säve-söderberghi*: in the lower part brownish-red, in the upper part reddish-brown and greyish-green banded sandstones. Additional fossils are: small Arthrodiæ, *Crossopterygii*, and *Psilophyton*, in the lower part probably also *Homostius kochi*.
3. A series with *Gyroptychius* (*Canningius*) *grönlandicus*, *Tristichopterus* sp. and other *Crossopterygii*: grey, red-streaked sandstones and arkoses with bands of dark-grey to black, in part bituminous, shales.

The whole succession of series was determined by SÄVE-SÖDERBERGH to be upper Middle Devonian. In Canning Land it is overlain, with great angular unconformities (BÜTLER 1948, fig. 17), by Carboniferous sandstones and Permian limestones. In the southern part of Wegeners Halvø, in Quensels Bjerg and immediately north thereof, fairly horizontal, slightly crumpled, light-red conglomeratic and in the upper part brown, sandstones overlie the folded Middle Devonian beds. SÄVE-SÖDERBERGH reported the finding of a scale of *Holoptychius*, so this upper series may be of Upper Devonian age. However, too few observations are at hand from this region to warrant more precise statements in this respect.

The huge conformable Middle Devonian succession of strata indicates that their deposition took place in the central part of the Devonian trough.

At Vimmelskafet in the western part of Wegeners Halvø, the Middle Devonian conglomerates and sandstones rest directly on the Eleonore Bay quartzites, the volcanic series having been removed by erosion prior to the deposition of the sandstones. That they were once present, is evidenced by the quartz-porphyry dykes rising to the lower boundary of the Old Red.

As no fossils have been found in the sandstones embedded in the Kap Fletcher Series, the precise age of the volcanic rocks cannot be stated. However, they are no doubt Devonian, to all appearance their *mise en place* was immediately precedent to the deposition of the series with *Heterostius*, and belong probably to the lower Middle Devonian.

b. Correlation with the Kap Franklin Area.

As a whole, the Devonian series of Canning Land and Wegeners Halvø can be safely correlated with those occurring at Kap Franklin, but difficulties arise when it is attempted to combine them one with

another. For at Kap Franklin *Gyroptychius grönlandicus* is only known from the lowermost, the very thick Vilddal Series, while in the classification made by SÄVE-SÖDERBERGH this species is characteristic of the uppermost series on Canning Land and Wegeners Halvø. And conversely, at Kap Franklin *Asterolepis* cf. *säve-söderberghi* is found in the uppermost series, the Randbøl Series, while to the south it is found in the middle, at any rate still in the lower part of the sequence of beds. Quite possibly, however, on further, more extensive collecting, *Gyroptychius* and *Asterolepis* might be found to occur in company, that is to say that in East Greenland the two species have a wider vertical distribution than would seem to appear from SÄVE-SÖDERBERGH's division into series¹).

On the basis of their lithological characters, one might be inclined to combine the Middle Devonian series of Canning Land with the basal series of the northern region, respectively the Vilddal Series, which likewise contains *Gyroptychius*. However, owing to the rather great distance, probably no full facial agreement exists between the beds of the same age within the two areas. A correlation on the basis of the lithological characters will be rather uncertain. In the southern area the beds synchronous with the Ramsays Bjerg Series and the Randbøl Series should probably be looked for in the upper part of the 3000 m thick series of strata.

Still, from this merely approximate correlation there appears to be an essential difference in the succession of series within the two areas. To the south the eruption of acid volcanites took place prior to the deposition of the Middle Devonian sandstones, while to the north the Kap Franklin rhyolites are intercalated in the sedimentary sequence. As the presence of rhyolitic pebbles could not be ascertained anywhere within the conglomerates of the lower Vilddal Series, we can hardly count upon the presence of Devonian volcanic rocks below the Vilddal Series. However, the porphyric rocks of the two areas might be regarded as of the same age. In that case we would arrive at a somewhat different combination of the various groups of beds. But the occurrence of *Heterostius* in the lower series of Canning Land, above the volcanites, points to a higher age of the beds than might possibly be ascertained for the Vilddal Series with *Gyroptychius* at Kap Franklin. Moreover, at Kap Franklin these beds lie below the volcanic rocks, so we must reckon with two Middle Devonian volcanic phases of different age within the Devonian range of deposition.

¹) According to information just received, in 1956 several well preserved specimens of a form very close to, or identical with, *Gyroptychius grönlandicus* were collected in the series with *Asterolepis säve-söderberghi* in Canning Land. (By kind permission of Dr. E. JARVIK, June 11th 1959).

B. The stratigraphic position of the volcanites of the Devonian areas.

1. Rhyolites.

Judging by the occurrences known to-day, the eruption of acid Devonian volcanic rocks (quartz-porphyrries and tuffs) is distributed over three areas and three different periods of time. Each of the three eruptive areas have been thoroughly investigated, especially as regards their petrographic significance. Thus

Canning Land was investigated by NOE-NYGAARD (1937),

The Kap Franklin area by BACKLUND and MALMQVIST (1935) and GRAETER (1957),

the Moskusoksefjord area by BACKLUND (1932) and RITTMANN (1940).

a. Canning Land and Wegeners Halvø.

In Canning Land and Wegeners Halvø the volcanic Kap Fletcher Series, characterised by rhyolitic to dacitic rocks, rests with angular unconformity on pre-Cambrian beds. It is more or less conformably overlain by the Middle Devonian sandstones with *Heterostius*, but is separated from them by a distinct disconformity. Its age in relation to the overlying rocks is accordingly fixed in some measure. Probably the eruption was immediately precedent to the deposition of the sandstones, so that the Kap Fletcher Series can be regarded as lower Middle Devonian.

Subvolcanic rock bodies (dykes, lenses, and stocks) are found in the substratum, in the quartzites, and in the multicoloured series of the Eleonore Bay Formation.

That the Kap Fletcher Series once had a wide area of distribution, is evidenced by the widespread pebbles. Thus, for instance, Kap Fletcher porphyries occur in great abundance as pebbles in the Eotriassic conglomerates at Hurry Inlet. During the heavy denudation in the area of Liverpool Land in Permian and Eotriassic times, masses of porphyry belonging to the Kap Fletcher Series must have been removed by erosion in northern Liverpool Land, in the north-eastern part of Carlsberg Fjord, and in eastern Canning Land.

Whether the Kap Wardlaw granite, which in the eastern Canning Land is embedded in the deeper part of the quartzitic shales of the Eleonore Bay Formation, is likewise Devonian, cannot be definitely decided. It is nowhere in contact with Devonian sediments, and precise investigations of the pebbly content of the Devonian conglomerates within the area, which might give information of the time of denudation of the granite, are lacking. In relation to the Caledonian main folding the granite—as was already pointed out by NOE-NYGAARD—is post-orogenic, like that of Ankerbjerg at Moskusoksefjord. According to

NOE-NYGAARD, the plutonic Kap Wardlaw rock, judging by its chemical and mineralogical characters, bears a certain relation to the extrusives of the Kap Fletcher Series.

Something similar is the case with the Hurry Inlet granite in the southern part of Liverpool Land, which was termed Devonian by BACKLUND and KRANCK (1935). Possibly this represents the plutonic rocks of a formerly active Middle Devonian volcanic area.

b. Kap Franklin Area.

The volcanic Kap Franklin Series overlies the Vilddal Series characterised by *Gyroptychius grönlandicus*, and lies below the Randbøl Series, likewise characterised by Middle Devonian fossils. The *Middle Devonian* age of the volcanites is thereby established. As no rhyolite pebbles are to be found in the conglomerates of the Vilddal Series, it must be assumed that no older volcanic formations occur below the base of the sandstone series.

Dykes, extrusives, and tuffs belonging to the Kap Franklin Series are traceable westward to some distance into Margrethedal, northward to way into Randbøldal, and in the eastern side of Huitfeldts Bjerg. In the more southerly part of the Devonian area no volcanic rocks corresponding to the Kap Franklin Series are to be seen.

Immediately north of Kap Franklin, at the east side of the mountain Knuden and in the central part of Vilddal, a granite stock is found in the lower portion of the Vilddal Series. At the contact, the Middle Devonian sandstones were transformed and crumpled. As fragments and pebbles of this granite occur in the basal breccia of the Kap Franklin Series, which is pierced by large rhyolite dykes, the plutonic rock must be older than the volcanic Kap Franklin Series.

Probably some of the granites in the northern Giesecke Bjerge are of the same age as the Vilddal granite. However, unmistakable evidence is still lacking. The granites are here neither in a normal stratigraphic nor eruptive contact with Devonian sediments, so no direct determination of their age is possible. The relationships might more suitably be elucidated by means of more detailed observations in the field and more accurate petrographic comparisons.

c. Moskusoksefjord and Ymers Ø.

Around Moskusoksefjord acid volcanic rocks appear for the first time below the middle of the Kap Kolthoff Series, that is to say, in beds which very probably correspond to the lower Upper Devonian. The latest eruptions are evidenced through porphyries and tuffs in the lower part of the Kap Graah Series on Gunnar Anderssons Land, that is to say, of the upper Upper Devonian. The volcanic activity in this region

was accordingly going on during a large part of the Upper Devonian period. In space, also, the volcanic and subvolcanic formations from this eruptive phase are traceable over wide areas: From the inlier to way into the eastern part of Moskusoksefjord, northward into Ankerbjergdal, and southwards across the central part of Gauss Halvø and eastern Gunnar Anderssons Land and Ymers Ø to the south side of Sofia Sund. Also the double rhyolite dyke in the upper Inderdal belongs to the Upper Devonian volcanic area. It represents the southern continuation of the upper rhyolite dyke in Ramsays Bjerg. In the Inderdal it pierces the red Kap Kolthoff sandstones, and is overlain by the *Remigolepis* beds of the Mt. Celsius Series. As the Kap Graah Series is absent here, a more precise determination of the age of the dyke in this place is impossible.

The porphyric, in part granitic dykes in the area of Ramsays Bjerg and Sederholms Bjerg as also the red runitic aplite-granite on the east side of Högboms Bjerg are probably of the same age as the Upper Devonian extrusive rhyolites. The dykes and the laccolith represent a sub-volcanic level laid bare by erosion.

The stratigraphic position of the light-coloured two-micagranite, on the eastern side of Högboms Bjerg bordering on the red aplitic granite, remains obscure. It is pierced by the rhyolitic dykes, and is in eruptive contact with the metamorphic Devonian sandstones. Thus it is older than the rhyolites. More doubtful, still, remains the age of the Ankerbjerg granite, which pierces the quartzites of the Eleonore Bay Formation. In relation to the Caledonian main folding it is no doubt post-orogenic. Whether it should be regarded as Devonian, may probably be cleared up by petrographic and chemical comparisons with the granites of Högboms Bjerg and Vilddal.

2. Basic volcanites (diabases, melaphyres, and basalts).

In contrast to the acid Devonian volcanites, the basic volcanites are only present as beds of inconsiderable thickness and for the most part narrow dykes, and they seem to be distributed over a more extensive area and longer periods of time. In some regions certain centres are distinguished by swarms of dykes, but accumulation of basaltic sheets is nowhere observed. In most cases the individual effusives occur in the form of flat lens-shaped bodies intercalated between the sandstones, and the Devonian basaltic volcanism is in no way comparable to the eruption of the Tertiary plateau basalts along the outer coast.

Where only dykes occur, it is sometimes difficult during rapid observations in the field, to decide whether we are concerned with Tertiary or Devonian basalts. In the spot, however, the Devonian dykes are

generally recognisable by having been crumpled by later Devonian movements and broken into larger or smaller fragments. Often the dykes are cut off bluntly, to appear again a short distance farther on, showing a sideward or oblique displacement. Occasionally they are disrupted or doubled along a short stretch, according to their position in relation to the direction of movement and the strike of the folds. The extrusive rocks were crumpled in conformity with the sandstones and are as a rule accompanied by coarser-grained and fine-grained tuffs, which continue beyond the basalt beds.

As a whole the post-Devonian main fault both on Hudson Land and on Gauss Halvø forms the western boundary of the Tertiary basalt intrusions; to the south this function is taken over by the SW-trending diagonal fault. On Geographical Society Ø and Traill Ø, however, major young basalt intrusions radiate into the Devonian area, so here, as in the Kap Franklin area, Devonian and Tertiary basalt dykes occur together.

Only few detailed descriptions of the Devonian basic rocks are available. This is due i. a. to the fact that formerly many of them were regarded as Tertiary, and no special attention was therefore given to them. Only in the area of the eastern Moskusoksefjord, whence BACKLUND reported and described some old spilitic rocks, were samples collected right from the start of the investigations. RITTMANN examined and described them together with the rhyolites. The later collections have not yet been worked up. Recently DAL VESCO (1954) published some observations on the field-geological occurrences of some Devonian basic volcanic rocks around Moskusoksefjord, on Gunnar Anderssons Land, and at Sofia Sund.

In the coastal region of eastern Gauss Halvø, between Kap Franklin and Margrethedal, spilite-like effusives and basaltic bodies are enclosed in the Middle Devonian Kap Franklin Series. They date back almost to the same times as the upper rhyolites and tuffs of this series. Somewhat higher up in the stratigraphic sequence, though still Middle Devonian, diabases occur in the lower part of the Ramsays Bjerg Series at the northern foot of Ramsays Bjerg and at the southeast side of Högboms Bjerg. Somewhat younger are the basaltic effusives enclosed in the basal beds of the Kap Kolthoff Series at the western foot of Högboms Bjerg. They belong to the uppermost Middle Devonian or the lower Upper Devonian. The basaltic enclosures in the middle and upper parts of this series, which are traceable southwards from Moskusoksefjord to Geographical Society Ø, no doubt belong to the Upper Devonian; the same is the case with various still more elevated basaltic levels in the Kap Graah Series around Moskusoksefjord, on Gunnar Anderssons Land near Kap Graah, and at Celsius Bjerg. In the beds of the very

uppermost Upper Devonian, those of the Mt. Celsius Series, no effusives and tuffs, neither acid nor basic, have been met with so far.

Basaltic eruptions took place in the northern part of the Devonian area, that is to say, both during the period in which the rhyolite volcanoes were active and in the intermediate and subsequent Upper Devonian time. Somehow or other they seem to have been connected with the mise en place of the rhyolites, both as to time and space. Hitherto no basic effusives have been observed in the northern Devonian area which might be older than the rhyolites in the Kap Franklin region.

In the southern area, on Canning Land and Wegeners Halvø, young Tertiary basalts pierce the Devonian as well as the Carboniferous, Permian, and Triassic beds. Ancient basalts are unknown there. However, hitherto only part of the region has been investigated, and the observations hitherto reported are from the time when the precise age of the basalts was not ascertained.

NORDENSKJÖLD (1909) reported, from Canning Land, basic rocks of the lamprophyric type, which were likewise briefly mentioned by NOE-NYGAARD as basic dykes among the rocks of the Kap Fletcher Series. He points out, however, that he had failed to find them *in situ*, and that their structural relations could not be clearly made out.

C. Devonian Series and orogenic phases.

In the Introduction and in the description of the localities reference was made to the relations between tectonic, notably orogenic, processes and the deposition of the Devonian series of strata around Moskusoksefjord, and on the basis of the structural conditions the existence of a number of local orogenic phases was inferred. Considered as a whole, these phases must be regarded as local manifestations of a larger orogenic process. The succession, as far as it can be deduced from the stratigraphic conditions in the Devonian area, will be compiled again and their local signification suggested. However, only the main area is sufficiently known to permit a delimitation in space of the range of folding within the Devonian area; the other parts, e. g. the Kap Franklin region or Canning Land and Wegeners Halvø, are too small to warrant undoubted inferences of a regional-tectonic character.

Orogenic phases and orogenic Devonian series alternate as follows around Moskusoksefjord:

Lower and Upper Carboniferous		<i>Continental Carboniferous.</i> The deposition probably started at the boundary between the Lower and the Upper Carboniferous.
Lower Carboniferous		Ymers Ø phase. Interruption of the sedimentation. Broad undulating folds, succeeded by faulting and denudation.
upper Upper Devonian	{	<i>Mt. Celsius Series.</i> The uppermost beds possibly belong to the lowermost Lower Carboniferous. Hudson Land phase IV. <i>Kap Graah Series</i> Hudson Land phase III. <i>Kap Kolthoff Series.</i> The uppermost part belongs to the upper Upper Devonian, the basal part to the lower Upper Devonian, possibly to the uppermost Middle Devonian.
Middle Devonian	{	Hudson Land phase II. <i>Ramsays Bjerg Series.</i> Hudson Land phase I. <i>Basal series.</i>
lower Middle Devonian or upper Lower Devonian		late Caledonian orogenic phase (Orcadian phase?). Renewal of the relief and origin of the Devonian accumulation trough.

As to the movements prior to the deposition of the Devonian basal series in the Caledonian mountain segment, we have no precise indications, neither in regard to time nor to space. It is a fact, however, that the deposition of the basal series took place after a strong activation of the relief. Possibly the volcanic Kap Fletcher Series in Canning Land and Wegeners Halvø marks the end of these movements, which probably took place in the lower Middle Devonian or the upper Lower Devonian, and gave rise to the formation of the Devonian trough and the initiation of the deposition of the Old Red sediments in East Greenland.

Hudson Land phase I.

During the Hudson Land phase I the crystalline of the inlier in the western part of the Moskusoksefjord was thrust strongly upward. It broke through the mantle of the overlying Caledonian sediments and the Devonian basal series. The beds of the Eleonore Bay Formation were slipped off, the early Palaeozoic limestones and the Devonian basal conglomerate at the crest of the fold were cut into fragments and slices, and subsequently for the most part removed by erosion. At the same time, areas with late- or post-Caledonian granites at no very great distances to the northeast or east must have been uplifted and denuded.

The granitic débris accumulated in the conglomerates of the Ramsays Bjerg and the Randbøl Series together with Caledonian sedimentary material. During the same orogenic phase the beds of the Vilddal Series were slightly folded and in connection therewith the rhyolite volcanoes at Kap Franklin became active.

Hudsons Land phase II.

The Hudson Land phase II has hitherto only been ascertained around the Moskusoksefjord inlier and its northern continuation in the high-lying Hudson Land as well as in the broad Ole Rømers Land syncline. At the inlier, conglomerate II (Ramsays Bjerg Series) was tilted strongly upwards, then for the most part removed by erosion, and the crystalline again exposed, so that the transgressive Kap Kolt-hoff Series was deposited on the obliquely tilted conglomerates and the gneisses of the inlier.

Hudson Land phase III.

During the Hudson Land phase III, Caledonian crystalline rocks rose from the depth in the northeastern part of the highly elevated Hudson Land, in the area of the Whittard Bjerg massif (formerly Nør-lund Alper), pushing, in the upper Stordal, westward across Devonian sandstones. Along the western margin of this »Whittard Bjerg inlier«, at Parkinsons Bjerg, the older Devonian series were uptilted to and including the Kap Kolthoff Series, in part even intensely folded (cf. BÜTLER 1939, fig. 8). In the northern continuation of the disturbed crystalline zone lie Jordanhill and Blossseville's Bjerg. The western boundary of the disturbed complex in this northern district runs through Scotstounhill and Wordies Gletscher.

The inlier crystalline in the western part of the Moskusoksefjord area experienced another upheaval, so that the superposed Kap Kolthoff beds were obliquely tilted. At the same time the Nordfjord graben was formed immediately west thereof.

Hudson Land phase IV.

The Hudson Land phase IV is distinguishable around Moskusokse-fjord by the folding of the Devonian beds in Ramsays Bjerg, Agassiz Bjerg, and Salèvebjerg as well as in the lower parts of Stordal. The up-thrusts at Högboms Bjerg and Sederholms Bjerg mark the western boundary of the zone of folding. It extends northward from the fjord, through Högboms Bjerg and Sernanders Bjerg, and then probably in a NE-ward direction to the Nordhoeks Bjerg, southwards right across

Gauss Halvø from Sederholms Bjerg through Paralleldal towards the west side of Agdas Dal. The movement comprised above all the eastern part of Hudson Land and the middle and eastern part of Gauss Halvø, of the Devonian beds also the Kap Graah Series.

Ymers Ø phase.

The Lower Carboniferous Ymers Ø phase is remarkable by its broadly undulating, nearly N-S striking folds. It comprises the larger part of the Devonian area visible to-day, and also the youngest beds of the Mt. Celsius Series. North of Moskusoksefjord the folds flatten out; to the south, however, they increase in intensity, running across Gauss Halvø and Gunnar Anderssons Land. On Ymers Ø, Geographical Society Ø, and Traill Ø, towards the western edge of the Devonian trough, several, in part overturned, folds were compressed so as to form a belt of folded strata. The form of the thrust folds shows that the thrust was directed from the east towards the west.

In eastern Gauss Halvø, in Margrethedal as well as in the Kap Franklin area, the N-S running broad anticlines and synclines can also be observed in the Middle Devonian beds. In the Vilddal Series they interfered with older fold structures. From the section across the folded series extending over the whole Devonian area, it can be inferred that the thrust movement started from an area east of Giesecke Bjerger and in the eastern parts of Geographical Society Ø and Traill Ø.

In connection with the Ymers Ø phase, movements along the faults, denudation, and the deposition of the continental middle Carboniferous set in.

IV. LITERATURVERZEICHNIS

(M. o. G. = Meddelelser om Grønland)

- BACKLUND, H. G. 1930: Contributions to the Geology of Northeast Greenland. (Preliminary report). M. o. G. Bd. 74, Nr. 11, pp. 207—298, 10 text-figs., 2 pls.
- 1932: Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Josef Fjord in Ost-Grønland. M. o. G. Bd. 87, Nr. 4, pp. 1—119, 4 text-figs., 7 pls.
- und MALMQUIST, D. 1932 a: Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation. Teil I: Die basische Reihe. M. o. G. Bd. 87, Nr. 5, pp. 1—61, 7 text-figs., 6 pls.
- — 1935: Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation. Teil II: Die sauren Ergussgesteine von Kap Franklin. M. o. G. Bd. 95, Nr. 3, pp. 1—84, 12 text-figs., 7 pls., 1 geol. map, 3 diagrams.
- 1937: Der postkaledonische paläozoische Vulkanismus in Ostgrønland. Geol. Rundschau, Bd. 28, H. 5, pp. 407—412.
- 1942: Probleme der arktischen Plateaubasalte. Berlin 1942, Veröffentl. des Deutschen wissenschaftl. Institutes zu Kopenhagen. Reihe I: Arktis, Nr. 3, pp. 1—18. Verl. Bornträger, Berlin.
- 1944: On the field position of some basalts intermediate between the northern and southern areas in East Greenland. Appendix in: KROKSTRÖM, T. 1944: Petrological studies on some basaltic rocks from East Greenland. M. o. G. Bd. 103, Br. 6, pp. 53—73, 2 pls.
- BOYD, LOUISE A. 1935: The fjord region of East Greenland. American Geogr. Soc., spec. public., Nr. 18, pp. 1—361.
- 1948: The coast of Northeast Greenland. American Geogr. Soc., spec. public. Nr. 30, pp. 1—339, 194 figs., 12 pls.
- BUBNOFF, S. VON, 1936: Gebirgsgrund und Grundgebirge. Naturwissenschaften, Jahrg. 25, Heft 36 und 37, Berlin 1937.
- 1956: Einführung in die Erdgeschichte. 3. Aufl. Akademie-Verlag Berlin.
- BÜTLER, H. 1935: Some new investigations of the Devonian stratigraphy and tectonics of East Greenland. M. o. G. Bd. 103, Nr. 2, pp. 1—35, 17 text-figs.
- 1935 a: Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrønland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Heft 12, Nr. 3, pp. 17—33, 2 text-figs., 1 tab., 4 pls.
- 1937: Erläuterungen zu einigen Bildern der Ellainsel in Ostgrønland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Heft 13, Nr. 2, pp. 9—14, 4 pls.
- 1937 a: Die geologische Position des Canning Landes in Ostgrønland. Vorläufige Mitteilung. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Heft 13, Nr. 1, pp. 1—7, 1 text-fig.
- 1938: Die tektonischen Strukturelemente des östlichen Moschusochsenfjordes. M. o. G. Bd. 103, Nr. 5, pp. 1—7, 1 text-fig.
- 1939: Übersicht der devonischen Bildungen nördlich des Davysundes in Ostgrønland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 16, Nr. 5, pp. 105—131, 8 text-figs.

- BÜTLER, H.: 1940: Das devonische Faltungsgebiet nördlich des Muskusoksefjordes in Ostgrönland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 3, pp. 1—32, 10 pls.
- 1948: Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Joseph Fjord in Ostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 22, Nr. 3, pp. 73—152, 10 text-figs., 11 pls.
- 1948 a: Notes on the geological map of Canning Land (East Greenland). M. o. G. Bd. 133, Nr. 2, pp. 1—97, 19 text-figs., 6 pls.
- 1948 b: Geological map of East Greenland. Parts of Ole Rømers Land, Hudson Land, Gauss Peninsula and Ymers Island. Vide: KOCH, L. 1950, pl. 7.
- 1949: Über das Vorkommen von Mitteldevon im südlichen Teil der Giesecke-Berge. Vorläufige Mitteilung. M. o. G. Bd. 150, Nr. 4, pp. 1—24, 3 text-figs., 3 pls.
- 1949 a: Über ein Vorkommen von Quarziten der untern Eleonore Bay Formation an der Nordküste der Wegener Halbinsel in Ostgrönland. M. o. G. Bd. 150, Nr. 3, pp. 1—9, 3 text-figs.
- 1954: Die stratigraphische Gliederung der mitteldevonischen Serien im Gebiet von Kap Franklin am Kejser Franz Joseph Fjord in Zentral-Ostgrönland. M. o. G. Bd. 116, Nr. 7, pp. 1—126, 23 text-figs., 1 table, 10 pls.
- 1955: Das varisch gefaltete Devon zwischen Duséns Fjord und Kongeborgen in Zentral-Ostgrönland. M. o. G. Bd. 155, Nr. 1, pp. 1—131, 54 text-figs., 10 pls.
- 1957: Beobachtungen an der Hauptbruchzone der Küste von Zentral-Ostgrönland. M. o. G. Bd. 160, Nr. 1, pp. 1—79, 10 text-figs., 1 pl.
- COWIE, J. W. and ADAMS, P. J. 1957: The geology of the Cambro-Ordovician rocks of Central East Greenland. Part I: Stratigraphy and structure. M. o. G. Bd. 153, Nr. 1, pp. 1—193, 78 text-figs., 13 pls.
- DAL VESCO, E. 1954: Vulkanismus, Magmatismus und Metamorphose im Gebiet des nordostgrönländischen Devons. M. o. G. Bd. 72, Nr. 7, pp. 1—37, 8 text-figs.
- DUNBAR, CARL O. 1955: Permian brachiopod faunas of Central East Greenland. M. o. G. Bd. 110, Nr. 3, pp. 1—169, 22 text-figs., 32 pls.
- and RODGERS, J. 1957: Principles of stratigraphy. New York, J. Wiley & Sons.
- FRÄNKEL, ERDHART. 1951: Die untere Eleonore Bay Formation im Alpefjord. M. o. G. Bd. 151, Nr. 6, pp. 1—14, 3 text-figs.
- 1953: Geologische Untersuchungen in Ost-Andrées Land. M. o. G. Bd. 113, Nr. 4, pp. 1—160, 34 text-figs., 6 pls.
- 1953 a: Die geologische Karte von Nord-Scoresby Land (NE-Grönland). M. o. G. Bd. 113, Nr. 6, pp. 1—56, 21 text-figs., 4 pls.
- 1956: Some general remarks on the Caledonian mountain chain of East Greenland. M. o. G. Bd. 103, Nr. 11, pp. 1—43, 4 text-figs.
- FREBOLD, H. 1932: Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in post-devonischer Zeit. M. o. G. Bd. 94, Nr. 2, pp. 1—112, 17 text-figs., 3 pls.
- GIGNOUX, M. 1950: Géologie stratigraphique. Quatr. Edit., Masson, Paris.
- GRAETER, P. 1957: Die sauren devonischen Eruptivgesteine des Kap Franklingebietes am Kejser Franz Josephs Fjord in Zentral-Ostgrönland. M. o. G. Bd. 155, Nr. 3, pp. 1—102, 30 text-figs., 7 pls.
- HALLE, T. G. 1931: Younger Palaeozoic plants from East Greenland, collected by the Danish expeditions 1929 and 1930. M. o. G. Bd. 85, Nr. 1, pp. 1—26, 6 pls.
- 1950: The Carboniferous flora of East Greenland. Proceed. VII International Botanical Congress Stockholm 1950, published 1953, pp. 594—595.
- HALLER, J. 1953: Geologie und Petrographie von West-Andrées Land und Ost-Fränkels Land (NE-Grönland). M. o. G. Bd. 113, Nr. 5, pp. 1—196, 60 text-figs., 7 pls.

- HALLER, J.: 1955: Der »zentrale metamorphe Komplex« von NE-Grönland. Teil I: Die geologische Karte von Suess Land, Gletscherland und Goodenoughs Land. M. o. G. Bd. 73, Nr. 3, pp. 1—174, 85 text-figs., 5 pls.
- 1955 a: Die syn- und postorogenen Granite der ostgrönländischen Kaledoniden. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 35, Heft 2, pp. 281—286, 2 text-figs.
- 1956: Geologie der Nunatak Region von Zentral-Ostgrönland zwischen 72° 30' und 74° 10' N. Br. M. o. G. Bd. 154, Nr. 1, pp. 1—172, 63 text-figs., 4 pls.
- 1956 a: Die Strukturelemente Ostgrönlands zwischen 74° und 78° N. M. o. G. Bd. 154, Nr. 2, pp. 1—27, 2 text-figs., 11 pls.
- HEINTZ, A. 1930: Oberdevonische Fischreste aus Ostgrönland. Oslo, Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 30, pp. 35—46, 4 text-figs., 4 pls.
- 1932: Beitrag zur Kenntnis der devonischen Fischfauna Ost-Grönlands. Oslo, Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 42.
- JARVIK, E. 1948: Note on the Upper Devonian vertebrate fauna of East Greenland and on the age of the Ichthyostegid Stegocephalians. Uppsala, Arkiv för Zoologi, Bd. 41 A, Nr. 13, pp. 1—8.
- 1950: Note on Middle Devonian Crossopterygians from the eastern part of Gauss Halvö, East Greenland. With an appendix: An attempt at a correlation of the Upper Old Red Sandstone of East Greenland with the marine sequence. M. o. G. Bd. 149, Nr. 6, pp. 1—20, 3 text-figs., 2 tables.
- 1950 a: Middle Devonian vertebrates from Canning Land and Wegeners Halvö (East Greenland). Part II, *Crossopterygii*. M. o. G. Bd. 96, Nr. 4, pp. 1—132, 37 text-figs., 24 pls.
- 1952: On the fish-like tail in the Ichthyostegid Stegocephalians. With descriptions of a new Stegocephalian and a new Crossopterygian from the Upper Devonian of East Greenland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 12, pp. 1—90, 36 text-figs., 21 pls.
- 1955: The oldest tetrapods and their forerunners. Scientific Monthly, U. S. A., vol. 80, Nr. 3, pp. 141—154, 12 text-figs.
- JOHANSSON, A. E. V. 1935: Upper Devonian fossiliferous localities in Parallel Valley on Gauss Peninsula, East Greenland. M. o. G. Bd. 96, Nr. 3, pp. 1—36, 6 text-figs., 3 pls.
- KATZ, H. R. 1952: Zur Geologie von Strindbergs Land. M. o. G. Bd. 111, Nr. 1, pp. 1—150, 45 text-figs., 5 pls.
- KOCH, LAUGE, 1928: Neue Forschungen in Ostgrönland. Stuttgart, Centralblatt f. Min., Geol. und Paläont. Jahrg. 1928, Abt. B. Nr. 8, pp. 473—475.
- 1928 a: Preliminary statement of the stratigraphy of East Greenland. American Journ. of Science, Vol. XV, april 1928, pp. 346—349.
- 1929: The Geology of East Greenland. M. o. G. Bd. 73, II, Nr. 1, pp. 1—204, 53 text-figs., 6 pls.
- 1929: Stratigraphy of Greenland. M. o. G. Bd. 73, II, Nr. 2, pp. 209—320, 8 text-figs.
- 1930: Die tektonische Entwicklung Grönlands. Stuttgart, Geol. Rundschau, Bd. 21, Heft 5, pp. 345—347.
- 1933: The Danish Three-Year Expedition to King Christian X Land. New York, American Geogr. Review, Vol. 23, Nr. 4, oct. 1933, pp. 599—607, 3 text-figs.
- 1935: Geologie von Grönland. Berlin, Verl. Bornträger. pp. 1—159, 12 text-figs.
- 1936: Über den Bau Grönlands. Stuttgart, Geol. Rundschau, Bd. 27, Heft 1, pp. 9—30, 9 text-figs., 1 pl.
- 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. M. o. G. Bd. 143, Nr. 1, pp. 1—10, 7 pls. (maps).
- LAUGE KOCH, 1955: Report on the expeditions to Central East Greenland 1926—39 conducted by LAUGE KOCH. Part II. M. o. G. Bd. 143, Nr. 2, pp. 1—642, 258 text-figs.
- KRANCK, E. H. 1935: On the crystalline complex of Liverpool Land. M. o. G. Bd. 95, Nr. 7, pp. 1—122, 22 text-figs., 2 pls., 2 maps.
- KROKSTRÖM, T. 1944: Petrological studies on some basaltic rocks from East Greenland. With an Appendix by H. G. BACKLUND. M. o. G. Bd. 103, Nr. 6, pp. 1—73, 5 text-figs., 2 pls.
- KULLING, O. 1930: Stratigraphic studies of the geology of Northeast Greenland. M. o. G. Bd. 74, Nr. 13, pp. 318—346.
- An account of the localities of the Upper Devonian vertebrate finds in East Greenland in 1929. M. o. G. Bd. 86, Nr. 2, pp. 1—14, 5 text-figs.
- LEHMAN, J. P. 1955: Les Dipneustes du Dévonien supérieur du Groenland. C. R. Ac. Sci. Paris, tome 240.
- 1959: Les Dipneustes du Dévonien supérieur du Groenland, M. o. G. Bd. 160, Nr. 4, im Druck.
- MALMQUIST, D. 1932: Zur Kenntnis der oberkarbonischen Sedimente der westlichen Clavering Insel, Ostgrönland. M. o. G. Bd. 94, Nr. 6, pp. 1—28, 3 text-figs., 1 pl.
- MAYNC, W. 1939: Übersicht über die postkarbonische Stratigraphie Ostgrönlands zwischen 73° und 75° Lat. N. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 16, Nr. 10, pp. 161—164.
- 1940: Stratigraphie des Küstengebietes von Ostgrönland zwischen 73-75° N. Lat. M. o. G. Bd. 114, Nr. 5, pp. 1—34, 2 text-figs.
- 1942: Stratigraphie und Faziesverhältnisse der oberpermischen Ablagerungen Ostgrönlands zwischen Wollaston Forland und dem Kejser Franz Josephs Fjord. M. o. G. Bd. 115, Nr. 2, pp. 1—128, 30 text-figs., 6 pls.
- 1949: On the pre-Permian basement of the Giesecke Mountains (Gauss Peninsula), Northern East Greenland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 2, pp. 1—65, 9 text-figs.
- MITTELHOLZER, A. E. 1941: Die Kristalline Gebiete von Clavering Ø und Payer Land (Ostgrönland). M. o. G. Bd. 114, Nr. 8, pp. 1—42, 2 text-figs., 2 pls.
- 1949: Geological map of East Greenland 74°-75° N. Lat. and 20°-23° W. Long. In KOCH, L. 1950, pl. 6, M. o. G. Bd. 143, Nr. 1.
- VON MOOS, A. u. MÜLLER, A. 1939: Sedimentpetrographische Untersuchungen im Devon von Kongeborgen in Ostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 16, Nr. 7, pp. 138—145.
- NATHORST, A. G. 1900: Två somrar i norra ishavet. Bd. II, Stockholm.
- 1901: Bidrag till Nordöstra Grönlands geologi. Geol. Foren. Stockholm, Förh. Bd. 23, H. 4, pp. 275—306.
- NOE-NYGAARD, A. 1934: Stratigraphical outlines of the area round Fleming Inlet (East Greenland). M. o. G. Bd. 103, Nr. 1, pp. 1—88, 21 text-figs., 2 pls.
- 1936: A preliminary report on the Palaeozoic igneous rocks of Canning Land. Medd. Dansk Geol. For. Bd. 9, pp. 1—14, 1 text-fig.
- 1937: Die paläozoischen Eruptivgesteine von Canning Land. M. o. G. Bd. 118, Nr. 6, pp. 1—153, 41 text-figs., 8 pls.
- NORDENSKJÖLD, OTTO, 1907: On the geology and physical geography of East Greenland. M. o. G. Bd. 28, Nr. 5, pp. 153—284, 33 text-figs., 5 pls., 1 map.
- ODELL, N. E. 1939: The structure of the Kejser Franz Josephs Fjord, North-East Greenland. M. o. G. Bd. 119, Nr. 6, pp. 1—51, 22 text-figs. 6 pls.
- ORVIN, A. K. 1930: Beiträge zur Kenntnis des Oberdevons Ost-Grönlands. Oslo, Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 30, pp. 7—30, 5 text-figs.

- PAECKELMANN, W. u. SCHINDEWOLF, O. H. 1937: Die Devon-Karbon-Grenze. II^{ème} Congr. p. l'Avanc. des Études de Strat. Carbonifère. Heerlen 1935. C. R. t. II, pp. 703—714.
- PARKINSON, M. M. and WHITTARD, W. F. 1931: The geological work of the Cambridge expedition to East Greenland in 1929. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 87, pp. 650—674, 2 text-figs., 7 pls.
- POULSEN, CHR. 1937: On the Lower Ordovician faunas of East Greenland. M. o. G. Bd. 119, Nr. 3, pp. 1—72, 18 text-figs., 8 pls.
- and WIEBERG, R. H. 1951: Geological map (scale 1:50,000) and description of Ella Ø. M. o. G. Bd. 151, Nr. 5, pp. 1—25, 9 text-figs., 2 maps.
- RITTMANN, A. 1939: Der jungpaläozoische Vulkanismus in Ostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 16, Nr. 8, pp. 146—151.
- 1940: Studien an Eruptivgesteinen aus Ost-Grönland. M. o. G. Bd. 115, Nr. 1, pp. 1—156, 20 text-figs.
- SÄVE-SÖDERBERGH, G. 1932: Notes on the Devonian stratigraphy of East Greenland. M. o. G. Bd. 94, Nr. 4, pp. 1—40, 16 text-figs.
- 1932 a: Preliminary note on Devonian *Stegocephalians* from East Greenland. M. o. G. Bd. 94, Nr. 7, pp. 1—107, 22 text-figs., 22 pls.
- 1933: Further contributions to the Devonian stratigraphy. I. Results from the summer expedition 1932. M. o. G. Bd. 96, Nr. 1, pp. 1—40, 15 text-figs., 3 pls.
- 1934: Further contributions to the Devonian stratigraphy of East Greenland. II. Investigations on Gauss Peninsula during the summer of 1933. With an appendix: Notes on the geology of the Passage Hills (East Greenland). M. o. G. Bd. 96, Nr. 2, pp. 1—74, 16 text-figs., 10 pls.
- 1937: On the Palaeozoic stratigraphy of Canning Land, Wegener Peninsula, and Depot Island (East Greenland). M. o. G. Bd. 96, Nr. 5, pp. 1—41, 8 text-figs., 2 pls.
- 1948: 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. IV. Summary of the Devonian biostratigraphy of East Greenland. Manuscript, not printed.
- SOMMER, M. 1957: Geologie von Lyells Land. M. o. G. Bd. 155, Nr. 2, pp. 1—157, 30 text-figs., 5 pls.
- STAUBER, H. 1942: Die Triasablagerungen von Ostgrönland. M. o. G. Bd. 132, Nr. 1, pp. 1—325, 61 text-figs., 7 pls.
- STENSIÖ, ERIK A:SON. 1931: Upper Devonian vertebrates from East Greenland. Collected by the Danish Greenland Expeditions in 1929 and 1930. M. o. G. Bd. 86, Nr. 1, pp. 1—212, 95 text-figs., 36 pls.
- 1934: On the *Placodermi* of the Upper Devonian of East Greenland. I. *Phyllolepidia* and *Arthrodira*. M. o. G. Bd. 97, Nr. 1, pp. 1—58, 26 text-figs., 25 pls.
- 1936: On the *Placodermi* of the Upper Devonian of East Greenland. Supplement to Part. I. M. o. G. Bd. 97, Nr. 2, pp. 1—52, 26 text-figs., 30 pls.
- and G. SÄVE-SÖDERBERGH. 1938: Middle Devonian vertebrates from Canning Land and Wegener Peninsula (East Greenland). Part I: *Placodermi*, *Ichthyodorum*lithes. M. o. G. Bd. 96, Nr. 6, pp. 1—38, 16 text-figs., 14 pls.
- 1939: On the *Placodermi* of the Upper Devonian of East Greenland. Second supplement to Part. I. M. o. G. Bd. 97, Nr. 3, pp. 1—33, 13 text-figs., 6 pls.
- 1939 a: Über die Fische des Devons. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 16, Nr. 6, pp. 132—137.
- 1948: On the *Placodermi* of the Upper Devonian of East Greenland. II. *Antiarchi*: Subfamily *Bothriolepinae*, with an attempt at a revision of the previously de-

- scribed species of that subfamily. *Palaeozoologica Groenlandica*. M. o. G. Bd. 139, Nr. 1, pp. 1—622, 308 text-figs., 75 pls.
- TEICHERT, C. 1933: Untersuchungen zum Bau des kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. M. o. G. Bd. 95, Nr. 1, pp. 1—120, 41 text-figs., 2 pls.
- 1939: Geology of Greenland, in *Geology of North America*, Vol. I, (Geologie der Erde). Verl. Borntraeger, Berlin. pp. 100—175, 13 text-figs., 1 map.
- VISCHER, A. 1939: Ergebnisse von Studien über die postdevonische Tektonik zwischen Hochstetter Bucht und Franz Josephs Fjord während der Zweijahres-expedition 1936—1938. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 16, Nr. 9, pp. 152—160, 2 text-figs.
- 1940: Der postdevonische Bau Ostgrönlands zwischen 73 und 75° n. Br. M. o. G. Bd. 114, Nr. 4, pp. 1—20, 2 text-figs.
- 1943: Die postdevonische Tektonik von Ostgrönland zwischen 74° und 75° n. Br. — Kuhn Ø, Wollaston Forland, Clavering Ø und angrenzende Gebiete. M. o. G. Bd. 133, Nr. 1, pp. 1—194, 23 text-figs., 6 pls.
- 1949: Geological map of East Greenland, 73° 15'—74° N. Lat. and 20°—23° W. Long., in collaboration with WOLF MAYNC. In KOCH, L. 1950, pl. 5.
- 1949 a: Geological map of East Greenland, 74°—75° N. Lat. and 20°—23° W. Long., in collaboration with A. MITTELHOLZER, W. MAYNC, etc. In KOCH, L. 1950, pl. 6.
- WEGMANN, C. E. 1935: Preliminary report on the Caledonian orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland). M. o. G. Bd. 103, Nr. 3, pp. 1—59, 11 text-figs., 3 pls.
- 1937: Zum Baubilde von Grönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Heft 13, Nr. 3, pp. 15—23, 1 pl.
- 1939: Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 16, Nr. 4, pp. 82—104.
- WHITTARD, W. F. 1930: Cambridge East Greenland Expedition 1929. Appendix II: Geology (preliminary report). Geogr. Journal, London, Vol. 75, Nr. 6, pp. 495—497.
- WISEMAN, J. D. H. 1932: A contribution to the petrology of metamorphic rocks of East Greenland. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 88, Part 3, pp. 312—349, 3 text-figs., 2 pls.
- WITZIG, E. 1954: Stratigraphische und tektonische Beobachtungen in der Mesters Vig-Region (Scoresby Land, Nordostgrönland). M. o. G. Bd. 72, Nr. 5, pp. 1—26, 11 text-figs., 1 map.
- WOODWARD, S. A. 1900: Notes on some Upper Devonian fish-remains discovered by Prof. A. G. NATHORST in East Greenland. Bih. till K. Sv. Vet. Akad. Handl., Vol. 26, V, Nr. 10, Stockholm.
- WORDIE, J. M. 1927: The Cambridge Expedition to East Greenland in 1926. Geogr. Journal, London, Vol. 70, pp. 225—265.

TAFELN

Tafel I.

Rhyolithdecke auf den untern grauen Sandsteinen der Kap Kolthoffserie, am Nordufer des Moskusoksefjordes, östlich des Inliers, auf der Ostseite des Genvejsdals. Aufnahmen vom April 1934.

Legende:

- 1 graue und graugrüne Arkosen aus dem untern Teil der Kap Kolthoffserie,
- 2 Tuffite, Mischung von fluviatilem und vulkanischem Material,
- 3 Wechsellagerung von feinern und gröbern vulkanischen Tuffen mit Sandsteinen. Zwischen 2 und 3 besteht eine leichte Winkeldiskordanz. In den Brockentuffen, in die grosse Auswürflinge eingebettet sind, finden sich Trümmer von Devon-sandsteinen, Kalken und Kristallin aus dem Untergrund und Stücke von rotem Rhyolith.
- 4 Kompakte Rhyolithdecke mit grobsäuliger Absonderung.



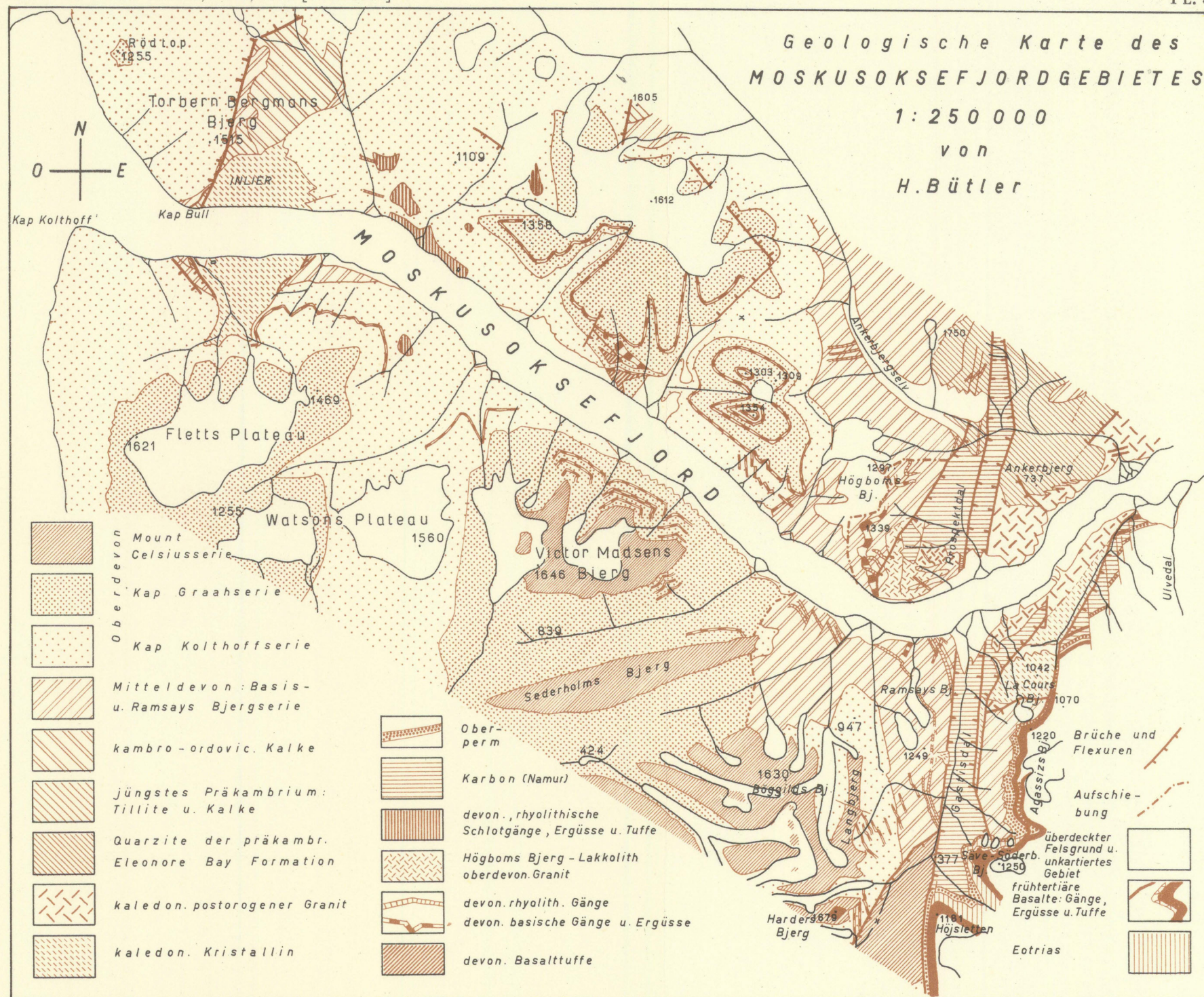
Tafel II.

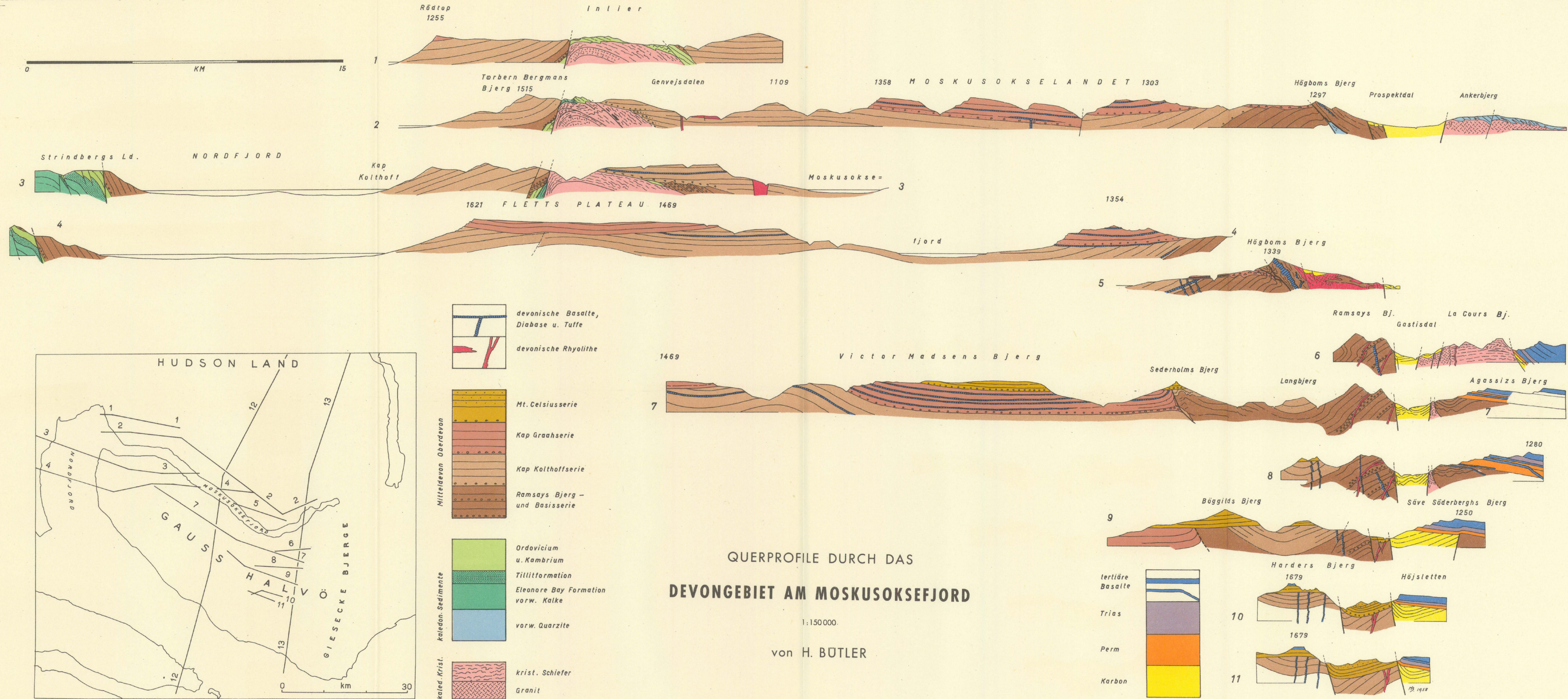
Diskordante Überlagerung der Ramsays Bjergserie durch die Kap Kolthoffserie, an der Ostseite des Moskusoksefjordes, am südlichen Fjordufer, ca. 300 m ü. M.

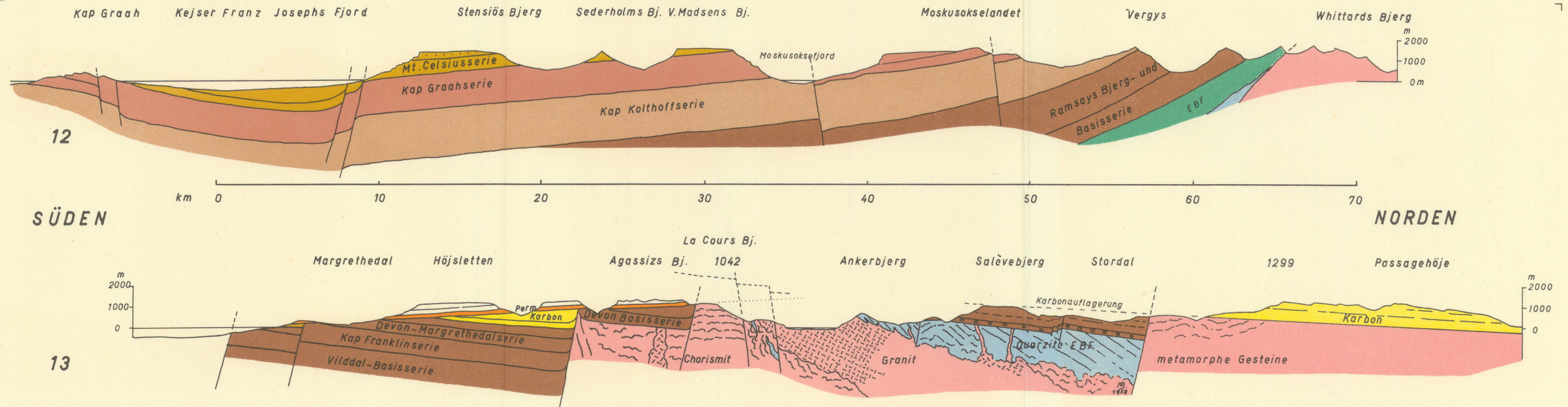
Legende:

- 1 Konglomerate der Ramsays Bjergserie (Konglomerat II). Vorn fallen sie mit 60 bis 70, hinten mit 30 bis 40° gegen Osten ein.
- 2 Basisbrekzie der Kap Kolthoffserie (Konglomerat III). Sie liegt einer Abrasionsfläche auf, die durch die Ramsays Bjergserie und durch das Inlierkristallin (rechts ausserhalb des Bildrandes) schneidet. Die Brekzienbank fällt mit ungefähr 15° gegen ESE ein.
- 3 Sandsteine der Kap Kolthoffserie, leicht diskordant zur basalen Brekzie. Sie nehmen die ganze Höhe des obern Berghanges ein.









NORDSÜDPROMILE DURCH GAUSS HALVÖ UND HUDSON LAND 1:250 000