

MEDDELELSE R OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 155 • Nr. 1

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947–54

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

DAS VARISCISCH
GEFALTETE DEVON ZWISCHEN DUSÉNS
FJORD UND KONGEBORGEN IN
ZENTRAL-OSTGRÖNLAND

VON

H. BÜTLER

MIT 54 FIGUREN IM TEXT UND 10 TAFELN

WITH AN ENGLISH SUMMARY

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1955

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort.....	7
I. Einleitung	11
A. Geographisch- geologischer Überblick	11
II. Stratigraphie und Lagerung der Devonserien	16
A. Gliederung der Devonserien	16
B. Die stratigraphischen Verhältnisse bei Kap Graah auf Gunnar Anderssons Land	23
C. Die Devonserien der südlichen Ymers Ø.....	33
1. Der Celsius Bjerg	33
2. Das Gebiet zwischen Celsius- und Rödebjerg	40
a. Die Küste am Sofia Sund.....	41
b. Die Küste an Duséns Fjord	44
c. Die devonischen Eruptive der südlichen Ymers Ø.....	46
D. Das Devon von Geographical Society Ø	49
1. Allgemeines	49
2. Das Gebiet von Rudbecks Bjerg	50
3. Der mittlere Teil des Devonareals	53
4. Das Gebiet von Svedenborg	56
5. Die Verbreitung devonischer Eruptive auf Geographical Society Ø	61
E. Das Devon von Traill Ø	61
1. Allgemeines	61
2. Die Devonserien	62
3. Die Eruptive	66
4. Die Falten im Devon von Traill Ø	68
5. Das Längsprofil von Kongeborgen	76
6. Vergleich mit der Faltenzone von Svedenborg	78
III. Die grosse Verwerfung am Ostrand des Devongebietes.....	80
A. Allgemeines	80
B. Verlauf des Bruches	81
1. Auf Ymers Ø	81
2. Auf Geographical Society Ø	83
3. Auf Traill Ø	86
C. Zusammenfassung	92
IV. Die Verbreitung des Jungpaläozoikums östlich der Hauptverwerfung	95
A. Das Karbon	95
1. Die Karbonserien bei Kap Humboldt	95
2. Die Karbonserien östlich von Rudbecks Bjerg	98

	Seite
3. Das Karbonprofil auf der Nordseite des Vega Sundes	102
4. Das Karbon auf Traill Ø, auf der Südseite des Vega Sundes	104
5. Die Karbonserien bei Kongeborgen, an Kong Oscars Fjord	106
6. Zusammenfassung	109
B. Das marine Oberperm auf der nördlichen Traill Ø	111
1. Das Perm auf der Westseite von Rubjerg Knude	111
2. Das Perm im obersten Maanedal	114
V. Summary	118
VI. Bibliographie	129

Verzeichnis der Textfiguren.

Fig. 1. Übersichtskarte mit Namen und Höhenangaben	10
— 2. Geologisch-tektonische Übersichtskarte	13
— 3. Geologische Kartenskizze des Kap Graahgebietes	21
— 4. Profil durch die Falten des Kap Graahgebietes	22
— 5. Detailprofil aus der Kap Graahsynklinale	22
— 6. Zentrum der Kap Graahsynklinale (Flugphoto)	23
— 7. Rhyolithbomben in den Kap Graahkonglomeraten (Photo)	26
— 8. Diagonalschichtung in den Kap Graahsandsteinen (Photo)	29
— 9. Pillowstruktur in den Basalten der Kap Graahserien (Photo)	29
— 10. Das Schichtenprofil bei Kap Graah	31
— 11. Geologische Kartenskizze des Celsius Bjerg-Gebietes	34
— 12. Südseite des mittleren Teiles von Celsius Bjerg (Flugphoto)	35
— 13. Roter, grün gesprengelter Sandstein aus den Kap Graahserien (Photo)	37
— 14. Die Südküste von Ymers Ø, westlich von Celsius Bjerg (Flugphoto)	43
— 15. Sie Südseite von Duséns Fjord zwischen Siksak- und Teglbjerg (Flugphoto)	45
— 16. Die Nordseite von Rudbecks Bjerg (Photo)	51
— 17. Die Kap Graah- und Mt. Celsius-Serien südlich von Rudbecks Bjerg (Flugphoto)	52
— 18. Westlicher Teil des Devongebietes auf Geographical Society Ø, am Sofia Sund (Flugphoto)	54
— 19. Svedenborgs Bjerg von Nordwesten gesehen (Flugphoto)	55
— 20. Zerschorene, kreuzschichtige Sandsteine an der Nordwestecke von Svedenborgs Bjerg (Photo)	58
— 21. Die Falten von Svedenborgs Bjerg (Profil)	60
— 22. Die Nordwestecke von Traill Ø (Flugphoto)	63
— 23. Der nördliche Teil von Kongeborgen (Flugphoto)	63
— 24. Der mittlere Teil von Kongeborgen (Flugphoto)	66
— 25. Südlicher Teil von Kongeborgen (Flugphoto)	67
— 26. Liegende Falte im nördlichen Teil von Kongeborgen (Photo)	69
— 27. Gefaltete Devonsandsteine an der Küste von Kongeborgen (Photo)	71
— 28. Gefaltete Devonsandsteine an der Küste von Kongeborgen (Photo)	71
— 29. Die Wand von Kongeborgen bei Punkt 1430 m (Photo)	72
— 30. Liegende Synklinale im Berge 1430 m (perspektivische Skizze)	73
— 31. Scherklüfte im nördlichen Teil von Kongeborgen	74
— 32. Basaltdyke und -sill im südlichen Teil von Kongeborgen (perspektivische Skizze)	75

	Seite
Fig.33. Die Überschiebung im südlichen Teil von Kongeborgen (Skizze)	75
— 34. Flexur und Bruch am Südende von Kongeborgen (Skizze)	77
— 35. Die Ostverwerfung am Celsius Bjerg (Flugphoto)	81
— 36. Die Verwerfung östlich von Rudbecks Bjerg (Photo)	82
— 37. Die Verwerfung östlich von Rudbecks Bjerg (Photo)	83
— 38. Profil durch die Verwerfung östlich Rudbecks Bjerg	84
— 39. Hauptverwerfung und Flexur auf der Südseite des Vega Sundes (Skizze)	87
— 40. Hauptverwerfung und Flexur im Innern von Traill Ø, ca. 16 Km. von Kong Oscars Fjord entfernt (Flugphoto)	89
— 41. Hauptverwerfung und Flexur im Innern von Traill Ø, ca. 16 Km. von Kong Oscars Fjord entfernt (Skizze)	89
— 42. Die Geländestufe am grossen Bruch, östlich von Kongeborgen (Photo)	90
— 43. Das Südende der Wand und die Verwerfung im Süden von Kongeborgen (Flugphoto)	91
— 44. Die grosse Vinter Ø (Flugphoto)	98
— 45. Der Karbonberg mit der Höhe 1300 m, auf Geographical Society Ø (Photo)	100
— 46. Der Hauptbruch an der Devon-Karbongrenze auf Geographical Society Ø, östlich Rudbecks Bjerg (Photo)	101
— 47. Die längs der Verwerfung abgebogenen Karbonschichten östlich Rudbecks Bjerg (Photo)	102
— 48. Karbonsandsteine und Basaltgänge am Vega Sund (Photo)	103
— 49. Konglomerate in den obersten Karbonserien (Photo)	107
— 50. Konglomerate in den obersten Karbonserien (Photo)	107
— 51. Profil durch die Schichtenmulde westlich von Rubjerg Knude, Traill Ø	112
— 52. Das Permbasiskonglomerat im Maanedal, Traill Ø (Photo)	114
— 53. Die Nordostseite von Rubjerg Knude (Photo)	115
— 54. Ostende des Permrückens, östlich Rubjerg Knude (Photo)	116

Verzeichnis der Tafeln.

- Tafel I. Das Gebiet von Kap Graah, von Norden gesehen (Flugphoto)
 — II. Die Umgebung von Rudbecks Bjerg (Flugphoto)
 — III. a. Die Verwerfung und der Karbonberg (1300 m) östlich von Rudbecks Bjerg (Flugphoto)
 b. Die Spitzfalte in Svedenborgs Bjerg (Photo)
 — IV. Svedenborgs Bjerg von Westen (Flugphoto)
 — V. Kongeborgen, Gesamtbild (Flugphoto)
 — VI. Kongeborgen, Südteil mit Makroclivage (Flugphoto)
 — VII. a und b. Im Abbau befindliche Aufschüttungs- und Hohlformen von »Hydrolakkolithen« auf Traill Ø (Photo)
 — VIII. a. Aufriss der Kongeborgewand
 b. Querprofil durch die kaledonischen und variscischen Falten von Ymers Ø
 — IX. Geologische Karte des Devongebietes von Geographical Society- und Traill Ø
 — X. Geologische Profile
-

VORWORT

In einer imposanten, Nordsüd verlaufenden und 30 Kilometer langen Felswand endigen die Devonsandsteine der Traill Ø gegen Westen an Kong Oscars Fjord. Steile, unstabile Schutthalden am Fusse des Absturzes und andauernder Steinschlag erschweren die geologische Beobachtung an Ort und Stelle. Von weitem gesehen scheint diese Küstenstrecke von Kongeborgen aus einer mächtigen, einfachen Wechsellagerung von unten mehr grauen und grünlichen, oben rötlichen und braunroten Schichten zu bestehen. Doch in der nördlichen Fortsetzung, im Bergzuge von Svedenborg auf Geographical Society Ø, sind vom Fjorde aus Falten in den gleichen Devonschichten festzustellen. Und bei genauer Betrachtung sieht man auch an Kongeborgen, an Stellen wo die Wand durch Schluchten und vorspringende Felstürme eine Tiefengliederung aufweist, verbogene Schichten. Schon auf einem alten Bild, einer bei günstiger Beleuchtung aufgenommenen Photographie, in NATHORSTS »Två Somrar i Norra Ishafvet« (1899, Bd. II, S. 297), erkennt man im untern Teil der Felswand die Faltenatur der Schichtenlagerung.

L. KOCH (1929) fiel der nördliche Teil dieser Faltenzone am Rödebjerg auf Ymers Ø und an Svedenborgs Bjerg auf; er hat sie als Folgeerscheinung einer Nordsüdverwerfung gedeutet. WEGMANN erkannte bei seinen Fahrten durch den Kong Oscars Fjord im Jahre 1932, dass es sich um eine postdevonische Faltung handeln müsse. Auf seinen Vorschlag hin und im Auftrage von Dr. L. KOCH widmete ich im Herbst des Jahres 1933 und im Frühling von 1934, während meines Überwinterungsaufenthaltes auf der dänischen Forschungsstation Ella Ø, einen Teil der Arbeitszeit dieser Faltenzone an der Ostseite von Kong Oscars Fjord. Im Frühsommer 1934, nach Abschluss der Schlittenreisen, befand sich mein Zelt während 7 Wochen zwischen den Schutthalden von Kongeborgen. Leider erwies sich das Gebiet in mancher Beziehung für den Einzelgänger als ungünstiges geologisches Arbeitsfeld. Die Couloirs und Schluchten waren des starken Steinschlags und der Frühjahrslawinen wegen meist unpassierbar, und die Blickwinkel am Fusse der Steilwand oder auf den kaum über die Wände vorspringenden

Felsgräten boten perspektivisch verzerrte Bilder. Auch sind die Falten im Küstenanriss ziemlich genau der Länge nach angeschnitten. Im Jahre 1934 existierten weder genaue Karten noch gute Flugbilder von Kongeborgen, und es war darum schwierig, die Beobachtungen an den einzelnen Lokalitäten in ein Gesamtbild einzufügen. Später habe ich durch Beobachtungen aus grösserer Distanz, vom Motorboot, Flugzeug und gegenüberliegenden Ufer aus, sowie durch die von E. HOFER in den letzten Jahren gemachten Flugphotos, die Zusammenhänge besser erkennen können. Gewisse Einzelerscheinungen sind aber auch heute noch unsicher zu deuten.

Ursprünglich hatte ich geplant, als Abschluss meiner Aufnahmen von 1933 und 1934, die Ostgrenze der Devonablagerungen auf Traill- und Geographical Society Ø zu kartieren. Dort schneidet eine grosse Verwerfung das Devonareal ab. Deren Verlauf war damals noch nicht bekannt, doch wusste man, dass ein Bruch im östlichen Teil von Ymers Ø und am Südende von Kongeborgen das Devon gegen das östlich gelegene Karbon abgrenzt. Es traten aber im Sommer 1934 neue und interessante Probleme im nördlicheren Devongebiet auf, und auf Wunsch des Expeditionsleiters übernahm ich damals die Aufgabe, die Devonablagerungen am Moskusoksefjord und im Hudson Land weiter zu verfolgen. So blieb eine Kartierungslücke im südlichen Gebiet bestehen, und auf den Kartenskizzen von 1935 konnte ich den Verlauf der östlichen Bruchlinie nur annäherungsweise, auf Grund einer kurzen Begehung am Sofia- und Vega Sund, eintragen. Diese Lücke, die seither teilweise offen blieb, habe ich im Einverständnis mit Dr. KOCH im Sommer 1953 geschlossen, und damit wurde eine erste Übersichtskartierung des Devongebietes von Zentral-Ostgrönland beendigt.

Im September 1952 nahm ich während einigen Tagen vom Sofia Sund aus das Gebiet um den Rudbecks Bjerg auf und verfolgte dann 1953 die Bruchzone vom Vega Sund aus weiter gegen Süden. Dabei haben mich OTHMAR SCHAFFNER und HERMANN VÖGELI begleitet und für den Nachschub ins Landesinnere gesorgt, als Motorbootführer und Assistent war POVEL POVELSEN zeitweise der Gruppe zugeteilt. Schlechtes Wetter beeinträchtigte an manchen Tagen die Feldarbeit, doch konnte die Hauptaufgabe, die Verwerfung und das angrenzende Devongebiet zu kartieren, beendigt werden. Dagegen kamen die Profilaufnahmen unmittelbar östlich des Bruches, wo Karbon-, Perm- und Triassedimente angetroffen wurden, zu kurz. Dies wurde im vergangenen Sommer (1954) nachgeholt, am Celsius Bjerg wurden vor allem die obersten Devon-und untern Karbonschichten und am Rubjerg Knude und den Grønnebjerge auf Traill Ø die Karbon-und Permlagen untersucht. Hierbei begleiteten mich WALTER WINTER und THOMAS LAUBER.

Unmittelbar östlich der grossen Verwerfung hat Dr. E. WITZIG in einigen Gebieten während seiner Überwinterung in den Jahren 1949/1950 kartiert. Wir haben unsere Aufnahmen mit einander verglichen und ein Teil seiner Ergebnisse ist in den Text und die der Arbeit beigelegte geologische Karte übernommen worden.

Der Expeditionsleiter, Herr Dr. LAUGE KOCH, hat die vorliegende Arbeit, sowohl während den Aufnahmen in Grönland wie auch bei der Auswertung daheim, in jeder Beziehung unterstützt, und manche Mitglieder seiner Expeditionen haben mir geholfen. Bei den früheren Aufnahmen, die nun 20 Jahre zurückliegen, lieh mir der damalige Stationsleiter auf Ella Ø, A. DE LEMOS seine Hilfe, und mit meinem Freund, Professor Dr. E. WEGMANN, habe ich in jener Zeit die Arbeitsprobleme besprochen. Die Durchführung des Arbeitsprogramms im Sommer 1953 war möglich dank der kräftigen Hilfe meiner Assistenten H. VÖGELI und O. SCHAFFNER. E. HOFER stellte für mich eine grössere Zahl ausgezeichneter Flugbilder her, und grosse Luftaufnahmen des geodätischen Institutes in Kopenhagen, die im Sommer 1953 zwischen Holms Bugt und Kap Humboldt gemacht wurden, standen mir beim Zeichnen der Karte und der Profile zur Verfügung. Für die Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse gehe ich von Kap Graah und Gunnar Anderssons Land aus. Dort habe ich Ende August 1952, unter der Mithilfe von Dr. H. FRÖHLICHER und Dr. E. DALVESCO, meine früheren Aufnahmen ergänzt. Die Fossilien, die von meinen Begleitern und mir in den Jahren 1952, 1953 und 1954 gesammelt wurden, sind im Reichsmuseum in Stockholm von Professor Dr. E. STENSIÖ und Dr. E. JARVIK bestimmt worden. Fräulein E. GLEERUP in Kopenhagen hat wiederum die Zusammenfassung am Schlusse dieser Arbeit ins Englische übersetzt.

Allen Mitarbeitern und Helfern danke ich von Herzen.

Schaffhausen, im Dezember 1954.

H. BÜTLER.

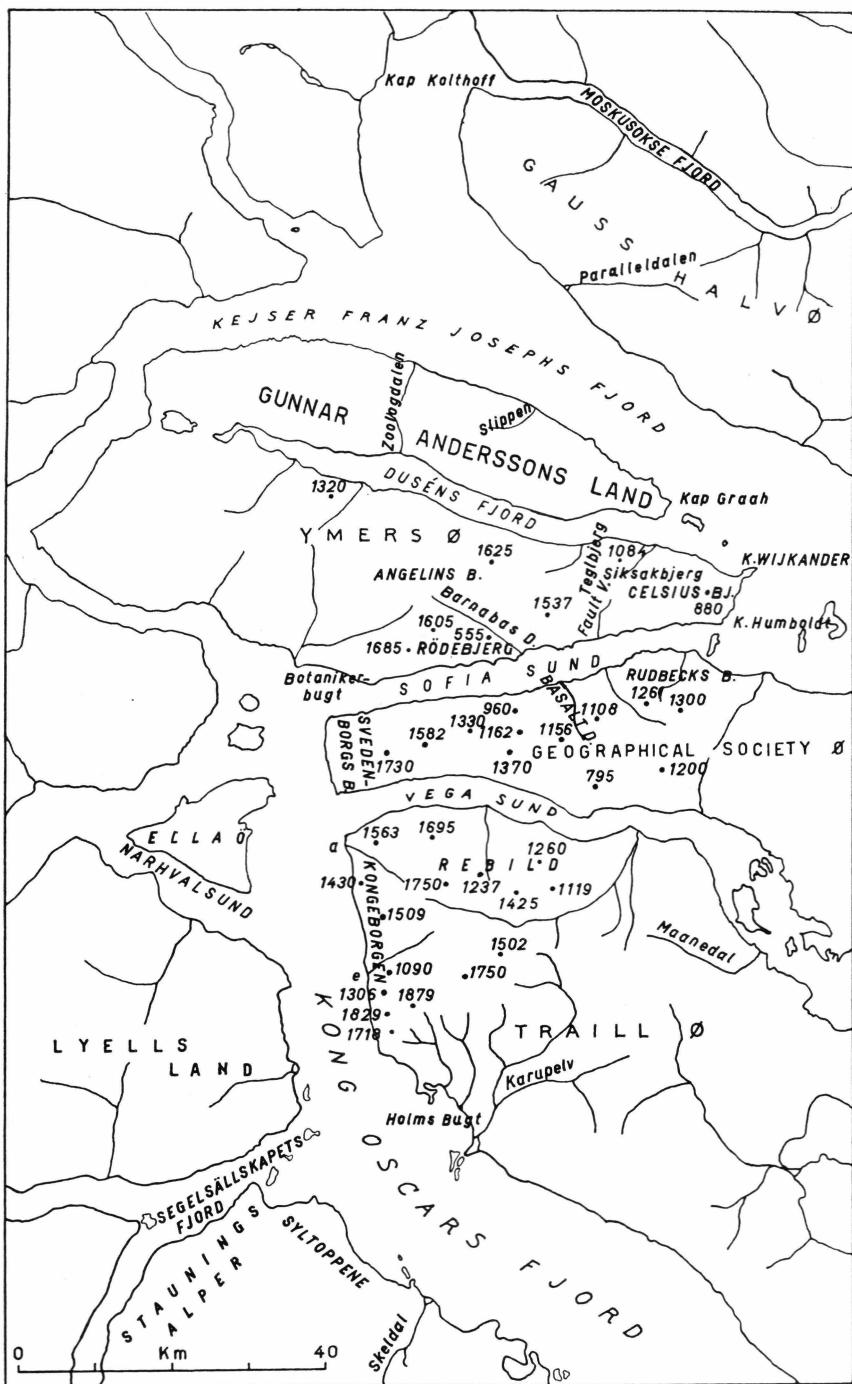


Fig. 1. Übersichtskarte des Gebietes zwischen Kejser Franz Josephs- und Kong Oscars Fjord, nach der Karte des geodätischen Institutes in Kopenhagen. Es wurde ein Teil der im Text genannten Höhenpunkte eingetragen.

I. EINLEITUNG

A. Geographisch-geologischer Überblick.

Das mit Devonsandsteinen bedeckte Gebiet von Geographical Society- und Traill Ø bildet die südliche Fortsetzung des Devonareals der Gauss Halvö und von Ymers Ø. Der Zusammenhang ist durch die in Ostwestrichtung verlaufenden Einschnitte von Kejser Franz Josephs Fjord, des Sofia- und Vega Sundes unterbrochen. Die Talhänge längs dieser Meeresarme zeigen gute Querprofile durch einen Teil der devonischen Senke. Am Sofia Sund z. B. erstrecken sie sich über eine Länge von ungefähr 49 Kilometer. Die Schichten des Devons sind über die ganze Länge der Profile in weite, einfache Sättel und Mulden verbogen. Die Faltenachsen verlaufen ungefähr in Nordsüdrichtung, d.h. mehr oder weniger parallel zur Längenausdehnung der devonischen Senke. Auch die obersten Oldredserien und die tiefsten Karbonschichten sind am Faltenbau beteiligt. Dagegen nehmen die Karbonsandsteine, deren Basis bis jetzt als oberes Unterkarbon oder als unterstes Oberkarbon bezeichnet wurde, nicht daran teil, sodass die Faltung als unterkarbonisch bezeichnet werden muss. Gleich alt wie die einfachen Antiklinalen und Synklinalen ist ein Zug enggescharter Falten am westlichen Rande des gefalteten Devontroges. Die intensiver gefaltete Zone lässt sich von Duséns Fjord südwärts bis ans Ende von Kongeborgen verfolgen. Der Schichtenverband wurde gegen Westen zusammengepresst, die tieferen Serien zusammengestaucht, die höheren teilweise abgeschrägt und über die tieferen geschoben. Der Verfasser hat diese für ostgrönländische Verhältnisse ziemlich intensive Faltung als Ymer Ø Phase (1935a) bezeichnet. Es ist müssig, darüber zu diskutieren, ob sie, trotz ihres späten Auftretens, wie die lokalen mittel-und oberdevonischen Faltungen in Ostgrönland noch als Nachläufer der kaledonischen Faltung, oder als varisches Orogen betrachtet werden soll. Nachdem das karbonische Alter der Faltung feststeht und sie sich über ein grösseres Gebiet, das von der Gauss Halvö bis nach Kongeborgen reicht, verfolgen lässt, bezeichnet sie der Verfasser als varisch. Schon FREBOLD (1932) hatte vermutet, dass die weitgespannten Mulden und Sättel im Devon zu beiden Seiten von Kejser Franz Josephs

Fjord variscisch seien. Zeitlich ist die Faltung wohl am ehesten mit der sudetischen Phase von STILLE (1924) zu vergleichen.

Der Kong Oscars Fjord trennt die Geographical Society- und die Traill Ø von den im Westen gelegenen, kaledonisch gefalteten, innern Fjordgebieten. Sein nördlicher, in meridionaler Richtung verlaufender Teil folgt einer wichtigen geologischen Grenzzone. Der Fjord liegt dort zwischen der Front des frühkarbonischen Faltenzuges, die sein östliches Ufer bildet, und einer auf seiner Westseite gelegenen, kaledonischen Antiklinale. Auch diese streicht, allerdings mit Umbiegungen, in annähernd nordsüdlicher Richtung, sodass der Fjord ein tektonisches Längstal ausfüllt. Auf der Ostseite ist die Stirn der karbonischen Falten der Länge nach angeschnitten, auf dem westlichen Ufer sinkt die Ostflanke der kaledonischen »Grenzantiklinale« unter den Fjord ein.

Die beiden grossen Inseln Traill und Geographical Society liegen im Innern einer weiten und kräftigen geologischen Einmuldung, die sich von der Aussenküste landeinwärts bis in die innern Fjordgebiete geltend macht. KOCH (1935, S. 78) hat diese breite Einsenkung an der Ostküste Grönlands als »Königsbucht« bezeichnet. In ihr sind mächtige Serien präkambrischer und frühpaläozoischer Sedimente erhalten geblieben und spätpaläozoische und mesozoische abgelagert worden. Auch sind darin die Strukturen verschiedener Faltungsvorgänge zu erkennen. Im Ganzen wurde dies bereits von KOCH (1935, Fig. 11) angedeutet, das von ihm skizzierte Bild muss aber in einigen Zügen umgezeichnet werden. Am westlichen Rande der Königsbucht ziehen in nordsüdlicher Richtung die kaledonischen Falten durch, anschliessend gegen Osten folgt die variscisch gefaltete Devonzone zwischen Kejser Franz Josephs- und Kong Oscars Fjord, und im südöstlich anschliessenden Teil von Traill Ø und im Gebiet von Mesters Vig, im nördlichen Scoresby Land, machen sich schwache, weite Sättel und Mulden in den Oberkarbonschichten bemerkbar. Deren Achsen streichen in NE—SW-Richtung, also schräg zu denen des Devonareals. Das flach liegende marine Oberperm ruht mit einer deutlichen Winkeldiskordanz der Unterlage auf. Es kann daraus auf eine noch jüngere, schwache variscische Verbiegung der Schichten im südlichen Teil der Königsbucht während des Unterperms geschlossen werden (vergleiche hiezu BÜTLER 1935 a, S. 31, und 1948, Fig. 17, sowie E. WITZIG, 1954, S. 16).

Folgt man dem Schichtenverlauf von Norden nach Süden, ausgehend etwa vom mittleren Teil des Moskusokfjordes, so sieht man,

Fig. 2. Geologisch-tektonische Übersichtskarte.

Legende: 1 Prädevonische (kaledonische) Gesteinsserien, 2 Postdevonische Ablagerungen, 3 Devon, 4 Zusammengestauchte Devonzone am westlichen Rande des frühkarbonischen Faltungsgebietes, 5 Auf- und Überschiebung, frühkarbonisch, 6 Tertiäre Aufschiebung am Südende von Kongeborgen, 7 Brüche, 8 Antiklinalwölbungen im Devongebiet, 9 Synkinalen im Devongebiet.

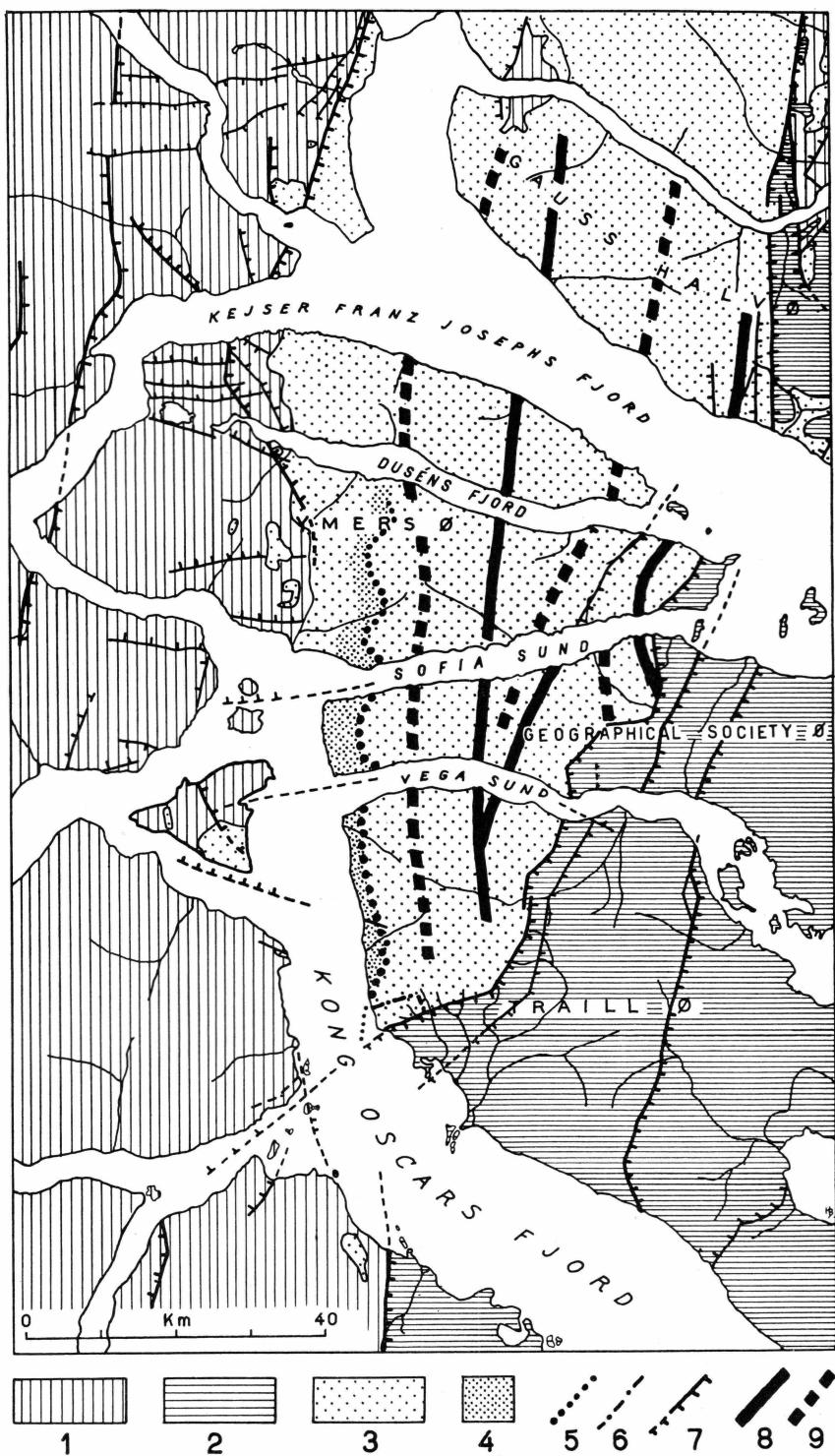


Fig. 2.

dass die Devonsandsteine und ihre Faltenstrukturen gegen Süden in die Königsbucht absinken. An der Südküste der Gauss Halvö wird das Einfallen an manchen Stellen durch WNW—OSO verlaufende Brüche unterstützt. Die tiefste Depression wird unter Kejser Franz Josephs Fjord erreicht, und der Fjord folgt, wenigstens in seinem äusseren Teil, deutlich einer breiten, strukturellen Depressionsrinne. Auf beiden Seiten derselben steigen die jüngsten Devonschichten Ostgrönlands in die Höhe. Südärts hält dieses Ansteigen der Strukturen nur bis in den südlichen Teil von Ymers Ø an, dann bleibt das Niveau, mit kleineren Schwankungen, annähernd konstant. Es fehlen darum im südlichen Teil des Devonareals die obersten Devonserien. Wir finden sie noch im Osten auf Ymers Ø, in der Antiklinale vom Celsius Bjerg, und auf Geographical Society Ø in einer Synklinale südlich von Rudbecks Bjerg. Gegen Osten sinken die stratigraphischen Niveaus allmählich oder stufenweise ab. Im Devon von Traill Ø fehlen die obersten Serien ganz.

In früheren Publikationen wurde bereits auf die Asymmetrie der Strukturen in den Devonschichten auf den südlichen und nördlichen Ufern im westlichen Teil sowohl des Sofia- wie des Vega Sundes hingewiesen. Die Falten sind von quer zu ihnen stehenden Störungen durchschnitten; die beiden Fjordtäler folgen hier tektonisch vorgezeichneten Linien.

Der Zusammenhang der Devonsandsteine von Geographical Society- und Traill Ø mit den im Westen gelegenen Gebieten, wo die devonischen Beckenrand- und Basiskonglomerate sowie deren Unterlage anstehen, ist durch den Kong Oscars Fjord unterbrochen. Dagegen ist auf Ymers Ø, weiter im Norden, die Verbindung zu sehen. Die Lagerungsverhältnisse in diesem nördlichen Gebiet wurden früher beschrieben (BÜTLER 1948), und es wurde darauf hingewiesen, dass die am Beckenrand vorhandenen Konglomerate, die oft als Basiskonglomerate bezeichnet wurden, nicht die allertiefsten Devongesteine sind. Die Randkonglomerate stellen Deltaablagerungen gefällsreicher Flüsse dar und gehen der Beckenmitte zu in Sandsteine über. Auf einem Querschnitt durch das Devonbecken sind die Konglomerate, die dem kaledonischen Untergrund aufliegen und als Basalkonglomerate bezeichnet werden können, ungleich alt.

Grössere und kleinere Reste von Devonkonglomeraten stehen an verschiedenen Stellen westlich von Kong Oscars Fjord auf der kaledonischen Grenzantiklinale an. Verschiedene Geologen haben beobachtet, dass diese Konglomerate mit ihrer Unterlage manchmal etwas verschoben sind. Neulich hat FRÄNKEL die Devonvorkommen in den Steilhängen der Syltöppene genauer kartiert und darin ebenfalls postdevonische Verschiebungen festgestellt. Dies weist darauf hin, dass sich die Faltungsbewegungen, die sich im Devonareal östlich des Fjordes nachweisen

lassen, auch im westlich angrenzenden Gebiet bemerkbar machten. Doch soll in dieser Schrift der westliche Rand des devonischen Ablagerungsraumes mit seinen isolierten Konglomeratresten nicht weiter beschrieben werden. Die Verhältnisse auf Ella Ø sind durch verschiedene Publikationen bekannt, die Vorkommen in den Syltöppene und auf Aakerbloms Ø wurden durch FRÄNKL geschildert, und die Devonreste am Ostrand von Lyells Land werden von SOMMER dargestellt werden.

Gegen Osten schneidet ein Bruch, der durch Ymers-, Geographical Society- und Traill Ø verläuft, die Devongesteine ab. Diese Verwerfung ist ein Abschnitt einer grossen Bruchlinie, die von VISCHER weit nach Norden verfolgt und von ihm als postdevonische Hauptverwerfung bezeichnet wurde. An Kejser Franz Josephs Fjord knickt die Bruchlinie in eine mehr südwestliche Richtung um, durchschneidet schräg das Devonareal und schwenkt dann von Kong Oscars Fjord an wieder in die alte Südsüdwestrichtung ein. Bei ihrem Durchgang durch das Devongebiet zwischen den beiden Fjorden weist die Verwerfung im einzelnen einen ziemlich unregelmässigen, gezackten Verlauf auf.

Auf seiner ganzen Länge, von Copelands Fjord und Godthaabs Golf im Norden bis ins Scoresby Sundgebiet im Süden, macht sich der Bruch durch eine markante, gegen Osten abfallende Stufe in der Landschaft bemerkbar, und zwar ohne Unterschied der geologischen Strukturen, die von ihm durchschnitten werden. BÜTLER hat deshalb diese in der Topographie so deutlich hervortretende Linie als Hochlandrandbruch bezeichnet.

Auf Geographical Society- und Traill Ø steht längs dieser Bruchlinie das Old Red mit Karbonsandsteinen in mechanischem Kontakt. Und meerwärts wird das Karbon von Perm-, Trias-, Jura- und Kreideablagerungen überdeckt. Sie alle sind stark von Basaltdykes und Sills durchsetzt. Die eingedrungenen jungen Basalte verdecken weitgehend den Einblick in die im allgemeinen ruhigen Lagerungsverhältnisse der Schichten an der Aussenküste, und es ist schwierig, in dem östlich des Hochlandes gelegenen Gebiet den Verlauf der Bruchlinien genau zu verfolgen.

Die Devonablagerungen setzen sich unter dem Karbon der abgesunkenen Schollen weiter gegen Osten und Süden fort. Doch liegt dort der Kontakt zwischen Karbon und Devon weit unter Meeresspiegel, und man weiss nicht, wie weit diese Fortsetzung geht. An einigen Stellen tauchen an gehobenen Schollenteilen in der Nähe der Aussenküste Devongesteine auf, wie z. B. an der nördlichen Umrandung des Liverpool Landes, in den Giesecke Bjergen und dem östlichen Hudson Land. Diese Stellen zeigen, dass das zusammenhängende Devonareal in Zentral-Ostgrönland ursprünglich viel grösser als das heute sichtbare war.

II. STRATIGRAPHIE UND LAGERUNG DER DEVONSERIEN

A. Gliederung der Devonserien.

In verschiedenen Niveaus der mächtigen Sandsteinablagerungen des ostgrönländischen Devons sind Wirbeltierreste gefunden worden. Im Gebiete der westlichen Gauss Halvö, von Ymers Ø und Kong Oscars Fjord lieferten jedoch nur die oberen Seriengruppen gut bestimmbarer Fossilien. Diese stammen aus den roten und grauen Sandsteinen westlich Kap Graah und einigen, diesen Lokalitäten stratigraphisch entsprechenden Niveaus der Gauss Halvö, dann aus den noch jüngeren, dunkelrotbraunen *Remigolepis*-Schichten vom Celsius Bjerg und der Gauss Halvö, sowie aus den allerobersten noch dem Old Red zugerechneten Sandsteinen. SÄVE-SÖDERBERGH (1934) hat nach der stratigraphischen Lage der Fossilfundstellen und den gefundenen fossilen Wirbeltierfaunen die Devonablagerungen zwischen der Gauss Halvö und Kongeborgen in drei Seriengruppen gegliedert (vergleiche hierüber: JARVIK 1948). Alle wurden als oberdevonisch bezeichnet.

Zu oberst die *Grönlandaspis*-Serien, charakterisiert durch *Grönlandaspis mirabilis* HEINTZ, und umfassend die früher unterschiedenen Abteilungen des oberen Sandsteinkomplexes und der *Arthrodire*-Sandsteine.

Darunter die *Remigolepis*-Serien, die eine reiche Fauna mit verschiedenen *Remigolepis* ssp., *Ichthyostegiden* etc. lieferten.

Unten die *Phyllolepis*-Serien, aus denen die Fossilien im Kap Graahgebiet und den tieferen Lagen der Gauss Halvö stammen, mit *Bothriolepis grönlandica* HEINTZ, *Phyllolepis orvini* HEINTZ, *Onychodus*, *Holptychius*, *Bothriolepis jarviki* STENSIÖ, *Cladolus* etc.

Zu unterst die sog. »Basiskonglomerate«, deren devonisches Alter nicht näher bestimmt werden konnte.

Die *Phyllolepis*-Serien umfassten also, nach der Definition von SÄVE-SÖDERBERGH, alle tieferen Serien des Gebietes, mit Ausnahme der Basiskonglomerate und der südlich des Davy Sundes gefundenen mittel-

devonischen Schichten. Nach den Aufschlüssen auf Strindbergs Land, Gauss Halvö und Ymers Ø liess sich die Mächtigkeit der *Phyllolepis*-Serien auf über 5000 Meter berechnen, währenddem die *Remigolepis*-Serien im Maximum 800 und die *Grönlandaspis*-Serien 600 bis 700 Meter messen. Für den kartierenden Geologen ergab sich also eine sehr unproportionierte Einteilung der Devongesteine, und es war nicht möglich, mit ihr eine Gliederung der weitverbreiteten, mächtigen untern Gruppen vorzunehmen, sofern man nicht wieder zum unbefriedigenden Schema, das KULLING (1930) und ORVIN (1930) anwenden mussten, zurückkehren wollte.

Bei den Aufnahmen am Moskusoksefjord und im Hudson Land hatte der Verfasser festgestellt, dass innerhalb der Devonablagerungen grosse Diskordanzen und verbreitete Konglomeratniveaus vorkommen, die auf Bewegungsvorgänge im Herkunfts- und Ablagerungsgebiet des Devonmaterials hinweisen. Er gliederte deshalb die Sandsteine, ihrer grosszyklischen Sedimentation wegen und auf Grund der Diskordanzen und der Geröllschüttungen, in orogene Seriengruppen (BÜTLER 1935a). Vorläufig, d. h. so lange, bis durch einen Überblick auf ein grösseres Areal eine bessere Aufteilung möglich würde, unterschied er für das Moskusoksefjord-Gebiet 5 solche Gruppen. Sie liessen sich auf der Nordseite der westlichen Gauss Halvö leicht mit der biostratigraphischen Einteilung von SÄVE-SÖDERBERGH in Verbindung bringen. Dabei entsprachen die *Grönlandaspis*- und die *Remigolepis*-Serien zusammen ungefähr der obersten orogenen Seriengruppe, die als »Mt. Celsius-serien« bezeichnet wurde. An der Basis der *Remigolepis*-Schichten kommt, nach der Einteilung BÜTLERS, noch eine Schichtstufe von wechselnder Mächtigkeit hinzu; zum Hangenden liegt sie konkordant, zum Liegenden aber deutlich diskordant. Die mächtigen *Phyllolepis*-Serien SÄVE-SÖDERBERGHS wurden in 4 orogene Gruppen aufgespalten, von denen die oberste Kap Graahserien genannt wurde. Sie umfasst fast alle Schichten, in denen in den *Phyllolepis*-Serien bestimmbare Fossilien gefunden worden waren, also vor allem diejenigen mit *Bothriolepis grönlandica*, *Bothriolepis jarviki* und *Phyllolepis orvini*. Nach den Bestimmungen der Paläontologen sind diese Fossilien und damit auch die Kap Graahserien sicher oberdevonisch.

Die Kap Kolthoffserien, die am Moskusoksefjord die Kap Graahserien unterlagern, wobei zwischen den beiden mancherorts eine deutliche Winkeldiskordanz besteht, setzen sich aus lithologisch verschiedenen Serien zusammen. Ein Wechsel ist sowohl in vertikaler, wie auch in horizontaler Richtung festzustellen, und die Gesamtmächtigkeit der Seriengruppe ist sehr gross. In ihrem tiefen Teil umfasst sie graugrüne, rot gebänderte, auch hellgraue, fast weisse Sandsteine, im mittleren und oberen findet sich eine Wechsellagerung von intensiv braunroten

und hellroten Sandsteinen, denen vulkanische Tuffe, Tuffite und Laven eingelagert sind; gegen Westen und Süden gehen die Kap Kolthoffserien in mächtige, monoton hellgraue Sandsteine über. In Anbetracht der grossen Mächtigkeit war der Verfasser seinerzeit im Zweifel, ob er nicht zwei getrennte Seriengruppen auseinanderhalten sollte, denn stellenweise liessen sich innerhalb der Gruppe Diskordanzen beobachten, jedoch fehlten ausgedehnte Geröllhorizonte. Sowohl im untersten wie im obersten Teil der Kap Kolthoffserien sind Einlagerungen von Basalten und basaltischen Tuffen vorhanden, und in die mittleren und obern Partien sind die sauren Vulkanite des westlichen Moskusoksefjordes eingeschlossen. Die Kap Kolthoffserien sind also stellenweise durch vulkanische Gesteine charakterisiert.

In der Einteilung von SÄVE-SÖDERBERGH müssten die Kap Kolthoffserien den mittleren Teil der *Phyllolepis*-Serien einnehmen. Auf Ymers-, Geographical Society- und Traill Ø besitzen sie eine weite Verbreitung. Seitdem aber aus dem östlichen Teil der Gauss Halvö mitteldevonische Schichten bekannt sind (vergl. BÜTLER 1948, 1954, JARVIK 1949), kann angenommen werden, dass die Sandsteine, die unter den Kap Kolthoffserien liegen, mitteldevonisch sind. Wahrscheinlich muss die Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon mitten durch die Kap Kolthoffserien gezogen werden. Im Sommer 1952 hat FRÖHLICHER, im Verlaufe unserer Kartierungen am Moskusoksefjord, im untern Teil der Seriengruppe Fischreste gefunden (Lokalität H und SN), die nach der Ansicht JARVIKS einer bis jetzt im Devon Ostgrönlands unbekannten Fauna angehören. Es handelt sich um Schädelreste und Schuppen von kleinen *Rhizodontid-Crossopterygiern*, die älter zu sein scheinen als die *Phyllolepis*- und *Remigolepis*-Faunen, und jünger als die Reste mit *Gyroptychius grönlandicus* von Kap Franklin und dem Canning Land. Doch ist das rasch eingesammelte Material noch zu klein, um eine nähere Bestimmung zuzulassen.

Die beiden noch tieferen Seriengruppen, die am Inlier des westlichen Moskusoksefjordes unterschieden werden können, Kap Bull- und Basisserien benannt, sind in ihrer Lagerung stark gestört. Ihre Mächtigkeit ist dort infolge jüngerer devonischer, tektonischer Vorgänge und Abtragungen nicht mehr festzustellen. Es erscheinen aber gleichaltrige Schichten in der östlichen Gauss Halvö. Doch kann vorderhand noch keine sichere Korrelation zwischen den beiden Gebieten hergestellt werden. Die Serien werden im östlichen Teil der Halbinsel, auf Grund von besser erhaltenen Typprofilen, neu definiert werden müssen. Die den Kap Bull- und tieferen Serien entsprechenden Schichten sind sicher mitteldevonisch.

Die Übertragung der orogenen Seriengruppen auf die Gebiete südlich von Kejser Franz Josephs Fjord stösst auf Schwierigkeiten.

Die im Moskusoksefjord und Hudson Land so auffälligen Diskordanzen und groben Breccien scheinen weiter im Süden zu fehlen. Man befindet sich dort, in der Königsbucht, in einem tieferen und zentraleren Teil des devonischen Troges, mit einer weniger gestörten und weniger unterbrochenen Sedimentation. Auch ist dort, infolge der Niveaubeständigkeit der Faltenachsen, kein Einblick in die tieferen Strukturen des Ablagerungsraumes mehr möglich. Einige vulkanische Niveaus aus den Kap Kolthoff- und Kap Graahserien lassen sich aber in der Umgebung von Kap Graah wieder finden und von dort aus bis zum Vega Sund verfolgen.

Leider sind wir über die stratigraphische Abgrenzung der Devonablagerungen Ostgrönlands sowohl nach unten wie nach oben nur ungenau orientiert.

Längs der Westgrenze des Devonareals liegen die Oldredschichten mit einer Basisbreccie und einem basalen Konglomerat diskordant dem kaledonisch gefalteten Unterbau auf. Die spärlichen Fossilfunde längs dieses Westrandes erlauben nicht, die Devonschichten genauer zu datieren. Sie transgredierten von Osten gegen Westen, und aus den Lagerungsverhältnissen kann man schliessen, dass die Basalschichten am Saum des devonischen Ablagerungsraumes jünger als in seinem Innern sind. Auf Ymers Ø, wo das Profil kontinuierlich bis an den westlichen Rand verfolgt werden kann, lässt sich feststellen, dass die Basisschichten im Norden dem untern Teil der Kap Kolthoffserien, gegen Süden einem etwas noch tieferen Niveau entsprechen, also dem obern Mitteldevon zuzuzählen sind. Die untersten Serien, die im Innern des Beckens am Moskusoksefjord-Inlier und bei Kap Franklin erscheinen, sind etwas älter, aber immer noch mitteldevonisch. Doch ist gegen Osten ihre Unterlage nicht anstehend, sodass man nicht weiss, wie tief die devonischen Schichten reichen. Immerhin enthalten die Konglomeratlagen ausschliesslich bekanntes, kaledonisches Geröllmaterial, sodass man vermuten kann, dass Mitteldevonschichten dem kaledonischen Untergrund aufliegen.

Auch die stratigraphische Abgrenzung nach oben, zum Karbon, ist nicht sicher bekannt. Denn nur an wenigen und weit auseinanderliegenden Stellen ist die Ueberlagerung der Devonschichten durch solche, die sicher als karbonisch bestimmt sind, zu sehen. In diesen Fällen ist es Oberkarbon, das diskordant das Old Red zudeckt.

Die jüngsten Devonschichten sind auf der westlichen Gauss Halvö und im Celsius Bjerg vorhanden. SÄVE-SÖDERBERGH gliederte sie in die dunkelroten *Remigolepis*-Serien, die darauf liegenden grauen *Arthrodire*-Sandsteine und den obern Sandsteinkomplex, der hellrote, konglomeratische und grobsandige Ablagerungen umfasst. Ursprünglich nahm SÄVE-SÖDERBERGH an, dass dieser obere Komplex karbonisch sein könnte. Auf Grund von Beobachtungen im Gastisdal kam er aber dazu, ihn eben-

falls als devonisch zu bezeichnen und mit den *Arthrodire*-Sandsteinen in den *Grönlandaspis*-Serien zu vereinen. Die von ihm festgehaltenen Beobachtungen im Gastisdal sind, des frühen Todes des Verfassers wegen, nur in einem Manuskript vorhanden (III. Investigations in the Upper Devonian of the Franz Joseph Fjord District in 1934 and 1936). Da aber die Schlussfolgerungen, die er aus den geologischen Verhältnissen an La Cours Bjerg zog, in seinen letzten Publikationen verwendet wurden, soll hier auf Grund des in den Jahren 1948 und 1952 im Gastisdal vorgenommenen Augenscheins darüber referiert werden.

Der Talgrund vom Gastisdal wird von Sandsteinen des kontinentalen Karbons eingenommen. Sie sind in einem schmalen Graben zwischen die Devonschichten von Ramsays Bjerg im Westen und das Kristallin und Devon von La Cours Bjerg im Osten eingesenkt. Auf beiden Seiten sind die anstehenden Devonschichten gefaltet. Am Nordostausgang des Tales liegen die versenkten Karbonschichten direkt dem Kristallin und den Eleonore Bay-Schichten von La Cours Bjerg auf, talaufwärts dürften sie Devon überdecken, doch sind dort keine tief genug gehenden Aufschlüsse vorhanden.

Den östlichen Grabenrand bilden im südlichen Teil von La Cours Bjerg graugrüne, durch rötliche Schichten gebänderte und einfach gefaltete Devonsandsteine. SÄVE-SÖDERBERGH glaubte sie mit den Schichten der *Remigolepis*-Serien vergleichen zu können, doch gibt er an, dass er keine Fossilien gefunden habe, die diese Annahme stützen. Die Kartierung ergab aber ganz eindeutig, dass es sich bei den gefalteten Sandsteinen um mitteldevonische Serien handelt, die gleichen, die auf der gegenüberliegenden Talseite in Ramsays Bjerg vorkommen. Sowohl faziell wie der Lagerung nach gleichen sie in keiner Weise den *Remigolepis*-Schichten des benachbarten Harderberggebietes. Ungefaltet und diskordant liegt über dieser untern Sandsteinserie an La Cours Bjerg eine schwach gegen Osten einfallende, ungefähr 120 Meter mächtige Folge von gröbneren und feineren Konglomeraten und groben, ziegelrot und ockergelb anwitternden Sandsteinen. Darüber stellen sich Schiefer, gipshaltige Sandsteine, ein grobes Konglomerat und die Dolomite des Oberperm ein. Dem Gesteinscharakter nach und weil er das Liegende für *Remigolepis*-Serien hielt, verglich SÄVE-SÖDERBERGH die flachliegenden roten und gelben Sandsteine mit dem obern Sandsteinkomplex von Celsius Bjerg und der westlichen Gauss Halvö. Doch weichen sie lithologisch stark von diesen ab, und ihrer Position nach bilden sie das unmittelbar Liegende des marinen Oberperm. Auch lassen sich die Schichten an La Cours Bjerg in keiner Weise mit denen des obären Sandsteinkomplexes der Nachbargebiete verbinden. Nun meldete aber SÄVE-SÖDERBERGH aus den Schichten unmittelbar über der gefärbten Serie von La Cours Bjerg einen Fund von gut erhaltenen Platten von *Arthrodiren*, die als

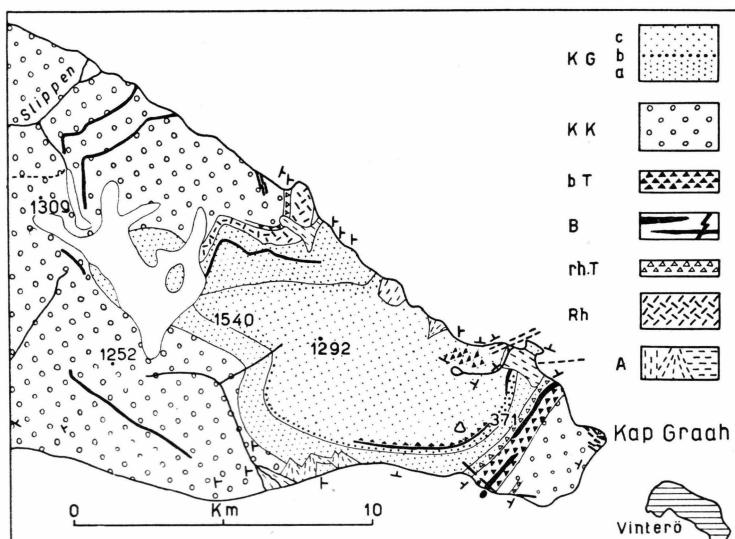


Fig. 3. Geologische Kartenskizze des Kap Graahgebietes.

Legende: KG Kap Graahserien, a unterer Teil, b Konglomerate, c mittlerer u. oberer Teil, KK Kap Kolthoffserien, bT basaltische Tuffe und Tuffite, B Basalte, Ergüsse und Gänge, rh.T rhyolithische Tuffe und Tuffite, Rh Rhyolithdecken, A Schuttkegel und Anschwemmungen, Vinterö: Karbon.

Grönlandaspis sp. bestimmt wurden. Daraus zog er den Schluss, dass der rote Sandsteinkomplex, der unter diesen fossilführenden Schichten liege, als devonisch bezeichnet werden müsse. Leider lassen sich diese Angaben nicht mit den feldgeologischen Gegebenheiten in Übereinstimmung bringen. Die rote und gelbe Sandsteinserie bildet die Basis des transgressiven Perms und ist konkordant mit ihm verbunden.

Meiner Ansicht nach ist die Schlussfolgerung, die SÄVE-SÖDERBERGH aus den geologischen Verhältnissen im Gastisdal zog, nicht beweiskräftig für das devonische Alter des »obern Sandsteinkomplexes« auf der westlichen Gauss Halvö und auf Ymers Ø. JARVIK (1950) hat in seiner stratigraphischen Korrelation der Oberdevonsandsteine Ostgrönlands mit den marinen Serien die Möglichkeit offen gelassen, dass die obersten *Grönlandaspis*-Serien dem Unterkarbon zugezählt werden könnten.

Am Celsius Bjerg und auf der westlichen Gauss Halvö besteht Konkordanz der Lagerung zwischen *Remigolepis*-Serien, *Arthrodire*-Sandstein und oberem Sandsteinkomplex, und sie wurden deshalb zu einem Sedimentationszyklus zusammengefasst, den Mt. Celsiusserien. Jedoch zeigt der obere Teil derselben, namentlich der obere Sandsteinkomplex, eine zunehmende Kornvergrößerung, die auf eine Änderung in den Transport- und Ablagerungsverhältnissen hinweist, und litholo-

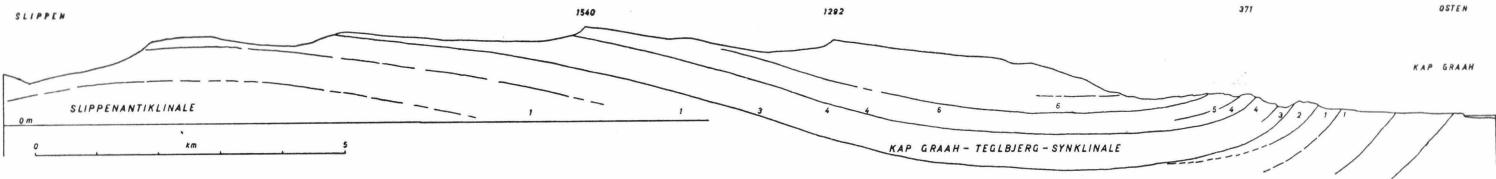


Fig. 4. Profil in WNW-OSO Richtung durch die Falten des Kap Graahgebietes. Die Zahlen 1 bis 6 entsprechen den Nummern der Profilbeschreibung im Text, S. 24—28.

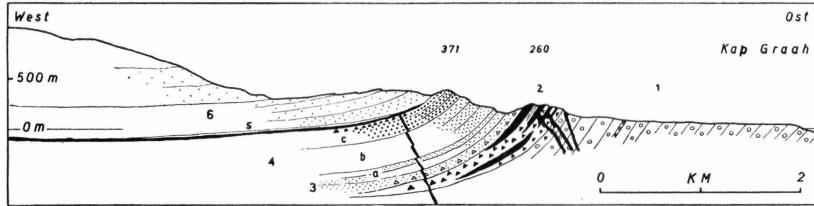


Fig. 5. Detailprofil durch die Ostflanke der Kap Graah-Synklinale. Die Zahlen 1 bis 6 entsprechen den Nummern der Profilbeschreibung im Text auf den Seiten 24—28 und die Signaturen denen der geologischen Karte, Fig. 3.



Fig. 6. Das Zentrum der Kap Graah-Synklinale, von Süden gesehen. Im Hintergrund die Gauss Halvö mit den Bergen südöstlich von Paralleldal, davor Kejser Franz Josephs Fjord, im Vordergrund Duséns Fjord. Der kleine dunkle Hügel, rechts vor der grossen Eisscholle, besteht aus Basalten und Tuffen, derjenige links ist der Punkt 371 mit den Konglomeratbänken, über denen, gegen links unten, die obere Basaltlage liegt. Die eingezzeichneten Zahlen beziehen sich auf das im Text beschriebene Schichtenprofil, S. 24—28 (Flugphoto E. HOFER).

gisch betrachtet weisen diese Sandsteine mehr gemeinsame Merkmale mit denen des kontinentalen Karbons, als mit den liegenden Devonserien auf. In Ostgrönland scheinen die Oberdevonserien ohne grösseren Sedimentationsunterbruch in diejenigen des Unterkarbons überzugehen. Eine Lücke besteht sehr wahrscheinlich erst über den untersten Karbonschichten.

B. Die stratigraphischen Verhältnisse bei Kap Graah auf Gunnar Anderssons Land.

Die geologischen Verhältnisse bei Kap Graah wurden bereits von KOCH (1929, S. 79) in den wesentlichen Zügen skizziert. Auf der niedrigen, flachen Landzunge, an deren Ostpunkt das Kap Graah liegt, stehen grobe, graue, gegen Westen einfallende Sandsteine an. Ein Hügelzug, der 260 Meter Höhe erreicht, überquert $2\frac{1}{2}$ Kilometer vom Kap entfernt den nördlichen Teil der Halbinsel. Es stehen dort den Schichten mehr oder weniger konform eingelagerte Basalte an. Gegen Westen folgt eine kleine Einsattelung, dann steigt das Gelände steil zum Punkte 371 auf. Hierauf folgt ein längeres flaches Gratstück mit einer Einsattelung

in 320 Meter Höhe, dann hebt sich der Höhenrücken bis zum Punkte 1292 der Karte.

Bei Kap Graah fallen die Schichten mit 35° bis 40° gegen Westnordwesten ein, gegen Westen nimmt die Neigung bis auf 60° beim Basalthügel zu, dann flacht sie rasch aus. Die Schichten bilden gegen Westen eine breite, im Innern flache Synklinale, die ihren Tiefpunkt unter dem Grat zwischen der Einsattelung von 320 Meter und dem Punkte 1292 m erreicht. Wir nennen sie die Kap Graah-Synklinale. In ihrem Kern sinken die Schichten mit ungefähr 15° gegen Nordnordosten ein, diese Neigung gibt das axiale Fallen der Falte gegen Kejser Franz Josephs Fjord an. Der etwas flachere westliche Schenkel der Mulde steigt zu einer breiten Antiklinale auf, die über dem Tale Slippen ihren Scheitel hat, sie wird im folgenden als Slippenantiklinale bezeichnet. Noch weiter im Westen folgt die Zoologdalen-Synklinale. Unter ihrem flach gegen Westen aufsteigenden Schenkel tritt dann die Unterlage der Devonablagerungen hervor.

Wir beginnen die Profilbeschreibung im Osten mit den ältesten der bei Kap Graah anstehenden Schichten.

1. Von Kap Graah an stehen auf der flachen Landzunge gegen Westen hellgraue, grobkörnige Arkosen an. Bei näherer Betrachtung sind sie durch die Feldspäte rötlich gesprinkelt, oft sind auch kleine rötliche Granitstücke, bis zu $\frac{1}{2}$ cm im Durchmesser, im Sandstein eingeschlossen, und zerstreut kommen darin gut gerundete Einzelgerölle von Quarzit vor; die grösseren messen bis zu 5 cm. An der Nordküste, nicht weit von Kap Graah entfernt, ragen einige steilstehende, in Westnordwest- bis Westostrichtung streichende Basaltdykes, die nahe beisammenstehen,mauerartig aus den Sandsteinen empor. Sie streichen am Küstenkliff des Kap Graah als Klippen ins Meer hinaus. Die Basalte sind älter als die Faltung der Sandsteinschichten, denn sie sind durch die Schichtenumbiegung zerbrochen worden. Da sie fast parallel zur Faltungsrichtung stehen, wurden sie in grössere Gangsegmente zerteilt und die einzelnen Stücke, je nach der tektonischen Beanspruchung, gegeneinandergeschoben oder auseinandergerückt.

Im Innern der Landzunge durchziehen basaltische Dykes die Schichten auch in andern Richtungen. Die meisten Gänge messen 1 bis 2, grössere aber 5 bis 6 Meter in der Breite. Gelegentlich spalten sie sich in mehrere schmalere, nahe beisammenstehende Dykes auf.

In gleichbleibender Ausbildung setzen sich die grauen Arkosen gegen Westen bis zum Basalthügel fort. Ihre sichtbare Mächtigkeit lässt sich auf über 2000 Meter berechnen. Ausser schlecht erhaltenen, verkohlten Pflanzenresten wurden leider in der ganzen Serie keine Fossilien gefunden. Das Sandmaterial des Gesteins stammt offensichtlich vom Abbau eines grossen Granit- oder Kristallinareals und dürfte über grössere Entfernungen transportiert worden sein.

2. Im Hügelzug, der $2\frac{1}{2}$ km westlich des Kaps quer über die Landzunge streicht, stehen Basalte an. Sie sind den Sandsteinen mehr oder weniger konkordant eingefügt. Die im Jahre 1934 gemachte Beobachtung, dass die Basalte an der Nordküste schlackige Lagen aufweisen, liess die Frage auftauchen, ob man es nicht mit alten, basaltischen Ergüssen zu tun habe. Auch KULLING hat schon

1931 die schlackigen Basalte bemerkt. Doch wurden seinerzeit die Basalte nicht in die Untersuchungen einbezogen. Erst durch spätere Beobachtungen, und nachdem einige Basaltproben aus dem Devongebiet durch RITTMANN (1940) petrographisch untersucht worden waren, stiegen stärkere Zweifel über das junge Alter mancher Basalte auf. Und bei den Revisionen im Sommer 1952 wurden auch die Basaltvorkommen bei Kap Graah genauer betrachtet. Es zeigte sich gleich, dass auf den grauen Arkosen von No. 1 basische Tuffe liegen, die mit basaltischen Lagen abwechseln, und dass hier ein Teil eines devonischen Basaltvulkans erhalten blieb, der von den roten Kap Graahsandsteinen zugedeckt wurde.

Die Profile durch die basaltische Serie wechseln in den Einzelheiten von Stelle zu Stelle. DALVESCO berichtet hierüber Genaueres (1954, S. 30).

Überschreitet man den Hügel beim höchsten Punkt (260 m) von Osten gegen Westen, stratigraphisch gesehen also von unten nach oben, so findet man im Liegenden die grauen Arkosen. Darauf folgen Sandsteine, die durch basische Tuffeinlagerungen grünlich gefärbt sind, dann eine Wechsellagerung von basaltischen Laven und vulkanischen Tuffen. Bei den letztern handelt es sich teils um Aschen, teils um feineres und gröberes vulkanisches Breccienmaterial. Darin liegen massenhaft grössere Basaltbomben und Gesteinsbrocken aus der Unterlage des Vulkans. Die Mächtigkeit dieser Wechsellagerung misst ungefähr 100 bis 150 Meter. Dann folgt eine, durch ihre ziegelrote Verwitterungsfarbe auffallende, 10 bis 20 Meter dicke Lage von abwechselnd fein tuffitischen und gröber sandigen und brecciösen Schichten. Und auf ihr liegt, als Abschluss der Serie, eine kompakte Basaltdecke von 30 bis 40 Meter Mächtigkeit. An ihrer Basis, teilweise auch an ihrer Oberfläche ist sie schlackig oder blasig. Die Oberfläche ist uneben und stellt offensichtlich eine Abwitterungsfläche dar. An der Basis dieses Basaltes ist in den Tuffiten eine 10 bis 20 cm dicke Verfärbung durch Kontaktteinwirkung zu sehen, nicht aber an der Berührungsfläche mit den hangenden Schichten. Diese bestehen aus einem weisslichen bis hellroten, konglomeratischen Sandstein, der wie die Basaltdecke mit 50 bis 60 Grad gegen Westen abfällt.

Ein vom Vorhergehenden etwas abweichendes Profil ist auf der Nordseite des Basalthügels, längs der Küste aufgeschlossen. Dort erhält man Einblick ins Innere des kleinen Vulkans. Von Westen gegen Osten gehend, also von oben nach unten, sieht man auch hier im Hangenden die weissen und hellroten Sandsteine, darunter die Basaltdecke und die ziegelroten Tuffite. Gegen Osten folgt nun, auf einer Strecke von mehreren hundert Meter, eine in Schollen und grosse Blöcke aufgelöste Masse von Devonsandsteinen, die von Gängen durchsetzt ist. Diese sind teils mit vulkanischen Breccien, teils mit kompaktem, teils mit schlackigem Lavagestein, das viele Einschlüsse enthält, aufgefüllt. Auf der Hügelkuppe liegen diesem Komplex die geschichteten Breccien und die Basaltlagen auf. Und weiter gegen Osten folgen die grauen Arkosen, in denen noch mehrere, unten kompakte, nach oben aber oft schlackenartig aussehende Basaltgänge stehen.

Die ganze, mehr oder weniger deutlich geschichtete vulkanische Serie, mit Tuffiten, Tuffen und Laven zusammen, ist ungefähr 200 Meter mächtig.

3. Die Basaltdecke, die den Abschluss von 2 bildet, wird auf einer unebenen Oberfläche von einer weiss anwitternden, im Bruch etwas rötlichen Sandsteinserie überlagert. Das Gestein ist grobkörnig, manche Lagen konglomeratisch und bankig geschichtet. Die Schichten streichen Nordnordost und fallen bis zu 60° gegen Westen ein. Da sie leichter auswittern als die liegenden Basalte und die hangenden roten Sandsteine, hat sich in ihnen eine scharfe Einsattelung auf



Fig. 7. Die Konglomerate an der Basis der Kap Graahserien (Nr. 3 im Text). Die dunkeln, im Gestein eingeschlossenen Blöcke sind Rhyolithstücke und Rhyolithbombe.

dem Rücken der Halbinsel gebildet. Man kann die Mächtigkeit der hellen Sandsteinserie auf ungefähr 250 Meter veranschlagen.

Ihr Gesteinsmaterial besteht vorwiegend aus grossen Quarzkörnern, ähnlich wie in den Arkosen von 1, auch findet man eingestreute Quarzitgerölle und rote Gesteinsstückchen. Doch diese bestehen nicht aus Feldspat- oder Granittrümmern, sondern aus kleinen Brocken eines dichten, fleischroten Quarzporphyrs (Rhyolith). Besonders fallen im untern Teil der Serie grosse, rote Rhyolithstücke auf, die regellos in die Sandsteine eingebettet sind. Die meisten messen 10 bis 20 cm, die grössten aber bis zu einem halben Meter (Fig. 7). Zum Teil sind es unregelmässig begrenzte Brocken eines schieferig-schlierigen, teils eines kompakten, oft aber eines schlackenartigen Gesteins. Offensichtlich handelt es sich um Auswürfungen eines rhyolithischen Vulkanes (RITTMANN 1940, Lokalität P, Gesteinsprobe 202). Basaltische Stücke fehlen ganz. Im mittleren und oberen Teil der Serie fehlen diese groben Komponenten. Schon KULLING (1931, S. 10, Fig. 3) erwähnt Rhyolithbreccien über den Basalten von Kap Graah, doch hat er aus dieser Beobachtung keine weiteren Schlüsse gezogen.

Sucht man in der weiteren Umgebung nach der Herkunft der sauren Eruptivtrümmer, so stösst man auf der Nordseite von Gunnar Anderssons Land, ca. 13,5 km westlich Kap Graah, dort, wo die Karte eine kleine Halbinsel angibt, auf gebankte Rhyolithergüsse. Sie liegen in der gleichen stratigraphischen Position wie die sauren Bomben. Auf den grauen Arkosen, die von Basaltdykes durchsetzt sind, liegt eine Serie von dünn geschichteten Tuffen und Tuffiten von abwechselnd

graugrüner, roter und rotvioletter Farbe. Die Schichten fallen, wie die liegenden Sandsteine, mit ungefähr 45° gegen Osten ein. Auf die Tuffe folgen, mehr oder weniger konkordant und grobbankig abgelagert, rotbraun anwitternde Rhyolithe. Man findet darin Lagen, die reich an Sphärolithen sind sowie dünnsschichtige Tuffe. Auf der geologischen Karte (BÜTLER 1948 b) ist die betreffende Lokalität um ca. 4 Km zu weit im Südosten eingezeichnet. Ein Teil der seinerzeit eingesammelten Gesteinsproben wurde von RITTMANN (1940, Lokalität Q, Nr. 462, 463) untersucht und als Alkalirhyolite bestimmt. Die erste Erwähnung der Stelle findet sich bei BÜTLER (1935, S. 19 u. 20), eine genauere Feldbeschreibung des Vorkommens gibt DALVESCO (1954, S. 26).

Die vulkanischen Ablagerungen erreichen auf der kleinen Halbinsel ungefähr 160 Meter Dicke, wovon rund 60 auf die liegenden Tuffe entfallen. Die Gesteine weisen auf eine in unmittelbarer Nähe befindliche Ausbruchsstelle hin, doch liess sich diese nicht näher lokalisieren. Eine Untersuchung der Felswand längs der Küste südlich und westlich des Rhyolithvorkommens, würde weitere Anhaltspunkte liefern.

Auf den Rhyolithen liegen graugrüne, konglomeratische Quarzsandsteine, die viel feinen Verwitterungsschutt aus den sauren Eruptiven enthalten. Dann folgen weiss anwitternde, leicht zerfallende Quarzsandsteine, die von den roten Mauersandsteinen der nächstfolgenden Serie überlagert werden.

4. Die helle Sandsteinserie von 3 bildet einen Übergang zu den intensiv ziegelrot bis rotbraun gefärbten, sehr harten Kap Graahsandsteinen. Ihre Bänke treten in steilen Bändern, an der Küste in hohen Felswänden hervor. Die Serie beginnt
 - a. mit einer etwa 30 Meter mächtigen, intensiv rotbraunen Schichtgruppe, die schieferig zerfällt und leicht auswittert. Nach oben geht sie
 - b. in harte, ziegelrote und braunrote Quarzsandsteine über. Diese sind bankig gelagert und innerhalb der Bänke fällt die markante Diagonalschichtung auf. Dieser Serienteil ist ungefähr 250 m mächtig (siehe Fig. 8). Darauf folgt
 - c. eine ebenfalls rote, aber mehr konglomeratische Serie. Sie beginnt mit feinkonglomeratischen Einlagerungen in den roten Sandsteinen, nach oben werden die Gerölle grösser und häufiger, und das Gestein geht in ein richtiges Konglomerat über. Die Gerölle, eingebettet in eine rote, sandige Grundmasse, sind meist Quarzite von 3 bis 5, einzelne aber bis zu 30 cm grösstem Durchmesser. Es kommen aber vereinzelt auch Trümmer von Devonsandsteinen und Graniten vor. Eine mächtige Konglomeratbank, die die Stelle markiert, an der der Steilhang gegen Westen in einen flachverlaufenden Grat übergeht, beim Punkt 371, fällt mit ungefähr 30 bis 35° gegen Westen ein und bildet eine scharfe, unvermittelte Grenze zu den hangenden Sandsteinen. Die konglomeratische Serie misst 100 bis 150 Meter.
5. Nördlich und südlich des Punktes 371 liegt der obere Konglomeratbank am Berghange eine Basalteinlagerung auf, die gegen Osten auskeilt und oben auf der Grathöhe fehlt.
Auf der Südseite des Hanges wurden im allerobersten Teil der Konglomerate von 4c, neben viel Devonsandstein-, Quarzit- und Konglomeratgerölle, viele bis kopfgrosse, basaltische Bomben von blasiger Beschaffenheit gefunden. Darüber liegt dann eine ca. 1 bis 2 Meter dicke Lage von blasigem Basalt, überlagert von vulkanischen Tuffen und einer weiteren, dünnen Basaltschicht. Hangaufwärts keilen auf ungefähr 300 Meter Höhe die Basalte aus. Dagegen setzen sie sich gegen

Westen als konform eingelagertes Schichtenglied über die ganze Breite der Synklinale fort. SÄVE-SÖDERBERGH (1932, S. 19, Fig. 13) bildete das Vorkommen ab, und eine von ihm dort eingesammelte Gesteinsprobe wurde von MALMQUIST (siehe BACKLUND und MALMQUIST, 1932, S. 39, Nr. 127) untersucht. Dieser beschreibt sie unter der Bezeichnung »Olivintrachybasalt« und als ein dunkles Gestein, in dem Pyroxeneinsprenglinge wahrnehmbar sind und das im Mikroskop eine ophitische Struktur aufweist. An Mineralien enthält das Gestein Plagioklase (Albit und Karlsbaderzwillinge), Pigeonit, Olivin und Erzkörner.

Auch auf der Nordseite des Berges erscheinen die Basalte auf ungefähr 200 Meter Höhe, schwellen gegen den Fuss des Bergzuges auf 40 bis 50 Meter an und werden dann von den Schutthalden über dem Strand verdeckt. Die Basalte bezeugen, dass auch während der Ablagerung der Kap Graahserien basische Laven ausgebrochen sind, und zwar etwas später als die Rhyolithe des gleichen Gebietes.

6. Über den Basalten von 5 liegen wieder harte, gebankte Quarzsandsteine. Ihre Färbung geht von einem helleren Rotbraun in ein Graubraun über. Manchen Lagen ist vulkanisches Tuffmaterial beigemengt. Auch sind in dieser Serie, wie dies schon ORVIN (1930) vermerkt, regelmässig dicht getüpfelte Sandsteine zu sehen. Es scheint, dass die runden, meist grünen, manchmal braunen Flecken, die 2 bis 5 mm Durchmesser haben, durch die Zersetzung von Erzkörnchen entstanden sind. Es ist anzunehmen, dass diese, manchen Schichten beigemischten Partikel im Verlaufe von vulkanischen Ausbrüchen oder beim Abtrag von Vulkansteinen zugeführt wurden.

Gegen Westen, der Grateinsattelung zu, die auf 320 m Höhe liegt, folgt eine vorwiegend graue Sandsteinserie. Sie nimmt den Kern der Synklinale ein und macht hier den mächtigen oberen Teil der Kap Graahserien aus.

Die in diesem Gebiet in den Kap Graahserien gefundenen Fossilien stammen aus den über den Konglomeraten von 4c liegenden Quarzsandsteinen.

Die axial gegen Süden aufsteigenden Schichten der Kap Graah-synklinale verursachen auf der Südseite des Berges, im untern, flacheren Hangteil, eine regelmässige Schichtkopftreppe, auf der einige kleine, mit Wasser gefüllte Wannen liegen. Auf der Nordseite dagegen fällt der Hang steil ab. Dort geht an seinem Fuss eine in westöstlicher Richtung streichende Störung durch, die eine starke Abbiegung der Schichten und eine Schwenkung ihres Streichens gegen Nordosten zur Folge hat. Der starken Schuttbedeckung wegen ist aber der genaue Verlauf nicht zu sehen. Die Konglomerate von 4c biegen auf der Nordseite, unter dem Punkte 371, im untersten Hangteil aus der nordnordöstlichen in eine nordöstliche Richtung um, gleichzeitig nimmt ihr Einfallen von 35 auf 60 bis 70° zu. Gegen das Meer verdeckt eine breite Strandterrasse mit zahlreichen alten Strandwällen den Schichtenverlauf, aber in der kleinen Felshalbinsel, 4 Kilometer westlich Kap Graah, stehen braun-rote Quarzsandsteine mit eingelagerten Tuffiten aus dem untern Teil von No. 6 des Profiles an. Die Schichten streichen also, wie dies schon das Kärtchen von KOCH (1929, S. 79) angibt, in einer anormalen Richtung, nämlich gegen Osten 15° Süd und fallen mit 60° gegen Norden ab.

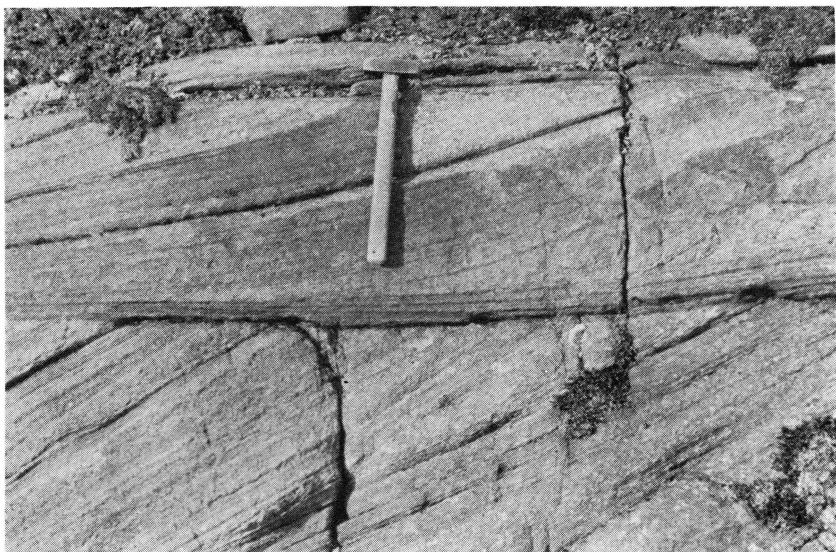


Fig. 8. Diagonalschichtung in den gebankten, roten Kap Graahsandsteinen der Schichtserie 4 b.



Fig. 9. Pillowstruktur im Basalterguss westlich Kap Graah, in der Schichtserie 5.

Im harten Gestein dieser kleinen Halbinsel sind grosse Fischreste eingeschlossen.

Ungefähr 2 bis 3 Kilometer westlich dieser Halbinsel sind an der Nordküste von Gunnar Anderssons Land ziemlich flach gelagerte, dunklere und weichere Schichten im Zentrum der Synklinale anstehend. In einem Bacheinschnitt auf der Westseite des Vorkommens sieht man, dass es sich um eine bunte Folge von schokoladebraunen, lilafarbenen, rötlichen und grünlichen Tuffiten handelt. Das feinkörnige Gestein zerbricht in kleine Platten und Scherben, und der Färbung nach erinnert es stark an die untern Schichten der *Remigolepis*-Serien auf der Gauss Halvö. Doch ist nicht sicher zu erkennen, wie die Tuffite einzustufen sind. Ihr Liegendes bilden gegen den Berg zu graue, quarzitische Sandsteine, wie sie im oberen Teil von 6 des beschriebenen Profiles vorkommen. Es ist aber eine starke, flexurartige Abbiegung der Schichten gegen Norden zu erkennen, sodass die Tuffite einem wesentlich höheren Niveau angehören könnten.

Der ungefähr 100 bis 150 Meter hohe, isolierte Hügel, zwischen dem kleinen, auf der Karte eingezeichneten See am Nordhang des Berges und der vorhin genannten Halbinsel im Osten, besteht aus diesen tuffitischen Schichten. FRÖHLICHER hat darin Fischreste gefunden. Nach den Bestimmungen von JARVIK handelt es sich um solche von *Remigolepis* und *Holptychius*, sie könnten also aus dem untern Teil der *Remigolepis*-Serien stammen. Nach dem Feldbefund lässt sich aber vorderhand die stratigraphische Position nicht genauer abklären. Doch ist es interessant zu wissen, dass in einem hohen Niveau der Devonschichten, sei es nun in den obersten Teilen der Kap Graahserien oder im untern der *Remigolepis*-Schichten nochmals vulkanische Tuffe auftreten, die angeben, dass die vulkanische Tätigkeit, intermittierend, während der ganzen Dauer der Ablagerung der Kap Graahserien anhielt. Dies stimmt mit den Beobachtungen am Moskusoksefjord überein, wo an Victor Madsens Bjerg basaltische Einlagerungen bis gegen das Dach der Kap Graahserien vorkommen. Und man kann annehmen, dass die intensive Rottfärbung der Kap Graahserien vom Hudson Land bis zu Ymers Ø mit der Zufuhr von vulkanischem Material zusammenhängt.

Stratigraphische Interpretation.

Bei der stratigraphischen Interpretation der vorstehenden, etwas ausführlicher gehaltenen Profilbeschreibung bei Kap Graah besteht kein Zweifel, dass die dunkelroten und graubraunen Quarzsandsteine von »4 b« bis »4 e« den roten Mauersandsteinen auf der Gauss Halvö und den untern roten Sandsteinen am Celsius Bjerg entsprechen. Sie liegen dort unter den *Remigolepis*-Schichten SÄVE-SÖDERBERGHS. Für diese Parallelisierung sprechen die lithologische Ausbildung und die basaltischen

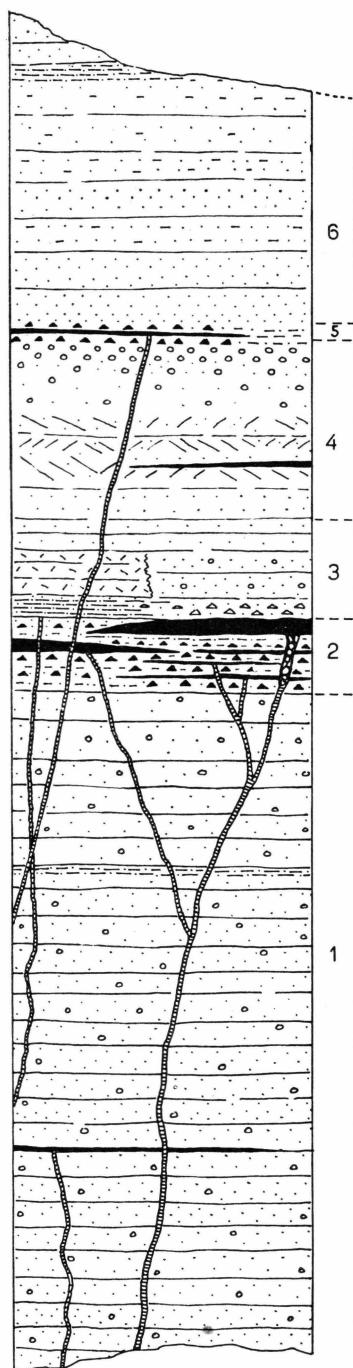


Fig. 10. Schematische Skizze des Schichtenprofiles bei Kap Graah, im Maßstab 1:20 000. Die Nummern 1 bis 6 entsprechen der Profilbeschreibung auf den Seiten 24—28, die Signaturen vergleiche man mit der Figur 3. 1 und 2: Kap Kolthoffserien, 3 bis 6: untere und mittlere Kap Graahserien.

Niveaus. Ausgehend vom Kap Graahgebiet hat der Verfasser (BÜTLER 1935, 1935a) diese roten Sandsteine als Kap Graahserien bezeichnet. Und die hellgrauen Arkosen von 1, die im östlichen Teil der Landzunge von Kap Graah anstehen, entsprechen den grauen Sandsteinen, die man auf der Westseite von Fletts Plateau am Nordfjord, längs der Küste, bis zum Kap Kolthoff antrifft. Sie bilden den mittleren Teil der »*Phyllolepis*-Serien« SÄVE-SÖDERBERGHS und entsprechen den Kap Kolthoffserien BÜTLERS. Schwieriger ist es, die genaue Abgrenzung der beiden Seriengruppen bei Kap Graah vorzunehmen. Im Gegensatz zum Moskusoksefjord ist bei Kap Graah keine deutliche Winkeldiskordanz zwischen den beiden zu erkennen, auch ist kein bedeutender Sedimentationsunterbruch dokumentiert. Und lithologisch gesehen bildet die Serie 3 im vorigen Profil einen Übergang von den grauen zu den roten Sandsteinen. Auf der geologischen Karte von 1948 (BÜTLER, 1948b) wurde die Abgrenzung auf Grund der Aufnahmeskizzen von 1934 eingetragen und über den Sandsteinen der No. 3 festgelegt. Es wurde angenommen, dass die jüngern Rhyolithausbrüche den Kap Kolthoffserien zugezählt werden müssten. Allerdings war schon damals bekannt, dass die Rhyolithe im westlichen Moskusoksefjord nicht auf einen einzigen stratigraphischen Horizont, d. h. auf eine einzige Ausbruchszeit beschränkt sind, sondern sich innerhalb der Kap Kolthoffserien über eine längere Zeit verteilen. Nun liegen aber Gründe vor, die Rhyolithe an der Nordküste von Gunnar Anderssons Land der Basis der Kap Graahserien zuzuteilen. Die Ausbrüche der Basalte, die den Devonsandsteinen eingelagert sind, lassen sich über ein etwas grösseres Gebiet als die der sauren Eruptive verfolgen. Und es zeigen sich nun in Bezug auf die Basaltlagen am Moskusoksefjord und bei Kap Graah Übereinstimmungen. Am mittleren und westlichen Teil des Moskusoksefjordes sind Basaltniveaus sowohl im allerobersten Teil der Kap Kolthoffserien wie im untern der Kap Graahserien vorhanden. Dort sind aber die beiden Seriengruppen teils durch eine markante Winkeldiskordanz, teils durch eine Basisbreccie der hangenden Serien von einander getrennt. Die Basisbreccie, die unmittelbar westlich von Högboms Bjerg am besten entwickelt ist, geht dort gegen Westen in eine grobe, stellenweise konglomeratische, weisse Sandsteinserie über, und diese lässt sich über weite Strecken, auch auf der Gauss Halvö, an der Basis der roten Mauersandsteine verfolgen. Ähnliche Verhältnisse trifft man nun bei Kap Graah, sowohl in Bezug auf die Stellung der weisslichen Sandsteine von No. 3, wie in Bezug auf die Lage der Basalte. Und man muss nun die helle Sandsteinserie von No. 3, samt den ihnen eingelagerten Rhyolithen, als Basis der im ganzen 1300—1400 Meter mächtigen Kap Graahserien betrachten. Die Basalte, Tuffite und vulkanischen Breccien von No. 2 würden das Dach der Kap Kolthoffserien bilden.

Die Rhylithe auf der südlichen Ymers Ø, zwischen Celsius Bjerg und Siksakbjerg, sind etwas älter als diejenigen bei Kap Graah. Sie liegen im mittleren Teil der Kap Kolthoffserien. Die nördliche Fortsetzung dieser Rhylithe ist auf der Landzunge von Kap Graah, am Ufer von Duséns Fjord, durch eine Tufflage in den Kap Kolthoffsandsteinen angedeutet.

Es lässt sich also feststellen, dass auch auf Gunnar Anderssons Land, gleich wie in den meisten übrigen devonischen Vulkangebieten Ostgrönlands, Ausbrüche von basischen und sauren Gesteinen miteinander abwechselten.

C. Die Devonserien der südlichen Ymers Ø.

1. Der Celsius Bjerg.

Die Kap Graah-Synklinale setzt sich von Gunnar Anderssons Land aus in südwestlicher Richtung in der südlichen Ymers Ø fort, zwischen Siksakbjerg und Teglbjerg ist auf der Südseite von Duséns Fjord die Schichtenumbiegung im Muldenboden zu sehen. Des axialen Ansteigens wegen ist aber dort im Kern der Falte nur noch der untere Teil der roten Kap Graahserien vorhanden (Teglbjerg), die Muldenschinkel bestehen aus den grauen Sandsteinen der Kap Kolthoffserien. Gegen Osten schliesst sich ein breiter Sattel an, die Celsius Bjerg-Antiklinale. Sie ist jedoch durch eine steile, Nordost-Südwest streichende, etwas schräg zu den Faltenachsen verlaufende Verwerfung von der Teglbjerg-Synklinale getrennt und gegenüber dieser um über 2000 Meter abgesunken. Dadurch sind im Celsius Bjerg die jüngsten bekannten Devonschichten erhalten geblieben. *Remigolepis*- und *Grönlandaspis*-Serien bedecken das flache Gewölbe, währenddem im übrigen Teil von Ymers Ø, westlich der Verwerfung, diese obere Lagen vollständig abgetragen sind.

Im Osten wird die Celsius Bjerg-Antiklinale durch eine zweite, ebenso grosse Nordnordost-Südsüdwestverwerfung begrenzt, an der wiederum die östliche Scholle abgesunken ist. So stellt der Celsius Bjerg eine Stufe in der Bruchtreppe der Aussenküste dar. Karbonsandsteine stehen im östlichsten Teil von Ymers Ø an und kommen dort, etwas westlich Kap Humboldt, mit dem obersten Teil der Kap Kolthoffserien in Kontakt. Ein mächtiger, junger Basaltlagergang, der mit den Karbonsandsteinen gegen Westen aufsteigt, bricht auf dem Bergkamme, westlich Punkt 880 der Karte, an der Verwerfung ab und deutet an, dass der Bruch jünger als die fröhrtären Basalte von Kap Humboldt ist.

Die Schichtenfolge am Celsius Bjerg wurde von verschiedenen Autoren beschrieben, und durch die Fossileinsammlungen, vor allem von

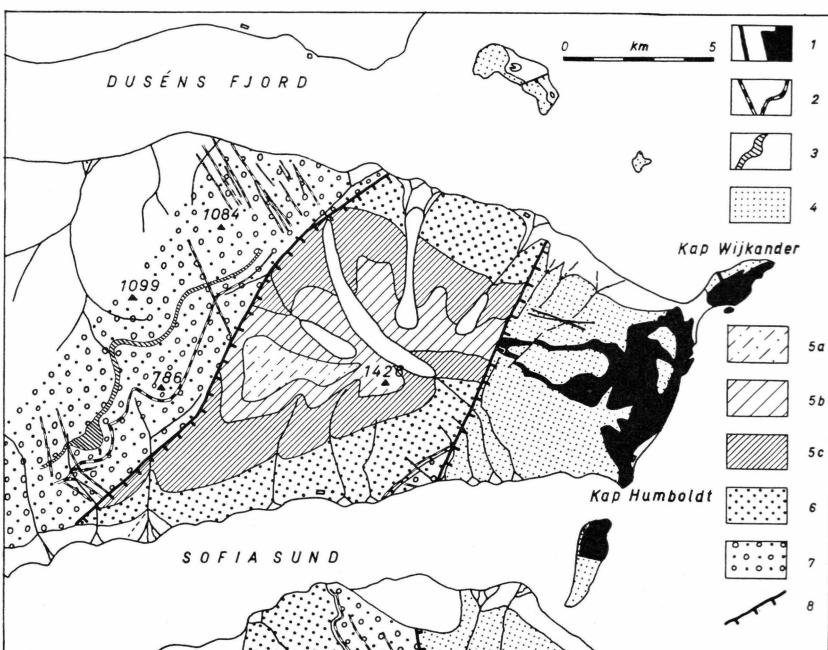


Fig. 11. Geologische Kartenskizze von Celsius Bjerg, in 1:250 000.

Legende: 1 tertiäre Basalte, 2 devonische Basalte, 3 devonische Rhyolithe und saure Tuffe, 4 Karbonserien, 5 Mt. Celsiusserien: a oberer Sandsteinkomplex (unterstes Karbon), b *Arthrodire*-Sandstein (*Grönlandaspis*-Serien, oberstes Devon), c *Remigolepis*-Serien. 6 Kap Graahserien (Oberdevon), 7 Kap Kolthoffserien, 8 Verwerfungen.

Für das Gebiet von Kap Humboldt und Kap Wijkander wurde die Kartierung von E. WITZIG mitbenutzt.

KULLING, ORVIN, SÄVE-SÖDERBERGH und JARVIK, ist die Lokalität berühmt geworden. Die genauesten Schichtprofile hat SÄVE-SÖDERBERGH (1933, 1934) an der Nordseite des Berges aufgenommen. Nach seinen Angaben bedecken aber grosse Schuttmassen und abgesackte Schichtpakete auf weiten Flächen den Felsgrund, und die obere Berghänge sind auf dieser Seite nicht gut zugänglich. Bessere Verhältnisse für Profilaufnahmen bietet die Südseite, am Sofia Sund. Von hier liegen aber nur kurze Angaben von SÄVE-SÖDERBERGH vor. ORVIN (1930) hat auf dieser Seite ein Profil skizziert, doch stammt die Aufnahme von einer Stelle, an welcher die östliche Celsius Bjerg-Verwerfung durch den Berghang zieht, sodass die untere Hälfte des dort anstehenden Schichtenprofils aus Karbonsandsteinen besteht. Einige kurze Angaben über die devonische Schichtenfolge stammen von WITZIG (1951). Der Verfasser hat, da er früher die Schichtfolge des Berges nur flüchtig und aus Entfernung betrachten konnte, Ende Juli 1954 einige Tage lang die Südseite

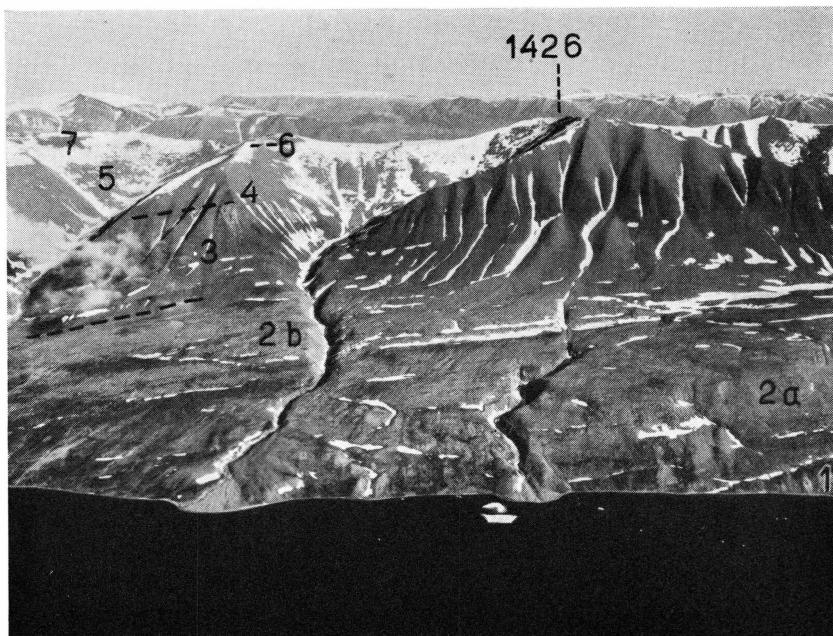


Fig. 12. Die Südseite des mittleren Teiles von Celsius Bjerg. Flugaufnahme von E. HOFER.

Der Bacheinschnitt links der Mitte entspricht demjenigen, der auf der Karte 1:250 000 unmittelbar östlich der Fangshytte in den Sofia Sund ausmündet. Die Hütte befindet sich am Strand in der Nähe des linken Bildrandes.

Legende: 1 oberster Teil der Kap Kolthoffserien. Das unterste Schneeband, in der Ecke rechts, gibt ungefähr die obere Grenze an, 2a Rote Sandsteine der Kap Graahserien, 2b oberer, vorwiegend grauer Teil der Kap Graahserien, 3 *Remigolepis*-Serien. Gestrichelte Linien: Unter- und Obergrenze, 4 Übergang von den *Remigolepis*- zu den *Arthrodire*-Sandsteinen, 5 *Arthrodire*-Sandsteine, 6 Übergangsschichten mit Fischschiefern und Pflanzenversteinerungen, 7 Oberer Sandsteinkomplex.

Die Zahlen entsprechen den Nummern der Profilbeschreibung im Text.

des Berges begangen. Im Ganzen gesehen stimmen seine Beobachtungen mit denen von SÄVE-SÖDERBERGH (1933, S. 16) überein, sodass nur wenige Ergänzungen angebracht werden müssen. Beginnen wir mit der Aufnahme unmittelbar westlich der Ostverwerfung, ungefähr $6\frac{1}{2}$ Kilometer westlich Kap Humboldt, wo die tiefsten Devonschichten am Celsius Bjerg anstehen, so ergibt sich folgende devonische Schichtenreihe:

1. Unmittelbar über dem Fjordufer (vergl. Fig. 12) sind 200 bis 250 Meter einer hellgrauen Sandsteinserie aufgeschlossen. Diese entspricht dem obersten Teil der Kap Kolthoffserien bei Kap Graah. Es sind hellgraue, grobkörnige, gebankte Arkosen mit roten Feldspäten und vereinzelt eingestreuten Quarzitgerölle. In den obersten Bänken sind die Einstreuungen stellenweise so zahl-

reich, dass das Gestein konglomeratisch wird. Diese obersten Schichten dürfen bereits zur Basis der Kap Graahserien gehören, denn es erscheinen vereinzelte rote Rhyolithbrocken im Géröllbestand.

Vom Hangenden sind die hellgrauen Schichten durch einen plötzlichen Farbwechsel abgegrenzt, am Übergang ist jedoch weder eine Lagerungsdiskordanz noch eine Änderung in der Zusammensetzung des Trümmermaterials zu erkennen.

Durch den westlichsten anstehenden Teil dieser untern grauen Serie setzt ein in NW-SO Richtung streichender Basaltdyke durch. Er endigt nach oben wenig unterhalb der Obergrenze der Serie und steigt nicht in die hangenden roten Schichten auf. Das kompakte Basaltgestein ist grob brecciert und weist Harnische an den Spaltflächen auf. Zweifellos gehört der Gang, seinem ganzen Habitus nach, zu den alten Basaltdykes in den Kap Kolthoffserien, wie sie an Duséns Fjord und westlich von Celsius Bjerg, sowie auf der Südseite des Sofia Sundes, östlich von Rudbecks Bjerg, vorhanden sind. Es sind Gänge, die mit den Basaltausbrüchen an der Grenze Kap Graah-Kap Kolthoffserien zusammenhängen.

2. Über den grauen Arkosen setzen plötzlich rote, harte Sandsteine ein. Sie gehören zum untern Teil der an dieser Stelle 800 bis 900 Meter mächtigen Kap Graahserien. Die untere Hälfte derselben besteht aus intensiv roten und rotbraunen Arkosen, ebenfalls mit vereinzelten Gerölle und konglomeratischen Zwischenlagen. Neben gerundeten Quarziten treten oft kleine und grosse, meist eckige, rote Rhyolithtrümmer auf, sowohl in schlackenartigen wie kompakten Stücken. Und in den Nagelfluhbänken kommen Basaltbrocken vor. Die Sandsteine enthalten nur wenig Glimmer und sind gut verkittet.

Ungefähr 40 Meter über der Basis der roten Schichten ist im Bergfuss, unter dem Gipfelpunkt 1426, auf einer Strecke von 3 Kilometer, ein schwarzes Schichtband zu sehen. Es handelt sich um eine 5 bis 6 Meter mächtige Basaltlage, die vollkommen konkordant zwischen den Sandsteinbänken liegt. Unter dem Basalt stehen dunkel verfarbte, durch die Hitzeinwirkung etwas metamorph gewordene Sandsteine an. Die Grenzfläche mit dem Basalt ist teils uneben, aufgeschürft, teils unscharf. An einer Stelle wurde eine dünne Lage vulkanischer Tuffe zwischen Basalt und Sandstein beobachtet. Zahlreiche Sandsteinbrocken sind in den untern Teil des kompakten Basaltes eingeschlossen, sodass das Gestein stellenweise ein breccienartiges Aussehen bekommt. Der mittlere Teil der Basaltlage ist kompakt und weist keine Einschlüsse auf, nach oben geht sie in ein blasig-schlackenartiges Gestein über. Offensichtlich handelt es sich um einen kleineren, oberflächlichen Basalterguss, der nach seinem Ausbruch von roten Sandsteinen überlagert wurde. Im Dach der Eruptive sind diese in keiner Weise verändert, und in einer Konglomeratbank, die wenige Meter darüber ansteht, sind zahlreiche Basaltstücke als Trümmer enthalten.

Die untere, rote Hälfte der Kap Graahserien bildet im mittleren Abschnitt von Celsius Bjerg, über dem Fjordufer westlich der Fangsthütte, einen Steilhang, über dem eine gegen Osten ansteigende Terrasse liegt. Diese hört an der Ostverwerfung auf.

Im oberen Teil der Kap Graahserien herrschen graubraune, blassrote und gelbliche Arkosen vor. Über den roten Schichten folgt zuerst eine Wechsellagerung von hellbraunen, gelblichen und grauen, harten Bänken, dann dominieren graue Sandsteine und zu oberst stehen blassrote und bräunlichgraue Schichten an. Diese Serien weisen in vielen Lagen eine auffallend dichte Tüpfelung auf. Die rundlichen, ziemlich scharf abgegrenzten Flecken (Fig. 13) sind in einem Teil der Schichten rot oder rostbraun, andere sind grün gesprenkelt.



Fig. 13. Roter, grün gesprenkelter Sandstein aus den Kap Graahserien.

Da die Schichten im mittleren Abschnitt von Celsius Bjerg mit ungefähr 20° gegen Nordwesten einfallen, verschwindet die untere rote Abteilung gegen Westen ungefähr bei der norwegischen Fangsthütte, und im westlichen Bergteil ist über dem Ufer nur noch der obere, graue Teil anstehend. In der Schrift von ORVIN (1930) ist er als die mittlere graue Sandsteinabteilung bezeichnet. Irrtümlicherweise sind in seiner sonst exakten Beschreibung die grauen Karbonarkosen, die östlich der Verwerfung bei Kap Humboldt anstehen, ebenfalls in diese Abteilung eingereiht worden. ORVIN weist auf die Übereinstimmung der gesprenkelten Schichten mit denen bei Kap Graah hin (1930, S. 13), und SÄVE-SÖDERBERGH vergleicht sie mit Recht mit den Sandsteinen bei Kap Graah, in denen *Phyllolepis*-Platten, *Bothriolepis grönlandica* und Schuppen von *Holptychius* gefunden wurden.

3. Wiederum mit einem scharfen Farbwechsel setzt die nächsthöhere Seriengruppe, die dunkelrot-violetten Sandsteine und Mergel der *Remigolepis*-Serien SÄVE-SÖDERBERGHS ein. ORVIN hat sie die obere rote Sandsteinabteilung genannt und bereits gesehen, dass nur ihre Untergrenze scharf ausgeprägt ist, nach oben aber ein stufenweiser Übergang in graugrüne und gelbliche Sandsteine vorhanden ist. ORVIN hat die Mächtigkeit dieser Abteilung mit 315 Meter angenommen und darin mehrere Fischhorizonte gefunden, auch SÄVE-SÖDERBERGH hat auf der Südseite des Berges in verschiedenen Niveaus *Remigolepis*-Arten gesammelt.

Über den hellen, graubraunen, groben Arkosen im Dach der Kap Graahserien liegen konkordant dunkelbraunrote bis braunviolette, feinkörnigere und

schieferige Sandsteine. Sie deuten auf einen raschen Wechsel in den Ablagerungsverhältnissen und der Herkunft des Materials gegenüber dem Liegenden hin. Die *Remigolepis*-Serien sind vorwiegend als limnische Absätze zustande gekommen. Abwechselnd treten glimmerreich-sandige, kalkig-sandige, mergelige und tonige Schichten auf. Sie liefern zum grossen Teil einen feinbrockeligen Verwitterungsschutt. In den sandigen Lagen, namentlich im oberen Teil, sind oft Wellenfurchen und durch Ton aufgefüllte Trockenrisse zu sehen.

Über den glimmerreichen Schichten an der Basis folgen in einigem Abstand 2 Serien von gut verkittenen, kalkhaltigen Sandsteinen, von denen namentlich die untere, wenig über dem Fuss der Seriengruppe, ein steiles, ca. 30 Meter hohes Felsband liefert. Es steigt wie die Schichten vom westlichen Teil des Berges von ungefähr 200 Meter Höhe gegen Osten, bis in dessen Mitte, auf etwa 800 Meter an. Das vortretende Felsband mit den Terrassen stellt nicht, wie SÄVE-SÖDERBERGH annahm, eine abgerutschte Gesteinsmasse dar, sondern steht im festen, normalen Schichtenverband.

Die dunkelrotbraune Schichtenfolge kann auf ungefähr 400 Meter Mächtigkeit veranschlagt werden. Die Abgrenzung nach oben ist unscharf.

4. Steigt man durch eines der Bachtäler im westlichen Teil des Berges in die Höhe, so stösst man über den Schichten von 3 auf eine 80 bis 100 Meter mächtige Wechsellegerung von rotbraunen bis braunvioletten und graugrünen Schichten, die zu den vorwiegend grauen Sandsteinen im Hangenden überleiten. Lithologisch ist diese Serie eher mit den *Remigolepis*-Serien zu verbinden. Sie weist einen Wechsel von sandig-kalkigen und schieferig-mergeligen Lagen auf, man sieht darin Wellenfurchen, Trockenrisse, intraformationale Breccien in den Tonlagen, Tonhäute zwischen den Schichtfugen und anderes mehr, das auf einen Wechsel von Überflutung und Trockenlegung des einstigen Ablagerungsraumes hinweist. SÄVE-SÖDERBERGH hat diese Serie bereits zu den hangenden *Arthrodire*-Sandsteinen gezählt.
5. Es folgen nun, ungefähr 250 Meter mächtig, graugrüne und gelbliche, bald grobkörnig- bis feinkonglomeratische, bald feinkörnige Quarzsandsteine und Arkosen. Die letzteren weisen roten Feldspat und viel weissen Glimmer auf. Häufig wittern knollige Kalkkonkretionen aus den Schichten heraus, und manche Lagen weisen eine lockere, dunkle Tüpfelung auf. Doch sind hier die Flecken meist unregelmässig begrenzt und die Ränder unscharf.

Im Schutt, im untern Teil der Serie, fand SÄVE-SÖDERBERGH Schuppen und Knochenfragmente von *Crossopterygiern* und ORVIN hat in den Schichten, ebenfalls im untern Teil, eine Reihe von oberdevonischen Fischresten gefunden, die von HEINTZ als *Arthrodiren* und *Holoptychier* bestimmt wurden. Das oberdevonische Alter dieser Serie steht deshalb wohl fest. Ursprünglich hat sie SÄVE-SÖDERBERGH, in seiner Einteilung der devonischen Serien Ostgrönlands (1934), als *Arthrodire*-Sandsteine bezeichnet, doch zählte er auch die hier unter Nr. 6 und dem untern Teil von Nr. 7 angeführten Serien dazu. Später hat sie der gleiche Autor, zusammen mit den hangenden Schichten, in den »*Grönlandaspis*-Serien« vereinigt (benannt nach "*Grönlandaspis mirabilis* HEINTZ").

6. Aus dem oberen Teil der *Arthrodire*-Sandsteine meldete bereits SÄVE-SÖDERBERGH das Vorkommen von schwarzen, mergeligen Schiefern. Diese fallen im oberen Teil des Berges im Gehängeschutt zwischen den groben Sandsteintrümmern auf, da sie gelegentlich Reste von *Palaeonisciden* und Pflanzenabdrücke enthalten. Die Schiefer wurden dann im Schichtenverband, etwas unter dem Berggrat angetroffen. Die limnischen Schiefer bilden einen Teil einer 60 bis 80 Meter

mächtigen Wechsellagerung von grauen, rötlichen und grünlichen Sandsteinen mit feinsandigen, teilweise kalkigen und mergeligen Schichten und Schiefern. Sandsteine dieser Serie bilden die Gipfelpartie des höchsten Punktes (1426) des Celsius Bjerg-Massivs. Sowohl in den Schiefern, wie in den Sandsteinen wurden Fossilien gefunden. Die Herren Professor STENSIÖ, Professor HALLE und Dr. JARVIK hatten die Freundlichkeit, das Material zur Prüfung entgegenzunehmen. Nach ihren Mitteilungen erinnern die *Palaeonisciden* an *Rhabinichthys* und könnten also sowohl oberdevonisch wie karbonisch sein. Die *Arthrodiren*-Reste, die aber wahrscheinlich keiner *Grönlandaspis* sp. angehören, sprächen für Devon. Unter den Pflanzen scheinen Vertreter der *Calamitengruppe* vorhanden zu sein und auf Grund der Pflanzen würde man die Schichten eher dem Karbon zuzählen. Es scheint sich also um Übergangsschichten vom Devon zum Karbon zu handeln, ohne dass man sicher entscheiden kann, wo die Grenze zu ziehen ist.

7. Eine sehr grobkörnige, im untern und obern Teil graue, im mittlern rote Arkose überlagert auf etwas unebener Fläche, im ganzen aber konkordant die Serie 6. Die grobe Kreuzschichtung und die konglomeratischen Lagen sowie die vielen eingestreuten Einzelgerölle, die bis zu 20 Zentimeter Durchmesser erreichen, deuten auf kräftige Strömungen im Schüttungsgebiet eines Flusses und auf eine intensive Belieferung aus einem höher gelegenen Gebiete hin.

Über der grauen Basalserie, die auf dem Grat über dem westlichen Taleinschnitt liegt, folgt gegen Westen eine über 30 Meter dicke, intensiv rote, aber ebenfalls grobkörnige Sandsteinlage, der grüne, feine, tuffartige Schiefer eingelagert sind. Die rote Serie wird von grauen, geröllführenden Arkosen überdeckt, die massenhaft graue Kalkknäuer enthalten.

Dieser ganze, obere Komplex ist im westlichen Teil von Celsius Bjerg mit einer Mächtigkeit von ungefähr 200 Meter vertreten, es sind die obersten Lagen der Mt. Celsiusserien, die hier anstehen. Leider erwiesen sie sich auch bei unserm Suchen als fossilleer.

SÄVE-SÖDERBERGH liess in der ersten von ihm aufgestellten Einteilung den »oberen Sandsteinkomplex« mit den roten Schichten beginnen und war geneigt, ihn als unteres Karbon zu betrachten. Später hat er ihn als devonisch bezeichnet. Vom lithologischen Standpunkt aus gesehen, muss man die Untergrenze des oberen Sandsteinkomplexes mit der grobklastischen Serie 7, d. h. wenig über den Schiefern mit *Palaeonisciden* und den Sandsteinen mit *Arthrodiren* und *Calamiten* beginnen lassen. Dem Habitus nach gleichen die Sandsteine der Serie 7 größtenteils eher Karbon- als Oldredsedimenten. Doch ist zu sagen, dass auch in tiefen Devonserien, wie etwa in den Kap Kolthoffschichten, graue Stufen mit ähnlichem Habitus vorkommen. Der Gesteinscharakter liefert hier keinen sicheren Hinweis auf die stratigraphische Zugehörigkeit der Serie.

SÄVE-SÖDERBERGH (1934, S. 44—47) hat ursprünglich die hier unter No. 4, 5, 6 und des untern Teils von 7 aufgezählten Serien als *Arthrodiren*-Sandsteine, den mittlern und obern Teil von 7 als »oberen Sandsteinkomplex« bezeichnet, wobei er für diesen letztern sowie die obersten *Arthrodiren*-Sandsteine ein unterkarbonisches Alter für möglich hielt. Später (1937) hat er alle unter 4 bis 7 aufgeföhrten Serien als devonisch angenommen und *Grönlandaspis*-Serien genannt. Und zwar auf Grund eines Fossilfundes in einer Gesteinsserie im Gastisdal, von der er annahm, dass sie dem »oberen Sandsteinkomplex« entspreche. Bereits wurde aus-

geführt (Seite 20), dass diese Annahme nicht stimmen kann, und dass deshalb die Schlussfolgerung, die SÄVE-SÖDERBERGH zog, dahinfallen muss. Aus dem obern Sandsteinkomplex d. h. der No. 7 sind bis heute keine Fossilien bekannt, die die Schichten als devonisch bestimmen würden.

JARVIK (1950, Appendix S. 15) hat versucht, die oberdevonischen Sandsteine Ostgrönlands mit den marinen Oberdevonstufen zu korrelieren. Er kam dabei zur Schlussfolgerung, dass die *Phyllolepis*-Serien (d. h. zur Hauptsache die Kap Graahserien) und der untere Teil der *Remigolepis*-Serien mit dem Famennien, die *Grönlandaspis*-Serien, zu denen er auch den »obern Sandsteinkomplex« zählt, mit der Strunien- und der Tournaisiode gleichzusetzen seien.

Die neuen Aufnahmen scheinen diese von JARVIK vorgenommene Einstufung, was den Übergang von Devon zu Karbon anbetrifft, zu bestätigen. Nur ist der Verfasser der Meinung, dass man wieder auf die alte Bezeichnung von SÄVE-SÖDERBERGH zurückkommen sollte, d. h. dass sich die Bezeichnung *Grönlandaspis*-Serien nur auf den untern Teil des Profiles, auf die Nos. 4 und 5, allenfalls noch auf 6 anwenden lasse, und dass man für den obern Teil, die No. 7, von der bis heute keine Fossilien bekannt sind, wieder die neutrale Benennung »oberer Sandsteinkomplex« benützen sollte. Der Verfasser ist ebenfalls der Meinung, dass dieser dem untersten Karbon zugezählt werden muss.

Leider ist am Celsius Bjerg die Überlagerung durch die höhern Karbonschichten nicht aufgeschlossen. Diese stehen östlich der Verwerfung bei Kap Humboldt an. Dort sind sie in ihrem obern Teil als oberes Dinant oder unteres Namur betrachtet worden, währenddem für die tiefsten dort aufgeschlossenen Karbonschichten noch keine genauere Altersbestimmung gemacht werden konnte. Da diese tieferen Schichten aber auf der grösseren Vinter Ø anstehen, wo sie über der Celsius Bjerg-Antiklinale liegen und den »obern Sandsteinkomplex« überdecken müssen, scheint es wahrscheinlich zu sein, dass, mindestens stellenweise, eine vollständigere Schichtfolge der Karbonstufen vorhanden war.

2. Das Gebiet zwischen Celsius- und Rödebjerg.

Die Schichtserien der Celsius Bjerg-Antiklinale sind gegenüber denjenigen der westwärts anschliessenden Teglbjerg-Kap Graah-Synklinale an einer grossen Längsverwerfung, die etwas spitzwinklig durch den Verbindungschenkel der beiden Falten streicht, senkrecht verstellt worden. Die beiden Täler, die das Celsius Bjerg-Massiv gegen Westen abgrenzen, das eine an Duséns Fjord, das andre am Sofia Sund, folgen streckenweise dem Bruch und überschneiden ihn. SÄVE-SÖDERBERGH hat sie als Northern und Southern Fault Valleys bezeichnet.

a. Die Küste von Ymers Ø am Sofia Sund.

Der Berghang an der Südküste von Ymers Ø besteht längs des Sofia Sundes, vom Westende von Celsius Bjerg bis zum Rödebjerg, aus grauen Arkosen der Kap Kolthoffserien. An der Südostecke des Bergmassivs, das zwischen Barnabas Dal und dem Southern Fault Valley liegt und den Gipfel 1537 trägt, wurde ein Profil aufgenommen, das unmittelbar an die Verwerfung anschliesst und gegen Nordwesten über den ersten roten Bergvorsprung verläuft. An der Verwerfung, die in ungefähr 150 Meter Höhe das Tal in südwestlicher Richtung kreuzt, sind am Westhang von Celsius Bjerg graue Sandsteinschichten der Kap Kolthoffserien steil gegen Osten abgebogen und auseinandergerissen worden. Gegen Westen fallen aber die Schichten normalerweise westwärts, in die Tegl-bjerg-Synklinale ein, im untern Teil des Profilhangs mit ungefähr 40° , im obern nur noch mit etwa 15° .

Ausgehend vom ersten grösseren Bacheinschnitt westlich des Southern Fault Valley, wo an der Verwerfung die obern Kap Graahserien und untern *Remigolepis*-Schichten mit den Kap Kolthoffserien in Berührung kommen, wurde in diesen letztern folgendes Profil angetroffen (siehe Fig. 14):

1. Zu unterst erscheinen graue Sandsteine. Sie sind nur in einer geringen Mächtigkeit aufgeschlossen und von
2. intensiv roten Sandsteinen überlagert. Diese weisen teils eine ziegelrote, teils eine weinrote bis lilafarbene Tönung auf und sind ca. 150 bis 200 Meter mächtig.
3. Darüber folgt nun die über 2000 Meter mächtige graue Sandsteinfolge der Kap Kolthoffserien, deren oberster Teil hier nicht vertreten ist. Unten liegen ca. 600 Meter hellgraue bis gelbliche Arkosen, darüber folgt eine etwa 400 bis 500 Meter mächtige, etwas dunkler anwitternde, graugrüne Sandsteinserie, dann kommen wieder hellere, graue Schichten. Dem obern Teil der dunklern Mittelserie ist eine ca. 20 Meter mächtige Basaltlage eingefügt, die sich als konkordantes Schichtband nordwärts bis an den Südosthang des Siksakbjerg verfolgen lässt und an der Verwerfung, mit den Sandsteinen, abgebogen und zerrissen wurde. An der südöstlichen Bergecke, an welcher das Profil aufgenommen wurde, steht der Basalt von 680 bis 700 Meter Höhe an. Sein oberer Teil hat ein blasig-schlackenartiges Aussehen, es scheint auch eine Lage von basischen Tuffen vorhanden zu sein. Sicher handelt es sich um einen devonischen Oberflächenerguss, der gleich alt wie die Sedimente ist. Etwas südwestlich dieses Vorkommens findet man in einem stratigraphisch etwas tiefer gelegenen Niveau einen zum Teil schlackenartig aussehenden Basaltlagergang, der in die Sandsteine eingedrungen ist und sie aufgeblättert hat. Er steht offensichtlich mit dem Oberflächenerguss und mit einem aus der Tiefe aufsteigenden Basaltdyke in Verbindung.

Über dem Basaltlager liegen wieder hellgraue Arkosen bis auf ca. 750 Meter Höhe, wo sie in grünliche, tuffitische Sandsteine übergehen, die nach oben immer mehr kleine und grössere Rhyolithbrocken enthalten, bis schliesslich das Gestein eine richtige Rhyolithbreccie darstellt. Diese ist teils geschichtet und fällt mit den Sandsteinen gegen Westen ein, teils verschwindet die Schichtung oder scheint aufrecht zu stehen. Sie schliesst einen rhyolithischen Steilgang ein. Von ungefähr



850 bis 1050 Meter stehen ziegelrote Rhyolithe und Tuffe an. Sie ziehen sich als auffälliges orangefarbenes Band, das gegen Nordosten eine grünliche Farbe annimmt und dünner wird, zwischen Arkosen und Tuffiten eingelagert, bis gegen den Duséns Fjord hin, immer im gleichen Abstand über dem Basalt. Es handelt sich um einen Ausbruch saurer Eruptive während der Ablagerung der mittleren Kap Kolthoffserien. Gegen Westen, über dem Nordufer des Sofia Sundes, keilt die rote Lage rasch aus, setzt sich aber durch grünlich und braun anwitternde Tuffite in dieser Richtung fort.

Über den Tuffiten treten, 40 bis 50 Meter mächtig, rötlich und violett anwitternde Sandsteine zutage, die viel saures, vulkanisches Verwitterungsmaterial enthalten, und darüber stehen, bis zur Höhe des Bergkammes, auf 1225 Meter, wiederum graue Arkosen an. Die grauen Sandsteine haben samt den eingelagerten vulkanischen Gesteinen in diesem Profil eine Mächtigkeit von rund 1500 Meter. Gegen Westen kommen noch, im Innern der ausgeflachten Teglbjerg-Synklinale, weitere 500 bis 600 Meter Sandsteine der obersten Kap Kolthoffserien dazu.

Zahlreiche Basaltdykes steigen durch die ganze graue Sandsteinfolge empor, viele davon haben eine Nordwest-Südostrichtung. Einige durchschneiden sowohl den älteren Basalterguss wie auch die Rhyolithe. Auffallenderweise fehlen solche Basaltdykes in den Mt. Celsius-Serien im benachbarten Celsius Bjerg.

Westlich des Punktes 1537 der Teglbjerg-Synklinale biegen sich die Sandsteinschichten wieder zu einem breiten und flachen Sattelgewölbe auf, das nördlich von Barnabas Dal, ungefähr bei Punkt 1625 m, seinen Scheitel hat. Es ist dies die südliche Verlängerung der Slippen-Antiklinale von Gunnar Anderssons Land. Gegen Süden zieht die Scheitellinie durch das Ostende des Rödebjerg-Massivs, über den plateauartigen Bergvorsprung mit der Höhenangabe 555 m.

Betrachten wir noch kurz die Devonserien im Rödebjerg zwischen Barnabas Dal und Botaniker Bugt!

Im Bergvorsprung mit der Höhe 555 m, auf der Südseite von Barnabas Dal, ist im Zentrum der Antiklinale ein tieferer Teil der grauen Kap Kolthoffserien aufgeschlossen. Es sind bankige, im Anschlag hellgraue, teilweise ziemlich feinkörnige Quarzsandsteine. Zwei grössere, parallel zu einander laufende Basaltsteilgänge durchschneiden in südöstlicher Richtung die flachliegenden Bänke. Die beiden Dykes liegen ungefähr 400 Meter auseinander, der südlichere ist etwa 5 Meter breit, der nördliche 15 bis 20. Auch hier stellt man fest, dass sie bei der Verbiegung der Sandsteinschichten zerbrachen, und dass die einzelnen Gangstücke etwas gegeneinander verschoben wurden.

Gegen Westen folgt nun, im steil zum Fjord abfallenden Höhenzug, wiederum eine flache Schichtenmulde. Es ist die südliche Fortsetzung der Zoologdalen-Synklinale. Am Rödebjerg sind im Muldenkern, unter dem Punkt 1605 m, die gleichen grauen Sandsteine der obersten Kap Kolthoffserien anstehend, wie in der Teglbjerg-Synklinale beim Punkt

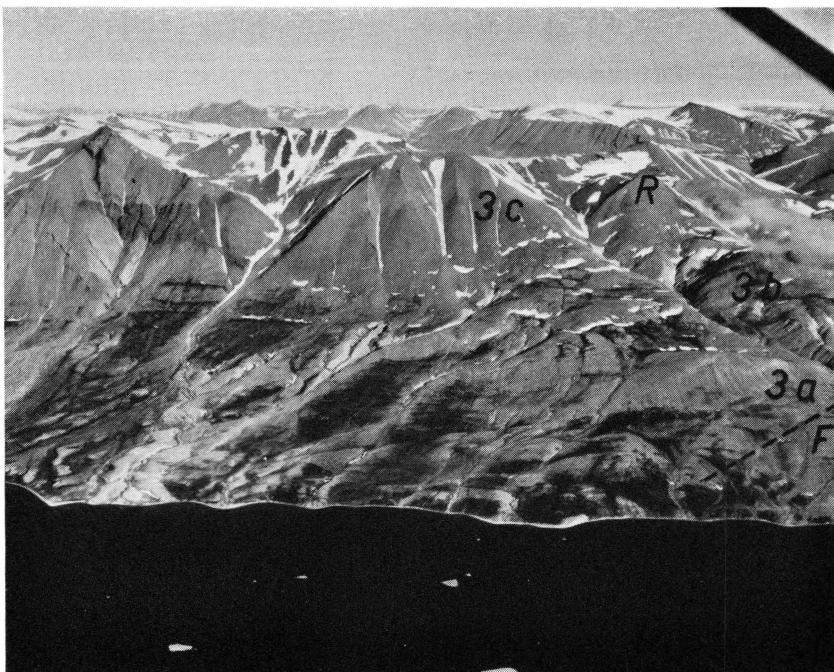


Fig. 14. Südküste von Ymers Ø, westlich vom Celsius Bjerg.

Rechts, an die Figur anschliessend, käme das Southern Fault Valley. Am Bachenschnitt rechts wurde das im Text (S. 41—42) beschriebene Profil aufgenommen, der unterste Teil desselben liegt ausserhalb des rechten Bildrandes. Über dem Sofia Sund steht im Vordergrund, links, die von devonischen Basaltdykes durchsetzte Bergspitze, die dem Punkte 1537 der Karte 1:250 000 vorgelagert ist.

Legende: F Westliche Celsius Bjerg Verwerfung, 3a Unterer Teil der grauen Kap Kolthoffserien, 3b Mittlerer Teil der grauen Kap Kolthoffserien (oben mit einer Basalteinlagerung), 3c Oberer Teil der grauen Kap Kolthoffserien mit Rhyolithen und Tuffen, R Roter Rhyolithhügel.

1537. Im mittleren und oberen Teil der grauen Serien sind hier 2 rote Sandsteinlagen und ein breiter, ockergelb anwitternder Schichtenstreifen zu erkennen. Der letztere gibt wahrscheinlich ein Niveau mit tuffitischem Material an.

Die starke Schrägstellung der Schichten hält auf der Westseite der Mulde bis zum Hauptgipfel 1685 des Rödeberges an, und es kommen dadurch immer tiefere Schichtglieder zum Vorschein. Die monotonen, hellgrauen Serien erscheinen im unteren Teil etwas rot gebändert, dann tauchen dunklere, graue Sandsteine auf, die durch rotbraune Schichtbänder gestreift erscheinen. Diese Serie streicht etwas östlich des Hauptgipfels auf der Kammhöhe aus. Darunter folgt eine ziemlich regelmässig dunkel graugrün und rotbraun gebänderte Serie, die von einigen, den Schichten mehr oder weniger parallelaufenden Scherflächen durch-

schnitten ist. Die unterste derselben ist eine mit ca. 60° gegen Westen aufsteigende Schubfläche, auf der die hangenden Serien gegen Westen auf eine schmale Antiklinale gestossen wurden. Die gleichen gebänderten Schichten bilden auch den Hauptteil der Sattelfalte. Im innersten Kern derselben kommen aber am Ufer des Sofia Sundes noch tiefere, graugrüne, harte Quarzsandsteine zum Vorschein. Auch sie sind durch dunkle, braunrote Schichten gestreift. Auf der westlichen Abdachung der Rödebjerg-Antiklinale liegen der gebänderten Serie intensiv rot gefärbte Sandsteine auf. Zwischen diesen fällt eine fast weiss anwitternde, über 100 Meter mächtige Zwischenlage von grobkörnigen bis konglomeratischen und leicht verwitternden Quarzsandsteinen auf. Diese roten Serien entsprechen entweder dem untersten Teil der grauen Kap Kolthoffsandsteine oder dem obersten einer darunter liegenden dunkelgrauen, rot gebänderten Serie. Die tieferen Schichten nehmen gegen den westlichen Rand des Devonbeckens eine intensiv rote und braunrote Färbung an.

Da keine bestimmbaren Fossilien in diesem Teil des Devonareales gefunden wurden, muss man für die Einstufung der Serien die Lageungsverhältnisse zu Rate ziehen. Die obern grauen Serien des Rödebjergmassivs entsprechen sicher den Kap Kolthoffserien, vielleicht auch noch die unmittelbar darunterliegende, dunkler-graue, rotgebänderte Schichtenfolge, die gegen Westen in die roten Sandsteine übergeht. Die Zuordnung der untersten, dunkelgrauen bis graugrünen, gebänderten Quarzsandsteine, die im Kern der Rödebjerg-Antiklinale anstehen, ist ungewiss. Sie sind älter und scheinen westlich vom Rödebjerg auszukeilen (vergl. BÜTLER 1935, Fig. 13) oder in die Beckenrandkonglomerate überzugehen. Die roten Sandsteine überdecken im Gebiet der Botaniker Bugt direkt die devonischen »Basiskonglomerate«.

b. Die Küste an Duséns Fjord.

Betrachten wir noch die Verhältnisse auf der Südseite von Duséns Fjord! Bis in den innern Fjordteil lassen sich auch dort, östlich vom Celsius Bjerg, die gleichen grauen Arkosen wie am Sofia Sund feststellen. Nur sind an Duséns Fjord, der axialen Senkung der Falten gegen Norden wegen, in den Mulden vorwiegend die obern Niveaus der Kap Kolthoffserien, zum Teil noch die Kap Graahserien vorhanden.

Westlich des Northern Fault Valley folgt, als südwestliche Fortsetzung der Kap Graahmulde, die Teglbjerg-Synklinale, die in ihrem Kern die ziegelroten Sandsteine der untern Kap Graahserien zeigt. Im obersten Niveau der Kap Kolthoffserien findet man zu beiden Seiten der Synklinalsohle basaltische Tuffe und, soviel aus der Entfernung zu sehen war, sind im Innern der Insel, auf der Westseite der Mulde, den Sandsteinen auch Basalte eingelagert. Im Ostschenkel der Mulde,

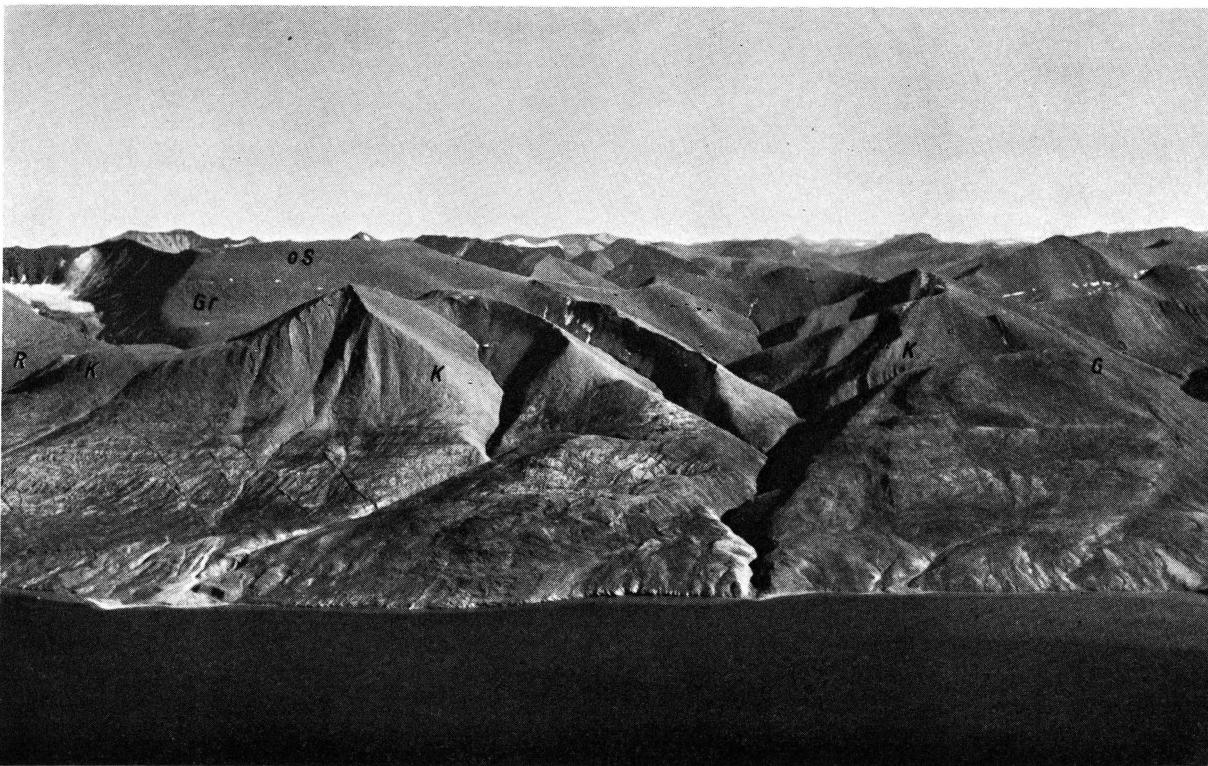


Fig. 15. Südufer von Duséns Fjord zwischen Siksakbjerg (1084 m) und Teglbjerg (1099 m), von Norden gesehen. Flugaufnahme E. HOFER. Links im Vordergrund der Siksakbjerg mit Basaltdykes in seinem Nordhang und gegen Westen einfallenden grauen Sandsteinen; rechts der Teglbjerg. In seinem rechten Hange biegen die untern, roten Kap Graahsandsteine zum Muldenboden um. Hinter dem Siksakbjerg das nördliche Fault Valley und darüber der westliche Teil vom Celsius Bjerg.

K Kap Kolthoffserien, G rote Kap Graahserien, R *Remigolepis*-Serien,
Gr *Grönlandaspis*-Serien, oS Oberer Sandsteinkomplex.

am Siksakbjerg, fallen die grauen Schichten mit ungefähr 40° gegen Nordwesten ein. Betrachtet man den Nordhang dieses Berges von der gegenüberliegenden Fjordseite aus, so fallen einige kräftige, in einer Schlangenlinie sich wiederholende Umbiegungen im Streichen der Schichten auf. In der perspektivischen Verkürzung machen die gegen den Berggrat ansteigenden Schichtköpfe den Eindruck einer Zickzackfalte. Es handelt sich aber um rasch wiederholte Verbiegungen im Schichtenstreichen, also um eine lokale Querfaltung. Ferner ziehen im Nordhang des Siksakbjerg 9 oder 10 ziemlich parallel streichende Basaltdykes durch. Sie verlaufen schräg oder fast rechtwinklig zu den Schichten und scheinen einem in Nordwest-Südostrichtung durchsetzenden Spalten- system gefolgt zu sein. Die grösseren Gänge sind bis 10 Meter breit, einer davon spaltet sich gegen Südosten in mehrere, nahe beisammenbleibende, kleinere Dykes auf. An der Verwerfung des Northern Fault Valley brechen die Gänge ab (vergleiche Fig. 15).

Im westlichen Schenkel der Teglbjerg-Synklinale steigen die grauen Sandsteine mit ungefähr 30° gegen Westen auf und biegen sich in dieser Richtung zu einem breiten Sattelgewölbe um, der Fortsetzung der Slippenantiklinale, dessen Scheitellinie durch den Gipfel 1625 m geht. Darauf folgt gegen Westen abermals eine Mulde (Zoologdalen-Synklinale), in der südlich des Fjordes auf drei Bergkämmen noch isolierte Reste der untern Kap Graahserien zu sehen sind. An der Westseite dieser Mulde zeichnet sich in den grauen Sandsteinen eine steile, schmale Antiklinale ab. Diese fehlt auf der gegenüberliegenden Fjordseite, auf Gunnar Anderssons Land. Das neue Faltenelement steigt aus der Mitte der breiten Zoologdalen-Mulde heraus und teilt diese gegen Süden in zwei Teilmulden. Südwarts nimmt die Antiklinale an Grösse zu und setzt sich durch den Angelins- und Rödebjerg nach der Geographical Society Ø fort. In der schmalen westlichen Teilmulde mündet am Südufer von Duséns Fjord das grosse Tal aus, das von der Botaniker Bugt quer durch die Insel nach Norden führt. Westlich davon steigen die grauen Schichten zum Punkte 1320 m auf; an ihrer Basis erscheinen dunklere, graue, rot gebänderte Serien, die gegen den westlichen Devonrand die Basiskonglomerate überdecken (Vergleiche BÜTLER 1948, Tafel XI, Profil IX).

c. Die devonischen Eruptive der südlichen Ymers Ø.

Basalte.

Die grauen Kap Kolthoffsandsteine der südlichen Ymers Ø sind zwischen Celsius Bjerg und Barnabas Dal von vielen Basaltdykes durchsetzt. Ein grosser Teil derselben folgt einem Nordwest-Südost gerichteten Spaltensystem, so am Siksakbjerg und im Westen und Osten von Punkt 1537 m. Die Gänge stehen schräg oder fast quer zur Achsenrich-

tung der Falten und sind bei deren Entstehung zerbrochen worden, die Dykes sind offensichtlich älter als die Faltung, die im Unterkarbon erfolgt sein muss. Ferner fällt auf, dass sich die Dykes gegen Osten nur bis zu den Fault Valleys, d. h. bis an die Verwerfung verfolgen lassen. In den ostwärts anstehenden *Remigolepis*- und Kap Graahserien der abgesunkenen Celsius Bjergscholle fehlen sie. Die Basaltgänge sind also auch älter als die oberen Devonschichten. In der Umgebung des Punktes 1537 stellt man fest, dass die meisten Steilgänge bis in die obersten der dort anstehenden Kap Kolthoffsandsteine aufsteigen. Kombiniert man diese Beobachtungen mit dem, was im benachbarten Kap Graahgebiet zu sehen war, so muss man die Schlussfolgerung ziehen, dass die basaltischen Dykes in dem in Frage stehenden Gebiet devonisch sind. Ihr Eindringen in die Sandsteine muss zur Zeit erfolgt sein, als die obersten Kap Kolthoff- oder die untern Kap Graahserien abgelagert wurden.

An drei Stellen, und zwar in drei verschiedenen Niveaus, wurden auf der südlichen Ymers Ø konkordante basaltische Einlagerungen in den Sandsteinen gesehen. Die Beobachtungen hierüber erfolgten zwar z. T. zu einer Zeit, als am tertiären Alter der Basalte nicht gezweifelt und ihnen deshalb bei der Kartierung kein besonderes Augenmerk geschenkt wurde. Es wäre deshalb möglich, dass nachträglich noch weitere devonische Basaltausbrüche festgestellt werden könnten. Das eine Niveau wurde bei der Beschreibung des Profils beim Southern Fault Valley genannt. Die Basaltlage liegt dort in der Mitte der grauen Serien, wohl über 1000 Meter unter ihrer Obergrenze und manifestiert damit ein älteres basaltisches Niveau in den Kap Kolthoffserien. Ein höheres, das demjenigen vom Dach dieser Serien bei Kap Graah entspricht, zeigen die basaltischen Tuffe unter den roten Sandsteinen im Zentrum der Teglbjerg-Synklinale an. Die dritte Stelle wurde vom Südhang des Celsius Bjerg erwähnt, wo in den untern roten Sandsteinen der Kap Graahserien eine effusive Basalteinlagerung vorhanden ist. Das älteste der Basaltvorkommen, beim Southern Fault Valley, ist denn auch von Dykes der jüngeren Ausbrüche durchschlagen worden.

Einige Gesteinsproben der devonischen Basalte sind seinerzeit von RITTMANN (1940) untersucht und beschrieben worden, so vom Moskusoksefjord (Lokalitäten X und Y, Gesteinsproben Nr. 435, 436, 438, 177) als Pigeonit-Olivinbasalte, vom südöstlichen Ausgang des Geologfjordes (Lokalität B, Nr. 27, 34, 50, 64 und 51) als Pigeonit-Tholeiite und Olivin führender Pigeonitbasalt, dann am Sofia Sund (Lokalität Ø, Nr. 217, 222) beim Punkt 1537 als albitisierter, zersetzer Basalt und als diabasartiger Basalt.

Einer viel jüngeren Ausbruchszeit gehören die Basaltsills und Dykes im Karbongebiet östlich der grossen Verwerfung, bei Kap Humboldt und Kap Wijkander an. Ähnlich wie auf der Gauss Halvö reichen auch

auf Ymers Ø die jungen Basalte, die an der Aussenküste verbreitet sind, westwärts nur bis an die postdevonische Hauptverwerfung. Es ist aber anzunehmen, dass vereinzelte Gänge diese Grenze noch durchbrachen. Sicher ist dies der Fall im südwärts anschliessenden Gebiet von Geographical Society und Traill Ø.

Rhyolithe.

In der Profilbeschreibung vom Berghange westlich des Southern Fault Valley wurden die Rhyolithe und sauren Tuffe erwähnt, die zwischen Sofia Sund und Duséns Fjord den grauen Sandsteinen über den untern Basalten eingefügt sind. Ein Teil der sauren Gesteine ist geschichtet, ein anderer, wie z. B. in den beiden, in der Nähe des Sofia Sundes auffallenden roten Hügeln, steht steil in den Sandsteinen und stellt Ausbruchsstellen der sauren Vulkanite dar. Auch von dieser Stelle hat RITTMANN Gesteinsproben untersucht (Lokalität Ø, Nr. 481–485) und die Gesteine als Alkali-Rhyolithe und Rhyolith-Tuffe bestimmt (siehe Fig. 14).

Ein merkwürdiges Vorkommen von sauren Eruptiven wurde 1934 unter dem Punkte 1537 m, zwischen den Basaltsteilgängen in der Bachschlucht am Südfusse des Berges beobachtet. Man stösst dort auf einen ca. 7 Meter mächtigen, stark brekzierten Steilgang, der annähernd in Westostrichtung streicht. Ein dunkles porphyrisches Gestein bildet die Ränder des Ganges, währenddem der Mittelteil aus einem roten Rhyolith besteht. In diesem sind zahlreiche Einschlüsse der dunklen Randpartie enthalten. Die Grenze zwischen Rand- und Mittelteil ist unscharf, und der umgebende graue Sandstein weist eine breite, grünliche Kontaktzone auf. RITTMANN (Nr. 217 u. 218) hat die dunkle Randpartie als albitisierten, zersetzen Basalt bezeichnet, die roten Porphyre aus dem Innern des Ganges als trachydazitartigen Rhyolith. Ein ähnlicher Gang wurde im Herbst 1952 auch auf der Südseite des Sofia Sundes, einige Kilometer weiter im Westen angetroffen. Die übrigen Gänge unter dem Punkte 1537 bestanden, soweit sie angeschlagen wurden, alle aus basaltischen Gesteinen. In einem unregelmässigen Verlauf setzt einer dieser Basaltgänge bis in den Gipfel des Berges auf. In halber Höhe des Hanges ist in den grauen Sandsteinen eine breite, dunkle und unregelmässig begrenzte Gesteinszone zu sehen, in der tuffartige Gesteine anstehen (Fig. 14).

D. Das Devon von Geographical Society Ø.

1. Allgemeines.

Gleich wie auf der südlichen Ymers Ø, lässt sich auch auf Geographical Society Ø in westöstlicher Richtung eine Dreiteilung des Areals vornehmen, und zwar sowohl in Bezug auf die Faltungsintensität wie auf das Alter der Serien. Im Osten stellt man im Gebiet von Rudbecks Bjerg einen weitgespannten, hochwelligen Faltenbau fest, in dem die jüngsten Devonschichten Ostgrönlands erhalten sind. Im mittleren Teil dagegen haben die Mulden und Sättel eine geringe Amplitude, und die mittleren Serien der stratigraphischen Skala bedecken das Areal. Weiter gegen Westen belebt sich das Faltenbild, es treten schmale und überliegende Antiklinale mit Abscherungen und disharmonischer Faltung auf, und die Serien gehören den tiefen, dem devonischen Beckengrund unmittelbar aufliegenden Schichtfolgen an. Der Untergrund selber ist jedoch auf Geographical Society Ø nicht zu sehen.

Die Sättel und Mulden der südlichen Ymers Ø setzen sich in die Geographical Society Ø fort, durch das Auftauchen neuer Elemente oder die Aufspaltung vorhandener Wellen verändert sich jedoch die Anordnung. In Rudbecks Bjerg erkennt man die südliche Fortsetzung der Celsius Bjerg Antiklinale. Nur ist der östliche Teil derselben an der grossen Ostverwerfung in die Tiefe gesunken und mit Karbonsandsteinen überdeckt, und der westliche Schenkel des Gewölbes fällt steiler ab und lässt sich nicht ohne weiteres über den Sund nach Norden mit der dort flachen Abdachung der Antiklinale verbinden. Man muss annehmen, dass eine Querstörung im Sunde liegt. Die auf der südlichen Ymers Ø nach Westen anschliessende und breit ausflachende Kap Graah-Teglbjerg-Mulde teilt sich gegen Süden durch ein in ihrer Mitte auftretendes Sattelgewölbe in zwei ungleiche Hälften. Im Osten entstand eine tiefe, nach Südosten umschwenkende und sich in dieser Richtung verbreiternde Mulde, in deren Kern die Mt. Celsius-Serien (*Remigolepis*- und ein Teil der *Arthrodire*-Sandsteine) erhalten blieben. Wir nennen dieses südwestlich von Rudbecks Bjerg gelegene neue Faltenelement die »Mulde der *Remigolepis*-Schichten«. Westlich von Rudbecks Bjerg fehlt eine grössere Verwerfung, der Bruch der Fault Valleys vom Celsius Bjerg findet sich auf Geographical Society Ø nicht mehr vor. An seine Stelle tritt die neue Synklinale. Gegen Westen schliesst ein neues Sattelgewölbe an, das ungefähr unter dem Gipfel 1280 m der Karte kulminierte. Hier beginnt der mittlere, schwach gewellte Teil des Devongebietes, denn die im Westen anschliessende Mulde und die darauf folgende Antiklinale (Slippenantikl.) sind nur noch durch schwache Schichtenumbiegungen zu erkennen. Dagegen fällt dann weiter im Westen, unter dem Punkte 1582 m, eine Mulde mit steil ansteigendem Westschenkel

auf. Es ist die südliche Verlängerung der Zoologdalen-Synklinale. Hier gelangen wir in den westlichen Teil des Faltengebietes mit zunächst steil gegen Westen aufsteigenden Schichten und verschobenen, dann zusammengeschobenen und gefalteten Serien.

Die starke Schuttbedeckung der Berghänge, namentlich an den Ufern des Sofia- und Vega Sundes, und die weite Verbreitung monotoner grauer Sandsteinserien verhindern, dass man die Zusammenhänge sofort überblicken kann. Man ist genötigt, in den zahlreichen Bacheinschnitten die Schichten einzumessen.

Mit der Darstellung beginnen wir wieder im Osten, denn die Gesteinsserien an und um Rudbecks Bjerg lassen sich auch ohne Fossilfunde sicher mit denen vom Celsius Bjerg und damit mit der Ausgangsstelle bei Kap Graah verbinden.

2. Das Gebiet von Rudbecks Bjerg.

Eine hellgraue Sandsteinserie, deren Schichten mit ungefähr 30° gegen Westen einfallen, bildet auf der Nordseite den Sockel von Rudbecks Bjerg. In den obersten Teil dieser Serie fügt sich eine konkordante Basaltlage ein, die gegen Süden auskeilt. Über den grauen Sandsteinen, scharf von ihnen abgegrenzt, liegt eine intensiv rotbraune, ebenfalls gegen Osten aufsteigende Schichtenplatte. Durch den dem Hauptberg (1322 m) gegen Osten vorgelagerten Hügel, der etwa 800 Meter hoch ist, schneidet die in südlicher Richtung streichende saigere Hauptverwerfung die grauen Schichten scharf ab und bringt sie mit dunklen, abgesunkenen Karbonsandsteinen in Kontakt (siehe Tafel II, Fig. 16 u. 37).

Die graue Sandsteinserie von Rudbecks Bjerg entspricht sowohl nach ihrer stratigraphischen Position wie nach ihrem lithologischen Habitus den grauen Kap Kolthoffserien von Kap Graah. Wiederum sind es grobkörnige, graue Arkosen mit roten Feldspäten, mit eingesprengten Geröllen, meist Quarziten, seltener Graniten oder Gneisen. Auch eckige Granitstückchen kommen vor. Die doppelte Basaltlage im Dach der Serie ist nach den Beobachtungen von DALVESCO (1954) effusiver Natur. Gegen Südosten keilt die Basaltlage aus und an ihrer Stelle setzen sich im gleichen Niveau gelblich-grünliche Tuffite gegen Süden fort. Einige Kilometer südlich von Rudbecks Bjerg wurden Schichten von fast reinen, basischen Tuffen, die intensiv grün und violettfärbt sind, angetroffen. Auf der Ost- und Südostseite des Berges steigen zerhackte Basaltgänge steil durch die grauen Sandsteine auf. Da keine derartigen Dykes in den roten Kap Graahsandsteinen vorhanden sind, muss man annehmen, dass die Basaltdurchbrüche aus der Zeit der Ablagerung der obren Kap Kolthoffserien stammen. An einem Berghang, ungefähr 5 Kilometer südöstlich des Gipfels von Rudbecks Bjerg, ragt ein basal-

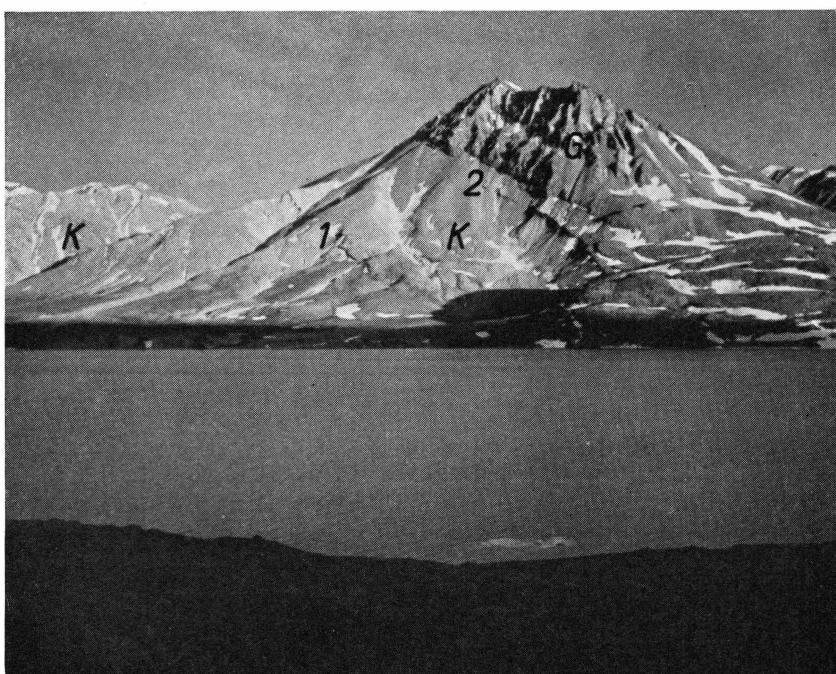


Fig. 16. Rudbecks Bjerg, von Norden gesehen.

G rote Kap Graahserien, den felsigen Gipfelgrat bildend, K Graue Kap Kolthoffserien, 1 Basaltdyke, in den Kap Kolthoffserien aufsteigend, 2 Basalterguss im Dach der Kap Kolthoffserien.

tischer Schlotgang als spitzer Kegel aus den grauen Sandsteinen heraus. Es handelt sich um den Stielgang eines abgetragenen Basaltvulkans, wahrscheinlich um denjenigen, der in der Umgegend die Tuffe liefert hat, die im obersten Teil der Kap Kolthoffserien liegen (siehe Tafel III a).

Über den Tuffiten und Basalten ist noch ein graurötliches Schichtenband vorhanden, und über diesem folgen dann mit scharf abgesetzter Farbgrenze, jedoch konkordant, die roten Mauersandsteine der Kap Graahserien. Im steilen Gipfel von Rudbecks Bjerg (1322 m) ist die untere Hälfte der Serien, die roten Sandsteine, mit ungefähr 500 Meter Mächtigkeit vertreten. Auch der nächstsüdliche Bergkamm, mit dem Punkt 1261 m, besteht aus ihnen. Dort fallen die Schichten mit 25 bis 30° gegen Südwesten und Süden ein. Auf der Südseite des Isoklinaltales, das sich südwestlich dieses Grates tief in den nach dieser Seite abfallenden Schichtentrost eingeschnitten hat, ist die ganze Seriengruppe anstehend. Die Kap Graahserien erreichen hier eine Mächtigkeit von 900 bis 1000 Meter. Unten sind es harte, rote Sandsteine und Arkosen, mit kleineren Rhyolithtrümmern und vereinzelten Quarzitgerölle.

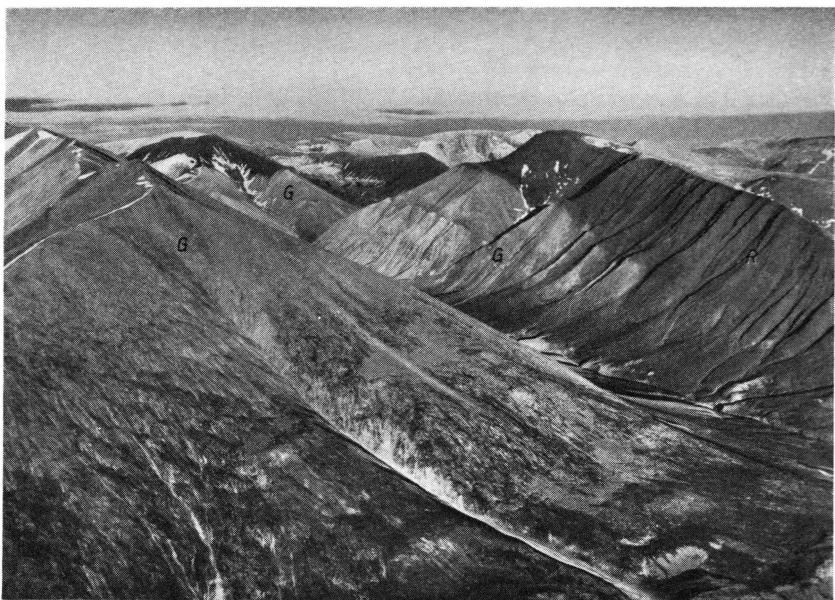


Fig. 17. Das ostwestliche Durchgangstal südlich von Rudbecks Bjerg, Blickrichtung Südost. Die hellen Berge im Hintergrund bestehen aus Karbonsandsteinen und sind durch die Verwerfung von den Höhen des Vorder- und Mittelgrundes getrennt.

Flugphoto E. HOFER.

G Kap Graahserien, R *Remigolepis*-Serien, gegen Südwesten in die flache Synklinale einfallend.

Jedoch reicht die intensiv rote Färbung weniger hoch in die Serien hinauf als weiter im Norden. Der mittlere und obere Teil derselben besteht südlich von Rudbecks Bjerg aus hellbraunen und grauen Quarzsandsteinen und Arkosen, die gegen oben etwas rötliche und graugrüne Farbtöne aufweisen. Viele dieser oberen Schichten zeigen im frischen Bruch die regelmässige, grüne oder braune Tüpfelung, die schon bei Kap Graah in den gleichen Schichtniveaus auffiel.

In den Berghängen südlich des Isoklinaltales heben sich über den Kap Graahsandsteinen die dunkelbraunen bis dunkelvioletten *Remigolepis*-Serien als auffallendes Schichtenband ab. An ihrer Basis liegt ein Streifen von hellgrauen, gelblich anwitternden groben Sandsteinen, darauf lagern die dunklen Kalksandsteine und Sandmergel mit ungefähr 350 bis 400 Meter Dicke. Gegen Süden kommen im zentralen Teil der Synklinale noch ungefähr 150 bis 200 Meter graue bis rötliche, grobkörnige Quarzsandsteine der *Arthrodire*-Serien hinzu, sodass die Mt. Celsius-Serien noch mit 500 bis 600 Meter Mächtigkeit vertreten sind.

Die Hoffnung, in dieser Mulde der *Remigolepis*-Schichten die Überlagerung der Mt. Celsius-Serien durch solche des kontinentalen Karbons

zu finden, erfüllte sich leider nicht. Die östlich von Rudbecks Bjerg südwärts streichende Verwerfung biegt plötzlich in eine ostwestliche Richtung um und schneidet die Mulde im Süden ab, bevor sie sich so weit gesenkt hat, dass in ihrem Kern Karbonschichten auftreten könnten.

Das Vorkommen der Mt. Celsius-Serien ist auf Geographical Society Ø auf die Mulde südwestlich von Rudbecks Bjerg beschränkt. Die Kap Graahserien dagegen steigen auf der Westseite dieser Synklinale zu einem Gewölbe an. Auf diesem sind die untern Teile der Serien noch erhalten, ebenso in der nächsten, gegen Westen folgenden flachen Mulde bis zu den Gipfeln 1370 und 1162 m. Dagegen fehlen sie über der Slippenantiklinale und erscheinen im Westen nur noch einmal, in der Mulde im Berggrat bei Punkt 1582 m. Die grauen Kap Kolthoffserien nehmen fast den ganzen mittleren Teil des Devongebietes von Geographical Society Ø ein.

3. Der mittlere Teil des Devonareals von Geographical Society Ø.

Auf der Nordseite von Geographical Society Ø stehen am Sofia Sund, im schwach gefalteten, mittleren Teil des Küstenprofils, auf einer Strecke von ungefähr 24 Kilometer, die grauen Sandsteine der Kap Kolthoffserien an. Auch hier sind es grobe Arkosen mit roten Feldspäten und Quarzitgerölle. Im untern Teil des Tales, das östlich Punkt 1156 der Karte gegen Norden durchzieht und in den Feldnotizen als »Basalttal« bezeichnet wurde, sind die grauen Sandsteine von Basaltdykes durchschnitten. Diese streichen ungefähr in Nordwest-Südostrichtung und setzen an der Untergrenze der Kap Graahsandsteine aus. Die Basalte müssen deshalb auch hier, ihrem Alter nach, den Kap Kolthoffserien zugewiesen werden. An einem dieser Gänge fiel auf, dass er sich aus zwei verschiedenen Gesteinstypen zusammensetzt. Die Randzone besteht beiderseits auf je ungefähr einem halben Meter Breite aus einem dunklen, basaltischen Gestein, das in kleine, regelmässige und horizontalliegende Säulen abgesondert ist. Der mittlere, grössere Teil des 4 bis 5 Meter breiten Ganges weist dagegen ein rotes, rhyolithisches Gestein auf, geht aber ohne scharfe Grenze in den dunklen Randsaum über. Im roten Gestein sind Einschlüsse des dunklen Gangteiles vorhanden. Auf der steilen Ostseite des Tales setzt sich der rote Dyke ebenfalls bis an die Untergrenze der Kap Graahserien fort.

Verfolgt man aus der Höhe des Küstenhangs westlich des Basalttales das Grenzniveau zwischen Kap Kolthoff- und Kap Graahserien, so fällt einem unter den roten Sandsteinen eine Zone von intensiv gelb und gelblichgrün anwitternden Schichten auf. Offensichtlich sind es Tuffite, die den obersten Teil der Kap Kolthoffserien ausmachen. Und



Fig. 18. Westlicher Teil des Devongebietes auf Geographical Society Ø. Blick gegen Ostsüdost.
Flugphoto E. BRENNISEN.

Im Vordergrund der Sofia Sund; die Berge links bestehen aus grauen Sandsteinen der Kap Kolthoffserien, von der Mitte an gegen rechts aus aufgerichteten und gefalteten tiefen Devonserien. In der Mitte des Bildes liegt der Punkt 1582 m, rechts davon, über der langen Schneezunge, P. 1685 und ganz rechts P. 1730. Man beachte den bis gegen den Sund reichenden, auf einer Gletscherzung liegenden Schuttstrom.



Fig. 19. Nordwestecke von Svedenborgs Bjerg. (Fortsetzung der Fig. 18 gegen Westen) Blick in Südsüdostrichtung.
Flugphoto E. BRENNEISEN.

Links der Punkt 1730 m, Mitte P. 1677 m, rechts 1548 m, im Hintergrund die Berge von Traill Ø. Vorn die Falten in den tiefern Devonserien. d die gegen Westen überliegende Spitzfalte (Detailbild auf Tafel III b), e Synklinale, f Westantiklinale von Svedenborg, mit flachem Scheitel und steilem, etwas überkipptem Westschenkel. Auf dem Bild ist das starke axiale Ansteigen der Falte gegen Süden zu sehen.

talaufwärts, dort, wo die roten Kap Graahsandsteine den Fluss überqueren, ist an der Basis derselben eine Basaltlage sichtbar, die konkordant mit den Schichten gegen Westen aufsteigt und auf über 30 Meter Mächtigkeit anschwillt. Die Basalteinlagerung ist gegen Westen unter dem Punkt 1162 zu sehen. Sie liegt auf den gelben Tuffiten und unter den roten Kap Graahsandsteinen. Dem ganzen Auftreten nach handelt es sich um Basaltergüsse, die gleich alt wie die von Rudbecks Bjerg sind.

Im Bergsporn über der Küste, auf der Westseite des Basalttales, zeichnet sich in den grauen Sandsteinen die Scheitellinie einer neuen Antiklinale ab. Auf ihrer Ostseite fallen die Schichten mit etwa 30° ein, auf dem Scheitel, der in ungefähr 600 Meter Höhe angetroffen wurde, sinken die Schichten unregelmässig mit etwa 20° gegen Süden ab. Wahrscheinlich macht sich in diesem anormalen axialen Fallen die südwestliche Fortsetzung der Fault Valleys Verwerfung vom Celsius Bjerg geltend. Denn wenig weiter im Süden, auf dem Berggrat, der mit den untern Kap Graahsandsteinen bedeckt ist, liegen die Schichten auf dem Faltenscheitel ziemlich flach.

Weiter im Westen, jenseits des grossen Taleinschnittes, der die Insel zwischen den Punkten 1162 und 1330 vom Sofia- zum Vega Sund überquert, bilden die Schichten unter dem Gratpunkt 1582 eine breite Mulde, in deren Kern nochmals die roten Kap Graahsandsteine erscheinen. Der westliche Schenkel der Mulde steigt mit ca. 40° auf und die Schrägstellung der Schichten hält nun auf einer langen Strecke an, sodass, gleich wie am Rödebjerg, gegen Westen tiefere Serien auftauchen. Hier ist nun die ganze Mächtigkeit der Kap Kolthoffserien anstehend. Nur lässt sich leider die untere Grenze nicht sicher bestimmen.

4. Das Svedenborg-Gebiet.

Durch das starke westliche Aufrichten der Schichten kommt im westlichsten Teil von Geographical Society Ø eine weitere, mächtige Serienfolge zum Vorschein, die unter den grauen Kap Kolthoffserien liegt. Verfolgt man das Querprofil vom Punkt 1582 an gegen Westen, so erscheinen unter den roten Schichten der untern Kap Graahserien, die mit 400 bis 500 Meter Mächtigkeit vertreten sind, von oben nach unten folgende Serien:

1. Hellgraue Sandsteine mit einigen roten Zwischenschichten, Dicke 300 bis 400 Meter.
2. Eine Zwischenserie von vorwiegend braunroten Sandsteinen mit grauen Schichtbändern. Ostwärts geht sie in graue Arkosen über. Mächtigkeit ebenfalls 300 bis 400 Meter.
3. Nach unten folgt eine mächtige graue Serienfolge, die die Haupt-

masse der grauen Kap Kolthoffsandsteine ausmacht und gegen 1500 Meter mächtig ist. Nach unten geht sie in

4. eine schwach rot gebänderte, aber immer noch vorwiegend graue Serie von rund 400 Meter Dicke über. An ihrer Basis fällt ein dunkles, braunrotes Schichtband auf, das etwas westlich des Gipfels 1730 m sowohl vom Vega- wie vom Sofia Sund aus zu sehen ist.
5. Darunter kommt eine wiederum graue, jedoch etwas dunklere und durch braunrote Bänder gestreifte, ungefähr 500 Meter mächtige Serie zum Vorschein. Sie entspricht dem aufgeschenbenen Schichtenstoss am Rödebjerg, und auch hier stellt man in ihrem untern Teil Scherflächen fest, auf denen die Schichten gegen Westen verschoben wurden. Darunter stehen am Ufer des Fjordes, bereits in der stark gefalteten Zone,
6. graugrüne, glimmerreiche Sandsteine einer noch tieferen Serie an. Diese entspricht den grauen Sandsteinen im Zentrum der Rödebjerg-Antiklinale. Auf ihnen haben sich auch im Gebiet von Svedenborg die hangenden Serien abgelöst, und es ist zu einer disharmonischen Faltung zwischen den hangenden und liegenden Serien gekommen.

Die unter 1 bis 5 aufgeführten Serien besitzen eine Mächtigkeit von über 3000 Meter, von den unter 6 genannten ist nur der oberste Teil zu sehen, sodass man nicht weiss, wie dick sie sind.

In den westlich dieses Profiles, im Bergzuge von Svedenborg gelegenen Falten gehen die Schichten aus dem untern Teil von Profilnummer 3, diejenigen von 4 und teilweise die von 5 lateral in ziegelrote und braunrote, von hellen Streifen durchzogene Serien über. Es fällt darin, ähnlich wie westlich vom Rödebjerg, eine helle, fast weisse Schichtstufe auf. Sie ist an der Küste, auf der Westseite der Nordwestecke von Geographical Society Ø angeschnitten und besteht aus grobkörnigen, grob kreuzgeschichteten, leicht zerfallenden Sandsteinen (Fig. 19). Auf ihnen liegt eine ziegelrote, grau gestreifte Serie, unter ihnen eine graue und dann eine ziegelrot anwitternde Folge. Die roten Sandsteine, zwischen denen die helle Serie eingeschlossen ist, bestehen aus teils gebankten, teils schieferigen Lagen, aber alle weisen eine unregelmässige Diagonalschichtung auf. Die schieferigen Sandsteine sind glimmerreich und enthalten toniges Material, die grobkörnigen grauen Bänke schliessen einzelne und in Nestern angehäufte Gerölle ein, die bis zu 20 Zentimeter messen. Alles weist auf Ablagerungen nahe der Mündung von Flüssen hin, deren Wasserführung und Strömungsrichtung häufig gewechselt haben.

Unter den roten, in der westlichen Faltenzone gut aufgeschlossenen Serien liegt eine dunklere, mächtige, graugrüne Schichtenfolge, die be-

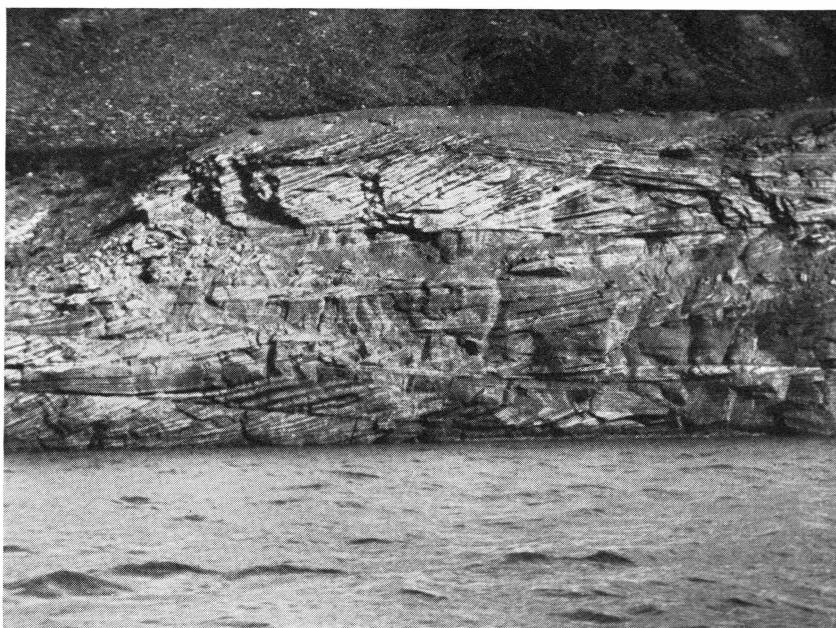


Fig. 20. Ziegelrot und weiss gestreifte, kreuzschichtige Devonsandsteine an der Nordwestecke von Svedenborgs Bjerg. Die Sandsteine stehen im Küstenkliff an Kong Oscars Fjord an. Die Schichten liegen an dieser Stelle flach und stoßen bergwärts, gegen Osten, an den aufgerichteten Westschenkel der Antiklinale.

reits am Rödebjerg auftritt und auch im Süden an Kongeborgen kommt.

Über das Alter der angeführten Serien lassen sich bis jetzt auch auf Geographical Society Ø einzig aus den Lagerungsverhältnissen einige Schlüsse ziehen. Die grauen Serien von 1 bis 4 sind sicher das Äquivalent der Kap Kolthoffserien und sind zur Hauptsache als oberdevonisch zu betrachten. Wo die Grenze zu den tiefern, obermitteldevonischen Serien gezogen werden soll, ist noch ungewiss. Der Verfasser ist der Meinung, dass bereits die Serien der Nummer 5, d. h. die intensiv roten Serien in der westlichen Faltenzone, mit den graugrünen tieferen Serien und mit den westlichen Beckenrandkonglomeraten einer tieferen Gruppe angehören. Nach der am Moskusoksefjord verwendeten Einteilung würden sie das Äquivalent der Kap Bullserien darstellen.

Der Faltenbau.

In der südlichen Fortsetzung der Rödebjerg-Antiklinale findet man auf Geographical Society Ø ebenfalls stark gefaltete Devonschichten. Es treten aber neue Faltenelemente hinzu; durch den gegen Westen gerichteten Schub wurde hier ein breiter Streifen am westlichen Rande

der Devonplatte zerknittert. Auch der Faltungsstil ist anders als am Rödebjerg. Statt einer steif aufgeschobenen Schichtenplatte und einer einfachen vor ihr aufgebogenen Antiklinale findet man eine Reihe asymmetrischer und zum Teil disharmonischer Falten. Der veränderte Faltenstil lässt sich zum Teil aus der Faziesänderung der Schichten erklären. Die tieferen der gefalteten Serien sind hier glimmer- und tonreicher als im Norden und damit mobiler und deformierbarer gewesen. Der grössere Zusammenschub aber lässt auf eine stärker wirksam gewesene Kraft schliessen.

Von Osten gegen Westen lassen sich am Sofia Sund folgende Falten-elemente unterscheiden:

- a. Wir beginnen mit der Aufzählung bei der breiten Mulde beim Punkte 1582, die als südliche Fortsetzung des östlichen Teiles der Zoologalen-Mulde zu betrachten ist.
- b. Im westlichen Schenkel dieser Mulde liegen in starker Schrägstellung, aber normaler stratigraphischer Reihenfolge, die im Schichtenprofil Seite 56—57 angegebenen Serien. In und unter der Serie 5 sind Schicht-verschiebungen zu sehen. Es sind mindestens 3 grössere Scherflächen vorhanden. An den beiden oberen sind die Verschiebungsbeträge gering, sodass kaum mit Schichtenverdoppelungen gerechnet werden muss. An der untersten Bewegungsfläche dagegen hat eine Lostrennung und Aufschiebung der hangenden Serien stattgefunden. Sie entspricht dem Aufschiebungsplan vom Rödebjerg. Die liegenden Schichten wurden in mehrere Sekundärfalten zusammengestaucht, die von den darübergleitenden Serien abgeschoren oder geköpft wurden (vergl. T. X. Profil II).

Erst westlich dieser verbogenen Aufschiebung beginnt die eigentliche Faltungszone der tieferen Serien.

- c. Die disharmonisch zusammengefalteten Schichten im Liegenden der Aufschiebung entsprechen der Rödebjerg-Antiklinale und leiten gegen Westen in eine breite, asymmetrische Synklinale über, auf die
- d. eine stark gegen Westen überliegende oder überkippte Spitzfalte folgt. An Svedenborg ist die Falte von den intensiv roten Sandsteinen der Serien 4 und 5 umhüllt und bildet den Bergzug, der östlich der Küstenwand quer über die Insel läuft und den Gipfel-punkt 1677 trägt (siehe Tafel III b).
- e. Dann folgt eine schmale, gegen Westen geöffnete Synklinale, in der die weisse Sandsteinstufe hervorsteht und den Verlauf der Falte im Gelände anzeigt.
- f. Hierauf taucht am Westende des Sofia Sundes eine breite, asymmetrische Antiklinale auf, mit flachem östlichem Schenkel und breitem

Scheitel. Der westliche Schenkel steht steil und ist durch eine Längsverwerfung flexurartig niedergezogen. Gegen Süden steigt das Gewölbe mit 10 bis 15° an, legt sich etwas nach Westen um und wird zum dominierenden Faltenelement. Am Ufer von Kong Oscars Fjord ist das Gewölbe der Länge nach angeschnitten. Graugrüne, tiefe Serien mit roten Schichtbändern stehen im Faltenkern im südlichen Teil der Svedenborgswand an. Im steilstehenden Westschenkel

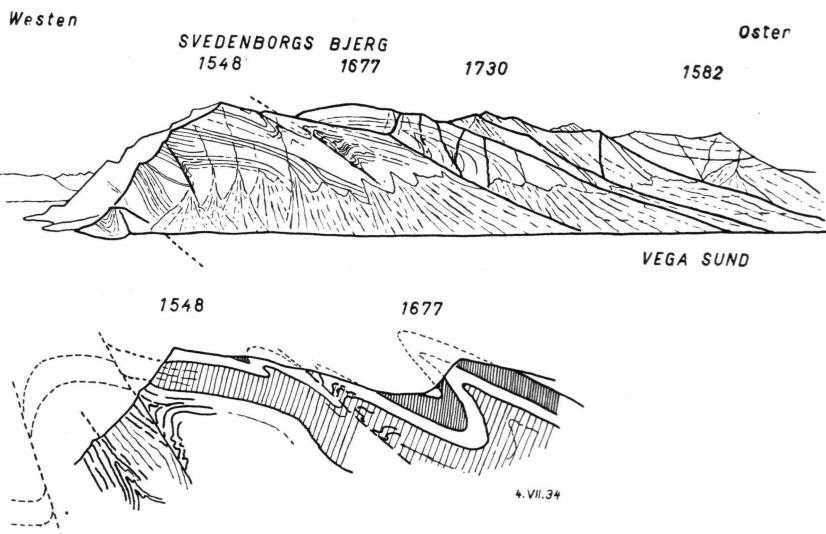


Fig. 21. Die Falten von Svedenborgs Bjerg am Vega Sund, von Süden gesehen. Unter dem Punkt 1677 die Spitzantiklinale (d), unter 1548 die breite, gegen Süden aufsteigende Westantiklinale (f). Man vergleiche die Fig. 19.

streichen einige Scherflächen spitzwinklig zur Küste aus und es zeichnen sich in den angeschnittenen Schichten tektonische Diskordanzen ab (vergl. T. IV).

Betrachtet man das Faltenprofil an der Südseite von Geographical Society Ø, am Vega Sund, so fällt zunächst die grosse asymmetrische, etwas überliegende Westantiklinale auf. Darüber ist gegen Osten auch die spitze Mulde mit den weissen Sandsteinen zu erkennen, sie tritt im Küstenprofil in der Einsattelung zwischen den Punkten 1548 und 1677 hervor. Unter dem Punkt 1677 liegt die Spitzantiklinale, deren unterer Schenkel stark ausgezogen ist, sodass man annehmen kann, die Falte gehe gegen Süden in eine einfache, abgeschorene Deckserie über. Die weiter gegen Osten folgenden Aufschiebungs- und Scherflächen sind der starken Schuttbedeckung wegen vom Fjorde aus nicht zu erkennen, doch beobachtet man in den Bachrinnen Verbiegungen und starke Ab-

weichungen vom normalen Schichtenstreichen und Fallen, sodass anzunehmen ist, dass sich die Verschiebungsflächen quer über die Insel fortsetzen. Gegen Osten, dem Punkte 1582 zu, sieht man an den Bergkämmen wieder dasselbe Schichtenprofil wie am Sofia Sund.

5. Die Verbreitung devonischer Eruptive auf Geographical Society Ø.

In der Umgebung von Rudbecks Bjerg und gegen Westen, bis ungefähr zu den Gipelpunkten 1108, 1162 und 960 m, durchsetzen zahlreiche Basaltdykes die grauen Kap Kolthoffsandsteine, in den Kap Graah- und den Mt. Celsiusserien dagegen fehlen sie. Die Gänge müssen zur Zeit der Ablagerung der oberen Kap Kolthoffserien eingedrungen sein. Auch das Vorkommen von basaltischen Ergüssen und vulkanischen Tuffen unter den roten Kap Graahsandsteinen spricht zugunsten dieser Altersbestimmung. Im westlichsten Teil von Geographical Society Ø scheinen Basalte zu fehlen.

Saure, rhyolithische Eruptive wurden auf der Insel einzig in dem bereits genannten Steilgang im Basalttal, in der Nähe des Sofia Sundes angetroffen. Es ist der rote Gang, der an den Rändern von Basalt eingefasst ist. Auch dieser Gang steigt nur durch die Kap Kolthoffserien auf, er ist also ungefähr gleich alt wie die Basalte, vielleicht etwas jünger und mit den Rhyolithen in der untersten Kap Graahserie auf Gunnar Anderssons Land zu verbinden. Nach den bisherigen Beobachtungen ist es das südlichste Vorkommen saurer, oberdevonischer Eruptive im Gebiet von Kong Oscars Fjord.

Die Basalte, die im mittleren Teil des Vega Sunda in den Devonschichten auftreten, stehen mit den Basaltintrusionen östlich der Hauptverwerfung in Verbindung. Ihre mise en place ist viel später, im Tertiär erfolgt. Auf ihr Vorkommen soll bei der Besprechung des grossen Bruches am Ostrand des Devonareals zurückgekommen werden.

E. Das Devon von Traill Ø.

1. Allgemeines.

Die Falten im Devon von Geographical Society Ø setzen sich nach Süden in die Traill Ø fort. Da aber die grosse Verwerfung im Osten des Devonareals gegen Südwesten streicht, schräg zu den Nordsüd verlaufenden Falten, schneidet sie die östlichen Faltenelemente auf der Traill Ø der Reihe nach ab. Schon am Vega Sund sind nur noch die flachen Falten aus dem mittleren Teil des Devongebietes von Geogra-

phical Society Ø vorhanden, weiter gegen Südwesten werden auch sie abgetrennt, ebenso die westliche Faltenzone von Kongeborgen.

In der Berggruppe von »Rebild« erkennt man vom Vega Sund aus in einem schmalen, Nordsüd verlaufenden Berggrat, der an seinem Südende die Höhenzahl 1237 trägt, den Scheitel der breiten Slippenantiklinale und westlich davon, im Bergkamm mit der Höhe 1750 m, die flache Zoologdalen-Mulde. Der westliche Schenkel dieser Synklinale steigt nur schwach gegen Westen auf, sodass der untere Teil der grauen Kap Kolthoffserien bis an die Wand von Kongeborgen reicht.

2. Die Devonserien.

Da die Remigolepisschichten-Synklinale auf Traill Ø fehlt, sind keine Schichten der Mt. Celsiuserien mehr zu sehen. Die jüngsten der anstehenden Devongesteine gehören den Kap Graahserien an. Diese umfassen auch hier eine untere rote und eine obere graue Abteilung. Beide findet man in der Ostflanke der Slippenantiklinale, d. h. im östlichen Teil der Berggruppe »Rebild«, unter dem Gipfel 1260 m. Etwas östlich davon streicht die Hauptverwerfung durch. Im westlichen Teil von »Rebild«, in der Zoologdalen-Mulde, krönen die roten Sandsteine der untern Kap Graahserien die Berge und Kämme bei den Punkten 1695 und 1750 m, die obere graue Abteilung fehlt hier. Gegen Süden heben sich die Faltenachsen und die Kap Graahserien streichen aus.

Weitaus der grösste Teil des Devonareals von Traill Ø wird von den grauen Sandsteinen der Kap Kolthoffserien eingenommen. Sie stehen längs der Ufer des Vega Sundes in der Slippenantiklinale und der Zoologdalen-Synklinale an. Immer sind es grobkörnige, hellgrau anwitternde Arkosen mit rötlichem Feldspat und eingestreuten Quarzitgerölle. In verschiedenen Niveaus treten aber auch etwas schieferige, tonhaltige und durch Eisenoxyd rot gefärbte Schichten auf. Namentlich im untern Teil fällt gegen Westen, gleich wie auf Geographical Society Ø, eine 150 bis 200 Meter mächtige rote Schichtserie auf, die wieder von einer hellgrauen Serie mit konglomeratischen Bänken unterlagert wird. Diese untere hellgraue Serie steht als oberstes Schichtglied im Küstenprofil von Kongeborgen an und wird dort in der Profilbeschreibung als Serie Nr. 6 bezeichnet. Ihre Mächtigkeit kann 300 bis 400 Meter betragen. Für alle Kap Kolthoffserien kommt hier eine Gesamtmächtigkeit von ca. 2000 Meter in Betracht. An der Küste von Kongeborgen kommen darunter die tieferen Serien zum Vorschein.

In der Bergwand von Kongeborgen wurden von oben nach unten folgende Serien unterschieden:

6. Zuoberst hellgraue, gebankte, grobkörnige Arkosen mit Kreuzschichtung und konglomeratischen Lagen, in denen neben Quarziten auch Granite vertreten



Fig. 22. Die Nordwestecke von Traill Ø. Links der Vega Sund. Blickrichtung in der Bildmitte Ost-südost. Flugphoto E. HOFER. Der Berg in der Mitte, vorn, ist der Punkt 1563, dahinter liegt die Berggruppe »Rebild«.

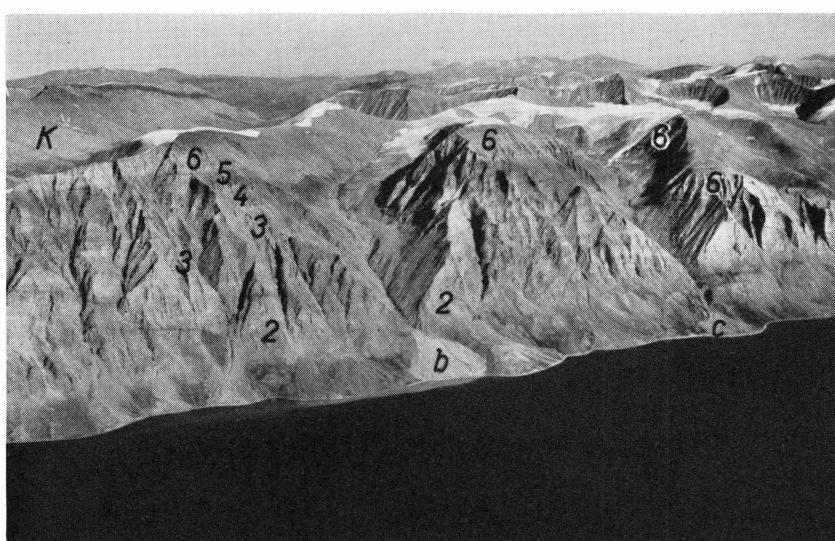


Fig. 23. Der nördliche Teil von Kongeborgen, von Westen gesehen. Flugphoto E. HOFER. Das Bild setzt die Fig. 22 gegen Süden fort. Vorn Kong Oscars Fjord, links des Baches »b«, im Vordergrund, Punkt 1430 m, von dem aus ein Höhenzug nach hinten zum Punkte 1653 m führt. Zwischen »b« und »c« der Punkt 1509 m. Legende für 22 und 23: a, b und c Taleinschnitte in der Kongeborgenwand, G Kap Graahserien (rote), K Graue Kap Kolthoffserien, r Rote Schichten im unteren Teil der Kap Kolthoffserien. Die Zahlen 1 bis 6 beziehen sich auf die Profilbeschreibung im Text, Seite 62—65.

sind, darunter Gerölle mit Durchmessern bis zu 20 Zentimeter. Auf den Schichtflächen sieht man Wellenfurchen, manchmal Trockenrisse. Einige rote, kreuzschieferige Lagen und rötliche Sandsteinbänke unterbrechen die graue Schichtenfolge. Die Serie bildet im nördlichen und mittleren Teil von Kongeborgen den oberen Abschluss der Steilwand. Man findet sie aber wieder am Bergfuss, an der Küste, wo sie in einer zerquetschen Synkinalzone als weiss anwitternde Sandsteine hervortritt (Für die Aufeinanderfolge und Numerierung der Serien vergleiche man BÜTLER, 1935, Fig. 15, S. 29. Die weisse Serie ist dort als Nr. 7 bezeichnet, die ihr entsprechende graue als Nr. 6).

Unter der hellgrauen Gipfelserie liegt in der Kongeborgenwand eine 500 bis 600 Meter mächtige Sandsteinfolge, die auf Grund ihrer verschiedenen starken Rotfärbung in mehrere Serien aufgeteilt und verfolgt werden kann. Doch trifft man in allen Serien ungefähr die gleichen Gesteinstypen an. Bei den hellroten und blassgelblichen Sandsteinen wird der Farnton durch rote und blassbraune Feldspäte hervorgerufen, eine intensivere Rotfärbung, sowohl in gebankten wie schieferig tonhaltigen Lagen, wird durch ein Pigment von Eisenoxyd verursacht, das vor allem die Quarzkörner umhüllt, aber auch dem Bindemittel beigegeben ist. Eine genauere lithologisch-petrographische Untersuchung der Sandsteine steht noch aus. Eine kurze Charakterisierung derselben haben seinerzeit von Moos und MÜLLER (1939) auf Grund einer Anzahl an Kongeborgen vom Verfasser eingesammelter Gesteinsproben gegeben.

Für die Feldarbeit wurden die roten Serien aufgeteilt in:

5. Eine graurötliche, in manchen Lagen graugrüne Schichtenfolge, die eine Wechsllagerung von mehr gebankten helleren Sandsteinen und dunkleren roten, etwas schieferigen Bändern darstellt. (Vergleiche hierzu BÜTLER, 1935a, Tafel 6). Zusammen mit den Serien 3 und 4 bildet sie die in steilen Anschnitten intensiv rot anwitternde Wand. In den gebankten Lagen kommen Quarzitgerölle vor, manchmal sind konglomeratische Nester oder grössere Nagelfluhlinsen vorhanden. Darin treten neben den dominierenden Quarziten auch gelbe Dolomite und dunkle Kalke auf, und zwar mit Durchmessern, die 30 Zentimeter erreichen können. Es macht sich also eine Geröllstreuung von Westen her bemerkbar, die darauf hinweist, dass man sich in der Nähe der Schüttungszentren blockführender, devonischer Flüsse befindet.
4. Eine hellziegelrot bis intensiv rotbraun anwitternde Serie von harten, glimmerreichen, abwechselnd gebankten und mehr schieferig-plattigen Sandsteinen bildet immer ein steiles Felsband im oberen Teil der Abhänge von Kongeborgen. Im untern Teil der Serie nehmen die Gesteine eine mehr graubraune Färbung an. Sie werden unterlagert von
3. einer helleren graurötlichen, vorwiegend gebankten Sandsteinserie, die eine stark ausgeprägte Kreuzschichtung und viele Gerölleinlagerungen aufweist. Dabei sind häufig Granit- und Gneisgerölle vertreten. In oder an der Basis dieser Serie schneidet im nördlichen und mittleren Teil von Kongeborgen eine fast konkordante Scherfläche durch, auf der die hangenden Schichten über die liegende Antiklinale geschoben wurden (Vergleiche hierzu BÜTLER, 1935, Fig. 16). Südlich von Tal »e« liegt ein ca. 20 Meter mächtiger Basaltsill konkordant zwischen den Schichten dieser Serie.
2. Als Serie 2 wurde eine bei der Anwitterung vorwiegend graubraune, im oberen Teil etwas ockerfarben erscheinende Schichtfolge ausgeschieden. In dieser fällt eine Bänderung durch hellere und dunklere Schichten auf. Zur Hauptsache sind es glimmerreiche Arkosen, graugrün im Anschlag, bräunlich in der Anwitterung.

VON MOOS und MÜLLER stellten fest, dass, je nach dem Verwitterungsgrad und der Vererzung des Glimmers, die Sandsteine äusserlich graubraun bis braun gefärbt sind. Schon im Felde fällt auf, dass die glimmerreichen Schichtfolgen, sofern sie kein rotes Pigment enthalten, eine braune Anwitterung besitzen. Die grünliche Färbung vieler Schichten, namentlich in der Serie 1, verdanken die Gesteine ihrem Gehalt an Chlorit und gewissen Feldspatzersetzungsprodukten.

Auch in der Serie 2 sind, namentlich im nördlichen Teil von Kongeborgen, Konglomeratbänke eingeschaltet. Sie sind dort ziemlich mächtig und enthalten vorwiegend Quarzitgerölle, daneben aber quarzitische Schiefer, Dolomite, Kalke, Granit und Gneis, also die ganze Skala der Gesteinstypen, die im westlichen kaledonischen Liefergebiet des Devons ansteht. Meist haben die Gerölle Durchmesser von 3 bis 5, vereinzelte aber bis zu 30 Zentimeter. In der südlichen Kongeborgenwand ist die Serie 2 mit ungefähr 500 Meter vertreten.

1. Die tiefste der auf Traill Ø aufgeschlossenen Devonserien findet man im gehobenen südlichen Teil von Kongeborgen, am Fusse des Steilhanges. Die Gesteine unterscheiden sich im Anschlag kaum von denen der Serie 2, nur behalten sie auch bei der Anwitterung ihre graugrüne Farbe bei. Es handelt sich um eine ziemlich eintönige, von einigen dunkleren Bändern durchzogene Schichtenfolge, die Kreuzschichtung aufweist, meist gebankt erscheint und manchmal fast quarzitisch ist.

Für die Altersbestimmung der Devonserien von Traill Ø kann man sich nur auf wenige Fossilfunde stützen. Am südlichen Ende von Kongeborgen fand SÄVE-SÖDERBERGH (1932) im Gehängeschutt einige schlecht erhaltene Fossilreste. Nach den präzisen Ortsangaben (S. 24 und 25, Fig. 16), die er machte, lagen die Fossilfundstellen in dem Teil des Kongeborgenprofiles, der flexurartig gegen Süden, der grossen Verwerfung zu, abgebogen ist. Die untere der Fundstellen lässt sich in der Schichtserie 3 lokalisieren, da es sich aber um loses Material handelte, kann auch ein höheres Niveau in Frage kommen. Der obere Fundpunkt liegt in der Serie 5 oder 6. SÄVE-SÖDERBERGH bestimmte die Reste als Platte und Schuppen von *Bothriolepis* und *Holptychius* und schloss daraus auf ein oberdevonisches Alter der Schichten an Kongeborgen.

Die graue, mächtige Sandsteinfolge, von der die unterste Serie als No. 6 bezeichnet wurde, entspricht den Kap Kolthoffserien. Die darunterliegenden, vorwiegend roten Arkosen der Serien 3, 4 und 5 entsprechen den roten Lagen im westlichen Teil von Rödebjerg und in der Spitzfalte von Svedenborg. Wir rechnen sie auch auf Traill Ø eher zu der tiefern Seriengruppe, die als mitteldevonisch betrachtet werden muss. Die graugrünen Serien der No. 1 und 2 sind ihrer Konglomerateinlagerungen wegen mit den mächtigen Devonkonglomeraten auf der Westseite des Fjordes zu verbinden. So lange aber keine guten und altersbestimmenden Fossilreste aus diesen tiefern Lagen oder den Beckenrandkonglomeraten vorliegen, lässt sich nichts Bestimmtes über das genaue Alter aussagen.

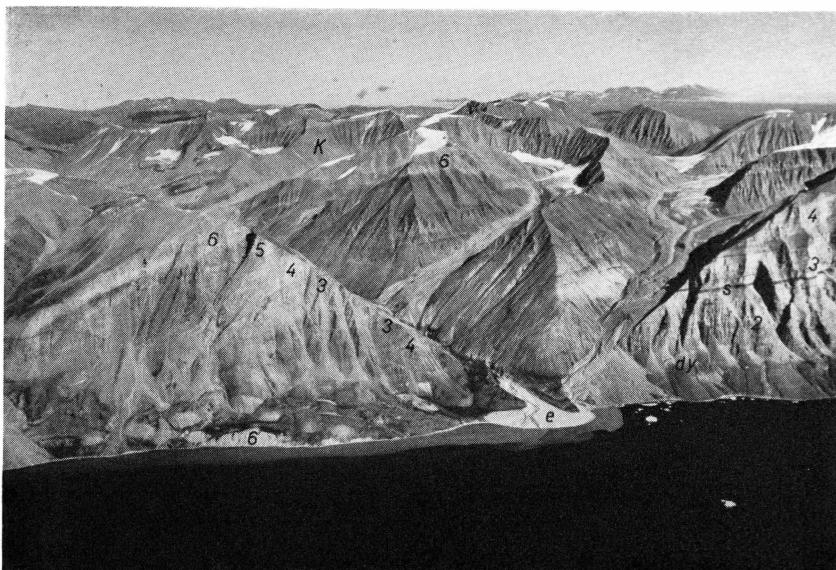


Fig. 24. Der mittlere Teil von¹ Kongeborgen, beim Tal »e«, von Westen gesehen.
Flugbild E. HOFER.

Die Zahlen 2 bis 6 beziehen sich auf die Profilbeschreibung im Text, Seite 62—65.
K Graue Kap Kolthoffserien, s Basaltsill, der konkordant in die Serie 3 eingedrungen ist. Er steht mit dem Basaltdyke »dy« in Verbindung.

3. Die Eruptive.

Bis jetzt wurden im Devon der Traill Ø keine sauren Eruptive angetroffen. Dagegen treten an manchen Stellen Basalte auf, vor allem in der Nähe des grossen Bruches im Osten. Doch sind sie dort sicher postdevonisch. Dies trifft auch für den grossen Lagergang im südlichen Teil von Kongeborgen zu; wahrscheinlich stehen alle Basaltgänge, die beobachtet wurden, mit den jungen Intrusionen des Küstengebietes in Verbindung und stellen gegen Westen gerichtete Ausstrahlungen des frühtertiären Basaltaufstieges dar.

An zwei Stellen wurden basische Gänge in der Felswand von Kongeborgen gesehen. Die eine befindet sich im nördlichen Teil, etwas südlich von Tal »a«, wo ein kleiner dunkler Gang an einem kleinen Bruch in die Höhe stieg und die bereits gefalteten Schichten durchquerte. Der Gang, der ungefähr $\frac{1}{2}$ Meter breit ist, folgt in gewundenem Lauf der Zerrüttungszone, einige schmale, nur zentimeterbreite Adern zweigen von ihm ab. Das andere Vorkommen liegt südlich von Tal »e«. Es ist der 20 bis 30 Meter mächtige, den Sandsteinen der Serie 3 folgende Lagergang, der sich an unzugänglicher Stelle durch die Felswand zieht. Gegen Süden bleibt er auf einer Strecke von ungefähr 5 Kilometer genau

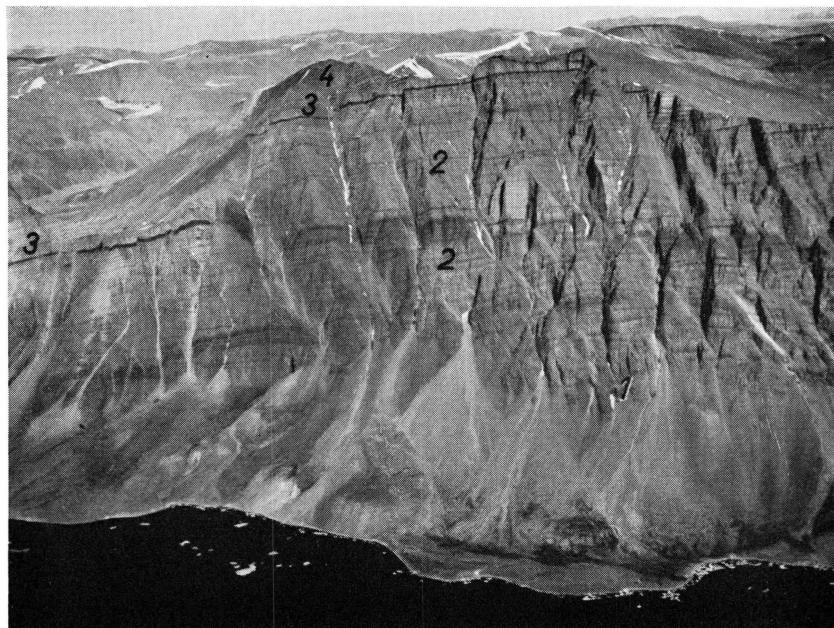


Fig. 25. Südlicher Teil von Kongeborgen, mit der Verschiebung des Basaltsills und der Schichtserien. Südliche Fortsetzung von Fig. 24. Flugphoto E. HOFER.

Die Zahlen beziehen sich auf die Profilbeschreibung im Text, Seite 62—65.

Die Fjordwand schneidet einige, gegen Osten abfließende kleinere Hochtäler an, die Einschnitte zeichnen sich als Kerben auf der Kammlinie der Kongeborgewand ab.

niveaubeständig im Schichtenverband, dann bricht er ab und erscheint ungefähr 350 Meter höher in der Wand. Von dort aus setzt er sich weiter gegen Süden fort (siehe Fig. 24 u. 25). An der Abbruchstelle sind aber auch die Sandsteinschichten unterbrochen, und der Gang liegt auch im gehobenen Teil zwischen den gleichen Schichten. Die Aufschiebung ist also jünger als der Basalt.

Ungefähr 1 Kilometer südlich von Fluss »e« steigt ein mehrere Meter breiter Basaltgang senkrecht durch die Schichten auf. Er durchschneidet die Falte am Fusse des Hanges (siehe Fig. 32), ist also unzweifelhaft jünger als diese, und in der Höhe steht er mit dem Flachgang in Verbindung. Er steigt aber über diesen in ein höheres Niveau auf.

Am südlichen Ende von Kongeborgen, wo die Devonschichten zur grossen Verwerfung abbiegen, sind mehrere Basaltsills den Sandsteinen eingelagert. Die Gänge sind am Bruche abgerissen und offensichtlich älter als dieser. Doch dürfte es sich auch hier um tertiäre Sills handeln, die mit den Basalten südöstlich des Bruches in Verbindung standen.

Die grossen Basaltgänge im Devongebiet des mittleren Vega Sundes werden bei der Besprechung des grossen Bruches noch erwähnt werden. Ein Teil von ihnen ist jünger als die letzte grössere Schichtenverschiebung, sodass über das jugendliche Alter kein Zweifel besteht.

4. Die Falten im Devon von Traill Ø.

Die breite Slippenantiklinale setzt sich von Norden her über den Vega Sund gegen Süden fort und stellt das östlichste Faltenelement im heute sichtbaren Teil des Devons von Traill Ø dar. Gegen Süden wird der Sattel von der grossen Verwerfung abgeschnitten. Dasselbe geschieht mit der westwärts anschliessenden Zoologdalen-Mulde. Beide Falten steigen südwärts etwas an und glätten sich aus. Längs Kong Oscars Fjord findet man in der südlichen Verlängerung der Falten von Svedenborg die intensiv gefaltete, parallel zur Küste verlaufende Zone von Kongeborgen. Sie soll etwas näher betrachtet werden. Schon im Vorwort wurde auf einige Schwierigkeiten hingewiesen, die der genauen Untersuchung dieser Faltenzone entgegenstehen. Einzig am Vega-Sund und in den beiden grössern Tälern (»a« und »e«), die die Kongeborgenwand durchschneiden, können Querprofile aufgenommen werden. Da keine markanten Schichtglieder vorhanden sind, ist es kaum möglich, den Schichtenverlauf auf längeren Strecken genau zu verfolgen. Man stellt fest, dass einzelne Faltenteile, in der Längsrichtung betrachtet, plötzlich abbrechen oder unvermittelt durch andersgeartete abgelöst werden. Die grobkörnigen, bankigen Sandsteine wichen durch Bruch des Gesteinsverbandes einer starken Verbiegung aus, und die Schichtenkomplexe spalteten sich in grössere oder kleinere Schuppen auf. In glimmerreicherem oder etwas tonhaltigen Serien dagegen entstanden bei einem kräftigen Zusammenschub komplexere und zusammenhängende Gross- und Kleinfalten. Und zwischen den übereinanderliegenden verschiedenen Serien kam es zu Ablösungen und disharmonischer Faltung. Da schon eine geringe Zudosierung oder Abnahme des Ton- oder Glimmergehaltes die Verformbarkeit der Sandsteine stark zu beeinflussen scheint, und der Anteil dieser Stoffe am Aufbau der Serien auch in horizontaler Richtung wechselt, sind in den verschiedenen Abschnitten der Faltungszone verschiedenartige Faltenbilder entstanden. So setzt sich die Faltenzone auf der Ostseite von Kong Oscars Fjord aus mehreren Abschnitten zusammen, und es ist nicht möglich, ein und dieselbe Faltenform ohne Unterbruch über eine längere Strecke zu verfolgen. Im ganzen gesehen kann man jedoch die grossen Faltenelemente meist wieder erkennen.

Der Querschnitt am Eingang zum Vega Sund gibt wenig Aufschluss über den Faltenbau. Man stellt fest, dass die Falten von Svedenborg verschwunden sind, und dass in der Wand unter dem westlichsten



Fig. 26. Liegende Falte in nördlichen Teil von Kongeborgen, im Bergfuss auf der Nordseite des Tales »a«, an Kong Oscars Fjord.

Gipfel (Punkt 1563 m) eine gleichmässig mit ca. 20° gegen Osten einfal-lende Schichtfolge liegt, in der wohl hellere und dunklere Bänder zu sehen sind, aber kaum einzelne Serien abgegrenzt werden können. Bei guter Nordbeleuchtung können in diesem Berghang ein oder zwei, par-al-ler zu den Schichten verlaufende Scher- und Bewegungsflächen erkannt werden. Die untere beginnt am oberen Ende des Schuttkegels, beim ersten grösseren Bacheinschnitt östlich der Nordwestecke von Traill Ø, und steigt an den Nordwestgrat des Berges auf, den sie auf ungefähr 1150 Meter Höhe erreicht. Über der Fläche sind die Schichten schräg nach oben, gegen Westen vorgeschoben. (Siehe Tafel X, Profil IV). Eine andere, parallele Verschiebungsebene ist in einem noch höheren Niveau vorhanden, sie kommt in ca. 1450 Meter Höhe an den Nord-westgrat. Es existieren aber noch 2 weitere, tiefere Schubflächen, die jedoch auf der Nordseite des Berges, der Schuttbedeckung wegen, nicht zu erkennen sind. Dagegen erlaubt der erste Taleinschnitt (Tal »a«) an Kong Oscars Fjord einen Einblick in den Sockel des Berges. Dort ist auf der Nordseite der Schlucht der Kern und die Stirn einer flachliegenden Antiklinale angeschnitten. Diese besteht aus grau-grünen Sandsteinen und Konglomeraten der Schichtserie 2. Der obere Schenkel der Falte ist auf ca. 450 Meter Meereshöhe durch eine Schnitt-fläche abgetrennt und abgeschürft worden. Auf dieser liegenden Falte

ruht die mächtige, von Gleitflächen durchzogene Schichtenfolge des Berges 1536 m. In 850 Meter Höhe streicht am Grat eine weitere Scherfläche aus. Man erkennt hier also eine liegende Antiklinale, die von den hangenden Serien überfahren wurde, und diese selber sind von mindestens drei grösseren Gleitflächen durchschnitten. Die Verschiebungen erfolgten gegen Westen, doch waren sie kaum so bedeutend, dass im oberen Teil des Berges mit Verdoppelungen der Serien gerechnet werden muss. In dem auf der Südseite des Tales »a« gegen den Berg 1430 m ansteigenden Grat ist in der senkrechten Wand, die gegen den Fjord abfällt, in ungefähr 1000 Meter Höhe eine der Schubflächen gut zu sehen (vergleiche BÜTLER 1935, Fig. 16).

Ein gutes Querprofil ist im mittleren Teil von Kongeborgen, im Einschnitt des Baches »e« aufgeschlossen (vergleiche BÜTLER, 1935, Fig. 15). Auf der Nordseite der Schlucht steht eine asymmetrische Falte mit flachem Ost- und steilem, überkipptem Westschenkel an. Der Faltenkern besteht aus den tiefen, graugrünen Serien, die Hülle dagegen aus den roten Sandsteinen. Auf dem Scheitel und der flachen Ostflanke sind diese abgetrennt und gegen Westen vorgestossen worden, sodass der obere Teil des Gewölbescheitels geköpft wurde. Am westlichen Ausgänge der Schlucht, über dem Delta, steht der westliche, überkippte Schenkel der Falte an. Über den grauen Schichten erscheinen darin die stark reduzierten roten Serien. Längs der Küste nördlich von Tal »e« sieht man an einigen Stellen, unter dem Moränen- und Gehängeschutt, stark verfaltete, fast weisse Sandsteine. Sie gehören dem zusammengequetschten Kern einer Synklinale an, die der überliegenden Antiklinale im Westen vorgelagert ist (siehe die Fig. 27 und 28).

Der Rücken der Antiklinale liegt auf beiden Seiten von Fluss »e« etwas höher, als im nördlich anschliessenden Küstenstreifen, und die Stirn der Falte erscheint etwas gegen Osten zurückgeblieben zu sein. Gegen Süden senkt sie sich wieder und nimmt auch die alte Front wieder ein. Die Störung im Faltenverlauf steht im Zusammenhang mit den Brüchen, die vom Narhvalsund her das Gebiet von Kongeborgen durchqueren.

Der Kong Oscars Fjord überdeckt die Fortsetzung des Faltenprofils gegen Westen, die Aufschlüsse nördlich von Tal »e« zeigen aber, dass der Antiklinale noch ein weiteres Falterelement vorgelagert ist.

Zwischen den Tälern »a« und »e« sind in den von steilen Runsen durchfurchten Hängen, namentlich unter dem Gipelpunkte 1430 m und 1509 m sowie in den Bacheinschnitten »b« und »c«, einige tektonische Details zu sehen, die das Faltenbild ergänzen. Das im Vorwort genannte Bild in NATHORSTS »Två Somrar i Norra Ishafvet« (1899, Bd. II, S. 297) zeigt die Westseite des Berges, der auf der Karte 1:250 000 des geodätischen Institutes die Höhenzahl 1430 trägt. Die Aufnahme, die bei



Fig. 27.



Fig. 28.

Gefaltete Sandsteine in der Synklinale an der Küste, nördlich Tal »e« an Kongeborgen.



Fig. 29. Die Felswand von Kongeborgen unter dem Gipfel 1430 m. Links oben der Grat, nördlich von Punkt 1430 m, der auf der Figur 23 am linken Bildrand noch abgebildet ist, rechts befinden sich die Wände unter dem Punkt 1430 m. Man erkennt auf beiden Figuren eine schräg nach rechts oben durch die Felsen schneidende Kluftfläche. Deutlich ist im Bergfuss die Umbiegung der Schichten in die Antiklinalstirn zu sehen. Unten die Schichtserie 2, zu oberst Serie 6 der Profilbeschreibung auf Seite 62—65. (Man vergleiche Tafel V und die Figuren 23 und 30.)

Nordwestbeleuchtung aufgenommen wurde, weist, der Schichtenwölbung nach, auf eine im Fusse der Bergwand liegende Antiklinale hin. Betrachtet man den gleichen Hang von Süden her, so tritt in den Felsen über dieser Wölbung eine kleine, gegen Westen offene, liegende Synklinale hervor (Fig. 30). Darüber ist der oberste Teil des Berges von einer 500 bis 600 Meter mächtigen, schwach gegen Osten einfallenden, ruhig gelagerten Schichtenfolge eingenommen, in der man zuoberst die hellgrauen Sandsteine der Serie 6 und darunter die roten und rotgebänderten von 5, 4 und 3 erkennt. Unter dieser Schichtenplatte liegt die kleine Synklinale, deren oberer Schenkel in die Basis der überschobenen Serie umbiegt, während der untere steil gegen Westen abfällt und in die gewellte Stirn der Antiklinalwölbung übergeht. Bei näherem Zusehen sind im Innern des Gewölbes mehrere unregelmässig verfaltete oder zer-

brochene Kerne vorhanden. Im Einschnitt der Bäche »c« und »d« fehlt der liegende Mittelschenkel der Antiklinale, sie ist auf eine untere Synklinale geschoben. In dieser liegen die Schichten unter der gegen Westen ansteigenden Überschiebungsfäche teils ziemlich ungestört, meist aber wurden sie zu kleinen, geborstenen Falten zusammengepresst. In der Antiklinale stehen im untern Teil des Hanges die Schichten der Serie 2 an, währenddem in der untern, liegenden Synklinale an einigen Stellen

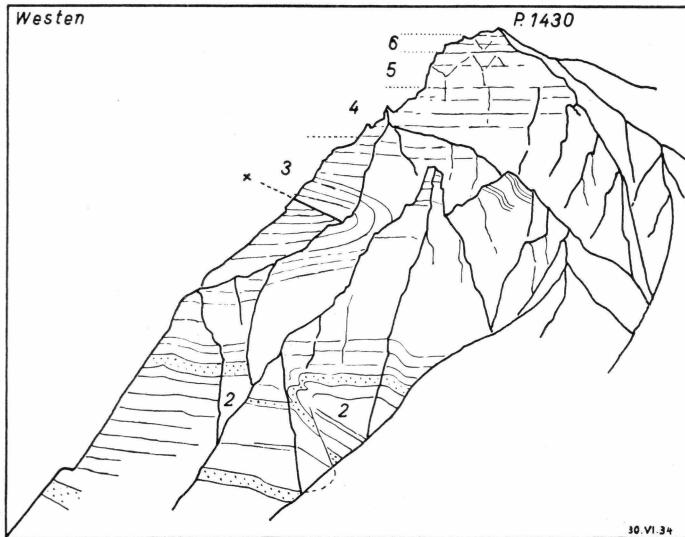


Fig. 30. Die Südwestecke des Berges 1430 m an Kongeborgen, über dem Tal »b«.
Perspektivische Skizze.

Die Zahlen beziehen sich auf das im Text beschriebene Schichtenprofil auf Seite 62 bis 65. Ein dunkelgraues Schichtband ist durch Punktierung hervorgehoben. Der obere Teil der Wand (4 bis 6) ist infolge des tiefen Standpunktes beim Zeichnen stark verkürzt. Die Synkinalumbiegung, die die Verdoppelung der Schichtserie 3 verursacht, liegt ungefähr auf halber Höhe (ca. 700 Meter ü. M.), die Zeichnung beginnt, links unten, ungefähr auf 300 Meter ü. M.

am Strand die Schichten der weiss-rötlichen Serie zu sehen sind. Diese sind mit Schichten der Serien 5 oder 6 aus der Höhe des Berges zu verbinden.

Ein ähnliches Bild bieten die Aufschlüsse im Berge 1509 m (vergl. T. X, Profil Va). Unter den ruhig gelagerten Gipfelserien erkennt man ebenfalls eine liegende Mulde mit abgeschorenem oberem Schenkel, während der untere zur Antiklinalstirn umbiegt. Auch hier ist die Antiklinale gegen Westen überschoben, der liegende Mittelschenkel fehlt.

Nebst den flachen oder schwach gegen Westen ansteigenden Gleitflächen sind im nördlichen Teil von Kongeborgen noch steile, in der

Längsrichtung der Falten streichende Gleitklüfte vorhanden. Meist ist daran der ostwärts befindliche Teil etwas gehoben worden. Treten zwei solche Scherklüfte nahe zusammen, so kann das dazwischen liegende Schichtenpaket wirr gefältelt oder unregelmässig zerbrochen sein (siehe Fig. 31).

Weniger deutlich lassen sich die Falten im südlichen Drittel von Kongeborgen erkennen. Einerseits ist die Schuttbedeckung grösser, weil am Fusse des Steilhangs ein vorspringender Sockel aus Felsgestein den

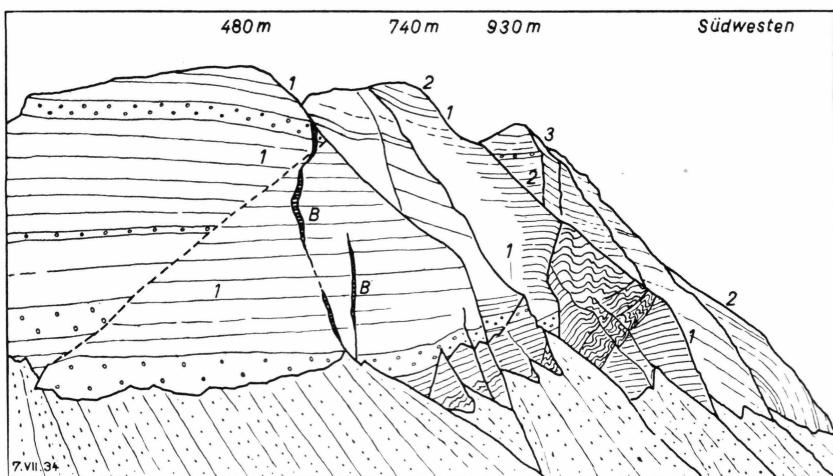


Fig. 31. Scherklüfte im nördlichen Teil von Kongeborgen, perspektivische Skizze, aufgenommen am Ausgänge des Tales »a«, mit Blick gegen Süden, dem Grat entlang, der sich zum Punkt 1430 m hinzieht.

1 Untere graue, glimmerreiche Sandsteine mit Konglomeratbänken, 2 Graue, bräunlich anwitternde bankige und plattige Sandsteine. Sowohl die Schichten von 1 wie von 2 gehören zur Serie Nr. 2 der Profilbeschreibung auf S. 62—65. 3 Rote Sandsteinserie, B Kleiner, junger Basaltdyke.

Gehängeschutt staut, und andererseits in der ganzen Wand keine grösseren Einschnitte vorhanden sind. Einzig am Südende von Kongeborgen, wo durch die Verwerfungsstufe ein kurzer Querschnitt in der gehobenen Scholle sichtbar ist, zeichnet sich undeutlich eine flach liegende, gegen Westen offene, kleine und spitze Synklinale ab, als Verbindung zwischen dem Sattelgewölbe im Fuss des Berges und der flach überschobenen Schichtenplatte. Allem Anschein nach ist hier die Schichtserie 2 des Profiles teilweise verdoppelt. Die Stirne der Antiklinale lag hier weiter im Westen, sei es weil die Faltenachsen gegen Südwesten umbogen oder weil durch eine Querstörung südlich von Fluss »e« die Falten weiter vorgeschoben wurden. In der Felswand sieht man nur die mehr oder weniger konkordant übereinanderliegenden Serien.

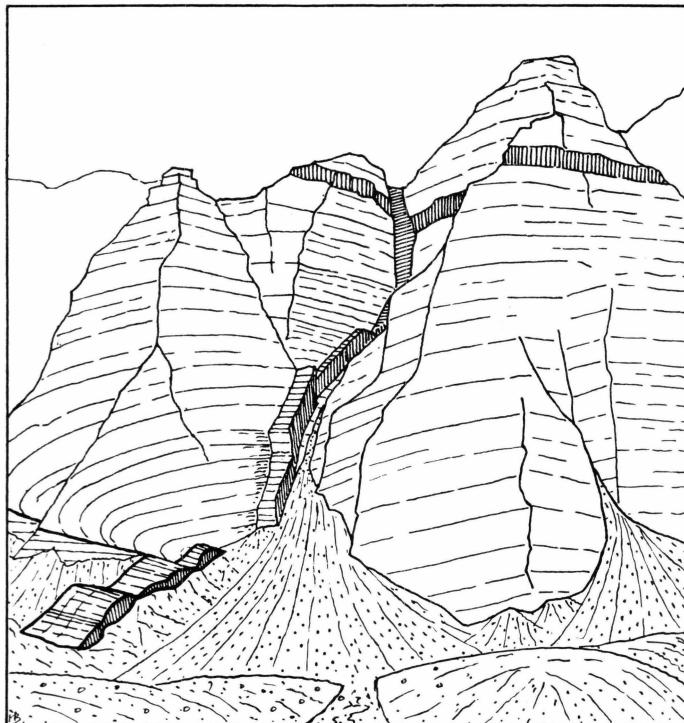


Fig. 32. Basaltdyke und -sill bei Punkt 1306 m, im südlichen Teil von Kongeborgen.
Perspektivische Skizze.

Der Dyke durchquert die gefalteten und überschobenen Sandsteine der Serien 2 und 3 und setzt sich weiter nach oben fort. Der mit ihm in Verbindung stehende Sill liegt konkordant in der Serie 3. (Vergleiche Tafel VI).

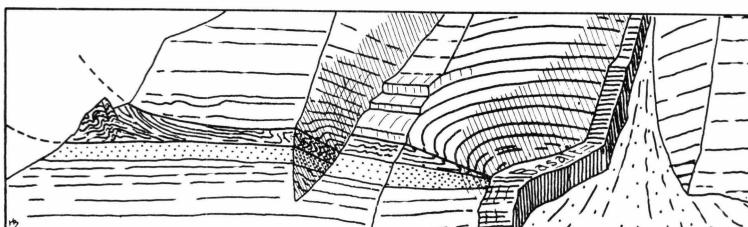


Fig. 33. Perspektivische Skizze der Überschiebungsspur am Fusse der Felswand, im südlichen Teil von Kongeborgen. Gleiche Lokalität wie Fig. 32, der Bildausschnitt von 33 reicht etwas weiter nach Norden.

Auf der Überschiebungsebene liegen Schichten der Serien 2 und 3 in normaler Folge. Getüpfelt = roter Sandstein der Serie 4 (Die Numerierung entspricht der Profilbeschreibung im Text).

Im Sockel des Berges 1090 m, der in der Flussgabelung bei »e« steht, sieht man die gleiche, asymmetrische Antiklinale wie nördlich des Tales. Darüber liegt ebenfalls die schwach gegen Osten einfallende, überschobene Schichtenplatte. Dann folgt gegen Süden ein Hängetal, aus dem ein schuttbedeckter Gletscher sein Moränenmaterial über eine grosse Schutthalde dem Fjorde zu entleert (Fig. 24). Südlich davon beginnt die geschlossene, etwa 10 Kilometer lange Steilwand, in der die Schichten ununterbrochen bis ans Ende von Kongeborgen betrachtet werden können. Die Schichtserien 3,4 und 5 setzen sich von Norden her in diese Wand fort, dagegen scheint die liegende Falte verschwunden zu sein. Aber am Nordende der Wand, dort wo der vertikale Basaltgang, etwas nördlich des Punktes 1305, durch die Schichten aufsteigt, ist zwischen dem Gehängeschutt am Fusse der Felswand eine schmale, gegen Westen gerichtete Antiklinalstirn zu sehen (Fig. 32). Ähnliches sieht man an einer Stelle in den Hügeln unter der Wand am Südende von Kongeborgen. Die Aufschlüsse zeigen, dass auch die scheinbar ruhig und normal gelagerten Schichtserien gegen Westen gestossen wurden und von ihrer Unterlage abgetrennt sind. Am Südende von Kongeborgen entdeckt man in der tiefsten Serie viele kleine Deformationen. Es stehen dort die graugrünen Sandsteine der Serie 1 an, harte, gebankte, mittelkörnige Sandsteine, die meist eine Kreuzschichtung aufweisen, in der die schrägen Lamellen durch glimmerbesetzte Fugen von einander getrennt sind. An der obern Schichtfläche der Bänke befinden sich kleine Wülste, die in die hangende Schicht aufgepresst wurden und im Anschnitt als kleine, meist asymmetrische Falten von 1 bis 2 Dezimeter Höhe erscheinen. Die untern Teile der Deckschichten machen die Umbiegung mit, sind aber am Scheitel auf gesprengt worden. Die von den Miniaturfalten ausgehenden steilen Klüfte setzen sich durch mehrere Bänke nach oben fort. Die Erscheinung zeigt, dass die Schichten einer seitlichen Pressung ausgesetzt waren und durch viele kleine Deformationen dem Drucke nachgaben.

5. Das Längsprofil von Kongeborgen.

Werfen wir noch einen Blick auf das Längsprofil von Kongeborgen (Tafel VIII a)! Es fallen uns dabei, neben den Unregelmässigkeiten in der Schichtenlagerung, die durch den geschilderten Faltenbau verursacht werden, drei Erscheinungen auf.

1. Ungefähr in der Mitte von Kongeborgen biegen die Schichten zu einer Einmuldung, d. h. zu einer lokalen Axialdepression der Faltenzone ab. Es wurde schon früher auf diese Erscheinung hingewiesen (BÜTLER 1935) und als Folge des Bruchsystems erklärt, das durch

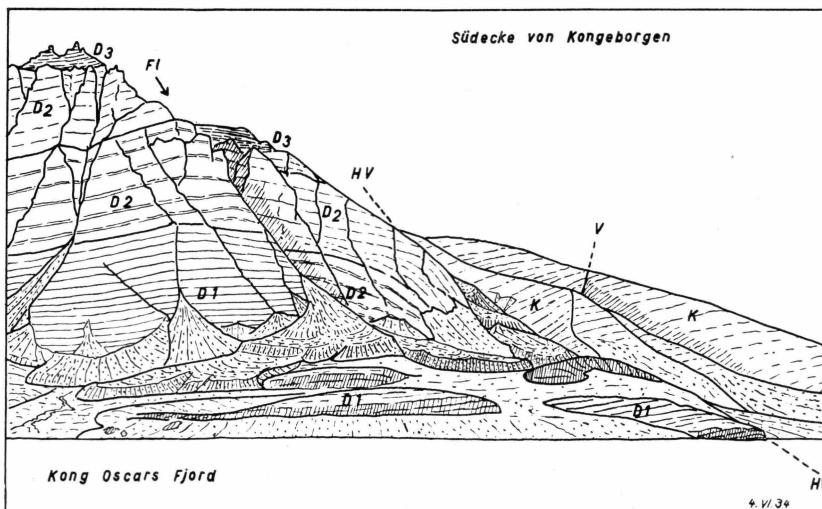


Fig. 34. Abbiegung der Devonserien an der grossen Verwerfung am Südende von Kongeborgen. Perspektivische Skizze.

Legende: D Devonsandsteine, die Zahlen beziehen sich auf die Profilbeschreibung im Text, K Karbonsandsteine, HV Hauptverwerfung, Fl Flexur in den Devon-schichten, V Eine der kleinen Verwerfungen in den Karbonschichten.

den Narvhalsund verläuft. Beim ersten Berg nördlich Tal »ee« sinken die Schichten flexurartig um ca. 600 Meter in diese Einmuldung ab. Die Querstörung hat ungefähr Ostsüdostrichtung, verliert sich aber gegen das Innere von Traill Ø. Der Bruch, der die kaledonische Sedimentzone zwischen Ella Ø und Lyells Land durchschneidet, scheint jünger als die frühkarbonischen Falten von Kongeborgen zu sein.

- Im südlichen Teil von Kongeborgen liegt in den Schichten der Serie 3 der bereits erwähnte mächtige, junge Basaltlagergang. Verfolgt man das dunkle Band von Norden gegen Süden, so bricht es etwas südlich des Punktes 1305 plötzlich ab und erscheint wieder unter dem Gipfel 1829 m, etwa 350 Meter über der Abbruchstelle. Dann setzt es sich weiter gegen Süden fort. In den Sandsteinen ist eine gegen Norden offene, synkinalartige Umbiegung vorhanden und zwar an der nördlichsten der grossen Kluftflächen, die in regelmässigen Abständen die südliche Kongeborgewand schräg durchschneiden (Fig. 25 und Tafel VI). Die Flächen dieses Ausweichclivages fallen mit 45 bis 50° südwärts ein, an der nördlichsten hat die Aufschiebung stattgefunden. Im Küstenkliff stösst man an mehreren Stellen unter den grossen Klüften auf stark gestörte, zusammen-gestauchte Schichtlagen, die teils in kleine Falten zusammengescho-

ben, teils in Scherben oder Schuppen zerbrochen sind. Die Falten ändern von Schritt zu Schritt Richtung und Form, im Durchschnitt aber weist ihre Achsenrichtung gegen Osten. Dass es sich nicht um eine zusammengeschobene Synkinalzone handelt beweisen die Schichten, die der ältesten Serie, der No. 1 angehören. Die Verbiegungen geben allem Anschein nach Ablösungshorizonte an, auf denen die mächtige Schichtenfolge der gehobenen Scholle abgeschrägt und etwas nordwärts gestossen wurde. Bei genauer Betrachtung sieht man auch in der Wand an einigen Stellen des Makroclivages kleinere Schichtenverkrümmungen.

Die Aufschiebung des südlichen Teiles von Kongeborgen steht quer zu der Faltenzone des Gebietes und macht sich noch heute durch eine höhere Gipfelflur im gehobenen Teil bemerkbar. Sie ist also jünger als die Faltung und als der Basaltlagergang und steht, nach Anordnung und Richtung, mit der Entstehung der grossen Verwerfung in Zusammenhang, die wenige Kilometer entfernt im Süden durchgeht.

3. Im Süden von Kongeborgen schneidet die grosse Verwerfung die Devonschichten der höhern Scholle ab. Sie stossen an die abgesunkenen Oberkarbonsandsteine. Im Karbonareal begleiten kleinere Nebenbrüche die Hauptstörung, währenddem in der höhern Scholle in der Regel keine Sekundärverwerfungen zu beobachten sind. Am Südrande von Kongeborgen dagegen ist, abgesehen von der unter 2 genannten Aufschiebung, ein breiterer Schichtentreifen des Devons in Mitleidenschaft gezogen worden (Fig. 34 und 43). Östlich des südlichsten Gipfels der Wand, in welcher die Schichten ungestört liegen, sind die Sandsteine schon in einiger Entfernung vom Bruche gegen Südosten abgeknickt und biegen dann in der Nähe der Bruchlinie flexurartig in diese ab. Es stehen deshalb im mittleren und oberen Teil des Hanges, durch den die Verwerfung geht, die obern Schichten der Kongeborgenprofile an. Die den Devonschichten eingeschlossenen Basaltsills sind, wie dies schon SÄVE-SÖDERBERGH (1932) sah, an der Bruchlinie abgerissen.

6. Vergleich mit der Faltenzone von Svedenborgs Bjerg.

Der Faltenbau im Nordteil von Kongeborgen weicht stark von demjenigen der Berge von Svedenborg ab, trotzdem die Entfernung nur 5 bis 6 Kilometer beträgt. Die hohe, etwas gegen Westen geneigte, westliche Svedenborgantiklinale liegt südlich des Vega Sundes etwa 1000 Meter tiefer und muss dort als überliegendes und überschobenes Gewölbe mit abgerissenem Mittelschenkel bezeichnet werden. Und die überlie-

gende Spitzfalte von Svedenborg ist auf Traill Ø zu einer überschobenen Deckserie geworden. Ein Stück weit lässt sich in Kongeborgen gegen Süden die Verbindungssynklinale noch erkennen. Es muss zwischen Geographical Society und Traill Ø, am Westausgang des Vega Sundes, eine grössere Querstörung in der westlichen Faltenzone vorhanden sein. Im Osten dagegen stimmen die breiten Falten nördlich und südlich des Sundes gut miteinander überein.

III. DIE GROSSE VERWERFUNG AM OSTRANDE DES DEVONGEBIETES

A. Allgemeines.

Zwischen Ardencaple Fjord im Norden und dem Milne Land im Süden trennt auf einer Strecke von ungefähr 600 Kilometer ein im ganzen gesehen Nordnordost-Südsüdwest verlaufender grosser Bruch, der fast überall als Geländestufe erscheint, das höhere, innere Fjordgebiet vom niedrigeren Küstenstreifen ab. Diese Grenzlinie ist in verschiedenen Publikationen beschrieben worden, im nördlichen Teil vor allem von VISCHER (1943), der den Bruch von Kong Oscars Fjord an nordwärts als »postdevonische Hauptverwerfung«, südlich davon als »Staunings Alper Verwerfung« bezeichnete. Er nahm an, dass sich die beiden Bruchlinien ungefähr am Eingang zum Segelsällskapets Fjord kreuzen. Die »postdevonische Hauptverwerfung« begrenzt auf weiten Strecken das anstehende Devon gegen Osten und gibt auch, wie die »Staunings Alper Verwerfung«, die jetzige Westgrenze der Karbonablagerungen an. VISCHER und BÜTLER kamen zur Ansicht, dass die Brüche im frühen Karbon entstanden seien, dass sie aber später verschiedentlich wieder aktiviert wurden. BÜTLER (1948) bezeichnete beide Brüche zusammen als den »Hochlandrandbruch«; schon früher hatte er darauf hingewiesen, dass dieser sowohl der Richtung wie dem Alter nach aus mehreren Stücken zusammengewachsen sein müsse.

Der zwischen Godthaabs Golf und Kong Oscars Fjord gelegene Abschnitt dieser langen Bruchlinie wurde durch die Untersuchungen der Kochschen Expeditionen in den Jahren 1933 und 1934 als zusammenhängende Störungslinie erkannt (SÄVE-SÖDERBERGH, 1934, BÜTLER, 1935, 1935a), doch waren schon vorher verschiedene Abschnitte in Lokalbeschreibungen bekannt geworden. So hat ROSENKRANTZ (1930) den östlichen Bruch am Celsius Bjerg und denjenigen südlich von Kongeborgen beobachtet, und ORVIN (1930) nahm eine Bruchlinie an, die westlich von Celsius Bjerg und östlich von Rudbecks Bjerg durchging. Auf der Gauss Halvö hatte KOCH (1931) den grossen Bruch an der Koralklöft festgehalten und BACKLUND (1932) die Brüche am Gastis- und Prospekttdal am Moskusoksefjord kartiert.

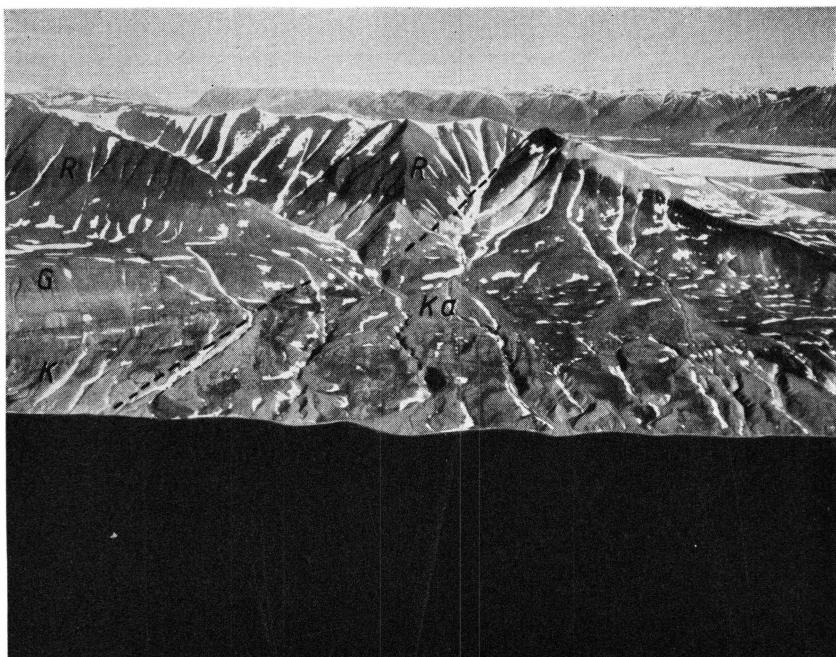


Fig. 35. Die Ostverwerfung am Celsius Bjerg. Flugbild von E. HOFER. Vorn der Sofia Sund, hinten Kejser Franz Josephs Fjord und Gauss Halvö. Die gestrichelte Linie gibt den Verlauf des Bruches auf der Südseite des Berges an.

Legende: K Kap Kolthoffserien, G Kap Graahserien, R Mt. Celsiusserien (*Remigolepis-S.*), Ka Karbonsandsteine östlich der Verwerfung, vom Meer an aufwärts (siehe Profilbeschreibung S. 35 u. 96), im oberen Teil der junge Basaltschäggang.

B. Verlauf des Bruches.

1. Auf Ymers Ø.

Auf Ymers Ø werden die Devonschichten der Celsius Bjerg-Antiklinale im Osten, westlich P. 880 der Karte, von einer steilen und grossen, in Nordnordost-Südsüdwestrichtung streichenden Verwerfung abgeschnitten. Die Mt. Celsius- und die Kap Graahserien stossen dort an Karbonsandsteine der abgesunkenen östlichen Scholle. Ein junger, ungefähr 40 Meter mächtiger Basalsill, der von Kap Wijkander und Kap Humboldt aus gegen Westen aufsteigt und die Karbonschichten sehr spitzwinklig durchdringt, ist ebenfalls verworfen. Die abgesunkenen Schichten fallen in der Nähe der Verwerfung mit 40 bis 60° gegen Osten ab, bilden am Sofia Sund eine kleine, in den tiefen Niveaus zerknitterte Sattelfalte und fallen hierauf mit 10 bis 15° gegen Ostnordosten ein. Auf der Nordseite des Berges sieht man, dass auch die Devonserien gegen Osten steil zur Bruchfläche abbiegen. Der blossgelegte Basaltsill

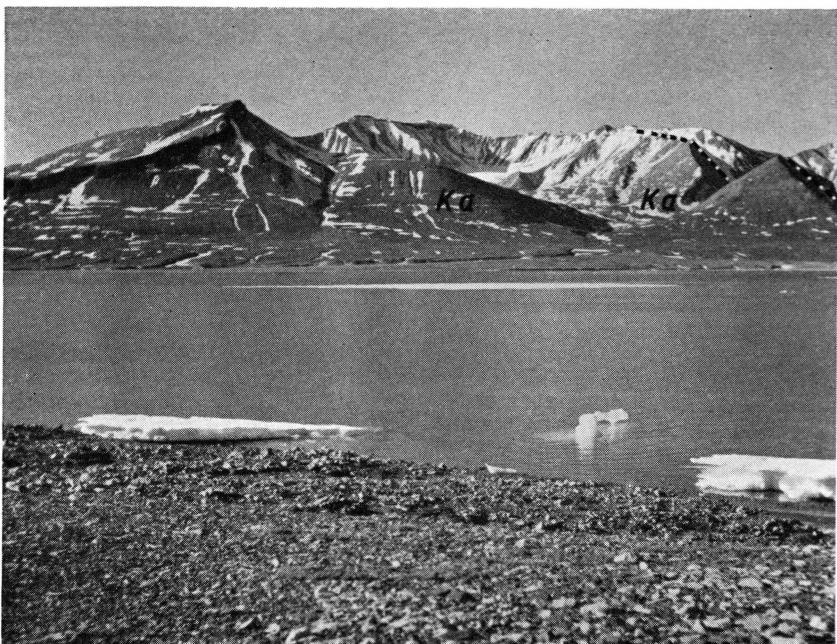


Fig. 36. Die Verwerfung östlich Rudbecks Bjerg (östl. Fortsetzung von Fig. 37). In der Mitte der Karbonberg P. 1300 m, links P. 968 mit dem Basaltschräggang der südlichen Fortsetzung des Kap Humboldt-Sills.
K Kap Kolthoffserien (Devon), Ka Karbonschichten, Punktiert – Verlauf des Bruches (vergleiche Tafel II).

bedeckt zwischen Kap Wijkander und Kap Humboldt den grössten Teil der Ostabdachung des Berges. An der Verwerfung setzt der Basalt mit den Karbonschichten aus und weist kleine Verschiebungen an Sekundärbrüchen auf. Da man die Basaltintrusion als fröhltertiär betrachten muss, ist auch für den Ostbruch am Celsius Bjerg ein tertiäres Alter anzunehmen.

Wo die nördliche Fortsetzung des Bruches die Gauss Halvö trifft, kann nicht sicher entschieden werden. Es sind dort mehrere, ziemlich nahe beisammenliegende Bruchlinien vorhanden. Der Bedeutung nach verbindet man ihn am besten mit der ersten grossen Verwerfung westlich vom Margrethedal, d. h. mit dem Koralklöftbruch (Koch 1931). Doch setzt sich dieser, wenn man seine Richtung auf der Gauss Halvö betrachtet, südwärts eher unmittelbar östlich Kap Humboldt und Robertsons Ø fort, in einem Bruch, der die Geographical Society Ø durchzieht. Die Celsius Bjerg Verwerfung würde dann als südwestliche Abzweigung zu deuten sein, die gegen Südwesten an Höhe zunimmt und von der Traill Ø an die Rolle des Hochlandrandbruches übernimmt.

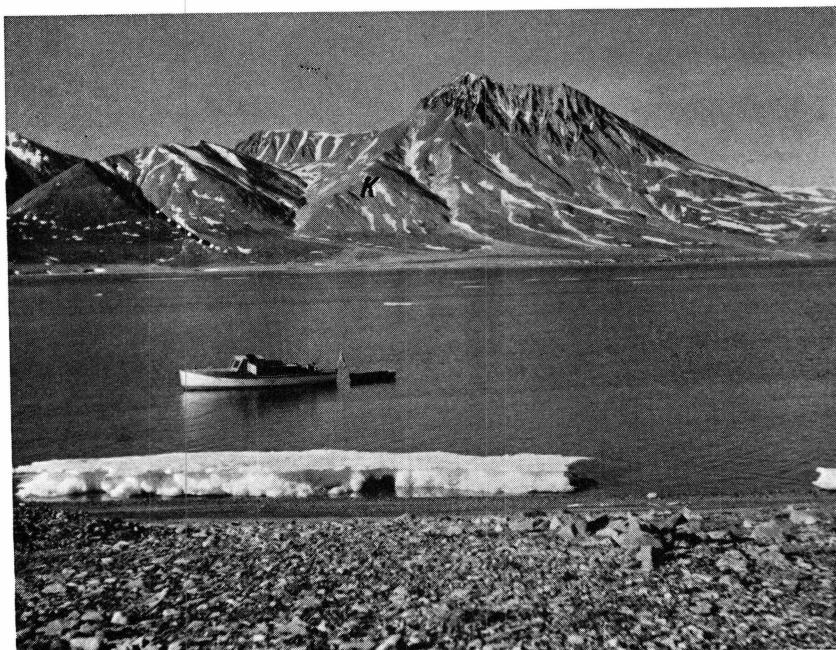


Fig. 37. Die Ostseite von Rudbecks Bjerg.

2. Verlauf des Bruches auf Geographical Society Ø.

Bereits ORVIN (1930, Fig. 4, Profil VI) hatte angenommen, dass auf der Ostseite von Rudbecks Bjerg eine grosse Verwerfung durchgehe. Er hat sie aber mit einer Verwerfung im Westen von Celsius Bjerg verbunden. Der Verfasser konnte im Frühjahr 1934 feststellen, dass die Fortsetzung des Celsius Bjerg-Ostbruches gegen Süden durch den ca. 800 Meter hohen Hügel zieht, der Rudbecks Bjerg im Osten vorgelagert ist. WITZIG hat 1949 und 1950 das Karbon von Geographical Society Ø und dann den Verlauf des Bruches landeinwärts genauer aufgenommen; im September 1952 kartierte der Verfasser das Devon an der Ost- und Südseite von Rudbecks Bjerg und hat den Bruch ebenfalls durch die Insel verfolgt. In diesem Abschnitt tritt die Verwerfung nicht als Geländestufe in der Landschaft heraus, wohl aber der wenige Kilometer weiter östlich gelegene Bruch. Doch verliert dieser gegen Süden an Bedeutung und verschwindet am Vega Sund.

Vom Sofia Sund aus streicht der Celsius Bjerg-Bruch über eine Strecke von ungefähr 7 Kilometer ziemlich geradlinig in südsüdöstlicher Richtung, östlich an Rudbecks Bjerg vorbei. Er durchquert dabei den ca. 800 Meter hohen Vorberg, dann ein Tal, das gegen Nordosten ausmündet und läuft schräg über den steilen Berggrat, der gegen Südosten zum Karbonberg mit der Höhe 1300 Meter führt. Die Verwerfung über-

schnidet die Kammlinie und biegt hierauf in eine südsüdwestliche Richtung um.

In dem vorhin genannten Tal überquert die Verwerfung in ungefähr 300 Meter Höhe die Flusssohle, es stehen dort westlich der Bruchfläche graue, von zerbrochenen Basaltdykes durchzogene Kap Kolthoffsandsteine an (Fig. 38). Diese fallen mit ungefähr 20° gegen Westen ein und stossen ziemlich ungestört an den scharf durchsetzenden, fast senkrechten Bruch. Ostwärts desselben liegen im Grunde der Schlucht schokoladebraune Karbonsandsteine, die an der Verwerfung mit 50 bis 60° gegen

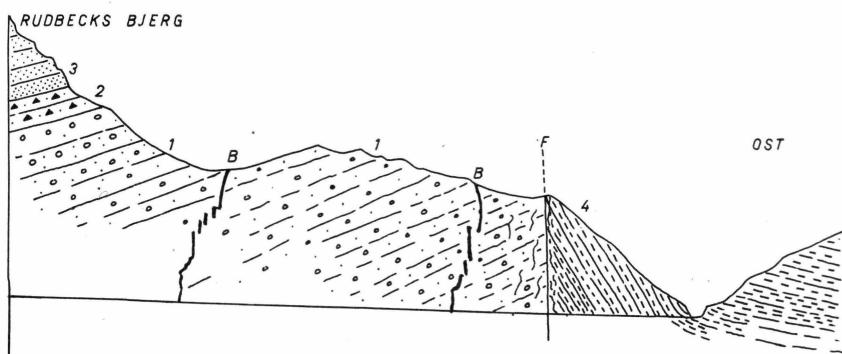


Fig. 38. Profilskizze durch die Verwerfung östlich Rudbecks Bjerg.

1 Kap Kolthoffserien, 2 Basaltische Tuffite im Dach der Kap Kolthoffserien, 3 Basis der Kap Graahserien, 4 Karbonschichten, B devonische Basaltdykes.

Osten abfallen, jedoch bereits in 200 bis 300 Meter Entfernung ausflachen. Das flexurartige Abbiegen der Karbonschichten ist in dem vom Bruche durchzogenen Berggrat vom Sofia Sund aus deutlich zu sehen. Sowohl die in den Devonsandsteinen stehenden alten Basaltdykes wie die den Karbonschichten eingefügten jungen Basaltsills brechen an der Verwerfung ab. Der Bruch ist also jünger als die jungen Basalte.

Vom Berggrat aus setzt sich die Verwerfung in südsüdwestlicher Richtung über das grosse Tal fort, welches im Süden das Rudbeck Bjergmassiv in einem Bogen umgibt und führt in ein Gletscherkar hinauf. Dort knickt der Bruch nach Westsüdwesten um und schnidet die *Remigolepis*-Mulde gegen Süden ab. Die dunklen *Remigolepis*- und die grauen *Arthrodire*-Sandsteine stossen an die abgesunkenen, hellroten, groben Arkosen der mittleren Karbonserien des südlichen Gebietes. Der Bruch wäre aus der Geländegestaltung nicht zu erkennen, wenn seine Spur nicht durch die unterschiedliche Färbung der Schichten und abgeschnittene Basaltsills in den Karbonsandsteinen hervorgehoben würde (siehe Fig. 17). Gegen Westen überquert die Verwerfung einen Pass, der die *Remigolepis*-Mulde von dem Karbonberg (1200 m) trennt (der Pass befindet sich auf der Karte 1:250 000 über dem »r« von Geo-

graphical). Beiderseits desselben können gute Schichtprofile aufgenommen werden, gegen Norden solche im oberen Teil der Mt. Celsiusserien und nach Süden solche in der mittleren Partie der Oberkarbonsandsteine.

In dem auf Geographical Society Ø gegen Westen vorspringenden Teil der abgesunkenen Scholle scheinen mehrere kleinere Sekundärbrüche vorhanden zu sein, der starken Schuttbedeckung wegen war es aber unmöglich, alle aufzudecken.

Von dem vorhin genannten Passe aus streicht die Hauptverwerfung in westsüdwestlicher Richtung durch einen schuttbedeckten Berghang und quert hierauf ein Nordsüd gerichtetes Hochtal (auf der Karte beim zweiten »g« von Geographical). In dieses steigt in den Karbonschichten von Süden her ein Basaltsill auf und setzt an der Bruchfläche aus. Auch hier ist also der Bruch jünger als der Basalt. Westlich dieses Tales knickt die Verwerfungsline nach Südwesten und dann, dem Vega Sunde zu, nach Süden um. Der Bruch ist in diesem Geländeabschnitt nur undeutlich zu sehen, denn ein mächtiger und ausgedehnter Basaltsill, der vom Meere aus in den Karbonsandsteinen schräg gegen Westen aufsteigt, durchbricht die Störungszone. Der Basalt ist unzweifelhaft jünger als der Bruch und setzt sich ohne Denivellierung in den Devonsandsteinen gegen Westen fort. Dieser Basalt lässt sich auf der Nordseite des Vega Sundes von der vorspringenden Landnase aus gegen Westen bis zum Punkte 1280 im Devongebiet verfolgen. Auch auf der Südseite des Sundes steigen, etwas gegen Westen verschoben, Basaltgänge auf. Hier treten sie aber erst westlich des Bruches und in einem wesentlich tieferen stratigraphischen Niveau ans Tageslicht, gehören aber zweifellos zur selben basischen Intrusion. Verfolgt man die Gänge gegen Süden ins Innere der Traill Insel so sieht man im ersten grossen Tal, das die Bruchzone durchquert, ca. 13 Kilometer vom Vega Sund entfernt, dass der Basalt die Verwerfung als Aufstiegsbahn benützte, also auch dort jünger als die Verschiebung der Schichten ist. Im Gebiete des Vega Sundes sind also 2 tertiäre Basaltgenerationen vorhanden, von denen die eine älter, die andere jünger als die Bruchbildung ist.

Auf der Nordseite des Vega Sundes weitet sich das Fjordtal östlich des grossen schrägen Basaltsills aus. In dieser Verbreiterung hat der früher durch den Sund gegen Osten abfliessende Gletscher sehr viel kristallinführendes Moränenmaterial liegen gelassen. Es bedeckt die Abhänge als zusammenhängende Decke bis auf ungefähr 600 Meter Höhe, besonders am Ostabhang des freistehenden, 795 Meter hohen Hügels liegen mächtige Anhäufungen von Moränen, und in der Nähe des Meeres tritt das Anstehende nur am Grunde der tiefen Bacheinschnitte hervor.

Westlich der Verwerfung stehen an der Vega Sund-Nordseite die Kap Graahserien an, östlich, im abgesunkenen Teil, Serien des Karbons.

Diese fallen unter dem Berg, Punkt 1200 m, mit durchschnittlich 15° gegen Südosten ein; es betrifft Serien mit einer Mächtigkeit von ca. 1500 Meter.

Die Karbongesteine sind stark von tertiären Basaltdykes und -sills durchwoben, ein Teil davon setzt sich im Gebiete des Vega Sundes auch gegen Westen in das Devon gebiet hinein fort.

3. Verlauf des Bruches auf Traill Ø.

Auch auf der Südseite des Vega Sundes tritt der grosse Bruch zunächst im Landschaftsbild nur schwach hervor; da zudem die Berghänge stark mit Schutt bedeckt sind, wurde die Bruchlinie von den verschiedenen Beobachtern verschieden plaziert. Doch zeigte die Nachprüfung im Sommer 1953, dass die ersten Aufnahmen von 1934 richtig waren. Die Verwerfung schneidet durch den östlichen Teil des Berges, der die Höhenzahl 1260 trägt; das kurze Tal, das zwischen ihm und dem Gipelpunkt 1119 beginnt und nach dem Vega Sund führt, liegt ganz in den Karbonsandsteinen. Der Bruch befindet sich etwa 2 Kilometer westlich dieses Taleinschnittes. Auf der Karte des Gebietes sind leider die topographischen Verhältnisse stark generalisiert, sodass die Details der Geländegestaltung, die stark durch den Bruch bedingt sind, nicht in Erscheinung treten. Im oberen Teil eines Wildbachtrichters, auf der Nordostseite des Berges 1260, fällt eine dunkle, zerrüttete Gesteinszone auf. Sie gibt den Austritt der Verwerfungsfläche am Berghange über dem Vega Sunde an. Rechts davon stehen, von Norden gesehen, rötliche und graue Sandsteine der Kap Graahserien an, links hellrote, grobkörnige Arkosen aus dem mittleren Teil der Oberkarbonserien (siehe Fig. 39).

Der Bruch verläuft vom Vega Sund aus in südwestlicher Richtung ziemlich gerade bis an das grosse Tal, das südlich der Berggruppe »Rebild« das Devonareal gegen Osten entwässert. Der tiefe Taleinschnitt durchquert die Bruchzone. In den kleinen Schluchten südwestlich des Karbonberges 1119 stehen überall Karbonsandsteine an, der weiter westlich gelegene Berg 1425 m dagegen besteht aus grauen Devonsandsteinen der Kap Kolthoffserien. In diesen lässt sich vom Vega Sund aus der grosse Basaltlagergang gegen Süden verfolgen. Im Norden ist der schwach diskordant in den Schichten liegende Sill eine Strecke weit verdoppelt, die untere Verfingerung keilt aber gegen Süden aus. Im grossen Tal sinkt der mächtige obere Lagergang gegen Osten auf den Talgrund, in die Verwerfungszone ab, auf der südlichen Talseite steigt der Basalt eine Strecke weit auf der Ostseite der Zerrüttungszone in die Höhe, biegt dann gegen Westen in eine flachere Lagerung um und durchschneidet den Bruch und die schräggestellten Devonsandsteine. Auch

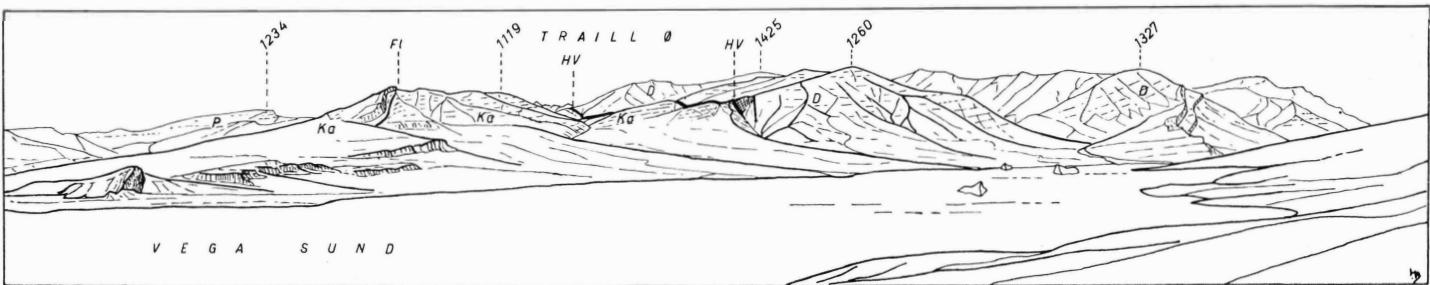


Fig. 39. Die Hauptverwerfung auf der Südseite des Vega Sundes, perspektivische Skizze, Sicht aus Nordosten.

D Devonsandsteine, Ka Karbonschichten, P Perm, HV Hauptverwerfung, Fl Flexur.

hier ist eine untere, gegen Westen gerichtete Abzweigung des Ganges vorhanden, doch endigt sie bald. Der Hauptgang, oben, setzt sich der Verwerfung entlang weiter nach Süden über den Punkt 1502 m bis zum nächsten grossen Tale fort. Dort, wo er die Verwerfung überquert, sind keine grossen Lagerungsstörungen an ihm zu sehen. Der Basalt ist auch hier jünger als die Schichtenverschiebung. Südlich des Tales (einem nördlichen, von einem schuttbedeckten Gletscher eingenommenen Seiten-
tal des Karupelv) tritt der Sill im Plateau eines Karbonberges auf. Der Bruch streicht unmittelbar westlich davon über einen Hochpass und biegt in eine westsüdwestliche Richtung um. Ein tieferer basaltischer Schräggang durchschneidet auch hier ohne Unterbrechung die Verwer-
fungszone, sein Streichen steht fast senkrecht zu dem des Bruches. Von diesem aus ist der tiefere Gang gegen Südosten etwa 10 Kilometer weit in den Karbonsandsteinen anstehend, er ist dort aber durch die dem Hauptbruche folgende kleinere Parallelflexur verschoben. Nach Nord-
westen kann man den Gang auf dem hohen Grat in den Devonsandstei-
nen bis gegen den Gipfel 1750 m verfolgen (siehe Fig. 40 u. 41).

In fast gerader Linie streicht nun die Verwerfung in westsüdwestli-
cher Richtung an den Kong Oscars Fjord. In diesem Abschnitt tritt der Bruch durch eine bis 700 Meter hohe Stufe im Gelände hervor, besonders deutlich am Südende von Kongeborgen (vergleiche Fig. 42). Dort sind die Devonschichten gegen den Bruch abgebogen und mit den in ihnen liegenden Basaltsills abgeschnitten. Hier sind die Basalte älter als der Bruch. Wir stellen also auch auf Traill Ø unter den tertiären Basalten 2 Generationen fest; die eine ist vor, die andere nach der Bruchbildung in die Schichten eingedrungen.

Auf Geographical Society Ø folgt der im Vorhergehenden beschrie-
benen Verwerfung in wenig Kilometer Entfernung im Osten ein weiterer grosser Bruch. An ihm stossen Karbon und mesozoische Formationen zusammen. Er streicht in etwas geknickter Linie in südsüdwestlicher Richtung vom Sofia- zum Vega Sund. Auf Traill Ø scheint sich diese Störung jedoch nicht mehr fortzusetzen. Sie wird etwas weiter im Westen durch eine kleinere, dem Hauptbruch in ungefähr 4 Kilometer Abstand, parallel folgende Flexur abgelöst. Im Gelände tritt diese nur in einigen kurzen Abschnitten deutlich hervor, dagegen übernimmt sie doch die Rolle einer geologisch wichtigen Grenzlinie. Es stossen an ihr, im Innern der Insel, Perm- und Triassedimente von Osten her an die mit Karbon bedeckte Scholle im Westen. Die Störungslinie ist bereits auf der Karte von STAUBER (1947) eingetragen. Die Flexur knickt, wie der Haupt-
bruch, gegen den Kong Oscars Fjord um, kann aber, der starken Über-
deckung wegen, im westlichen Teil nicht mehr fortlaufend beobachtet werden. Die Denivellierung an dieser Nebenstörung beträgt auf Traill Ø, in der Gegend des Vega Sundes, mehrere hundert Meter, gegen



Fig. 40. Die Verwerfungen im Innern von Traill Ø, ca. 16 km. östlich von Kong Oscars Fjord. Blick gegen Nordosten. Flugphoto E. HOFER.
Gestrichelte Linie = Hauptverwerfung, punktiert = Flexur.

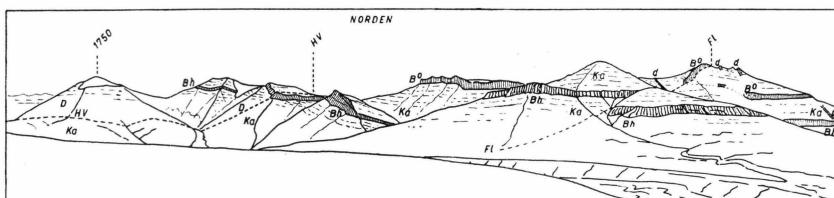


Fig. 41. Die Verwerfungen im Innern von Traill Ø, gleiche Lokalität wie Fig. 40.
Perspektivische Skizze.

D Devon, Ka Karbon, Bh Unterer Basaltschräggang, der die Hauptverwerfung ungestört überquert, an der Flexur dagegen versetzt ist, Bo Oberer Basaltschräggang, d Basaltdykes.

Südwesten nimmt sie ab. Die abgesunkenen Schichten bilden der Flexur entlang eine deutliche Mulde. In dieser sind die höhern Karbonserien, im Gebiet von Rubjerg Knude auch Perm- und Eotriasschichten erhalten geblieben (vergleiche Fig. 48). Dann fällt auf, dass an der Sekundärstörung alle angetroffenen Basalte verstellt sind, auch diejenigen, die den Hauptbruch ungestört durchschneiden. Die Flexur ist also etwas jünger als die Hauptverwerfung (siehe Fig. 40 und 41).

Leider bedecken in der Niederung landeinwärts von Holms Bugt mächtige Moränen, zum Teil in gut ausgebildeten Wällen, parallel zum Berghang, den Felsgrund. Die Beobachtung desselben wird deshalb





Fig. 42. Die Geländestufe am grossen Bruch, südlich von Kongeborgen. Rechts das bergige Devongebiet, links das Karbonareal. Blickrichtung gegen Westen.

lückenhaft. Am Küstenhang südlich von Kongeborgen liegt die Obergrenze der gut erhaltenen, alten Seitenmoränen des einstigen Gletschers auf ungefähr 600 Meter Höhe. Gegen Osten, im breiten Tal hinter Holms Bugt, senkt sie sich. Jedoch stösst man in diesem Gebiet auf vereinzelte Kristallinblöcke in Höhen von über 800 Meter. Unterhalb der Wälle, dem Meere zu, findet man längs der Küste bei der Landzunge von Holms Vig verschwemmte Moränen, die zu marinen Terrassen umgeformt wurden. Muschelreste trifft man bis auf die Höhe von ca. 55 Meter an. Das Moränenmaterial besteht zur Hauptsache aus lokalem, am Rand des grossen Gletschers aufgestautem Schutt, der aus den Devonbergen von Kongeborgen stammt, es ist ihm aber reichlich Gestein aus den innern Fjordgebieten beigemengt. Zwischen den Treppenstufen, d. h. zwischen den Moränen, und in den Bacheinschnitten stösst man auf das anstehende Karbongestein. STAUBER hat beim Zeichnen seiner geologischen Karte neben den Feldbeobachtungen weitgehend ältere Luftaufnahmen zu Hilfe genommen und dabei die Moränenwälle teilweise für Basaltlagen gehalten.

Bei der Beschreibung des südlichen Teiles von Kongeborgen wurde auf die merkwürdige Aufschiebung hingewiesen, die dort quer zu den Falten in den Devonsandsteinen verläuft und den betroffenen Schichten-



Fig. 43. Das Südende der Wand von Kongeborgen, Blick gegen Osten. Rechts die hellen Karbonsandsteine, gestrichelt die Verwerfung, links davon die durch kleine Brücke zerhackten Devonserien des gehobenen Teiles von Kongeborgen (vergleiche Fig. 34). Hinten, an der Verwerfung, die Basaltgänge, die in den Figuren 40 und 41 näher bezeichnet sind. Rechts die breite Niederung des Karupelv. Flugphoto

E. HOFER.

komplex um ungefähr 350 Meter gehoben hat. Die Aufschiebungsfläche liegt ungefähr 5 Kilometer vom grossen Bruch entfernt und fällt mit der nördlichsten der grossen, mit ca. 50° gegen Norden ansteigenden Clivageflächen zusammen (vergl. Tafel VI). Zur gehobenen Staffel gehört gegen Osten auch die Berggruppe mit dem Gipfel 1879 m. Östlich desselben biegen die Schichten flexurartig, steil gegen Osten ab. Der herausgehobene Teil umfasst also nur die südwestliche Ecke des Devonareals mit den Gipfeln 1718 und 1879, ein Flächenstück, das auf Traill Ø ungefähr 5 Kilometer breit und 7 Kilometer lang ist. Da das auffällige Makroclivage in der südlichen Kongeborgenwand ungefähr parallel zur grossen Verwerfung streicht und ebenfalls jünger als die Basalte ist, kann man annehmen, dass beide Störungen zusammenhängen, d. h. dass bei der grossen Bruchbildung zwischen der gehobenen und der abgesunkenen oder zurückgebliebenen Scholle eine schmale Staffel stärker herausgehoben und schräg nach oben verschoben wurde.

C. Zusammenfassung.

Der Teil des Hochlandrandbruches, der zwischen Kejser Franz Josephs Fjord und Kong Oscars Fjord liegt, wurde als Diagonalbruch bezeichnet, weil er schräg zu den devonischen Strukturen läuft und den nördlichen, mehr ostwärts gelegenen Teil der Hauptverwerfung (post-devonische Hauptverwerfung) mit dem südlichen, aber mehr westlich verlaufenden (Staunings-Alper-Skeldal Verwerfung) verbindet. Leider verhindern die breiten Fjorde, dass man dieses Zwischenstück genau mit den Hauptbruchlinien verbinden kann.

Der Verfasser nahm seinerzeit ebenso wie WEGMANN (1939) an, dass sich die am Südende von Kongeborgen in den Fjord hinausweisende Bruchlinie in den Segelsällskapets Fjord fortsetzt, neigte aber später der Ansicht zu, dass der Bruch in dieser Richtung an Bedeutung verliere und von einem andern, in Südrichtung und an der Westgrenze des Devons verlaufenden Bruchsystem abgelöst werde, das in die Skeldal (Staunings-Alper) Verwerfung überleite. VISCHER vertrat die Ansicht, dass sich die beiden Brüche ungefähr am Eingang zum Segelsällskapets Fjord kreuzen, und dass sich die postdevonische Hauptverwerfung weiter im Westen durch das Alpefjord-Gebiet fortsetze. Die neueren Kartierungen von FRÄNKL (1953a) im nördlichen Teile von Scoresbys Land weisen darauf hin, dass zwischen den kaledonischen Falten südlich und nördlich des Segelsällskapets Fjord keine direkte Verbindung besteht, sodass, wie dies schon WEGMANN (1939) ausgesprochen hatte, eine bedeutende Querstörung im Faltenverlauf angenommen werden muss. Aus den bisherigen Kartierungen ist aber kein klares Bild über die Art dieser

Störung zu gewinnen. Profile und Karte von FRÄNKL geben zwischen den Inseln am Eingang zum Fjord und am Nordrande der Staunings Alper grössere tektonische Komplikationen an, und FRÄNKL rechnet damit, dass nordwestlich von Aakerbloms Ø eine Störungszone im Fjord vorhanden ist.

Die Neuaufnahmen am Südende von Kongeborgen zeigen noch deutlicher als die früheren Beobachtungen, dass der Bruch mit seiner wohl über 3000 Meter grossen Sprunghöhe ziemlich geradlinig in den Kong Oscars Fjord streicht und auf den Segelsällskapets Fjord zuläuft. Und es kann angenommen werden, dass er sich in diesen, und zwar zwischen Aakerbloms Ø und Kap Lagerberg, fortsetzt.

Über die Verbindung des Bruches vom Celsius Bjerg nach Norden zur Gauss Halvö wurde früher berichtet.

Überall längs des Bruches auf Ymers-, Geographical Society- und Traill Ø sind die Karbonschichten verworfen, an der Parallelflexur auch die Perm- und Eotriaslagen. Am Hauptbruch wurde ein Teil der jungen Basalte verstellt, ein anderer ist ungestört oder wurde nur von kleinen Verschiebungen betroffen. Da man für die Basalte ein fröhltäriäres Alter annehmen muss, kann auch die Bruchbildung als fröhltäriär datiert werden. Und die Annahme BACKLUNDS (1932), dass tektonische Bewegungen zwischen den Basaltausbrüchen stattgefunden hätten, bestätigt sich hier.

Im Gegensatz zu dieser Altersbestimmung steht die Annahme VISCHERS und MAYNCS, sowie die des Verfassers in früheren Publikationen, dass die postdevonische Hauptverwerfung im Karbon entstanden sei. Diese Ansicht stützt sich vor allem auf Gründe stratigraphischer und lithologischer Art im Gebiete nördlich von Kejser Franz Josephs Fjord. Einmal waren keine Karbonvorkommen westlich der grossen Verwerfung bekannt, sodass man zur Annahme neigte, eine fröhkarbonisch entstandene Bruchstufe habe die Westgrenze der Karbonsedimente bestimmt. Immerhin sind einige Stellen der Hauptverwerfung im Norden und auch im Süden an den Staunings Alper noch nicht genau untersucht. Dann zeigen die Karbonablagerungen längs der Verwerfung an manchen Stellen eine sehr grobklastische Ausbildung, die auf einen nahe gelegenen Rand der karbonischen Senken hinweist. Doch überall, wo genauere Beobachtungen vorliegen, sind die Oberkarbonschichten an der westlichen Grenze verworfen. Auf der Gauss Halvö können einige Brüche einwandfrei als präoberpermisch bestimmt werden. In einer neueren Schrift (BÜTLER 1954) wurde darauf hingewiesen, dass am grossen Bruch westlich vom Margrethe-Inderdalen die devonischen Schichten scharf verworfen, die Permlagen dagegen nur flexurartig abgebogen sind, sodass man dort auf eine wiederholte Bewegung an der grossen Verwerfung schliessen kann. Im diagonal

verlaufenden Bruch zwischen Kejser Franz Josephs- und Kong Oscars Fjord dagegen ist nichts zu finden, das einwandfrei zu Gunsten einer prätertiären oder gar karbonischen Anlage der Störung sprechen würde.

Im Süden, längs der Staunings Alper Verwerfung, sind die geologischen Verhältnisse nur auf einer kurzen Strecke genau bekannt, sodass man bis jetzt keine gut fundierten Angaben über das Alter des Bruches machen kann. Von verschiedenen Autoren wurde auf die Aufwölbung der Staunings Alper, die weit über das Niveau der Hochplateaus und Gipfelfluren herausragt, hingewiesen. Währenddem WEGMANN (1939) für das überhöhte Massiv ein präglaziales-postbasaltisches (d. h. also tertiares) Alter formuliert, nimmt KOCH (1950) an, dass die Heraushebung mit der Trias begann, und dass dieses Gebiet während dem Mesozoikum zum grossen Teil das Material lieferte, das in dem Sedimentationsraum zwischen Staunings Alper und Liverpoolküste abgelagert wurde. Auf eine ähnliche Altersbestimmung wie WEGMANN kommt FRÄNKEL (1953a), der aus dem Geröllinhalt der Konglomerate von Trias und Jura im Jameson Land den Schluss zieht, dass im Gebiet der heutigen Staunings Alper keine Aufwölbung vorhanden war. Die jetzt bestehende Heraushebung, welche die alte Peneplain um 300 bis 600 Meter überragt, müsse deshalb ein präglaziales, aber postjurassisches Alter besitzen.

Es liegt nahe, die »Aufwölbung der Staunings Alper« mit dem Emporsteigen einer Scholle zu erklären, die im Norden durch die westliche Fortsetzung des Kongeborgenbruches, im Osten durch die Staunings Alper (Skeldal)-Verwerfung begrenzt ist, und die sich in ihrem westlichen Teil am stärksten hob. Man kann dabei an eine Heraushebung, ähnlich derjenigen im südlichsten Teil von Kongeborgen, denken, nur wäre sie in einem flächenmässig grösseren Massstabe erfolgt. Gewisse merkwürdige tektonische Störungen, die von FRÄNKEL (1953, S. 47 u. f.) aus dem Nord-Scoresby Land beschrieben wurden, liessen sich auch durch junge Bewegungen erklären. Die bis jetzt vorliegenden Beobachtungen im Skeldal sprechen dafür, dass der dortige Bruch gleich alt wie derjenige am Südrand von Kongeborgen ist, d. h. während dem Eindringen der Basalte entstand. Man käme so auf ein frühtertiäres Alter für das Aufsteigen der Staunings Alper. Doch sind, um diese Frage genauer abzuklären, weitere lithologisch-stratigraphische und tektonische Beobachtungen längs den Bruchzonen erforderlich.

IV. VERBREITUNG DES JUNGPALÄOZOIKUMS ÖSTLICH DER HAUPTVERWERFUNG

A. Das Karbon.

Der grossen Verwerfung entlang stossen zwischen Kejser Franz Josephs- und Kong Oscars Fjord abgesunkene Karbonschichten an gehobene Devonsandsteine. Der Bruch bildet die westliche Grenze der Karbonablagerungen, doch reichten diese ursprünglich weiter nach Westen. Sie sind aber auf der gehobenen Scholle vollständig abgetragen worden. Auf Geographical Society Ø versank das Karbon im Osten an einer weiteren grossen Verwerfung und nimmt deshalb im Kartenbild nur einen schmalen Streifen, eine Stufe auf der Bruchtreppe des Küstengebietes ein. Gegen Süden, auf der Traill Ø, verbreitert sich das Areal der anstehenden Karbongesteine in dem Masse wie die westliche Verwerfung an Bedeutung zunimmt und die östliche ausklingt.

Bis heute fehlt es an einer Beschreibung, die das Karbongebiet Ostgrönlands zusammenhängend behandeln würde. WITZIG hat in den Jahren 1949 und 1950 einige Zeit am Sofia- und Vega Sund sowie an Kong Oscars Fjord gearbeitet und die wichtigsten Ergebnisse seiner Beobachtungen publiziert. Der Verfasser selber hat die Karbonablagerungen nur rasch, bei der Kartierung der westlichen Bruchzone, betrachtet, und die hier angeführten, summarischen Profile geben lediglich einige Hinweise auf die Lagerungsverhältnisse der Karbonserien zwischen Sofia Sund und Kong Oscars Fjord.

1. Die Karbonserien bei Kap Humboldt auf Ymers Ø.

(siehe Fig. 35).

An der Ostseite des östlichen Bruches am Celsius Bjerg, ca. 6 Kilometer westlich Kap Humboldt, am Sofia Sund, fällt von weitem eine dunkelbraun anwitternde Schichtserie auf. Sie steht unmittelbar über der Küste an und bricht gegen Westen an der Verwerfung ab. Sie kommt dort in Kontakt mit dem obersten Teil der Kap Kolthoffserien, die auf der westlichen Bruchseite anstehen. Die braunen Schichten bilden gegen Osten erst eine schmale Mulde, dann eine kleine Antiklinale, die bis

auf ungefähr 300 Meter ansteigt, dann sinken sie mit ca. 10° gegen Nordosten ein und kommen bei Kap Humboldt wieder ans Meer hinab. Die gleiche dunkle Serie steht auch auf der gegenüberliegenden Fjordseite, an der Verwerfung östlich von Rudbecks Bjerg, in einer ähnlichen Position an, sie ist aber dort an der Verwerfung steil gegen Osten abgebogen (vergleiche Fig. 38).

Man ist versucht, die dunkle Sandsteinserie als die östliche, abgesunkene Fortsetzung der *Remigolepis*-Schichten vom Celsius Bjerg zu betrachten. Da ROSENKRANTZ (1930, S. 350) darin Fischreste fand, hat er die »purple shales« am Celsius Bjerg bei Kap Humboldt zum Oberdevon gezählt. Er liess die Schichten des Karbons erst über der Serie der roten Schiefer beginnen.

Die nähere Untersuchung an Ort und Stelle zeigt aber, dass die dunkle Gesteinsserie nicht mit den oberdevonischen *Remigolepis*-Schichten identisch sein kann. Einmal stimmen die Mächtigkeiten nicht überein, dann sind auch bedeutende lithologische Unterschiede und eine andere Schichtenfolge vorhanden. Die dunkelbraunroten Sandsteine bilden einen tiefern Teil der im Gebiete von Kap Humboldt anstehenden Karbonsandsteine.

Am Sofia Sund setzt sich das Karbonprofil, das unmittelbar östlich der Verwerfung, südlich und südwestlich unter dem auf der Karte eingezeichneten Punkt 880 zu sehen ist, von unten nach oben aus folgenden Serien zusammen:

1. Zu unterst steht in der an der Verwerfung aufgebogenen Schichtenwölbung eine grau und graugrüne, grobkörnige und glimmerreiche Sandsteinserie an. In ihr liegen im tiefsten aufgeschlossenen Teil, am Meer, grobe Konglomerate mit Quarz- und Quarzitgerölle. Diese sind dicht gepackt, meist gut gerundet und weisen Durchmesser bis zu 30 Zentimeter auf. Die sichtbare Mächtigkeit dieser tiefsten anstehenden Serie beträgt ungefähr 30 Meter, ihre Unterlage ist nicht zu sehen. Es darf aber angenommen werden, dass hier die Karbonserien über dem obern Sandsteinkomplex der Mt. Celsiusserien liegen, und man kann daraus auf eine Sprunghöhe der grossen Verwerfung von mindestens 1500 Meter schliessen.
2. Nach oben folgt eine gelblich braun anwitternde Folge von mittelkörnigen Sandsteinen, die im frischen Bruch fast weiss erscheinen und kleine rostfarbene Tupfen aufweisen. Mächtigkeit ca. 100 Meter.
3. Darauf liegt die dunkelbraunrot anwitternde Serie. Es sind zum Teil harte, kalkhaltige Sandsteine, zum Teil mergelige und tonige Schichten. Im untern Teil dominieren harte, schokoladebraune Sandsteine, die eine steile Geländestufe hervorrufen, der obere, grössere Teil besteht aus einer Wechsellagerung von rotbraun anwitternden Schiefern und grünlichen und grauvioletten Sandsteinschichten, die im Anschlag meist grau und stark glimmerhaltig sind. Im obern Teil wurden in der Nähe der Verwerfung, auf einer Höhe von 280 m ü. M., in einer harten, kieselig-kalkigen Lage, schlecht erhaltene Fischreste gefunden. Die Dicke dieser dunklen Serie misst ungefähr 250 Meter.
4. Darüber liegt eine Wechsllagerung von verschieden gefärbten, unten vorwiegend hellgrauen Sandsteinen, oben von dunklen mergeligen, kalkigen und fein quarzi-

tischen Schiefern, von denen die einen dunkelgrau, andere grün oder leuchtend gelb anwittern. Die Serie ist ungefähr 60 Meter mächtig.

5. Eine mächtige Serie von groben Arkosen nimmt den oberen Teil des Profiles ein. Gegen Süden, auf Geographical Society Ø, macht diese Serie die Hauptmasse der anstehenden Karbongesteine aus. Im unteren Teil sind die Sandsteine durch den vorherrschenden Quarzgehalt und das helle Bindemittel weiss bis hellgelblich gefärbt. Sie schliessen dunkle, zum Teil kohlige Schieferbänder ein und enthalten viele vereinzelte, gerundete Quarzitgerölle und Konglomeratnester. Gegen oben wird das Korn der Arkosen gröber, und sie nehmen durch die Zunahme der Feldspäte und durch tonige Schieferbänder eine blass rötliche Färbung an. Im Profil westlich Punkt 880 ist die Arkoseserie mit ca. 900 Meter vertreten. In ihr wurden von ROSENKRANTZ (1930) Pflanzenreste gefunden, die von HALLE (1931) untersucht worden sind. Dieser sagt, dass sie keine Information über den genaueren stratigraphischen Horizont abgeben, sodass man nur sagen könne, dass sie karbonisch seien. Da nichts dagegen sprach, war HALLE geneigt, die Lokalität als Dinant anzusehen. WITZIG, der die Stellen ebenfalls untersuchte und die gleichen Pflanzenreste fand, ist der Meinung, dass die Schichten dem untern Namur zugerechnet werden sollten (1951, 1952).

Für das karbonische Alter der tieferen Serien 1—4 liegen bis jetzt keine paläontologischen Beweise vor, die Lagerungsverhältnisse und die konkordante Lage zum Hangenden sprechen jedoch für ein karbonisches Alter.

Der mächtige, spitzwinklig die Karbonschichten durchdringende Basaltgang von Kap Humboldt liegt beim Kap im mittleren Teil der Serie 3, steigt dann gegen Nordwesten bis auf ca. 1250 m in den oberen Teil der dort anstehenden Serie 5 auf und bricht mit den Karbonsandsteinen am Bruche ab. Der Gang hebt sich also auf einer Strecke von ungefähr $4\frac{1}{2}$ Kilometer um ca. 1000 Meter in der stratigraphischen Skala.

Im Anschluss an die Beschreibung der Karbonserien der östlichen Ymers Ø seien noch kurz die geologischen Verhältnisse auf der grösseren Vinter Ø erwähnt. In der geologischen Karte (BÜTLER 1948b) wurde, auf Grund eines kurzen Reisehaltes im April 1934, angenommen, dass die dunkelbraunen, gegen die Mitte der Insel flach aufgewölbten Sandsteine die nördliche Fortsetzung der dunklen *Remigolepis*-Schichten vom Celsius Bjerg darstellen. Dies deshalb, weil die Serien vom Celsius Bjerg gegen Norden absinken und die Insel in der Verlängerung des Scheitels der Celsius Bjerg-Antiklinale liegt. Im Sommer 1954 benützte der Verfasser, nachdem er die Karbongesteine bei Kap Humboldt gesehen hatte, die Gelegenheit, die grosse Vinter Ø zu besuchen. Es zeigte sich, dass die dunkelbraun anwitternden Sandsteine der Insel mit denen der Serie 3 des vorhin beschriebenen Karbonprofiles von Kap Humboldt identisch sind. Es ist dies deshalb merkwürdig, weil die Insel westlich der grossen Verwerfung liegt, die das Karbonareal gegen Westen abgrenzt, und dies die einzige bis jetzt bekannt gewordene Stelle ist, an



Fig. 44. Die grosse Vinter Ø, von Südosten gesehen. Flugphoto E. HOFER.
Im Küstenkiff und im höchsten Teil der niederen Insel stehen dunkelbraune Karbon-sandsteine an. Aus der Höhe gesehen fallen auf der flachen Insel die vielen Strand-wälle auf, die beim postglazialen Absinken des Meeresspiegels entstanden sind. Sie bestehen fast nur aus Scherben der lokalen Gesteine.

der Karbonserien westlich dieser Linie gefunden wurden. Das Vorkommen zeigt, dass das Karbon nach Westen über die heutige Grenzlinie hinaus reichte, dort aber durch die Heraushebung des westlichen, heute von Devongesteinen eingenommenen Gebietes wieder verschwunden ist. Ferner muss angenommen werden, dass eine in Ostwestrichtung streichende Verwerfung am Eingang zu Duséns Fjord liegt, denn durch die axiale Absenkung allein lässt sich das Vorkommen von Karbonschichten auf dem Scheitel der Celsius Bjerg-Antiklinale auf der Vinter Ø nicht erklären.

2. Die Karbonserien östlich von Rudbecks Bjerg auf Geographical Society Ø.

Das Bergmassiv, das östlich von Rudbecks Bjerg liegt und im Gipfel 1300 m kulminiert, besteht, mit Ausnahme der Basalte, ganz aus Karbongesteinen. Man erkennt, im grossen gesehen, wieder die gleichen Serien wie bei Kap Humboldt. An der grossen Verwerfung östlich Rudbecks Bjerg stösst die dunkelbraune Serie 3 gegen Westen an die hellgrauen Devonsandsteine der Kap Kolthoffserien. Diese gehören jedoch einem wesentlich tieferen Niveau als auf der Nordseite des Sundes an. Nach der Lage der zusammenstossenden Schichten muss der

Verwerfungsbetrag bei Rudbecks Bjerg um ungefähr 500 Meter grösser als am Celsius Bjerg sein. Die Sprunghöhe des Bruches verstärkt sich gegen Süden.

Unter den dunkelbraunen Sandsteinen erscheinen an der Verwerfung auch die gelblichen Sandsteine der Serie 2, tiefere Karbonschichten sind nicht zu sehen. Im nördlichen Vorberg des Gipfels 1300, der die Höhenzahl 968 trägt, liegen über der braunroten Serie 3, die unten im Tale ansteht, abwechselnd hellrot, dunkelgrau, grün und violett gefärbte Sandsteine und Mergel der Serien 3 und 4. Hier sind sie aber stärker entwickelt, als auf Ymers Ø und scheinen mehrere hundert Meter mächtig zu sein. Die Arkoseserie 5, die die oberen $\frac{2}{3}$ des Berges 1300 einnimmt, schliesst auf dem Grat mit einem groben Konglomerat ab, in das ein grosser Basaltsill eingedrungen ist (vergleiche Tafel III a). Die Karbonschichten liegen hier, mit Ausnahme der Verbiegungen an der grossen Verwerfung, ziemlich flach und haben in keiner Weise an der Faltung der Devonschichten von Rudbecks Bjerg teilgenommen. E. WITZIG, der im Karbon von Geographical Society Ø genauere Profilaufnahmen machte, übermittelte mir in freundlicher Weise folgende Zusammenstellung über die Serienfolge, die auf der westlichen Seite im grossen Anschnitt des Berges 1300 ansteht:

»Die einförmige Serie gelb-weisslicher, quarzreicher Sandsteine mit meist quarzitischen Konglomeratlagen, welche auf Ymers Ø die tiefsten Schichten zwischen 0 bis maximal 150 m ü. M. bildet, steht auf Geographical Society Ø nicht mehr an. In den Bächen am flachen Ufersaum, auf der Südseite des Sofia Sundes, sind bunt gefärbte Sandstein- und Mergelschichten aufgeschlossen, die aus lithologischen Gründen als Aequivalente der bunten Stufen (200 bis 350 m ü. M.) auf Ymers Ø betrachtet werden müssen. Das Karbon, das auf Geographical Society Ø aufgeschlossen ist, beginnt am Sofia Sund mit stratigraphisch etwas jüngeren Schichten als auf dem gegenüberliegenden Ufer. Der Höhenunterschied der entsprechenden Schichtlagen ist auf tektonische Ursachen zurückzuführen. Einer von vielleicht mehreren, im Sofia Sund liegenden Brüchen streicht quer durch die Robertsons Ø. Die ufernahen Schichten von Geographical Society Ø sind gegen den Sofia Sund hin, parallel zum Bruch, deutlich abgebogen.

Die oben erwähnten buntgefärbten Sandstein-Mergelschichten bestehen zur Hauptsache aus weinroten, meist feinschichtigen und rotbraunen, massigen Sandsteinen, die gelegentlich kalkig oder mergelig werden. Die kalkigen Schichten tragen häufig Rippelmarken und werden von dunkelroten, nur wenige Zentimeter mächtigen Mergeln überlagert. In mehrfacher Wiederholung sind 1 bis 50 Meter mächtige grüne Mergel, rotgrüne mergelige Sandsteine und gelbliche Plattsandsteine eingeschaltet. Im Hangenden wechselt die Farbe von Rot zu vorwiegend Grau-

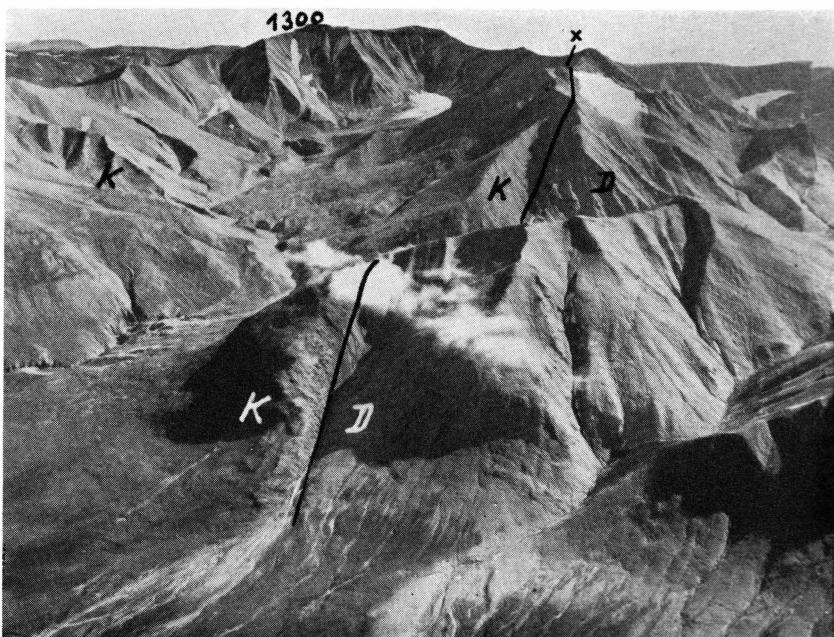


Fig. 45. Blick von Nordwesten in die Geographical Society Ø. In der Mitte hinten der Berg 1300 m mit dem westlich davor liegenden Gletscherkar. In südsüdöstlicher Richtung zieht die grosse Verwerfung (x) durch das Bildfeld, an ihr grenzen Devon (D) und Karbon (K) aneinander. Flugphoto E. BRENNISEN.

grün, und die sandigen Mergel nehmen zu. Rippelmarken sind in diesen besonders zahlreich. Oft sind sie von einer schwarzen Kruste, wahrscheinlich von fossilem Faulschlamm überzogen, der durch Trockenrisse in polygonale Felder zerlegt wurde. Zwischen den sandigen Mergeln treten sandige, graue, schwarz anwitternde Kalkschichten (bis zu 50 cm Mächtigkeit) auf, die von schwarzen Silexschnüren durchzogen sind. Innerhalb grünlicher Mergel fallen glimmerreiche Nester auf, in denen Bruchstücke von schlecht erhaltenen Pflanzen liegen. In den Kalkschichten wurden vereinzelte Fischschuppen gefunden.

Der basale rote und der hangende graugrüne Sandstein-Mergelkomplex haben zusammen eine Mächtigkeit von ungefähr 300 Meter. Die häufigen Wiederholungen innerhalb der Schichtfolge, der rasche Wechsel von sandigen über mergelige zu kalkigen Sedimenten wie auch die Rippelmarken und Trockenrisse deuten auf strandnahe, bald festländische, bald brachisch-lagunäre, vielleicht Wattenmeer-ähnliche Ablagerungen hin. Diese Schichten grenzen auf der Westseite des Gletschertales, das sich aus dem Kar am Westfusse des Berges 1300 nach Norden zum Sofia Sund öffnet, längs des Hauptbruches, der hier von mehreren Nebenbrüchen begleitet ist, an das Devon. Die Karbonschich-

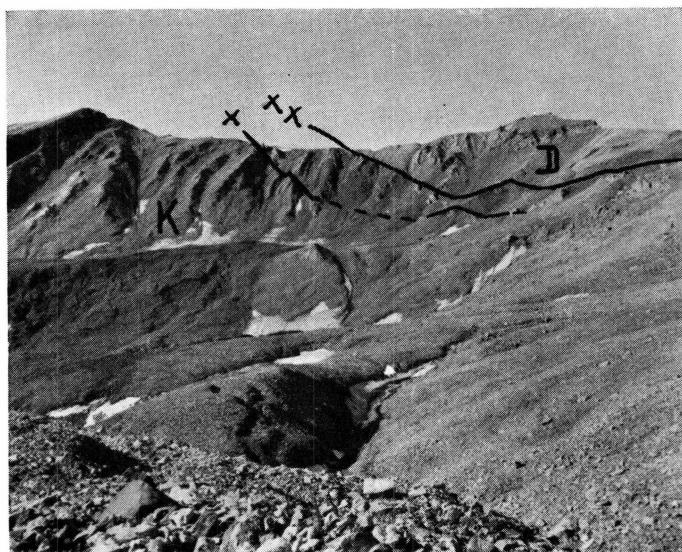


Fig. 46. Der Hauptbruch (xx) und einer der mehr oder weniger parallel zu ihm verlaufenden Nebenbrüche (x). Links davon die abgebogenen Karbonschichten (K), Photo E. WITZIG.

ten wurden längs der Verwerfungszone abgeschleppt und verbogen. Zahlreiche steilstehende, schmale Basaltdykes stossen diskordant durch die Sedimente, ohne den Hauptbruch zu überqueren. Auf der Ostseite des Gletschertales bilden die beschriebenen Schichten den Fuss des Bergvorsprunges mit der Höhe 968 m. Sein oberer Teil sowie der flache Grat, der sich gegen P. 1300 hinzieht, werden dagegen von anders gearteten, rein terrestrischen Sedimenten gebildet. Es sind mehrheitlich helle, gelbe und rostigbraun anwitternde, grobkörnige Sandsteine und Arkosen, mit vielen Konglomeratlagen und -linsen, welche durch kleine, mausgraue, feinkörnige und dünnplattige Sandsteinhorizonte unterteilt werden. Die Gerölle der Konglomerate sind wohlgerundete gelbliche, rötliche und graue Quarzite. In den groben Sandsteinen finden sich häufig Steinkerne von *Lepidodendren* im *Knorriastadium*, auch *Stigmaria* mit *Appendices*. Die grauen feinkörnigen Sandsteine schliessen nur Abdrücke weitgehend zerstörter Pflanzen ein.

In den steilen Felswänden, die gegen Osten aus dem Kar zu Punkt 1300 aufsteigen, stehen Sandsteine an, die denen von P. 968 ähnlich sind. Doch treten in ihnen mehrere, ca. 0,5 bis 1 Meter mächtige Bänke eines dunkelgrau-schwarzen, sehr feinkörnigen, dichten und leicht kalkigen Sandsteines auf, in welchen guterhaltene Pflanzenabdrücke gefunden wurden (WITZIG 1951). Mit *Diplotmema (Sphenopteris) adiantoides* SCHLOTH. (*Sphenopteris elegans* BRGT.) konnten die Schichten zwischen 870 und 1200 m ü. M. stratigraphisch ins Namurien eingereiht werden.



Fig. 47. Die längs der Verwerfung abgeschleppten und verbogenen Karbonschichten. N bezeichnet eine Fundstelle von Namurpflanzen. Photo E. WITZIG.

Diese sicheren Namurserien setzen sich, gegen Osten und Süden einfallend, bis ins Tal südlich von Punkt 1300 und in die sich von dort aus in südwestlicher Richtung erstreckenden Höhen fort. Allerdings sind sie dort steril und können, weil die Gesteinsfarben wechseln, d. h. nicht niveautypisch bleiben, nicht mehr sicher verfolgt und abgegrenzt werden.

Die Sandsteinschichten am Westhange des Berges 1300 sind über 1200 Meter Höhe wiederum sehr grobkörnig. Feinkörnige Horizonte fehlen ganz. Dafür treten Konglomeratbänke von 1 bis 8 Meter Mächtigkeit auf. In einer ockerfarbigen, quarzsandigen Matrix stecken gut gerundete Gerölle mit Durchmessern von einigen Millimeter bis zu Faustgrösse; 55 % derselben sind weissliche bis rötliche und graue Quarzite, 40 % graue Kalke und der Rest gelbliche Dolomite, Sandsteine und vereinzelte rötliche Granite. Eine mächtige Konglomeratbank bildet den Gipfelbau von Punkt 1300. Sie gleicht stark den Konglomeraten im obersten Oberkarbon von Mesters Vig und stellt das stratigraphisch höchste Schichtglied des Karbons auf Geographical Society Ø dar. Ausser im Punkt 1300 erscheint es noch auf dem höchsten Teil des Berges 1200 über dem Nordufer des Vega Sundes.«

3. Das Karbonprofil auf der Nordseite des Vega Sundes.

Die gleichen Niveaus wie am Sofia Sund sind im Karbonprofil auf der Nordseite des Vega Sundes, zwischen der Hauptverwerfung und dem



Fig. 48. Karbonsandsteine (Serie 1) im Tale »b« nördlich des Vega Sundes. Junge Basalte durchsetzen die Schichtfolge

östlich davon gelegenen Berg mit der Höhenzahl 1200, vorhanden. Doch ist hier die genaue Aufeinanderfolge der Serien weniger deutlich zu sehen, da grosse Basaltsills, einige Sekundärbrüche und eine starke Schuttdeckung am Bergfuss die Zusammenhänge unterbrechen. Die besten Aufschlüsse trifft man in den Tälern und an den Abhängen unmittelbar westlich des Berges 1200 (Tal »b«) an. Auch hier reichen aber die Einschnitte nicht bis auf die Unterlage der Karbongesteine der abgesunkenen Scholle hinunter. An der Hauptverwerfung stossen Karbonsandsteine und gefaltete Devonschichten der Mt. Celsius- und Kap Graahserien zusammen. Die Absenkung der Schichten scheint am Vega Sund, in der gegen Westen vorspringenden Ausbuchtung des Bruchverlaufes, kleiner als bei Rudbecks Bjerg zu sein, die Verminderung wird aber durch das Einfallen der Karbonschichten gegen Südosten wieder aufgehoben.

Das Profil, das vom Grunde des Tales »b«, ungefähr 3 Kilometer nördlich des Strandes, gegen Osten, über den Berg 1200 verfolgt werden kann, zeigt nachstehende Aufeinanderfolge:

1. Zu unterst, im Tal, stehen graurötliche und hellgraue, manchmal grün gesprenkelte, feinkörnige und glimmerreiche Sandsteine an. Einzelne Lagen haben ein konglomeratisches Aussehen, verursacht durch zerbrochene Tonstücke, die zu einem authigenen Konglomerat verkittet sind. Schlecht erhaltene, verkohlte Pflanzenreste sind an verschiedenen Stellen zu finden.
2. Es folgt eine Wechsellagerung von gelblich grauen, feinkörnigen Sandsteinen und intensiv rotbraun bis schokoladebraun gefärbten, bröckeligen Tonen, die linsenförmig im Gesteinsverband liegen. Die Sandsteine weisen meist eine feinblättrige Kreuzschichtung auf, und die Serie dürfte das Aequivalent der dunkelbraunen Sandsteine und bunten Mergel vom Sofia Sund sein.
3. Das Hangende der Serie 2 bildet eine mehrere hundert Meter mächtige Folge von hellgrauen, mittelkörnigen, glimmerreichen Sandsteinen, Sandschiefern und Arkosen, die vereinzelte Quarzgerölle sowie konglomeratische Lagen führen. Oft findet man auch graue, faust- bis kopfgroße Kalkkonkretionen.
4. Den oberen, grössern Teil des Profiles bilden grobe Arkosen, die in den Anrisse des westlichen Berganges in grosser Mächtigkeit vorhanden sind. Zuerst treten weisse bis hellgraue, grobkörnige Quarzsandsteine, mit vielen vereinzelten, gerundeten Quarzgerölle von 1 bis 4 Zentimeter Durchmesser auf. Das Gestein ist grobbankig, kreuzschichtig und enthält dünne Einlagerungen von kohligem Schiefern. Nach oben nimmt die Korngröße der Sande zu, sie schwankt zwischen 2 bis 5 Millimeter, sodass manche Bänke als Feinkonglomerate bezeichnet werden können.
5. Dann folgen rötlich anwitternde Schichten, die viel roten Feldspat und rote tonige Lagen enthalten. Auch in diesem oberen Niveau sind die Arkosen sehr grobkörnig und schliessen einige kohlige, dünne Schieferbänder ein. Die Serie steht am und unter dem Gipfel des Berges 1200 an.
6. Auf der östlichen Seite des Berggrates und am südöstlichen Berghange tritt ein noch höheres Niveau der Arkosen auf. Es zeichnet sich durch einige grössere, dicht gepackte Konglomeratbänke aus. An der Verwerfung, die auf Geographical Society Ø das Karbon im Osten begrenzt, kommt diese obere Serie mit den Sandsteinen der Eotrias in Kontakt.

Die Mächtigkeit der aufgeschlossenen Karbonserien beträgt in dem am Berge 1200 anstehenden Profil ungefähr 1500 Meter. Karbonische Pflanzenreste wurden im Niveau 4 gefunden, aus den tieferen Serien stammende Reste liessen sich leider nicht sicher bestimmen.

4. Das Karbon auf Traill Ø, auf der Südseite des Vega Sundes.

Östlich der Hauptverwerfung stehen auf der Südseite des Vega Sundes, vom Bergzuge mit der Höhenzahl 1119 m gegen Osten über die grosse Talniederung, bis in den Westfuss der Rold Bjerge Karbonsandsteine an. Die östliche Verwerfung, die auf Geographical Society Ø das Karbon gegen Osten abgrenzt, setzt sich nicht direkt in die Traill Ø fort. An ihrer Stelle finden wir, etwa 5 Kilometer weiter im Westen, eine parallel dem westlichen Hauptbruch folgende Flexur. An dieser ist aber

die Absenkung zu klein, um die Karbonschichten verschwinden zu lassen, doch sind es nun die oberen Serien, die östlich dieser Flexur das Gebiet einnehmen. Stellenweise sind sie von Perm und Trias überdeckt.

Das Profil am Berge 1119.

Im Bergzuge östlich der Verwerfung, an der Devon-Karbongrenze, steht eine mächtige Folge von groben Karbonarkosen an. Die tiefsten der aufgeschlossenen Schichten sind an der Ostseite der Verwerfung zu sehen. Von dort fallen sie ostwärts in den Fuss des Berges mit der Höhenzahl 1119 ein und tauchen nicht mehr auf. Man erkennt eine untere graue und eine daraufliegende rote Sandsteinfolge. Die beiden entsprechen jedenfalls den Serien 2 und 3 vom Profil auf der Nordseite des Sundes. Darüber folgt

- a. eine graue, grobkörnige Serie mit mehreren harten, als Steilstufen hervortretenden Bänken,
- b. eine mittlere rote Arkoseserie, die einige dünne Schieferlagen aufweist und den Gipfel mit der Höhe 1119 bildet. Da die Schichten gegen Osten abfallen, liegt darauf gegen Nordosten und Osten noch
- c. eine höhere hellgraue, fast weiss verwitternde, grobe Sandsteinfolge, die nach oben, im nordöstlichsten Teil des Berges, in eine rötliche Arkose übergeht.

An der Parallelflexur, die in südsüdwestlicher Richtung den Berg durchschneidet, sind die Schichten, vor allem die von c, gegen Osten abgebogen und verschwinden unter der Oberfläche. Auf der abgesunkenen Scholle sind nun höhere Serien weit verbreitet. Ihre Aufeinanderfolge ist am Ostabhang des Berges 1119 in verschiedenen Bacheinschnitten, am besten in dem, der beim grossen Basaltschräggang in den Fluss einmündet, gut aufgeschlossen. Ostwärts der Flexur liegt dort auf den Schichten von c:

- d. Eine 200 bis 300 Meter mächtige Serie, die sich durch bunte Verwitterungsfarben (ockergelb, grün, braunrot, lilafarben bis violett) auszeichnet. Sie besteht aus grobbankigen, grobkörnigen und glimmerreichen Arkosen mit eingestreuten Quarzitgerölle, dann zum Teil aus glimmerreichen, schieferigen Lagen von rotbraunen und grauen Sandsteinen, ferner treten einige mächtige Konglomeratbänke auf. Eine derselben misst 20 bis 30 Meter, und es dominieren darin gerundete Quarz- und Quarzitgerölle, einzelne mit Durchmessern bis zu 30 Zentimeter.
- e. Darüber tritt im nördlichen Teil des Ostabhangs, im Bergfuss, eine Wechsllagerung von graugelblichen, geröllführenden groben Arkosen mit rotbraun bis blass violett anwitternden, glimmerreichen Schie-

fern und bankigen, groben Konglomeraten auf. In diesen letztern herrschen ebenfalls Quarzite vor, daneben finden sich aber auch schwarze Kalke und Kristallingerölle.

Alle Schichten fallen am Berghange gegen Osten ein, flachen aber in dieser Richtung bald aus, bilden hierauf eine deutliche Mulde und dann gegen Osten ein sehr flaches Sattelgewölbe. Die Mächtigkeit der obersten Karbonserie kann im Vega Sundgebiet auf 600 bis 800 Meter geschätzt werden. Eine genaue Berechnung ist nicht möglich, da die breite Talniederung auf weiten Flächen mit Moränen, Schuttfächern und gegen das Meer mit gehobenen Deltaterrassen bedeckt ist. In den cañonartig eingetieften Flussläufen stehen jedoch auch im Talgrund Karbongesteine an, und an den Berghängen östlich Rubjerg Knude und der Westseite der Rold Bjerge sind sie, unter der Permüberdeckung, überall anzutreffen. Zwischen Vega Sund, Rubjerg Knude und dem obern Maanedal streicht ein grosser, ziemlich flach, aber schräg durch die Schichten schneidender Basaltgang an der Oberfläche aus. Innerhalb des Bogens, den sein Ausgehendes bildet, sind in den Flusseinschnitten gegen das Meer zu mehrere grosse, in südöstlicher Richtung streichende Vertikalgänge vorhanden.

5. Die Karbonserien bei Kongeborgen, an Kong Oscars Fjord.

Südlich von Kongeborgen stehen an der grossen Verwerfung ebenfalls Karbonsandsteine mit Devongesteinen in Kontakt. Da hier die obren Serien des Karbons mit tiefen des Devons in Berührung kommen, muss die Sprunghöhe des Bruches, wenn man die stratigraphische Skala zu Grunde legt, über 3000 Meter gross sein. Zwei steile Bachrinnen durchschneiden unmittelbar südöstlich des Bruches die Karbonlagen. Leider sind aber die Schichten, die dort anstehen, durch die Nähe des Bruches in ihrer Lagerung gestört und ein Sekundärbruch, der ungefähr einen Kilometer von der Hauptverwerfung entfernt schräg durch die beiden Bachläufe schneidet, hat die Schichten ebenfalls verstellt. So ist es schwierig, an dieser Stelle, trotz der guten Aufschlüsse, die Mächtigkeit der Serienfolge genau zu bestimmen.

Auf der Landzunge und an den Ufern vom Holms Vig sowie am nördlich davon gelegenen Berghange stehen im Innern einer flachen und weiten, antikinalen Aufwölbung die tiefsten Karbonschichten dieser Lokalität an. Am Südrand von Kongeborgen, auf der Nordwestflanke der Antiklinale, durch die Sekundärverwerfung noch etwas versenkt, sind die höhern Schichten erhalten geblieben. Verschiedene Geologen haben an dieser Stelle Profile aufgenommen und Fossilien gesammelt, so u. a. ROSENKRANTZ, E. NIELSEN, BÜTLER, STAUBER und WITZIG.



Fig. 49. Konglomerate in den obersten Karbonserien im obern Maanedal.

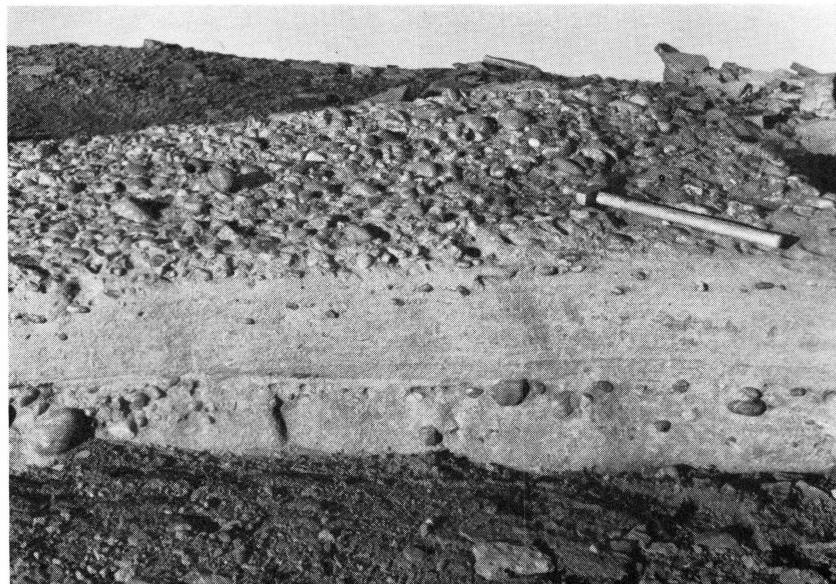


Fig. 50. Geröllpflaster auf einer konglomeratischen Sandsteinbank der oberen Karbonserien im obern Maanedal.

Über die gefundenen Pflanzenreste hat teils HALLE (1931, 1950), teils WITZIG (1951, 1952) publiziert, zum Teil steht das Material noch in Bearbeitung. Es sollen darum nur wenige Bemerkungen zu diesem Profil an Kongeborgen gemacht werden. Bei Holms Vig und an dem dahinter liegenden Berghang steht zu unterst

1. eine hellgraue, manchmal hell gelbbraun anwitternde Arkoseserie an.
Das Gestein ist grob-bis mittelkörnig, führt häufig vereinzelt Quarzitgerölle, bis zu 10 Zentimeter im Durchmesser, und wechselt mit feinkörnigeren, graugelblichen Sandsteinen, einigen glimmerhaltigen, tonreichen Schiefern und kohlgelben Einlagerungen ab. Schlecht erhaltene Pflanzenreste sind häufig zu finden; an der Südseite der kleinen Bucht wurden im gelbgrauen Sandstein grosse Fischschuppen gesehen. Im obern Teil der Serie nimmt die Grösse der Sandkörner zu, und manche Lagen sind, der zahlreich eingestreuten Quarzitgerölle wegen, als konglomeratisch zu bezeichnen. In dieser Serie liegen die mächtigen Basaltgänge der Landzunge von Holms Vig. Über ihr steht in den genannten Bacheinschnitten bei Kongeborgen
2. eine Arkoseserie an, die ihrer kräftigen Verwitterungsfarben wegen auffällt. Sie beginnt unten
 - a) mit hellgelb anwitternden Arkosen, die mit rotbraunen und grünlichen, glimmerreichen Schieferlagen wechsellagern. Neben den Quarzitgerölle, die in die Sandsteine eingebettet sind, findet man gelegentlich auch Kristallin. Darüber folgt
 - b) eine hellrot und lila farben gebänderte Serie von gegen 200 Meter Mächtigkeit, die
 - c) von einer olivgrünen bis ockergelben, stark konglomeratischen Sandsteinfolge überlagert wird. Neben den Quarzitgerölle wurden u. a. vereinzelt auch Diabase angetroffen.
 - d) Eine hellrote Sandsteinserie bildet den obern Abschluss des hier anstehenden Profils.

Die ganze, südlich von Kongeborgen anstehende Serienfolge hat eine Mächtigkeit von 1500 bis gegen 2000 Meter, wovon fast die Hälfte auf den untern Teil des Schichtenprofiles, die Nr. 1, entfällt. Pflanzenfunde sind in der ganzen, konkordant aufeinanderliegenden Serienreihe gemacht worden. Ihre stratigraphische Stellung, soweit das unvollkommene Material und die noch nicht abgeschlossene Bearbeitung dies zuliess, haben HALLE (1950) und WITZIG (1951, 1952) kurz besprochen. Sie sind der Meinung, dass die Flora im mittlern und obern Teil des Profils den Übergang von Namur zu Westphal anzeigen, während diejenige des untern Teiles unteres Namur andeutet.

6. Zusammenfassung.

Verfolgt man die Karbonserien durch die Traill Ø gegen Nordosten, so kommt man auf Grund der Lagerungsverhältnisse und der lithologischen Merkmale dazu, die Serie 1 von Kongeborgen, vielleicht auch noch 2a, mit den Serien b und c vom Berg 1119 auf der Südseite des Vega Sundes sowie mit den Nummern 4 bis 6 an dessen Nordseite und den oberen Teilen der Nummer 5 am Sofia Sund zu verbinden. Die Serie 1 an Kongeborgen entspräche so dem oberen Teil der Arkoseserien am Sofia Sund. Die bunten Schichten von 2b und 2c stellen die südliche Fortsetzung der Serie d vom Berg 1119 dar. Die höhern Karbonserien, die östlich von Rubjerg Knude anstehen, sind an Kongeborgen nicht mehr vorhanden, erscheinen aber, wie aus den Darstellungen von WITZIG (1954) geschlossen werden kann, in einer etwas andern Faziesausbildung westlich von Kong Oscars Fjord, im Gebiet von Mesters Vig. So wären also zwischen Kongeborgen und der kleinen Holms Vig nur die mittleren Teile der kontinentalen Karbonserien vorhanden. Die tieferen, die am Sofia Sund anstehen sind, liegen hier unter Meeresspiegel, die obersten sind abgetragen.

Zusammenfassend könnte man also die karbonische Schichtenfolge zwischen Sofia Sund und Kong Oscars Fjord, von unten nach oben, in folgende Serien gliedern:

1. Zu unterst eine grobe, konglomeratische Sandsteinserie, die nach oben in mittelkörnige Sandsteine übergeht.
2. Eine Serie von bunten Schichten mit vorwiegend braunroten, grünen und gelblichen Farben, wiederholte Wechsellagerungen von Sandsteinen, Mergeln, Kalksandsteinen und Kieselkalken, d. h. einer Serie, die sich aus einer grösseren Zahl von regelmässig sich wiederholenden Sequenzen zusammensetzt (vergleiche LOMBARD A. 1953).
3. Eine mächtige Folge von groben Arkosen, die viel quarzitische Einzelgerölle und Konglomeratnester sowie einzelne Schieferlagen und kalkige Schichten einschliesst.
4. Eine mehr oder weniger bunt gefärbte, grobkörnige Serie, in der gelbliche Farbtöne dominieren, und in der mehrere grobe Konglomeratbänke auftreten. Auch in diesen herrschen bei weitem die Quarzitgerölle vor.
5. Eine Wechsellagerung von glimmerhaltigen Sandsteinen, groben Arkosen und unregelmässig geschichteten Konglomeratbänken. Darin treten nun neben den Quarzitgerölle häufig Kalke, Dolomite und Granite auf.

Sicher bestimmmbare Fossilien sind aus den Serien 3 und 4 bekannt. Von HALLE und WITZIG wurden sie als solche des untern Namur und

des Überganges vom Namur zu Westphal bezeichnet. Die tiefern Serien, 1 und 2, haben bis jetzt keine sicher bestimmbaren Pflanzenreste geliefert. Stratigraphisch liegen sie aber sicher über dem obern Sandsteinkomplex der Mt. Celsiusserien, der als tiefstes Karbon betrachtet werden muss. Die direkte Ueberlagerung dieses untersten Karbons durch die Serie 1 ist jedoch an keiner der bis jetzt untersuchten Lokalitäten aufgeschlossen, sodass man über die tieferen Teile der karbonischen Schichtenfolge nur ungenügend informiert ist. Auch in der obersten Karbonserie, der Nr. 5, sind bis jetzt auf Geographical Society und Traill Ø keine Fossilien von stratigraphischem Wert gefunden worden. Sie wird diskordant von den Schichten des marinen Oberperms überdeckt.

Betrachtet man das Material, das die über 2500 Meter mächtigen Karbonserien zwischen Kejser Franz Josephs- und Kong Oscars Fjord zusammensetzt, so fällt einerseits die Dominanz der Quarz- und Quarzitgerölle in den Konglomeraten auf und zum andern die Grösse der Quarzkörner und der Reichtum an Feldspat in den Sandsteinen und Arkosen, die den Hauptteil der Karbonablagerungen ausmachen. Die gleichen Merkmale machen sich bereits im obern Teil der Mt. Celsiusserien geltend, in den *Arthrodire*-Sandsteinen und vor allem im obern Sandsteinkomplex. Verschiedene Autoren haben die Meinung vertreten, dass die Karbongesteine zum grossen Teil aus der Abtragung devonischer Serien hervorgegangen seien. Dem steht entgegen, dass man es im Devon mit polymikt zusammengesetzten Konglomeraten zu tun hat und man sich nicht erklären könnte, was bei dem verhältnismässig kurzen Transportweg aus den Kalk-, Dolomit- und Kristallingeröllen geworden wäre und woher die grosse Menge der hellen Quarzite und Quarze käme. Auch ist das Korn der meisten Devonsandsteine feiner als dasjenige der Karbonarkosen. Man muss annehmen, dass zur Zeit der Ablagerung der Karbonsedimente in Ostgrönland eine kräftige Abtragung in entfernter Kristallingebieten stattgefunden hat. Für das Karbonmaterial auf der Ymer-, Geographical Society- und Traill Ø muss der Transportweg ziemlich lang gewesen sein; mit Ausnahme der Quarzite sind auf diesem fast alle andern Gerölle ausgemerzt worden, sodass es zur Bildung von monomikten Konglomeraten kam. Erst im obersten Teil treten Kalk-, Sandstein- und Kristallingerölle auf und weisen auf ein näher gelegenes Liefergebiet hin.

Noch sind aber die Karbonserien zu wenig untersucht, um jetzt schon die Liefergebiete abgrenzen zu können und in ihnen die orogenen oder epirogenen Bewegungen zu präzisieren. Die meisten Ablagerungen sind fluviatiler Natur, im untern Teil ist durch die Serie 2 eine Periode ruhigerer Sedimentation dokumentiert.

B. Das marine Oberperm auf der nördlichen Traill Ø.

In der geologischen Karte von STAUBER (1947), die im Massstab 1:250 000 gedruckt wurde, sind Permschichten im Gebiete der Svinhufvuds Bjerge an Kong Oscars Fjord eingetragen, dagegen fehlen sie im Norden von Traill Ø. Die Untersuchungen der letzten Jahre haben aber gezeigt, dass sich die marinen Permablagerungen nach Norden bis an den Vega Sund verfolgen lassen. Sie nehmen sogar auf der nördlichen Traill Ø eine grosse Fläche ein. So erscheinen permische Schichten auf dem isolierten, gegen Westen vorspringenden Berg in der breiten Niederung hinter Holms Bugt, zwischen Karupelv und seinem grossen nördlichen Zufluss. An der Westseite dieses Berges fällt von weitem, über den Karbonschichten, in ungefähr 550 Meter Höhe, eine Reihe von Gipsstöcken auf. Sie sind aus der Umlagerung einer grösseren Folge von warvigen Gipsschiefern hervorgegangen. Ferner treten Permschichten, überlagert von Eotrias, an der zur Hauptverwerfung parallel laufenden Flexur, etwa in der Mitte zwischen Kong Oscars Fjord und Vega Sund, im Gebiet des Rubjerg Knude auf. Und von diesem aus setzen sie sich weit nach Osten auf dem Plateaurücken bis ins oberste Maanedal fort, auch im westlichen Teil der Rold Bjerge sind sie vorhanden. Dem Vega Sund zu tauchen die Karbon- und Permlagen auf der östlichen Scholle nach Norden unter, und nördlich des Sundes, auf Geographical Society Ø, liegen die Permschichten unter Meeresspiegel. Dieses Absinken der Schichtstufen hält bis an den Sofia Sund an, sodass die östliche Bruchstufe vom Vega Sund aus gegen Norden beständig an Höhe zunimmt, und die Verwerfung, die unmittelbar östlich Robertsons Ø und Kap Wijkander durchgeht, muss als ebenso bedeutend wie der westlich Kap Humboldt gelegene Hauptbruch angesehen werden. Hier, zwischen Franz Josephs Fjord und Vega Sund setzt die Ablösung der »postdevonischen Hauptverwerfung« durch den Diagonalbruch ein, der zur Stauning Alper-Verwerfung nach Südwesten führt. Die direkte Fortsetzung des grossen Bruches von der Gauss Halvö führt östlich an Kap Humboldt vorbei; sie klingt am Vega Sunde aus. Dies lässt sich aus der Lage der Karbon- und Permschichten auf der nördlichen Traill Ø und auf Geographical Society Ø ableiten.

Im folgenden sollen 2 Perm-Triasprofile, die im Gebiete des Rubjerg Knude aufgenommen wurden, nach ihrer lithologischen Zusammensetzung kurz beschrieben werden.

1. Das Perm auf der Westseite von Rubjerg Knude.

Zwischen dem Rubjerg Knude (1234 m) und der einige Kilometer westlich daran vorbeiziehenden Parallelflexur bilden Karbon- und

Permschichten eine synkinalartige Mulde, in der die Permserien an einem, von einer Basaltplatte gekrönten Hügel, der ca. 770 Meter hoch ist, gut aufgeschlossen sind (vergleiche Fig. 51). Mit einer Winkeldiskordanz von 15 bis 20 Grad liegt das Permbasiskonglomerat den oberen Karbonarkosen auf. Beginnt man mit der Profilaufnahme im Westen, in der Nähe der Flexur, an einem kleinen Pass, der ins Karupelvgebiet hinüber führt, so sieht man folgende Serien:

1. Ein ungefähr 30 bis 35 Meter mächtiges permisches Basalkonglomerat liegt diskordant dem Karbon auf. Als Gerölle treten vorwiegend helle Quarzite auf, daneben vereinzelt auch Sandsteine, dunkle Algenkalke und metamorphes Kristallin. Granit- und Porphygerölle wurden an dieser Stelle nicht gefunden.

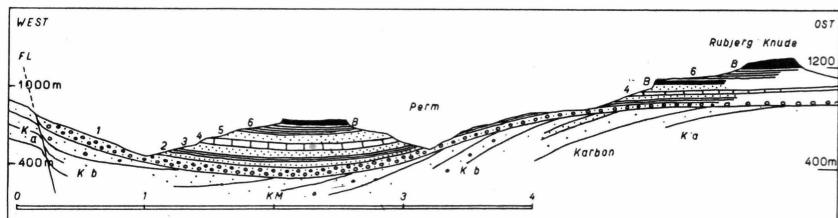


Fig. 51. Profil durch die Schichtenmulde westlich von Rubjerg Knude.

Legende: FL Flexur, B Tertiäre Basaltsills, Ka blassrote bis weisse, grobe Quarzsandsteine und Arkosen vom Dach der untern Karbonserien des Gebietes, Kb obere Karbonserien: Wechsellagerung von konglomeratischen Sandsteinen, Arkosen und Konglomeraten von roter, rotbrauner oder grünlichgrauer Farbe. Dichter punktiert: ockergelb anwitterndes Schichtband. 1 Konglomerate und Breccien an der Basis des marinen Oberperms. Sie gehen nach oben in Feinbreccien und Arkosen über, 2 Graugrüne, mergelige Sandsteine und glimmerhaltige Kalkschiefer mit *Posidonomiyen*, 3 Mächtige Lage von gelbbraun anwitternden Feinbreccien und Arkosen mit roten Feldspäten und roten Kristallinbröckchen, 4 Teils graue und schwarze Kalkschiefer, teils graue mergelige Kalke und massive Kalksteine, mit zahlreichen Brachiopoden, Crinoiden, Bryozoen etc. im ganzen ca. 30 Meter mächtig, 5 Große Arkosen, ähnlich denen der Nr. 3, ca. 100 Meter mächtig, 6 Dunkelgraue mergelige Schieferserie, die Trias-fossilien (*Claraia*) enthält.

Die Serien 1 bis 5 sind im gesamten 300 bis 350 Meter mächtig. Das Permbasiskonglomerat liegt mit einer Winkeldiskordanz von annährnd 15 Grad auf den Karbonschichten.

Fast alle Stücke sind gut gerundet, manche zu flacheren, ovalen Fazettengeschieben geformt. Meist sind sie unter faustgross, vereinzelte messen aber bis zu einem halben Meter im Durchmesser. Das Material ist der Grösse nach unsortiert und undeutlich geschichtet, als Füllmasse ist Quarz und Feldspat in kleinen, eckigen Brocken vorhanden und ein rotbraunes, kalkhaltiges Bindemittel verkittet das Ganze. Durch die rote Verwitterungsfarbe hebt sich das Gestein meist vom liegenden Karbon ab.

Nach oben geht das Konglomerat in grobe, gelblichbraune Arkosen und Feinbreccien über; sie setzen sich vor allem aus Quarzbrocken und roten Feldspäten zusammen. Nach ungefähr 30 Meter stellen sich

2. dunkelgraue, sandig-tonige und glimmerhaltige Kalkschiefer und graue Kalkschichten ein, die neben zahlreichen *Posidonomyen* viele Brachiopoden, Bryozoen, Crinoidenreste u. a. enthalten. Diese Einlagerungen haben eine Mächtigkeit von ungefähr 20 Meter und werden nach oben wieder abgelöst durch
3. gelbbraune Arkosen und Feinbreccien, die wohl gegen 150 Meter dick sind. Darüber erscheinen nochmals, von 580 bis auf ca. 610 Meter Meereshöhe,
4. fossilreiche Kalke. Sie sind von grauer Farbe, hart und weniger deutlich geschichtet als die untern. Sie enthalten massenhaft Brachiopoden, z. T. in zerbrochenem Zustand und machen den Eindruck von Muschelkalken.
5. Dann folgen wieder etwa 100 Meter grobe Arkosen, von gleichem Charakter wie die Serien 1 und 3, nur dass hier öfters eingestreute, gerundete Quarzitgerölle zu sehen sind.
6. Eine ungefähr 80 bis 90 Meter mächtige feinsandig-tonige, dunkle Schieferserie bildet den Abschluss des Schichtenprofiles. Es wurde darin, während eines rasch erfolgten Aufstieges, in verschiedener Höhe *Claraia stachei* (SPATH, 1930) gefunden, sodass die Schiefer als eotriasisch bestimmt sind. Ein mächtiger Basaltsill bildet in 750 bis 770 Meter Höhe das Gipfelplateau des isolierten Hügels.

Im ganzen ist also über dem Karbon ein Schichtenprofil von ungefähr 450 Meter Mächtigkeit anstehend. Die Serien 1 bis und mit 4 sind sicher permisch, die Schieferserie 6 gehört der Eotrias an. Wo die Grenze zwischen Perm und Trias zu ziehen ist, kann auf Grund der kurzen Begehung nicht entschieden werden, da in der Serie 5 keine Fossilien gefunden wurden. Die Übergangsschichten von 5 weisen, ihrer lithologischen Beschaffenheit nach, den gleichen Habitus wie die untern permischen Arkosen auf, sodass man annehmen muss, sie seien in ein und demselben Sedimentationszyklus entstanden. Dieser hat sich hier wahrscheinlich über die Perm-Triaszeitgrenze erstreckt. Nimmt man die Permgrenze unmittelbar über der Serie 4 an, so misst das Zechsteinprofil an dieser Stelle mindestens 250 Meter, vermutlich gehört aber auch noch ein Teil der Serie 5 dazu.

Etwa 7 bis 8 Kilometer südsüdwestlich dieser Stelle, auf der Südseite des nächsten grossen Tales, wurden auf einem ca. 800 Meter hoch gelegenen Plateau, unmittelbar östlich der Parallelflexur, dieselben triassischen Schiefer angetroffen. Der südliche und südöstliche Teil der Hochfläche wird von einem 40 bis 50 Meter hohen Basaltsill eingenommen, der den Permschichten über den Basiskonglomeraten eingelagert ist. Eine ungefähr Westsüdwest—Ostnordost streichende kleinere Verwerfung durchschneidet das Plateau, der nördliche Teil ist abgesenkt und die Triasschichten stehen hier auf einer weiten Fläche an. Eine nach Süden gehende Bachrinne quert die Verwerfung und hat die Triasschichten angeschnitten. Auf der Ostseite des Baches stehen, nördlich der Bruchfläche, 15 bis 20 Meter graue, mergelige Permkalke und Kalkschiefer an; sie fallen an der Verwerfung mit etwa 40 Grad gegen Nordnordosten ein. Auf ihnen liegt eine gegen Norden ausflachende Schieferserie. Unten



Fig. 52. Das Permbasiskonglomerat im obersten Maanedal (Südseite).

sind es glimmerreiche, feinsandige, mergelige Platten, die nach oben in feine, dünnblättrige, sandige, z. T. tuffitähnliche Schiefer übergehen. Die Serie ist fossilreich; namentlich in den oberen Lagen liegen auf den Schichtflächen massenhaft flache Muscheln, die Schalen meist paarweise geöffnet. E. DONOVAN, der die Freundlichkeit hatte, einige der mitgebrachten Exemplare zu besehen, ist der Meinung, dass es sich um eine der *Claraia kilensis* (SPATH, 1935, p. 73) verwandte Art handeln könnte. Die am Rubjerg Knude zwischen permischen Kalken und triassischen Schiefern vorhandene Arkoseserie fehlt hier, wahrscheinlich ist sie an der Verwerfung über den Kalken abgeglitten, in einem ungestörten Profil wären sie vermutlich auch hier anzutreffen. Auch an dieser Stelle reichen also Perm- und Triasschichten gegen Westen bis an die Parallelflexur.

2. Das Perm im obersten Maanedal.

Ein Profil, ungefähr 10 Kilometer östlich Rubjerg Knude, vom obersten Maanedal aus gegen Süden, dem Punkte 995 zu aufgenommen, zeigt folgende Schichtenreihe:

1. Auf der Südseite des Talgrundes kommt, von ungefähr 350 Meter Höhe an, der Felsgrund zum Vorschein. Es sind Karbongesteine, eine Wechsellagerung von

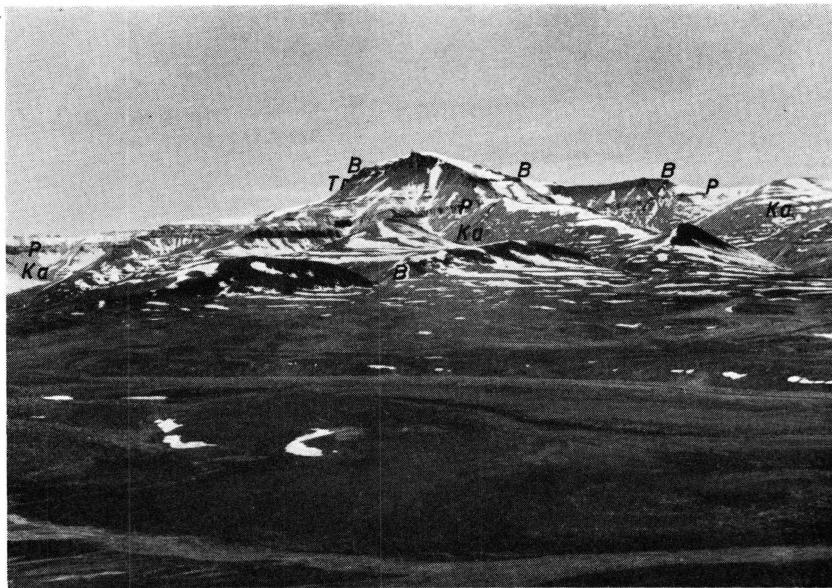


Fig. 53. Die Nordostseite von Rubjerg Knude. Unten, im Sockel des Berges, die obern Karbonserien (Ka) mit einem grossen, über die ganze Breite des Bildes sich hinziehenden Basaltschräggang (B). Das unterste Felsband, das sich gegen Osten (links) fortsetzt, wird vom Basiskonglomerat des marinen Oberperms (P) gebildet, darüber folgen Arkosen und unter dem Gipfel liegen Triasschiefer (Tr). Der Gipfel wird von Basaltsills (B) eingenommen.

grauweisslichen, grobkörnigen und geröllführenden Sandsteinen und groben Konglomeraten, mit rotbraunen bis violetten, glimmerreichen Schiefern. Die Schichten fallen mit wenigen Graden gegen Nordwesten ein. Darüber liegt auf 575 Meter Höhe

2. das dicht gepackte, grobe, undeutlich geschichtete Permbasiskonglomerat. Es reicht bis auf die Höhe von 630 Meter, hat also eine Mächtigkeit von 55 Meter. Auch hier überwiegen bei weitem die hellen Quarzite im Geröllmaterial, die grössten Blöcke messen bis zu einem halben Meter.
3. Von 630 bis 675 Meter treten plattige, rotbraune, gelblich anwitternde grobe Arkosen auf, denen einige dünne Kalklagen eingefügt sind.
4. Darauf liegen von 675 bis 690 Meter Höhe dünnblättrige, warvige Gipslagen, abwechselnd mit feinblättrigen Tonen. Auf sie folgen,
5. von 690 bis 725 Meter, graue Kalkschiefer und kalkhaltige Sandschiefer, die im oberen Teil eine dunkelgraue bis fast schwarze Färbung annehmen.
6. Mit einer harten Arkosebank setzt auf 725 Meter Höhe eine graue, grobkörnige bis feinkonglomeratische Serie ein. Die Trümmer besitzen ein konstant bleibendes Korn von höchstens 1 Zentimeter Durchmesser, grössere Quarzitgerölle fehlen. In 770 Meter Höhe tritt in dieser Serie ein junger, basaltischer Steilgang von 5 bis 6 Meter Durchmesser am Berghang aus. Er streicht in Ostwestrichtung und biegt gegen Osten eine Strecke weit in eine flache Lagerung um. Die Arkosen setzen sich bergwärts bis auf die Kuppe fort, die ungefähr 900 Meter hoch liegt. Im oberen Teil schieben sich schieferige Lagen ein.



Fig. 54. Das Ostende des Permrückens östlich Rubjerg Knude, im obersten Maanedal. Im Berghang mit den Schneeflecken stehen die oberen Karbonserien (Ka) an. Die steile Wand darüber wird von den Perm Konglomeraten (P) gebildet, über ihnen stehen permische Arkosen und Schiefer an.

Die gleiche Serie steht auch auf dem mit 995 Meter Höhe in der Karte vermerkten Punkte an, doch liegt zwischen ihm und dem Profiltracé eine kleine Verwerfung, an der die ostwärts gelegenen Schichten um ungefähr 50 Meter abgesunken sind. Die Arkosen der Serie 6 erreichen also eine Mächtigkeit von mindestens 225 Meter und das ganze Profil, von der Permbasis an gerechnet, eine solche von rund 350 bis 400 Meter.

Da in den Schichten von 6 keine Fossilien gefunden wurden, ist es unsicher, ob sie noch zum Perm gehören. Auf alle Fälle herrscht vollkommene Lagerungskonkordanz zwischen den Serien 2 bis 6, dagegen lassen sich, wenn man eine längere Beobachtungsstrecke nimmt, Diskordanzen mit dem liegenden Karbon feststellen. Doch sind sie östlich von Rubjerg Knude sehr klein. Östlich dieses Berges lassen sich die Permschichten ununterbrochen auf einer Strecke von ungefähr 12 Kilometer bis ins oberste Maanedal verfolgen. Dort sinken sie an einigen kleinen, gegen Osten an Sprunghöhe zunehmenden Verwerfungen unter die Oberfläche. Am östlichsten Bruch, wo das Perm verschwindet, stehen ostwärts graugrüne, schieferige und glimmerhaltige Sandsteine an, über denen eine monotone, rot anwitternde, gegen Osten einfallende Sandsteinserie liegt. Offensichtlich handelt es sich um Schichten der Eotrias.

Im Maanedal liegen die Permbasiskonglomerate einer stark konglomeratischen Karbonserie auf. Da in beiden der Geröllinhalt gleich-

artig ist und meist Konkordanz in der Lagerung besteht, hält es schwer, die beiden Formationen von einander zu trennen, wenn das Liegende eine Konglomeratbank ist. Dies ist z. B. der Fall an der Südostecke von Bordbjerget, im Südwesten der Rold Bjerge. Bis auf eine Höhe von 640 Meter stehen dort grobkörnige Karbonsandsteine an, dann folgt von 640 bis auf 780 Meter eine Wechsellagerung von groben Quarzitkonglomeraten und Sandsteinen. Auf 780 Meter liegt, der Lagerung nach konkordant, aber auf etwas unebener Fläche, das Permbasisiskonglomerat. Es hat fast dieselbe Beschaffenheit wie die liegenden Karbonkonglomerate, nur ist es etwas besser verkittet und von braungelben Arkosen und schwarzen Schiefern überlagert.

IV. SUMMARY

A. General remarks.

1. Area.

The area the geology of which is treated in the present paper comprises the western part of Geographical Society Ø and the northwestern part of Traill Ø. For explanation of the geological relationships, the geology of eastern Ymers Ø will also be dealt with, the greater part of the area covered with Devonian deposits between Kejser Franz Josephs Fjord and Kong Oscars Fjord thus being described.

The field investigations in this district were carried out by the author as a member of the Danish expeditions under the leadership of Dr. LAUGE KOCH in the years 1933 and 1934 and later in 1952, 1953 and 1954.

2. Geological position of the area.

The Old Red sediments in the fjord region of Central East Greenland were deposited in a broad N—S running depression within the area affected by Caledonian folding. To the west the Devonian conglomerates rest transgressively with an angular unconformity on folded pre-Cambrian, Cambrian, and Ordovician beds. A border zone of marginal conglomerates marks the approximate western boundary of the Devonian area of deposition. To the east these conglomerates pass into the sandstones of the inner part of the basin, the connection of the two facies zones is not visible on Geographical Society Ø and Traill Ø, the intervening space being occupied by Kong Oscars Fjord.

To the east the Devonian rocks are cut off by a large fault, along which the region nearest the coast has subsided; here the Devonian deposits are covered with younger sediments and lie below sea-level. This large fault was called by VISCHER the Post-Devonian Main Fault, by BÜTLER the Highland Boundary Fault. Between Kejser Franz Josephs Fjord and Kong Oscars Fjord this fault extends obliquely southwestward through the Devonian area. In some places of the down-thrown portion, east and south of the large fault line, Devonian formations crop out (Canning Land, Kap Franklin, eastern Hudson Land).

East of the large fault, late Palæozoic and Mesozoic deposits overlie a step-like arrangement of fault-blocks.

3. Position of the Devonian beds.

Within the area described here the Devonian beds have been folded so as to form flat anticlines and synclines. All the Devonian series, also those of the uppermost Devonian and the lowermost Carboniferous beds, were affected by the folding. To the west, towards the Caledonian border-land, the Old Red sandstones were more intensively folded and more heavily compressed within a narrow zone, and partially separated from their substratum. The Upper-Carboniferous sandstones of the down-thrown eastern block, however, are not affected by these folding structures. The folding can therefore be dated as early Carboniferous, and may be regarded as the manifestation of a Variscian orogenic phase in Central East Greenland. For local use the author termed it the Ymers Ø Phase (BÜTLER 1935a).

The region between Kong Oscars Fjord and Kejser Franz Josephs Fjord represents a large ancient geological depression in the continental margin of East Greenland. Along the northern edge of this depression, termed Royal Bay by KOCH (1935), the Devonian beds and their folds rise axially, in Hudson Land striking into the air. Here, in the transverse section of Moskusoksefjord, intra-Devonian orogenic movements are recognisable in the deeper Devonian beds. They were fixed through the influence of folding, thrusting, discordances, conglomerates, and breccias as well as volcanic deposits. On the basis of these phenomena the author has classified the Old Red sediments around Moskusoksefjord into orogenic series, and attempted to correlate these latter with the stratigraphic-palaeontological classifications of G. SÄVE-SÖDERBERGH (1934). The characters of such orogenic series are dealt with in detail in a paper recently published (1954).

In the southern part of Royal Bay the horizontal marine Upper Permian rests with a distinct angular unconformity on slightly folded continental Upper Carboniferous. Both on Traill Ø and in the region of Mesters Vig in Scoresby Land these beds show a crumpling into broad and flat anticlines and synclines. Their axes strike, however, in a NE—SW direction, that is, obliquely to those of the Devonian area, suggesting the presence of a younger, slightly Variscian folding activity taking place in course of the Lower Permian (Cf. BÜTLER 1935a, p. 31, and WITZIG 1954, p. 16).

B. The Devonian Series between Kejser Franz Josephs Fjord and Kong Oscars Fjord.

4. The Devonian series groups.

As type locality and as starting point for the stratigraphic classification of the Devonian series within the district dealt with, the

regions around Kap Graah on Gunnar Anderssons Land and along Celsius Bjerg in the eastern part of Ymers Ø were selected. From these places connections can be established both towards the north and the south, and after the discovery of the East Greenland Devonian by NATHORST and WOODWARD, the age of the upper series met with here has been established through numerous fossil finds and descriptions (ORVIN, 'HEINTZ, KULLING, STENSIÖ, SÄVE-SÖDERBERGH, JARVIK, WÄNGSJÖ, and FRÖHLICHER).

Westward from the easternmost point of Kap Graah occur, stratigraphically, from below upwards, light-grey coarse-grained and pebbly arkoses. They attain a thickness of more than 2000 m, still their lower boundary is not visible. These grey sandstones are paralleled with the Kap Kolthoff Series of the western Gauss Halvø, and are regarded as lower Upper Devonian. Above follows, to the west, a series of hard, in part quartzitic sandstones. They begin with a pink conglomeratic arkose-sandstone and pass into intensely red-coloured cross-bedded sandstones and conglomerates. In the region south of Kejser Franz Josephs Fjord the upper half consists chiefly of greyish-brown and greyish-green quartzitic sandstones. The lower red and the upper grey series are together called the Kap Graah Series. From their middle portions at Kap Graah i. a. the following fossils have been collected by various geologists:

- Phyllolepis orvini* HEINTZ
- Bothriolepis grönlandica* HEINTZ
- Holptychius nobilissimus* AG.
- Holptychius giganteus* AG.
- Remigolepis* sp.

Already WOODWARD, on the basis of the fossils found by NATHORST, determined the beds to be of Upper Devonian age; according to SÄVE-SÖDERBERGH they represent the upper Upper Devonian. The thickness of the Kap Graah Series on Ymers Ø can be estimated at about 900—1000 m. They are overlain, in Celsius Bjerg, by more than 900 m of younger Devonian beds, beginning with about 400 m of fine-grained marly and limy sandstones of a dark brownish-red to dark greyish-purple colour. They are remarkable by their abundance of fossils, which have principally been studied and described by SÄVE-SÖDERBERGH and JARVIK. In addition to numerous species of *Remigolepis*, *Holptychius*, and other Crossopterygians, well preserved fossil remains of *Ichthyostegids* were found in the beds. SÄVE-SÖDERBERGH called the beds the Remigolepis Series. They are followed upwards by a series of grey sandstones rather poor in fossils, the lower portion of which was first termed the Arthrodire Sandstone Series by SÄVE-SÖDERBERGH, the upper

portion the Upper Sandstone Complex. Later on he grouped these two series together into the *Grönlandaspis Series*. Owing to the discordance of the *Remigolepis* beds on *Gauss Halvø* in relation to the underlying beds, and the conformity with the overlying strata, BÜTLER united the two series groups into the *Mt. Celsius Series*. On the basis of the fossils, these upper beds were regarded by STENSIÖ, SÄVE-SÖDERBERGH, and JARVIK as the top series of the Devonian. In the tabular scheme, however, JARVIK (1950, p. 15) leaves the possibility open that the uppermost part of the series might also include deep-lying Carboniferous beds. From his observations, the author is convinced that the uppermost part of the *Mt. Celsius Series* should be regarded as lower Lower Carboniferous. A large gap in sedimentation is probably not found in this region till above the lower Lower Carboniferous.

5. Eruptives.

Eruptives and volcanic tuffs, basic as well as acid, were met with at various levels in the eastern part of Ymers Ø. West of *Celsius Bjerg*, in the middle part of the *Kap Kolthoff Series*, lies a body of basaltic extrusives, and some distance above them rhyolithic tuffs and lavas occur. At *Kap Graah*, in the uppermost portion of the *Kap Kolthoff Series*, a fossil basalt volcano composed of tuffs, effusives, and dyke rocks, was found. This upper basaltic horizon is widely distributed within the region investigated, and most of the basalt dykes in the Devonian area of Ymers Ø (including Gunnar Anderssons Land) belong to this period of eruption; the same is true of a number of basalt effusives on Geographical Society Ø and near Moskusoksefjord. At *Kap Graah*, rhyolithic bombs are met with in the lowermost red *Kap Graah sandstones*, immediately above this basalt series. And some distance farther westward, on the north coast of Gunnar Anderssons Land, fine-grained tuffs and block tuffs as well as thick rhyolithic effusives are encountered at the same level. At a somewhat higher level of the *Kap Graah Series* follow again sheets of basaltic tuffs and lavas, and in the top beds of this series group purely volcanic tuffs were likewise met with. Near Moskusoksefjord it is especially the *Kap Kolthoff Series* that are distinguished by embedded volcanic layers, but there, also, the *Kap Graah Series* are interbedded with basalt at various levels. Accordingly both series groups must have come into existence in periods of strong volcanic activity, and the intense red colour of the sandstones in these particular regions is connected with the volcanic productive activity. Along Moskusoksefjord and in Giesecke Bjerge large occurrences of acid and basic volcanites were found in the Middle Devonian series, so the orogenic character of nearly all the Old Red series is also characterised by volcanic eruptions.

6. Distribution of the Devonian series.

The distribution of the various series groups will appear from the geological map (pl. IX). The arrangement of the Devonian series follows the general rule observed within the Royal Bay, viz. that the younger beds are found to the east, the older ones to the west. Thus the occurrence of the Mt. Celsius Series is limited to the eastern part of the described Devonian area, that is to say, the anticline of Celsius Bjerg on Ymers Ø and the Remigolepis Syncline on Geographical Society Ø. As the large fault cuts obliquely southwestward through the Devonian area, the eastern Devonian areas farther southward, on Traill Ø, have subsided, on which account the youngest Devonian beds escape observation. The Kap Graah Series, however, extend farther westward. But these series, too, are chiefly to be found in the eastern part of the area, though they are still partially preserved, both on Geographical Society Ø and on Traill Ø, rather far westward in the core of the Zoologdal Syncline. The grey Kap Kolthoff Series show the greatest superficial distribution, occurring throughout the area in a N—S as well as an E—W direction. In the zone of folding along the western margin of the Devonian area, at Rødebjerg, Svedenborgs Bjerg, and Kongeborgen, still deeper series, which are not exposed in the region around Kap Graah, crop out. In their upper part they are composed of intensely red-coloured sandstones and shales, which in part represent the lateral western equivalents of the lower grey Kap Kolthoff Series. They are underlain by a darker grey, red-banded series, succeeded by a largely greyish-green, partly micaceous and chloritic, partly quartzitic, succession of series. If we compare conditions here with those around Moskusoksefjord, these deeper series must be correlated with the Kap Bull Series, which are regarded as upper Middle Devonian. Since no good fossil finds are available so far from this part of the Devonian area, we have to rely entirely on the interpretation of the structural conditions if we are to determine the age of the deeper-lying beds.

7. Lateral changes in facies.

In the Royal Bay region the various Devonian series-groups rest more or less conformably upon each other. Especially as far as the colour of the sandstones and the thicknesses are concerned, they differ greatly from those of Gauss Halvø and Moskusoksefjord.

Within the Mt. Celsius Series the Remigolepis beds show a development similar to that seen to the north, but they are only half as thick as in the central part of Gauss Halvø. North of Kejser Franz Josephs Fjord the Kap Graah Series, with the exception of a grey intercalation, are throughout their thickness of an intensely reddish-brown colour, and at their base a thick basal breccia occurs, notably

in the northeastern part of their area of occurrence. To the west and south the breccia is replaced by light-coloured coarse-grained to conglomeratic sandstones. South of Kejser Franz Josephs Fjord the red colour is only observable in the lower half of the series group. The upper part consists of grey to greyish-brown sandstones, in which the admixture of volcanic material is indicated by green or brown spots. Here, as in the Kap Kolthoff Series, the red colour is seen to decrease with increasing distance from the volcanic centres. This may to some extent be regarded as a function of the distance or proximity, as the case may be, of effusive rocks. In the Moskusoksefjord region very great variations may be met with in the Kap Kolthoff Series, even within the volcanic zone, while to the south these series present a very monotonous appearance. Around Moskusoksefjord the lower part of the Kap Kolthoff Series consists largely of grey and greyish-green micaceous sandstones, the upper part, however, in which the rhyolithes are embedded, of strongly reddish-brown streaked series interbedded with green and yellow tuffites. The upper red series present especially great thicknesses along the eastern side of the inlier and on its crest on the northern shore of the fjord. To the west, near Nordfjord, however, they pass into light-grey arkoses. In the folding zone of Rødebjerg, Svedenborgs Bjerg, and Kongeborgen the grey arkoses are underlain by intensely reddish-brown series. They correspond in some measure to the lower beds of the grey arkoses, into which they pass to the east, but they also in part represent still deeper levels. So far no volcanic centre corresponding to these beds has been observed in the western part of the Devonian area.

The still deeper-lying series to the west, which consist at the top of grey red-banded series of strata, in the lower part chiefly of greyish-green sandstones, represent the lateral equivalent to the western marginal conglomerates of the basin, which attain great thicknesses e. g. on Ella Ø. Towards the centre of the basin to the east they are doubtless underlain by still older Devonian series, and these, again, are underlain by the corresponding basal conglomerates. Thus the age of the "basal conglomerates" is different in the various parts of the Devonian basin of deposition, according whether the place in question is situated at the margin of, or in the interior of, the basin.

C. The Fold elements of the Ymers Ø Phase

(cf. fig. 2).

8. The folds.

The last fairly strong orogenic movement which folded the Devonian district of Central East Greenland is termed the Ymers Ø Phase and is regarded at present as a Variscian orogenic phase. The folds resulting

from this early Carboniferous dislocation are ascertainable throughout the whole Devonian area between Moskusoksefjord and Kong Oscars Fjord. Also in the upper series of the Middle Devonian deposits, in the down-thrown and tilted block of eastern Gauss Halvø, some remarkable broad folds, which according to their direction and arrangement belong to this fold system, occur between Margrethedal and Giesecke Bjerge. Hence it may be assumed that the greater part of the East Greenland Devonian area was included in this folding.

The anticlines and synclines formed during this phase within the region investigated have a NNE—SSW to N—S direction. To the south the broad anticlines and synclines flatten somewhat out, so towards the western limit of the Devonian area there occurs a narrower and more intensively folded compressed zone which distinctly shows that the thrusting movements of the crust were directed westward.

On Gunnar Anderssons Land and southern Ymers Ø we encounter, from the east towards the west, the following fold elements:

- a. The broad Celsius Bjerg Anticline. It subsides towards the north, to rise again beyond the broad Kejser Franz Josephs Fjord in the upwarping of Gunnbjørn Bjerg (in Hjelmbjergene). To the south conditions are further complicated by the appearance of a new element, the anticline being divided into two secondary anticlines. Thus the middle and eastern part of the anticline continues in a narrower arch in Rudbecks Bjerg, the eastern half of which has been lowered along the eastern fault. From the western part extends towards the south
 - a¹. a well developed syncline (Remigolepis Syncline), the core of which is formed by the Mt. Celsius Series, and
 - a². a flat anticline, in which the Kap Graah Series occurs *in situ*, and whose crest is found on Geographical Society Ø almost at the point marked 1280 m.
- b. The Celsius Bjerg Anticline is followed to the west on Gunnar Anderssons Land by the deep and broad Kap Graah Syncline. It subsides rapidly towards the NNE, and the Kap Graah Series are well exposed in its limb and core. North of Kejser Franz Josephs Fjord the syncline appears below Stensiös Bjerg, rising slowly towards the north and continuing through Sederholms Bjerg and Victor Madsens Bjerg to Moskusoksefjord. Here its core contains the thickly developed Mt. Celsius Series. To the SSW the axis of the syncline rises rapidly in the region of Teglbjerg, in which consequently the upper Devonian series disappear. The fold gradually flattens out, and south of Sofia Sund, on Geographical Society Ø, it is only faintly indicated, and on Traill Ø it has disappeared entirely.

- c. A marked and constant fold element is constituted by the Slippen Anticline, which follows to the west. It is traceable from Watsons Plateau on Gauss Halvø southward across Ymers Ø and Geographical Society Ø to Traill Ø. The middle and lower grey Kap Kolthoff Series crop out in its core, and some red sandstones of the Kap Kolthoff Series still occur on Gauss Halvø. Far southward this fold, also, flattens out.
- d. The broad Zoologdal Syncline on Gunnar Anderssons Land can be regarded as a southern continuation of the double syncline of the Nordfjord Graben and of Fletts Plateau. South of Duséns Fjord it is again divided into two parts by a narrow anticline extending right through its centre. The eastern branch continues as a well developed syncline southwards till some distance into Traill Ø, in its core containing the Lower Kap Graah Series. The western limb of this syncline has been thrust upon the marginal fold of the western zone.
- e. From the midmost anticline and the western branch syncline of the Zoologdal Syncline extends to the south the narrow zone of folding and thrusting along the western margin of the Devonian area. On Ymers Ø it consists of a narrow major anticline, on to which the deeper series of the syncline "d" have been thrust, and a western fore zone, in which the beds show some undulation. Some narrow slices of the basement pierce the Devonian beds. This may be interpreted as a proof that the Caledonian basement, also, was involved in the movements.

On Geographical Society Ø the fore zone is more strongly affected by the folding. The upthrust eastern covering series are folded, in the western fore zone a large asymmetrical anticline rises towards the south, and the main anticline of the intermediate zone develops into a marked westward directed overfold. The type of folding on Geographical Society Ø, differing somewhat from that of other regions, can be partially explained by the great thickness of the red clayey and more flexible beds; the more intensive folding, however, indicates a stronger pressure from the east.

On Traill Ø the flank of the eastern Zoologdal Syncline and the overfold have united so as to form a rather level overthrust mass. Below this occur a disrupted syncline and the wavy mantle of an anticline. The western front of this intensely compressed zone is unfortunately not exposed on Geographical Society Ø and Traill Ø. Along the eastern shore of Kong Oscars Fjord a folded, compressed syncline can be seen in some places in front of the transgressing anticline. And it may be assumed that still more, minor, N—S-running folds were found in the area which is to-day occupied by Kong Oscars Fjord.

9. Interpretation.

Of the region that was folded during the Ymers Ø Phase only the northwestern part is open to observation, the eastern and southern parts having subsided. To the north, towards Hudson Land, the folds are smoothed out in the upper Devonian series. To the west, near the edge of the Devonian trough, breakers folds have formed in the Devonian series separated from the basement. In the Royal Bay area a Devonian sheet of beds several thousand metres thick was crumpled by thrusting advancing from the east, and at its western edge, in front of the Caledonian border anticline, it was thrust a short distance on to the marginal zone of folding. From the amount of compression it can be concluded that the horizontally acting components of the thrusts were strongest in the area of the western Geographical Society Ø and northern Traill Ø.

Whence the thrusting in the east started, we do not know. According to the exposures found in Hudson Land, which give an idea of the basal structures of the older Devonian folds (Hudson Land Phases), it can be assumed that during the Ymers Ø Phase, also, portions of the Caledonian basement rose towards the west, giving rise to folding of the covering beds. Probably an upthrust ridge or elongated slice of Caledonian rocks is present below the Slippen-Anticline. On Gauss Halvø it may be joined with the east side of the "plis de fond" of the crystalline inlier, which came into existence during the older Hudson Land Phases in middle Devonian time. The main movement, during the Ymers Ø Phase, however, probably originated from a crystalline area within the now down-thrown eastern region.

It has previously repeatedly been pointed out by the author that parts of the eastern crystalline zone in Central East Greenland (e. g. Nørzlunds Alper-Jordanhill, near Tyroler Fjord, La Cours Bjerg-Anker Bjerg-Nordhoeks Bjerg, Clavering Ø) were uplifted in Devonian time and thrust towards the west. The directions of the various movements were somewhat divergent, so the folds and upthrusts that arose within the Devonian beds differ somewhat from each other. Such areas uplifted in Devonian time may have formed the eastern margin of the East Greenland Devonian depression. The Devonian region which, in the map, disappears gradually towards the north, and the complex synclinal zone of Payers Land, which likewise dies out towards the north, indicate where in the north the eastern crystalline areas, moved in Devonian time, meet with the more western ones.

Through the faulting setting in during the later periods the high-lying areas existing in Devonian and Carboniferous times were lowered to the east and arranged so as to form the fault-blocks en echelon, defined by VISCHER, along the continental edge. In the area of Royal Bay the

antithetic step-like arrangement of the fault-blocks in the area of Geographical Society Ø and Traill Ø passes into a synthetic one, and the ancient structures are found to have subsided to such deep levels that they are not exposed anywhere between Kejser Franz Josephs Fjord and Davy Sund.

D. The Highland Border Fault.

10. Along a distance of more than 600 km a large on the whole NNE—SSW-running fault, which appears as a marked scarp in the terrain, separates the high inner fjord district from a lower, northward narrowing, coastal zone. This line of demarcation north of Kong Oscars Fjord was termed by VISCHER the Post-Devonian Main Fault, while south of the fjord it was termed the Staunings Alper Fault. BüTLER pointed out that the portion between Kejser Franz Josephs Fjord and Kong Oscars Fjord should be regarded as a diagonal fault, as it connects a more eastern main fault in the northern area with a more western one in the southern area. As the faults bound the Carboniferous deposits on the west, it was assumed that they came into existence in early Carboniferous time, and corresponded almost to the western border of the Carboniferous depression. Since, however, the Upper Carboniferous beds, also, have been faulted, still younger dislocations must be assumed to be found at the same places.

With a view to the present work this diagonal fault along the eastern boundary of the Devonian sandstones was examined in more detail. Unlike the other sections of the large fault line, it is not very conspicuous in the terrain on Geographical Society Ø and the northern part of Traill Ø. Furthermore it shows several sharp turns, following rather a zigzag course through the two islands. The main fault, the throw of which may be estimated to range between 2000 and 3000 m, is accompanied on Traill Ø, at a distance of a few kilometres, by a parallel-running flexure. This gives rise to another down-throw of the beds amounting to several hundred metres. Since along the main fault no sediments younger than Carboniferous occur in place, no precise data as to the age of the fault can be deduced from the beds. Along the parallel flexure Permian and Triassic beds were also lowered. The young basalt dykes, however, offer some clues. Along the main fault some of them (at Kap Humboldt on Ymers Ø, in the northern part of Geographical Society Ø, and along the southern edge of Kongeborgen) were faulted, while others, thus on either side of Vega Sund, cross the fault without any fractures. Along the parallel flexure, however, all the basalts, in so far as they could be traced, have been subject to faulting. From this we may conclude that the main faulting took place at the time of the

basalt intrusions, that is, in early Tertiary time, the secondary flexure being somewhat younger. Along the whole length of the diagonal fault nothing was to be found which might be immediately indicative of a higher age of the dislocation. The term "Post-Devonian Main Fault" for this part of the large fault line seems therefore rather indefinite.

The author is of opinion that the upthrust in the southern part of Kongeborgen, also, which extends at right angles to the Devonian folds and along a short stretch is located at the margin of the large fault, is associated with the faulting.

11. The formations east of the fault.

Along the main fault line between Kejser Franz Josephs Fjord and Kong Oscars Fjord, Devonian deposits are in contact with continental Upper Carboniferous deposits. In the interior of Traill Ø, marine Permian and Triassic beds extend from the east right up to the parallel flexure.

VI. BIBLIOGRAPHY

- BACKLUND, H. G., 1932: Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Joseph Fjord in Ostgrönland. København, Medd. om Grönland, Bd. 87, Nr. 4.
- und MALMQVIST, D. 1932 a: Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation. Part I. Die basische Reihe. København, Medd. om Grönland, Bd. 87, Nr. 5.
- BÜTLER, H., 1935: Some New Investigations of the Devonian Stratigraphy and Tectonics of East Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 103, Nr. 2.
- 1935 a: Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XII, Nr. 3, S. 17—33.
- 1948: Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Joseph Fjord in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XXII, Nr. 3, S. 73—152.
- 1948 a: Notes on the Geological Map of Canning Land (East Greenland). København, Medd. om Grönland, Bd. 133, Nr. 2.
- 1948 b: Geological Map of East Greenland, Parts of Ole Rømers Land, Hudson Land, Gauss Peninsula and Ymers Island. Tafel 7 in: KOCH, L. 1950; Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—1939 conducted by LAUGE KOCH. København, Medd. om Grönland, Bd. 143, Nr. 1.
- 1954: Die stratigraphische Gliederung der mitteldevonischen Serien im Gebiet von Kap Franklin am Kejser Franz Joseph Fjord in Zentral-Ostgrönland. København, Medd. om Grönland, Bd. 116, Nr. 7.
- DALVESCO, E., 1954: Vulkanismus, Magmatismus und Metamorphose im Gebiet des nordostgrönländischen Devons. København, Medd. om Grönland, Bd. 72, 2. Afd. Nr. 7.
- DONOVAN, D. T., 1953: The Jurassic and Cretaceous Stratigraphy and Palaeontology of Traill Ø, East Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 111, Nr. 4.
- EHA, S., 1953: The Pre-Devonian Sediments on Ymers Ø, Suess Land, and Ella Ø (East Greenland) and their Tectonics. København, Medd. om Grönland, Bd. 111, Nr. 2.
- FRÄNKEL, E., 1953: Geologische Untersuchungen in Ost-Andrées Land (NE-Grönland). København, Medd. om Grönland, Bd. 113, Nr. 4.
- 1953 a: Die geologische Karte von Nord-Scoresby Land (NE-Grönland). København, Medd. om Grönland, Bd. 113, Nr. 6.
- FREBOLD, H., 1932: Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in post-devonischer Zeit. København, Medd. om Grönland, Bd. 94, Nr. 2.
- und NOE-NYGAARD, A., 1938: Marines Jungpaläozoikum und Mesozoikum von der Traill-Insel (Ostgrönland). København, Medd. om Grönland, Bd. 119, Nr. 2.
- GEODETISK INSTITUT, KØBENHAVN: Grönlandkarten 1:250 000.
73 Ø. 2 , Ymers Ø , Druck von 1939.
72 Ø. 2 , Kong Oscars Fjord, Druck von 1952.
- HALLE, T. G., 1931: Younger Palaeozoic Plants from East Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 85, Nr. 1.
- 1950: The Carboniferous Flora of East Greenland. Proceed. VII International Botanical Congress Stockholm 1950, Published 1953. S. 594—595.

- HEINTZ, A., 1930: Oberdevonische Fischreste aus Ost-Grönland. Norges Svalbard- og Ishavsundersøkelser. Oslo, Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 30.
- 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. K. Vet. Akad., Arkiv f. Zoologi, Stockholm, Bd. 41 A, No. 13.
- 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. København, Medd. om Grönland, Bd. 149, Nr. 6.
- JOHANSSON (JARVIK), E., 1935: Upper Devonian Fossiliferous Localities in Parallel Valley on Gauss Peninsula, East Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 96, Nr. 3.
- KATZ, H. R., 1952: Zur Geologie von Strindbergs Land (NE-Grönland). København, Medd. om Grönland, Bd. 111, Nr. 1.
- KOCH, L., 1929: The Geology of East Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 73, 2. Afd. Nr. 1.
- 1929 a: Stratigraphy of Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 73, 2. Afd. Nr. 2.
- 1931: Carboniferous and Triassic Stratigraphy of East Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 83, Nr. 2.
- 1935: Geologie von Grönland. Berlin, Bornträger, Geologie der Erde.
- 1950: Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—39 Conducted by LAUGE KOCH. Part. I. Notes on some Topographical and Geological Maps of East Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 143, Nr. 1.
- KULLING, O., 1930: Stratigraphic Studies of the Geology of Northeast Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 74, Nr. 13.
- 1931: An Account of the Localities of the Upper Devonian Vertebrate Finds in East Greenland in 1929. København, Medd. om Grönland, Bd. 86, Nr. 2.
- LOMBARD, A., 1953: Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. Paris, Revue de l'Inst. Français du Pétrole et Ann. des Combustibles Liquides, Vol. VIII, p. 9—57.
- MITTELHOLZER, A. E., 1941: Die Kristallingebiete von Clavering-Ø und Payer Land (Ostgrönland). København, Medd. om Grönland, Bd. 114, Nr. 8.
- NATHORST, A. G., 1900: Två Somrar i Norra Ishavvet. 2 Bd. Stockholm.
- 1901: Bidrag til nordöstra Grönlands Geologi. Geol. Foreningens i Stockholm Förhandlingar, Bd. 23, S. 275—306.
- NORDENSKJÖLD, O., 1908: On the Geology and Physical Geography of East Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 28, Nr. 1.
- ORVIN, A., 1930: Beiträge zur Kenntnis des Oberdevons Ostgrönlands. Norges Svalbard- og Ishavsundersøkelser, Skrifter Nr. 30, Oslo.
- RITTMANN, A., 1940: Studien an Eruptivgesteinen aus Ost-Grönland. København, Medd. om Grönland, Bd. 115, Nr. 1.
- ROSENKRANTZ, A., 1930: Summary of Investigations of Younger Palaeozoic and Mesozoic Strata along the East Coast of Greenland in 1929. København, Medd. om Grönland, Bd. 74, Nr. 14.
- SÄVE-SÖDERBERGH, G., 1932: Notes on the Devonian Stratigraphy of East Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 94, Nr. 4.
- 1932 a: Preliminary Note on Devonian Stegocephalians from East Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 94, Nr. 7.

- SÄVE-SÖDERBERGH, G., 1933: Further Contributions to the Devonian Stratigraphy of East Greenland. I. Results from the Summer Expedition 1932. København, Medd. om Grönland, Bd. 96, Nr. 1.
- 1934: Further Contributions to the Devonian Stratigraphy of East Greenland. II. Investigations on Gauss Peninsula during the Summer of 1933. København, Medd. om Grönland, Bd. 96, Nr. 2.
- SPATH, L. F., 1930: The Eotriassic Invertebrate Fauna of East Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 83, Nr. 4.
- 1935: Additions to the Eo-Triassic Invertebrate Fauna of East Greenland. København, Medd. om Grönland, Bd. 98, Nr. 2.
- STAUBER, H., 1942: Die Triasablagerungen von Ostgrönland. København, Medd. om Grönland, Bd. 132, Nr. 1.
- 1947: Geological Map of East Greenland (Parts of Geographical Society Ø and Traill Ø). Pl. 3 in KOCH, L. 1950. København, Medd. om Grönland, Bd. 143, Nr. 1.
- STENSIÖ, E. A:SON, 1931: Upper Devonian Vertebrates from East Greenland Collected by the Danish Greenland Expeditions in 1929 and 1930. København, Medd. om Grönland, Bd. 86, Nr. 1.
- 1934: On the *Placodermi* of the Upper Devonian of East Greenland. I. *Phyllolepida* and *Arthrodira*. København, Medd. om Grönland, Bd. 97, Nr. 1.
- 1936: On the *Placodermi* of the Upper Devonian of East Greenland. Supplement to Part I. København, Medd. om Grönland, Bd. 97, Nr. 2.
- 1939: On the *Placodermi* of the Upper Devonian of East Greenland. Second Supplement to Part I. København, Medd. om Grönland, Bd. 97, Nr. 3.
- 1939 a: Über die Fische des Devons von Ostgrönland. Mitt. d. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. 16, Nr. 6, S. 32—37.
- 1948: On the *Placodermi* of the Upper Devonian of East Greenland. Part II. *Antiarchi*: Subfamily *Bothriolepinae*, etc. København, Palaeozoologica Groenlandica, Bd. II, Medd. om Grönland, Bd. 139, Nr. 1.
- STILLE, H., 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
- VISCHER, A., 1943: Die postdevonische Tektonik von Ostgrönland zwischen 74° und 75° N. Br. København, Medd. om Grönland, Bd. 133, Nr. 1.
- VON MOOS, A. und MÜLLER, A., 1939: Sedimentpetrographische Untersuchungen im Devon von Kongeborgen in Ostgrönland. Mitt. d. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 7, S. 138—145.
- WEGMANN, C. E., 1935: Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland). København, Medd. om Grönland, Bd. 103, Nr. 3.
- 1939: Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönländs. Mitt. d. Naturf. Ges. Schaffhausen. Bd. XVI, Nr. 4, S. 82—104.
- WITZIG, E., 1951: Einige jung-paläozoische Pflanzen aus Ostgrönland. København, Medd. om Grönland, Bd. 114, Nr. 11.
- 1952: Neues zur Stratigraphie des grönländischen Karbons. Basel, Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 44, Nr. 2, S. 347—352.
- 1954: Stratigraphische und tektonische Beobachtungen in der Mesters Vig-Region (Scoresby Land, Nordostgrönland). København, Medd. om Grönland, Bd. 72, 2. Afd. Nr. 5.
- WOODWARD, A. S., 1900: Notes on some Upper Devonian fish remains, discovered by Prof. A. G. Nathorst in East Greenland. Stockholm, K. Vet. Akad. Handl. Bih., Bd. 26, Afd. IV.

TAFELN

Tafel I.

Der Ostschinkel der Kap Graahsynklinale, im östlichsten Teil von Gunnar Anderssons Land. Blick gegen Südosten. Links vorn, vom Bildrand abgeschnitten, liegt Kap Graah, dahinter, gegen rechts, der Eingang zu Duséns Fjord. Im Hintergrund, links und in der Mitte, die Nordseite von Celsius Bjerg, gegen rechts das Northern Fault Valley und Siksakbjerg.

Flugphoto E. HOFER.

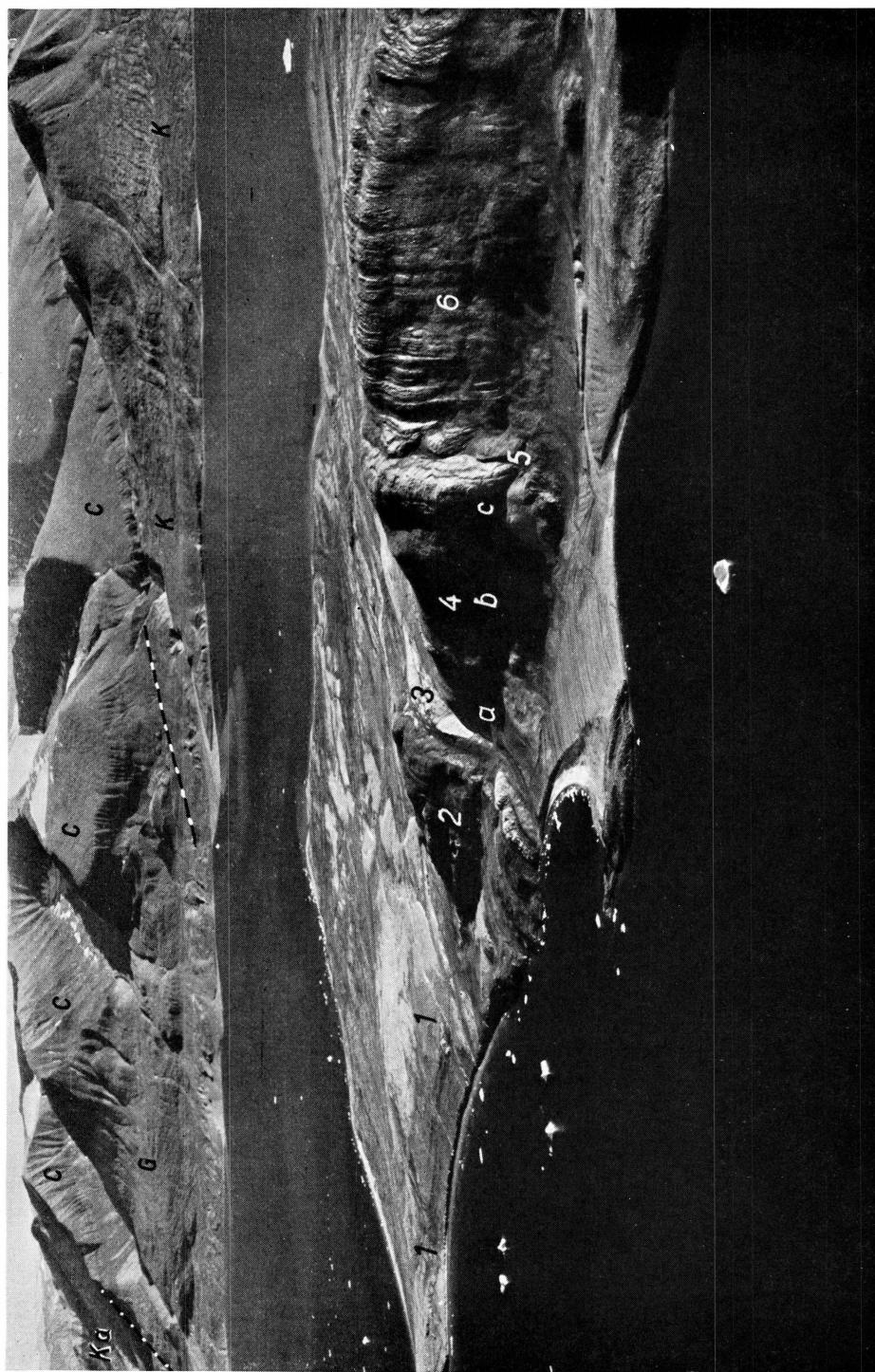
Legende: Die Zahlen entsprechen der Profilbeschreibung im Text.

- 1 graue Kap Kolthoffserien, vom Kap bis zum Basalthonigel.
- 2 Überrest eines devonischen, schräg gestellten Basaltvulkans mit Gängen, Tuffen und Ergüssen.
- 3 Helle, konglomeratische Sandsteine mit Rhyolithbomben, Basis der Kap Graahserien.
- 4 Die roten, untern Kap Graahserien:
 - a rotbraune, leicht zerfallende Sandsteine,
 - b harte, ziegelrote Sandsteine,
 - c konglomeratische Serie mit hervortretendem Schichtkopf (Konglomerat mit P. 371 m).
- 5 Schichtenconform eingelagerter, devonischer Basaltherguss, reicht bis ungefähr 200 m ü. M. und keilt dann aus.
- 6 Harte, grobkörnige Quarzsandsteine und Arkosen, rote und graue Schichten, z. T. grün getüpfelt.

Im Hintergrund:

- K Kap Kolthoffserien.
G Kap Graahserien.
C Mt. Celsiusserien.
Ka Karbon.

Gestrichelte Linien: die beiden grossen Verwerfungen an der West- und Ostseite von Celsius Bjerg.



Tafel II.

Die Umgebung von Rudbecks Bjerg, von Osten gesehen. In der Mitte der Gipfel von Rudbecks Bjerg (1322 m), dahinter der Sofia Sund und Ymers Ø mit Duséns Fjord.

Flugaufnahme des Geodätischen Institutes Kopenhagen.

- Legende: 1 Rödebjerg.
2 Barnabas Dal.
3 Southern Fault Valley.
4 Südhang von Celsius Bjerg.
K Kap Kolthoffserien, mit devonischen Basalten.
G Kap Graahserien.
C Mt. Celsiusserien.
Ka Karbonsandsteine mit abgeschleppten, jungen Basaltsills im Vordergrund.
F Verwerfungen. Hinten die Celsius Bjerg—Westverwerfung, vorn der Hauptbruch östlich Rudbecks Bjerg.



Tafel III a.

Das Gebiet östlich Rudbecks Bjerg. Blick gegen Osten auf den Karbonberg
(1300 m) mit dem jungen Basaltsill.

Flugphoto E. HOFER.

Legende: K Kap Kolthoffserien.

G Kap Graahserien.

Ka Karbonsandsteine.

Bn Basaltschlotgang.

Bs junger Basaltsill.

Bd devonischer Basaltdyke.

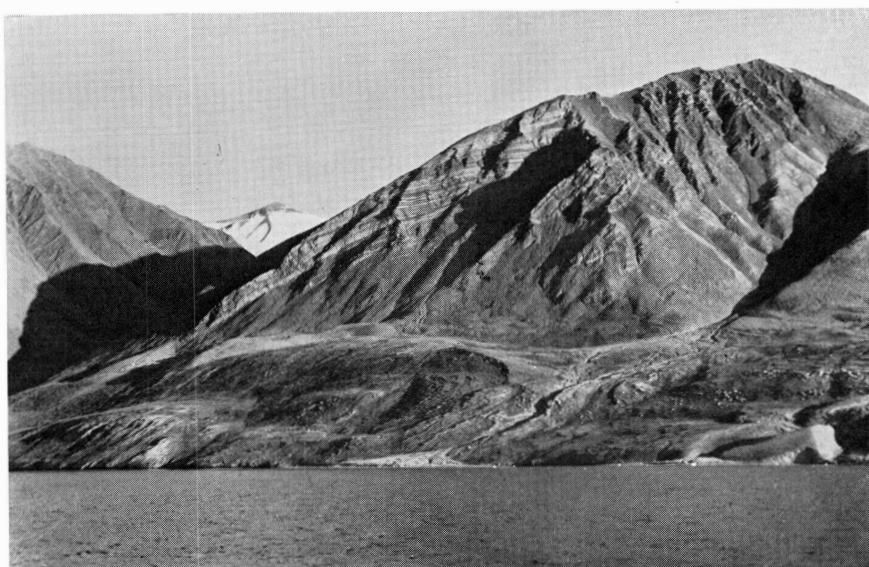
Gestrichelte Linie: Verwerfung östlich Rudbecks Bjerg.

Tafel III b.

Die überliegende Spitzfalte von Svedenborgs Bjerg, vom Sofia Sund aus
gesehen (vergleiche Fig. 19 im Text).



III a



III b

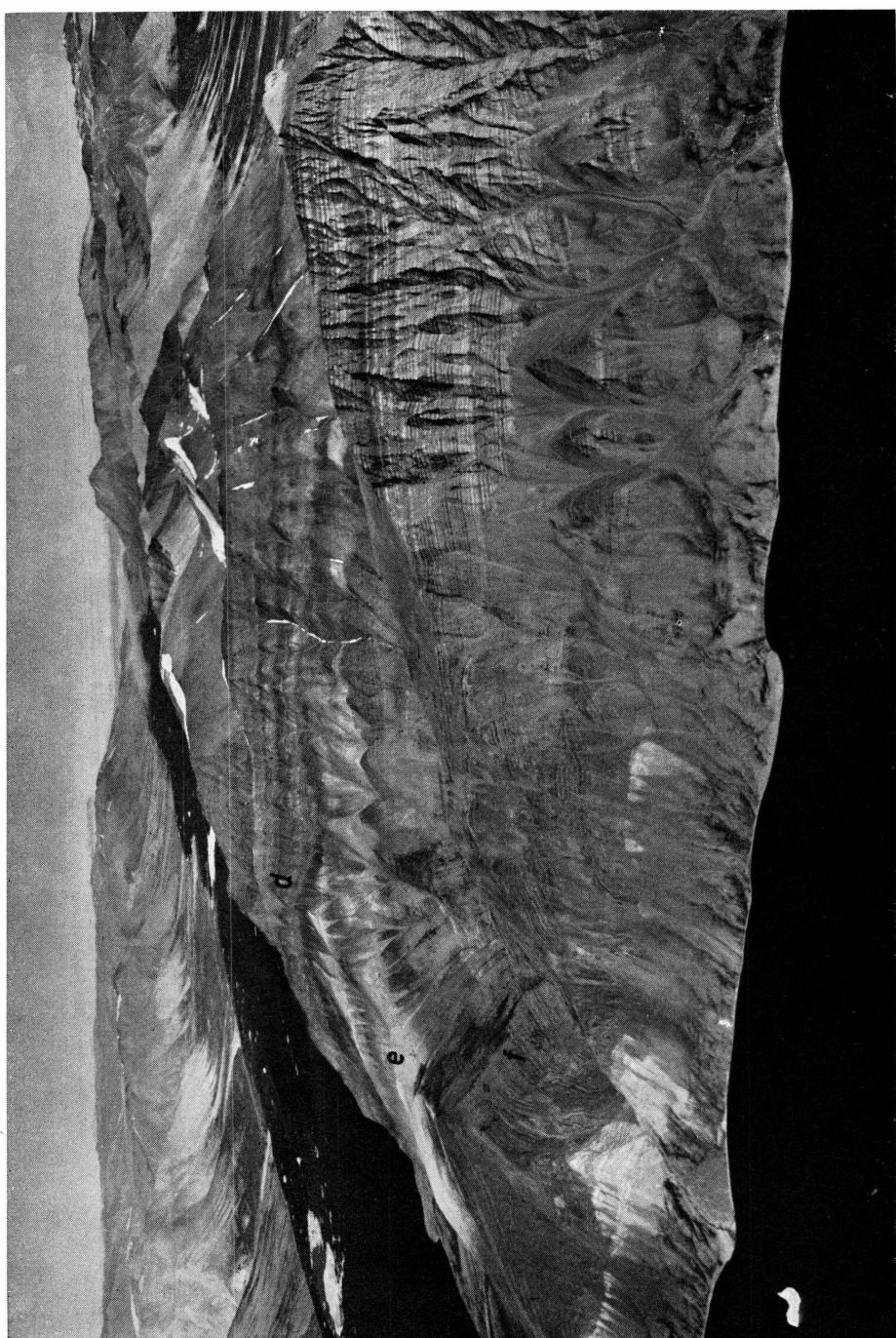
Tafel IV.

Svedenborgs Bjerg, von Westen gesehen. Links Sofia Sund, vorn Kong Oscars Fjord.

Flugphoto E. HOFER.

Vorn in der Bergwand stehen die grün und rot gestreiften, oben vorwiegend roten, tiefern Devonserien der westlichen, überliegenden Antiklinale (f) an. An ihrer Stirn biegt sie zu einer Faltenverwerfung um. Das Scharnier ist im Bacheinschnitt, links, zu sehen. Man erkennt das axiale Ansteigen des Faltenrückens gegen Süden (rechts). Die Sattelfalte ist von einer Serie heller Sandsteine umhüllt, die einerseits am Meer, links unten (vergl. Fig. 20), andererseits gegen Osten in der Synklinale (e) anstehen. Dahinter liegt der Bergzug mit der in der Längsrichtung angeschnittenen Spitzfalte (d), die in der Textfigur 19 und auf Tafel III b im Querschnitt abgebildet ist. Im Mittelgrund erkennt man die dunkle Mulde der untern Kap Graahserien bei Punkt 1582 m und weiter gegen Osten das Gebiet der grauen Kap Kolthoffserien.

Hinten: Rudbecks Bjerg.

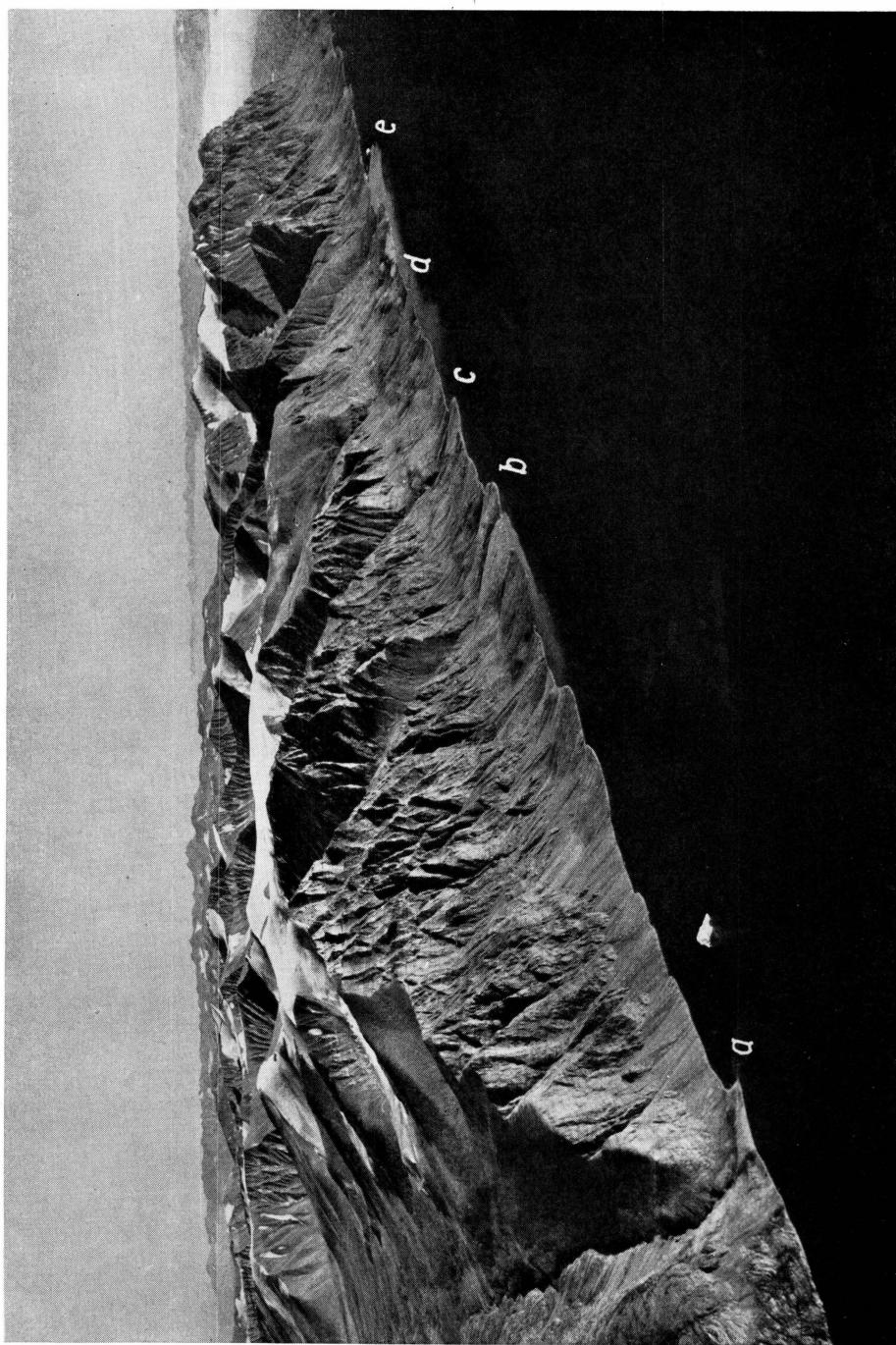


Tafel V.

Die Wand von Kongeborgen, Blick in südöstlicher Richtung. Vorn Kong Oscars Fjord, hinten Davy Sund.

Flugphoto E. HOFER.

a, b, c, d, e: Ausmündung der Taleinschnitte in den Fjord. Die Täler a und e kommunizieren gegen Osten mit langen, nach Osten abfließenden Talläufen. Zwischen den Tälern a und b liegt der Höhenpunkt 1430 m, zwischen b und c Punkt 1509 m. Im Süden (rechts) der gehobene Teil von Kongeborgen mit dem höchsten Punkt 1879 m.

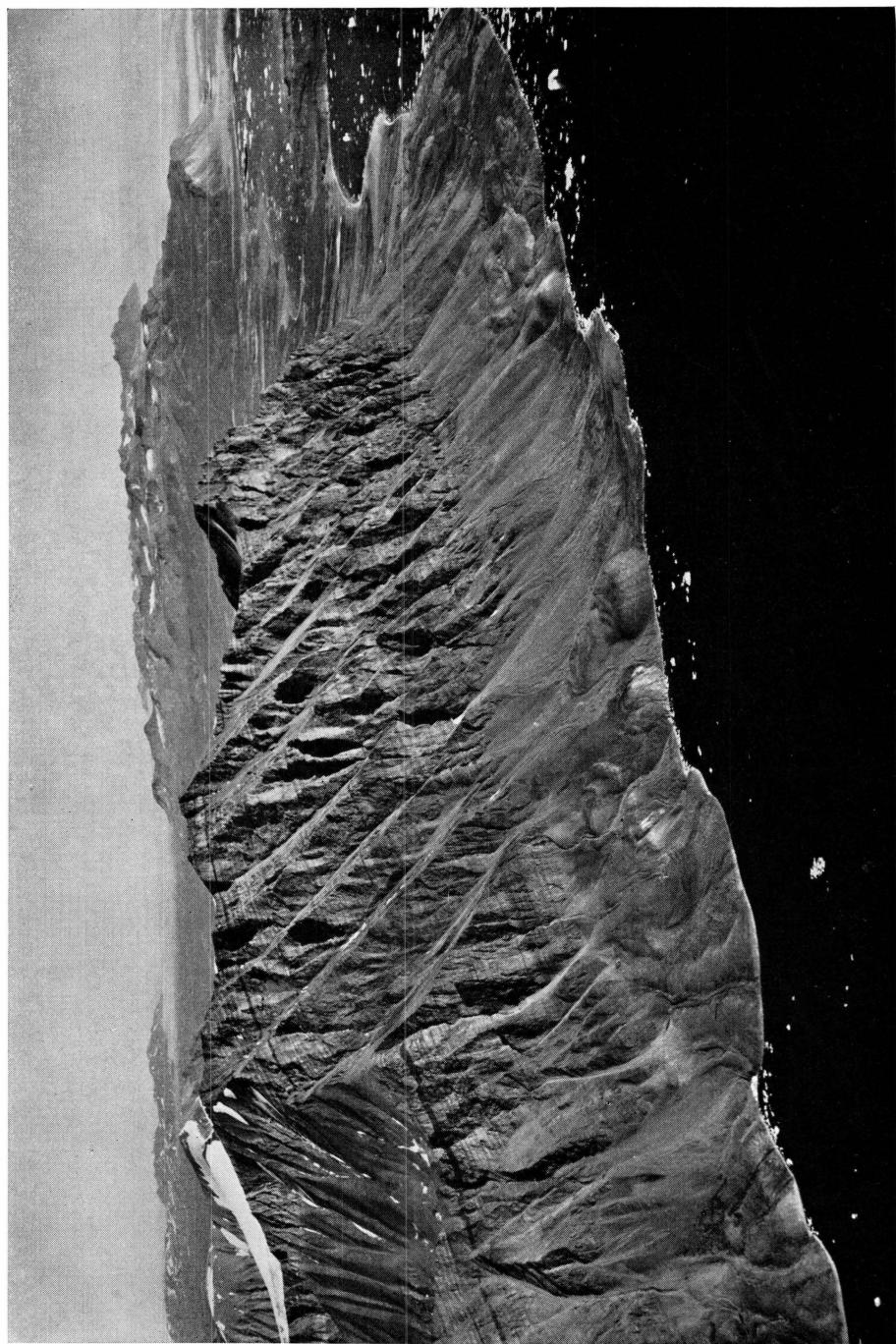


Tafel VI.

Der südliche Teil von Kongeborgen mit dem auffälligen Makroclivage. An der nördlichsten Ausweichfläche wurden die Schichten und der ihnen eingelagerte Basaltsill verschoben (Höhendifferenz ca. 350 Meter). Links, unter dem Schneefeld, erkennt man die synklinalartige Aufbiegung der Schichten (Schichten der Profilserie 6. Der Lagergang liegt in der Profilserie 3).

Den Hintergrund nimmt der südöstliche Teil der Traill Ø ein, davor liegt die grosse Talniederung des Karupely und Gudenely, die von Holms Bugt (rechts) nach dem Mountnorris Fjord im Osten führt. Blickrichtung Ost-südost.

Flugphoto E. HOFER.



Tafel VII.

Im Abbau begriffene Aufschüttungs- und Hohlformen von »Hydrolakkolithen« (man vergleiche BÜTLER 1954, Tafel V).

Unter dem Permafrostboden zirkulierendes Grundwasser, das an die Oberfläche kommt, gefriert beim Eintritt in den Frostboden. Solche Stellen befinden sich vor allem in grösseren aufgeschotterten Talböden, wo Felsriegel im Untergrund das Wasser stauen oder an Talflanken, unterhalb von Schuttkegeln. Es bilden sich im Untergrund grössere Eislinsen, die unter dem Druck des nachdrängenden Wassers, zum Teil wohl auch durch den Auftrieb gegenüber dem Gewicht der sie überlagernden, schwereren Schotter, aufstossen. Im Kleinen kann man diese Eispropfen mit aufsteigenden Salzstöcken vergleichen. Beim Abschmelzen des Eiskopfes entsteht ein geschlossener Ringwall aus Flussschottern und beim Verschwinden des Eiskernes eine kraterartige Vertiefung von mehr oder weniger kreisrunder Form, durch die das Grundwasser aufstösst und einen kleinen See bildet. Der Wall sackt zusammen und die Innenwand rutscht gegen das Becken ab. So besitzen diese kleinen »Kraterseen« in der Regel eine innen steile, aussen flachere Aufschüttung als Umrandung. Der Ablauf durchsägt sie an einer Stelle und fliest dem nächstgelegenen Flusse zu. Kommt das Grundwasser direkt zum Durchbruch, so unterbleibt die Bildung eines regelmässigen und geschlossenen Walles.

Nach einer gewissen Zeitspanne versiegt der unterirdische Zufluss oder der Austritt wird an eine andere, benachbarte Stelle verlegt. Die Ringwälle werden abgebaut, die Vertiefungen flachen aus und die Teiche verschwinden. Im untern Teil von Karupdal, auf Traill Ø, ist eine Reihe solcher kraterartiger Bildungen in verschiedenen Stadien ihres Abbaues zu sehen.

Die Figur a in Tafel VII zeigt einen bereits weitgehend abgebauten Ringwall im Norden von Traill Ø. Er liegt in einer Flussebene, am untern Ende eines von der südlichen Seite des Haupttales kommenden Schuttfächers, südlich vom Bordbjerget (Rold Bjerge), etwas westlich der Wasserscheide zum Maanedal. Der kleine See, der 30 bis 40 Meter Durchmesser hat, liegt oberhalb eines grossen Basaltganges, der das Tal überquert (der Gang ist hinten als Erhöhung im Bergange sichtbar). Der östliche Teil des Walles (ca. 8 m hoch) ist noch gut erhalten, der talwärts liegende dagegen grossenteils abgetragen. Der Wasserspiegel liegt 1 bis 2 Meter über dem Talboden. Bei unserem Besuche, gegen Ende August 1954, war der Abfluss sehr gering.

Die Figur b wurde im grossen, nördlichen Seitental von Karupelv, ca. 8 Kilometer oberhalb der Talgabelung aufgenommen. Der kleine See liegt nördlich des Berges, der sich mitten aus der Talniederung erhebt und durch seine permischen Gipsstücke auffällt. Das Bild zeigt den Abfluss des »Kratersees« gegen Süden. Der Ringwall liegt auf dem nördlichen, flach ansteigenden Talgehänge, sein Fuss ca. 12, sein oberer Rand ungefähr 30 und der Seespiegel 20 Meter über der Flussohle. Der Wall ist, mit Ausnahme der Abflussskerbe, ringsum geschlossen und weist eine Höhe von 6 bis 10 Meter über dem Wasser auf. Trotz des klaren Wassers war im Innern des Beckens kein Boden zu sehen, sodass der See ziemlich tief sein muss. Der Teich hat einen ovalen Grundriss von ca. 40 und 50 Meter Durchmesser. Aussen ist der Wall ziemlich gut überwachsen, der innere Hang dagegen ist in Bewegung und darum kahl. Die ganze Aufschüttung besteht aus lockerem Material.



Fig. a

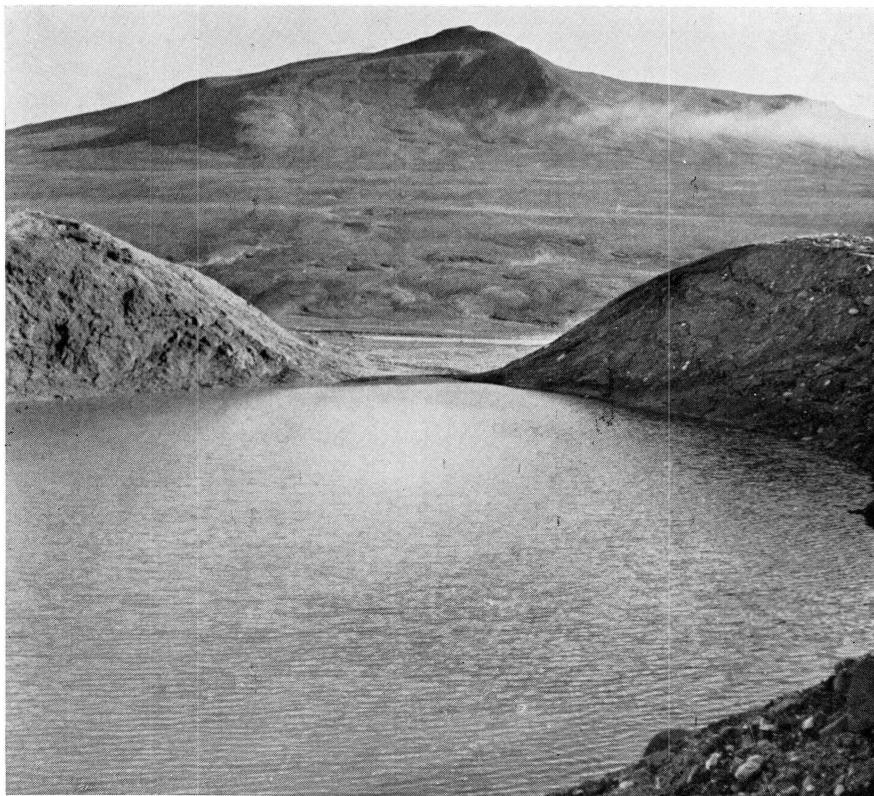


Fig. b

Tafel VIII.

a. Aufriss der Küste von Kongeborgen in 1:100 000.

Die eingezzeichneten Zahlen für die Schichtenfolge entsprechen denjenigen der Profilbeschreibung im Text, Seite 62—65.

B Basaltgänge.

F Verwerfungen.

a, b, c, d, e Taleinschnitte, von Norden nach Süden.

Die Profilzahlen IV, V, Va, VI und VII geben die Stellen an, an denen die entsprechenden Profile der Tafel X die Küste von Kongeborgen schneiden.

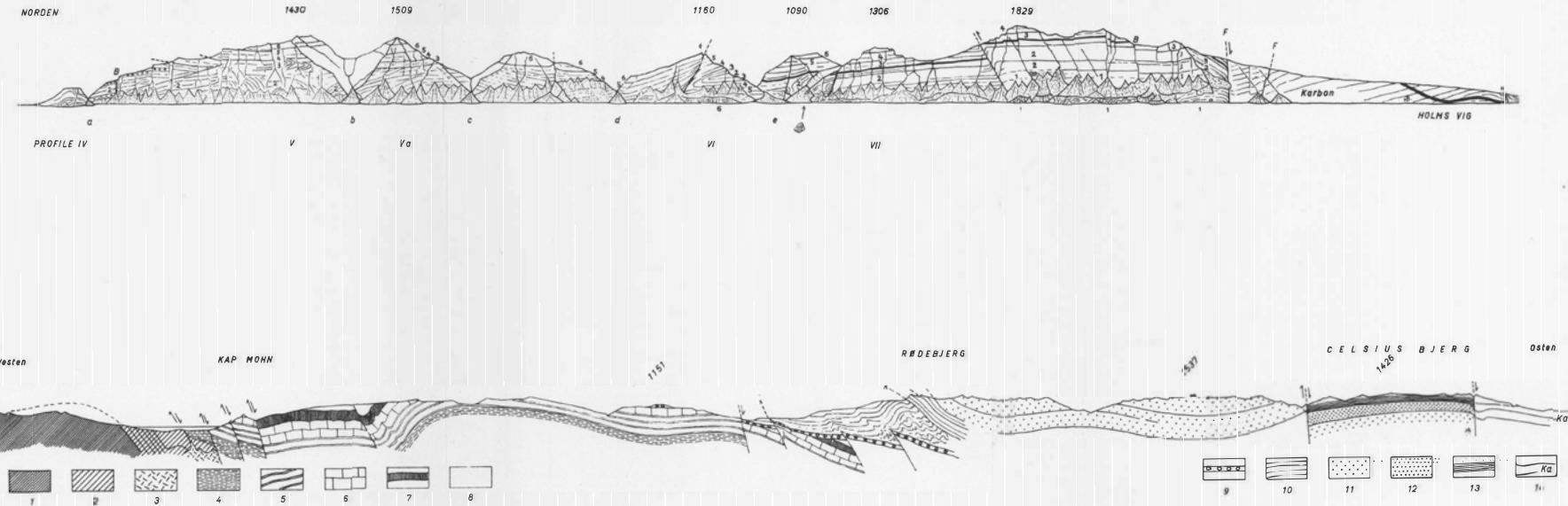
b. Querprofil durch die kaledonischen und variscischen Falten von Ymers Ø, in 1:300 000, nach BÜTLER, EHA und HALLER.

Linke Hälfte: kaledonisch gefaltetes Prädevon.

Rechts: variscisch gefaltetes Devon; zu äusserst, abgesunkenes Oberkarbon.

Legende:

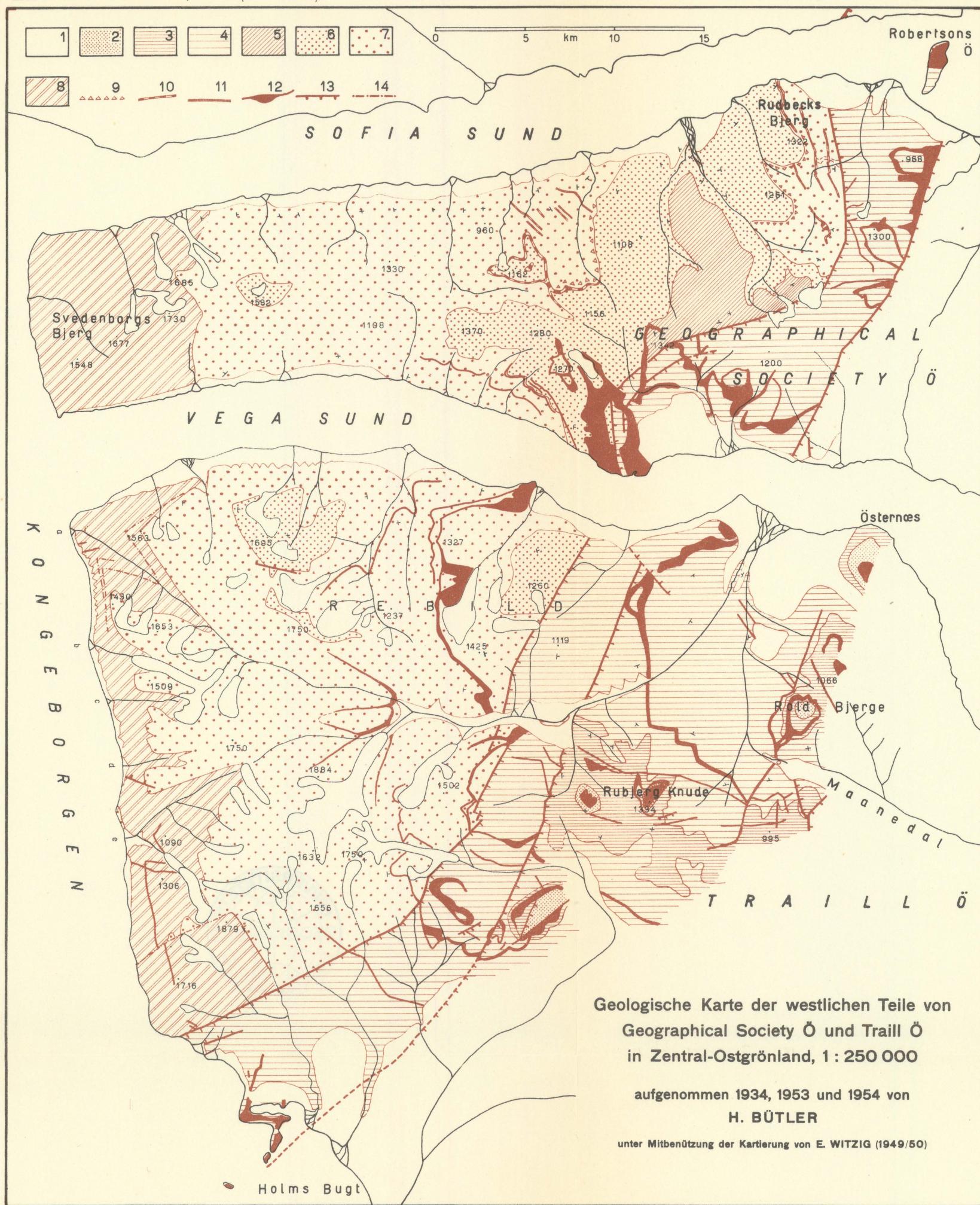
- 1 kaledonische Gneise.
- 2 metamorphe Sedimente der untern, präkambrischen Eleonore Bay Formation.
- 3 Granit.
- 4 bis 6 obere Eleonore Bay Formation:
 - 4 Quarzitserien,
 - 5 bunte Serien,
 - 6 Kalk-Dolomitserien.
- 7 Tillitformation.
- 8 Kambro-Ordovicium.
- 9 mitteldevonisches Basalkonglomerat.
- 10 gefaltete untere Devonserien (Mitteldevon).
- 11 Kap Kolthoffserien (Mittel- bis Oberdevon).
- 12 Kap Graahserien (oberes Oberdevon).
- 13 Mt. Celsiusserien (oberstes Oberdevon und unterstes Unterkarbon).
- 14 Oberkarbon.

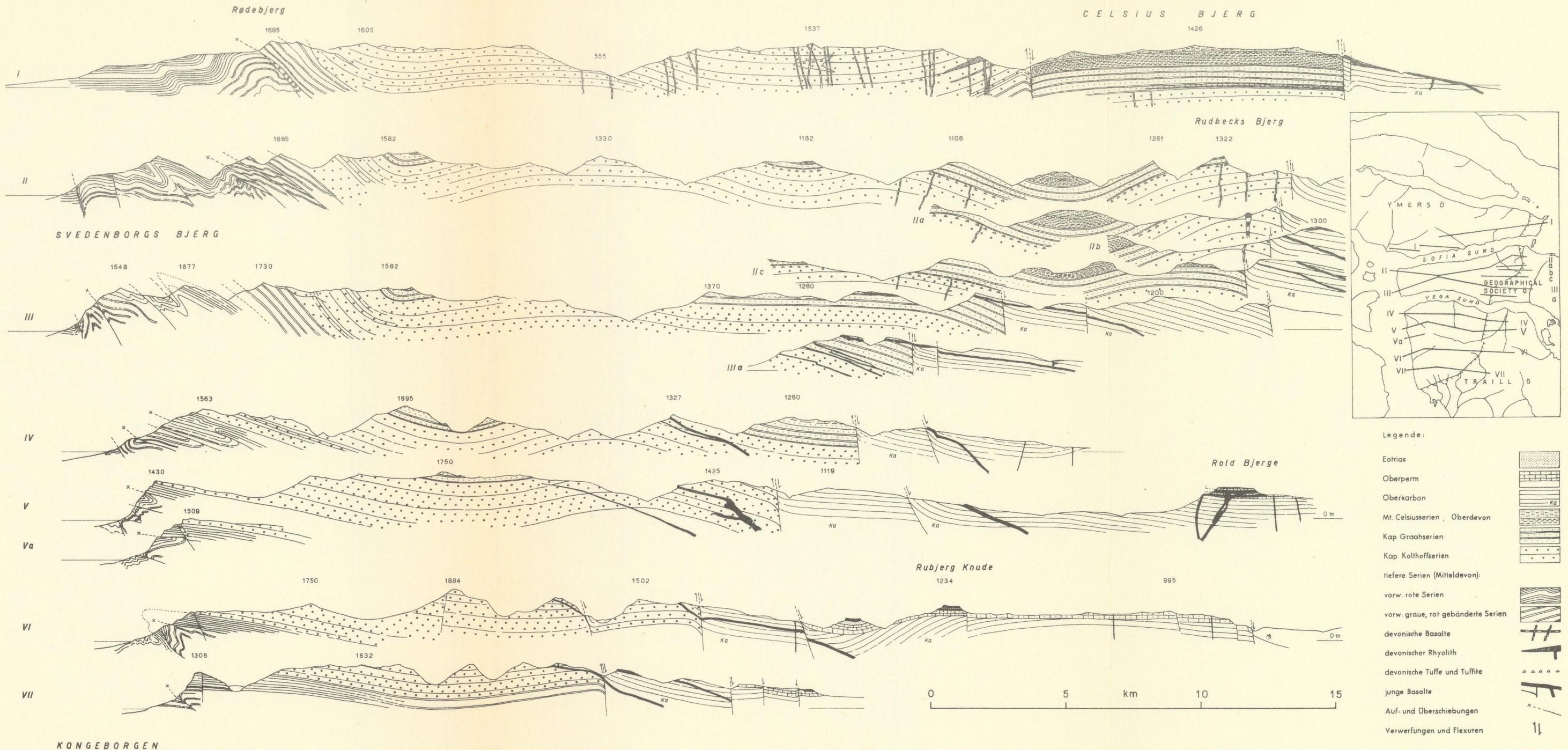


Tafel IX.

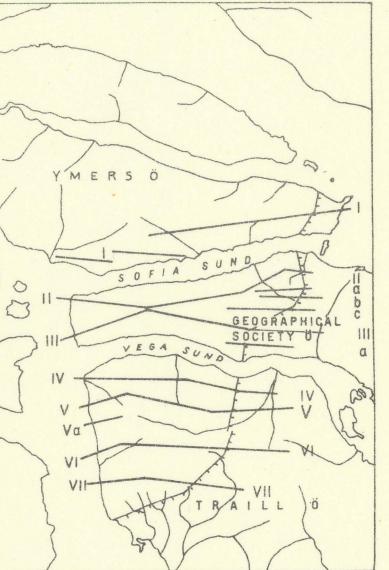
Legende zur geologischen Karte:

- 1 zusammenhängende Überdeckung des Felsgrundes.
- 2 Eotrias.
- 3 Oberperm.
- 4 Oberkarbon.
- 5 Mt. Celsiusserien, oberstes Oberdevon und unterstes Karbon.
- 6 Kap Graahserien, oberes Oberdevon.
- 7 Kap Kolthoffserien, unteres Ober- und oberstes Mitteldevon.
- 8 tiefere Devonserien, oberes Mitteldevon.
- 9 devonische basaltische Tuffe.
- 10 devonische Basalte, Gänge und Ergüsse.
- 11 devonischer Rhyolithgang.
- 12 junge intrusive Basalte.
- 13 Brüche und Flexuren.
- 14 Gleitflächen von Auf- und Überschiebungen.





GEOLOGISCHE PROFILE DURCH YMERS Ö,
GEOGRAPHICAL SOCIETY Ö UND TRAILL Ö,
in 1:150 000, von H. BÜTLER



Legende:

Eötrias	[hatched pattern]
Oberperm	[horizontal lines]
Oberkarbon	[Ka]
Mt. Celsiusserien, Oberdevon	[cross-hatching]
Kap Graahserien	[diagonal lines]
Kap Kolhoffserien	[dotted pattern]
tiefere Serien (Mitteldevon):	
vorw. rote Serien	[wavy lines]
vorw. graue, rot gebänderte Serien	[horizontal lines with red bands]
devonische Basalte	[vertical lines]
devonischer Rhyolith	[diagonal lines]
devonische Tuffe und Tuffite	[dashed lines]
junge Basalte	[solid black lines]
Auf- und Überschiebungen	[T-shaped symbols]
Verwerfungen und Flexuren	[x-shaped symbols]