

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 114 · Nr. 3

GEOLOGISK EKSPEDITION TIL ØSTGRØNLAND 1936—1938

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

DAS DEVONISCHE FALTUNGSGEBIET
NÖRDLICH DES MOSKUSOKSEFJORDES IN
ØSTGRØNLAND

BERICHT ÜBER UNTERSUCHUNGEN
AUS DEN JAHREN 1936 UND 1938 IM HUDSON- UND
OLE RØMERLAND

VON

H. BÜTLER

MIT 10 TAFELN AM SCHLUSSE DES TEXTES

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1940

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
I. Einleitung	5
II. Arbeitsplan	5
III. Geographische Uebersicht.....	7
1. Das östliche Hudsonland	7
2. Das hohe Hudsonland.....	8
3. Das Ole Rømerland	9
4. Das Bartholin-Hochland	10
IV. Stratigraphisch-regionaler Ueberblick.....	10
1. Die jungpräkambrische Eleonorebayformation	10
2. Die subkambrischen Tillite	11
3. Das Kambro-Silur	12
4. Das kaledonische Kristallin.....	12
5. Das Devon.....	14
6. Die devonischen Eruptive	16
7. Das Karbon.....	16
V. Die tektonischen Strukturelemente	17
1. Die kaledonische Wölbungszone des Bartholinlandes	17
2. Die Muldenzone des Ole Rømerlandes	18
3. Das Wölbungsgebiet des hohen Hudsonlandes	19
4. Das Senkungsgebiet des niederen Hudsonlandes	20
VI. Aufeinanderfolge und regionaler Bereich der Bewegungsvorgänge.....	22
1. Faltungen und Aufschiebungen.....	22
2. Die Bruchbildungen.....	24
VII. Berichtigungen und Zusammenfassung	26
VIII. Nachwort.....	28
Literaturverzeichnis.....	30

I. Einleitung.

Im nachfolgenden Bericht sollen die wichtigsten Ergebnisse der Feldarbeiten, die der Verfasser in den Augustmonaten der Jahre 1936 und 1938 ausgeführt hat, zusammengefasst werden. Noch sind aber nicht alle Aufnahmen ausgewertet und es ist möglich, dass die Formulierungen später ergänzt oder etwas modifiziert werden müssen. Für den Leiter der geologischen Untersuchungen in Ostgrönland, Herrn Dr. LAUGE KOCH ist es jedoch wünschenswert, einen Überblick über die Ergebnisse der unter seiner persönlichen Leitung stehenden Expeditionen zu erhalten und für die Geologen, die die letzten Jahre planmässig abgegrenzte Gebiete bearbeiteten, ist es wichtig, gegenseitig die Ergebnisse auszutauschen.

Auf Detailbeschreibungen und eingehende Begründungen wird vorläufig verzichtet. Der Bericht gibt im wesentlichen die Ansichten des Verfassers über die geologischen Strukturverhältnisse des Hudson- und Ole Rømerlandes wieder, so wie er sie auf Grund der feldgeologischen Beobachtungen gewonnen hat.

II. Arbeitsplan.

Innerhalb des Arbeitsplanes der von Dr. LAUGE KOCH nach Nordostgrönland geführten Expeditionen fiel mir die Aufgabe zu, die Lagerungsverhältnisse des ostgrönländischen Oldreds abzuklären. Der kaledonische Gebirgsbau der inneren Fjordregion war von BACKLUND (BACKLUND 1930, 1932), TEICHERT (TEICHERT 1933), WEGMANN (WEGMANN 1935) und anderen eingehend untersucht worden. In enger Fühlungnahme mit den Arbeiten WEGMANNs suchte ich den räumlichen, den qualitativen und den quantitativen Zusammenhang der spätkaledonischen Devonmolasse mit dem Gebirgskörper festzustellen. Das Devonareal bildet eine Mittelscholle zwischen der stark abgetragenen kaledonischen Gebirgszone im Westen und den postdevonischen Ablagerungsgebieten längs der Aussenküste im Osten. Diese äussere Zone war bei meinem Arbeitsbeginn noch nicht planmässig bearbeitet und

für die späteren Untersuchungen sollte, wenn immer möglich, ein lückenloser Anschluss vorbereitet werden.

Grosse paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen waren bei meinem Arbeitsbeginne im Gange. Durch die Fossilfunde von NATHORST (NATHORST 1901, 1901 a), KULLING (KULLING 1930, 1931), ORVIN (ORVIN 1930), vor allem aber durch die Einsammlungen von SÄVE-SÖDERBERGH auf Ymerinsel und Gausshalbinsel (SÄVE-SÖDERBERGH 1932, 1933, 1934), war man bereits über die stratigraphische Stellung der oberen Devonserien unterrichtet. Da diese Arbeiten weitergeführt wurden, überliess ich gerne die stratigraphisch-paläontologischen Untersuchungen vollständig den Spezialisten.

Ich begann die Feldarbeiten im Herbst 1933 im Vegasund und auf der Ellainsel, um sie dann im Frühjahr 1934 auf die Inseln Traill, Geographical Society und Ymer auszudehnen. Es ist das derjenige Teil des devonischen Ablagerungsgebietes, in dem die Devonserien konkordant aufeinanderliegen. Doch fehlen im grössten Teil des Gebietes die obersten Serien, die untersten sind nicht sichtbar und der Untergrund der Molasseablagerungen kommt im Innern des Devontroges nirgends zum Vorschein. Dagegen ist in einem schmalen Streifen am Kong Oscarfjord und quer über die Ymerinsel die Transgression der devonischen Basalserie auf dem Kaledon, längs des westlichen Trograndes, auf einer langen Strecke gut aufgeschlossen.

Im Kejser Franz Josephfjord, im Abschnitt zwischen Nordfjord und Vinterinseln, besitzen die breiten, flachen Devonfalten ihre grösste Axialdepression, deshalb sind hier beidseitig des Fjordes die jüngsten Devonschichten erhalten geblieben. In der Gausshalbinsel heben sich die Sättel und Mulden langsam gegen Norden und flachen dabei fast vollständig aus. Dadurch kommen an den Ufern des Moskusoksefjordes tiefere Devonserien an die Oberfläche, und im Sommer 1934 konnte ich in ihnen mehrere starke Diskordanzen und gefaltete oder aufgeschobene Schichtserien feststellen und das Oldred Ostgrönlands als kaledonische, orogene Molasse bezeichnen (BÜTLER 1935, 1935 a). Die Ablagerungen wurden in orogene Zyklen gegliedert und diese teilweise mit den stratigraphisch paläontologischen Serien SÄVE-SÖDERBERGHs korreliert. Die Lagerung der Sedimente an den Flanken der kristallinen Massive am Fjordufer (Inlier, La Courberg) liess erkennen, dass die lokalen Faltungserscheinungen in den Devonserien von Bewegungen devonischen Alters in der kristallinen Unterlage ausgegangen waren.

Nördlich des Moskusoksefjordes setzt sich die Axialhebung des Devons weiter fort und man konnte erwarten, dass in den Tälern des Hudsonlandes der Unterbau der Molassefalten ansteht und Aufschlüsse sichtbar werden, die gestatten, Rückschlüsse auf den Mechanismus des Zusammenschubes im Molassetrog zu ziehen.

Die Reise durch einige grosse Täler des Hudsonlandes im August 1936 (vergl. Tafel 1) galt nun der Aufgabe, die tieferen Strukturen der devonischen Falten zu analysieren und daraus den Bewegungsmechanismus abzuleiten. Die Altersfolge war aus der Lagerung der Sedimentserien am Moskusoksefjord bereits bestimmt worden; sie wurde durch die gegenseitige Lage der Falten im Landinneren bestätigt. Die Strukturen des Unterbaues sind dagegen wesentlich komplizierter, als aus den einfachen Faltenformen der Deckserien geschlossen werden konnte.

Im Vispertal wurde auf dieser Reise der Westrand der devonischen Aufschiebungszone erreicht. Jedoch blieb die Frage unbeantwortet, wie, und wie weit sich die Bewegungen auf das westliche Vorland, gegen die älteren, kaledonischen Falten, ausgewirkt haben. Dieses Vorland zwischen Waltershausen- und Wordiegletscher war zudem in geologischer Hinsicht sehr wenig bekannt. Im August 1938 konnte ich auch dieses Gebiet bis zum Voghtberge durchqueren und in den Hauptzügen die strukturelle und fazielle Verbindung mit den südlichen und östlichen Gebieten herstellen.

III. Geographische Uebersicht.

In der Kartenskizze (Tafel 1) sind die Lagerplätze der beiden Sommerreisen eingetragen. Aus ihr kann entnommen werden, welche Routen benützt und welche Gebiete näher untersucht wurden.

Auf einem Querschnitt durch das Gebiet in südost-nordwestlicher Richtung, etwa vom östlichen Teil des Moskusoksefjordes bis zum Voghtberg, lassen sich vier Zonen abgrenzen, die in morphologisch-topographischer Hinsicht sehr verschieden sind. Sie entsprechen ebenfalls vier verschiedenen geologischen Bauzonen.

1. Das östliche Hudsonland zwischen Loch Fine und dem Steilabfall auf der Ostseite des westlichen Hudsonlandes.

Eine Bruchlinie mit sehr grossen Vertikalverschiebungen streicht vom Prospektal an die Wordiebucht und gab Anlass zur Herausbildung eines markanten Steilrandes, der das hohe Hudsonland im Westen der Verwerfung von dem tieferen östlichen Gebiet, dem niederen Hudsonlandblock trennt. Dieser Block besass vor Beginn des heutigen Erosionszyklus eine weitgehend ausgeebnete und etwas gegen Südwesten abfallende Oberfläche. Gletscher und Flüsse haben daraus in der Glazial- und Postglazialzeit breite Täler ausgehoben und die Hochfläche in einzelne, gegen das Innere des Blockes ziemlich sanft abfallende Massive aufgelöst; immerhin sind noch einige Plateaureste der alten Hochfläche erhalten geblieben (vergl. Fig. 2).

2. Im Gegensatz zu den weiten, flachabgedachten Landschaftsformen des östlichen Hudsonlandes steht das westliche, **hohe Hudsonland** mit steilen, alpinen Geländeformen: spitzen Gipfeln, scharfen Gräten, Gletschermulden und Karen, langen schmalen Talgletschern, steilwandigen Trogtälern und schluchtartigen Einschnitten (vergl. Fig. 3).

Aber auch in diesem Gebiet fügen sich die Gipfelhöhen einer alten, jedoch höhern Landfläche ein. Diese wölbt sich etwas gegen die Mitte auf und die Linie Whitthardberg-Saussuremassiv-Snehvide gibt ungefähr die Kulmination an; beidseitig, sowohl nach Südwesten wie nach Nordosten nehmen die Gipfelhöhen ab. Aus dieser alten, gehobenen Abtragungsfläche ist im Laufe einer längeren Erosionsperiode eine alpine Gipfelflur herausziseliert worden; im südlichen Gebiet, im Moskusokseland, ist, begünstigt durch die flache Lagerung der oberen, harten Devon-sandsteine, der Plateaucharakter erhalten geblieben.

Gegen Nordwesten ist, geologisch betrachtet, das hohe Hudsonland ebenfalls durch Verwerfungen abgegrenzt, doch treten diese in der Landschaftsgestaltung nicht stark in Erscheinung. Der morphologische Uebergang ins Nachbargebiet geschieht hier an einem gegen Nordwesten abfallenden Antiklinal-resp. Synklinalschenkel, der in eine breite Muldenzone überleitet. Zwei grosse, ineinander gehende Täler, das Johan Davidsen- und das Promenadetal folgen dem Streichen des Fal-tenschenkels und scheiden das Hudson- vom Ole Römerland. Von geologischen Erwägungen ausgehend, bezeichnen wir im folgenden das hohe Hudsonland als den hohen Hudsonlandblock und ziehen die Grenze nicht durch das grosse Längstal, sondern etwas südöstlich davon den Bruchlinien des Gewölbescheitels entlang (vergl. Fig. 4).

Lange, tiefeingeschnittene Quertäler durchschneiden in nordwest-südöstlicher Richtung die geologischen Strukturen des hohen Hudsonlandes. Der in derselben Richtung verlaufende Wölbungsscheitel der alten Rumpffläche ist beiderseits von einer solchen Talfurche flankiert, Stortal auf der nordöstlichen, Visper-Granittal auf der südwestlichen Seite. Auch das Tal, in dem der untere Wordiegletscher und die Wordiebucht liegen, der mittlere Moskusoksefjord und der äussere Kejser Franz Josephfjord, halten dieselbe Richtung inne.

Die Umwandlung der alten Rumpffläche in die junge Gipfelflur des hohen Hudsonlandes setzt voraus, dass eine starke Landhebung in verhältnismässig junger Zeit stattgefunden hat, und ferner, dass das Gebiet lange aus der Inlandeisdecke herausragte. Der Eisrand lag längere Zeit am Nordwestrande des hohen Hudsonlandblockes und sandte von dort aus Eiszungen durch die tiefen Quertäler bis ins niedere Hudsonland hinunter.

Die Entwässerung des hohen Hudsonlandes war ursprünglich vorwiegend gegen Nordwesten, gegen die Sammelrinne Promenade-Johan

Davidsental gerichtet. Die alten, hochgelegenen Terrassen im Ankerbergtale senken sich von der Nordwestseite des Högbombes gegen Nordwesten über den Uomopass zum Vispertal hinab. Am Steilabfall der Ostseite des hohen Hudsonlandes haben sich die Gewässer erst in jüngerer Zeit eingetieft und ihre Wasserscheiden nach Westen verlegt. Es kam dadurch zu Flussverlegungen und Anzapfungen, die Quellflüsse der Visp wurden sowohl vom heutigen Ankerberg- wie vom Granittal her erobert und in entgegengesetzter Richtung abgeleitet. Die grosse Reliefenergie der Gewässer am Ostrand und die Flussablenkungen im Innern des hohen Hudsonlandes weisen darauf hin, dass an der grossen Verwerfungszone, die diesem Steilrande entspricht, in geologisch junger Zeit die Schollen sich verschoben.

3. Das hohe Hudsonland geht gegen Nordwesten in das niedrigere **Ole Rømerland** über, in dem weite, wellige und mit viel Gletscherschutt überdeckte Hochflächen dominieren. Morphologisch tritt vor allem die Fjældlandschaft heraus, die durchschnitten ist von trogförmigen, seengefüllten Tälern. Die regionale Eisbedeckung ist hier sehr spät verschwunden, sodass die Grundzüge eines vom Gletscher flächenhaft bearbeiteten Fjældes (Vidda) erhalten sind. Die Plateaulandschaft breitet sich über eine komplexe, weite Synklinalmulde aus, und wir bezeichnen diese dritte Landschaft als Muldenzone des Ole Rømerlandes.

Auf der Nordost- und der Südwestseite ist das Gebiet durch breite Eisströme abgeschnitten. Diese schicken aus ihren oberen Teilen seitliche Gletscherzungen, gewissermassen Ueberläufe ins Innere des Landes. Die Schmelzwässer durchfliessen zunächst die nordwest-südost gerichteten Quertäler, um dann längs des Südostrandes der Muldenzone in der grossen Talrinne wieder an die Peripherie des Gebietes, an die beiden Ausgangsgletscher geleitet zu werden. Das grosse Längstal sammelt die Gewässer, die aus dem Innern des Ole Rømerlandes und teilweise aus dem hohen Hudsonlande kommen. Durch grosse Moränen ist es in zwei Talstücke zerlegt, das Johan Davidsental mit dem Vrangfluss, der gegen den Waltershausengletscher, und das Promenadetal mit dem Vibeckefluss, der gegen den Wordiegletscher ausmündet. Beide Flüsse werden aus langen Talseen, die alte Zungenbecken ausfüllen, gespiesen. Am Vibeckesee reicht das Gletscherende in den See hinein, währenddem der Krumme Langsee von drei getrennten Gletscherbächen gefüllt wird. Ueber den heutigen Seeständen, vor allem gilt dies vom Krummen Langsee, liegen in geringen Abständen viele kleine Uferterrassen übereinander. Sie bestehen aus ausgewaschenem Moränenmaterial und zeigen frühere Stauhöhen der Seen an. Die Seenden liegen hinter Moränenkränzen, von denen die äusseren, höher gelegenen, bereits von den Abflüssen durchsägt sind.

Die Ausgänge des Johan Davidsen- und des Promenadetales sind zeitweise durch die beiden grossen Eisströme abgesperrt. Der Vrangfluss verschwindet unter dem Waltershausengletscher. Wird sein Ablauf gehemmt, so bildet er neben dem Gletscher einen See, in dem sich der Schlick absetzt; fliesst der See aus, so schneiden die Flussarme kleine Canyons in den trocken gelegten Seeboden ein. An der Stelle, wo das Wasser unter dem Eise verschwindet, bildet sich im Sommer oft eine weithin sichtbare Nebelwolke, und bei starken Wind wird der ausgetrocknete Sand des Seebodens hoch aufgewirbelt. Der Vibeckefluss dagegen fliesst dem Rande des Wordiegletschers folgend in die Wordiebucht. Doch wurde früher das Promenadetal durch höhere Stände des Wordiegletschers abgeriegelt. Es beweisen dies einige sehr schön ausgebildete fluvioglaziale Schotterterrassen im mittleren und oberen Promenadetal. Der Vibeckegletscher bedeckte damals noch das ganze Seearéal und sein Abfluss war zeitweise so hoch gestaut, dass ein Überlauf ins Johan Davidsental sich bilden konnte. Die oberste Terrasse reicht bis auf die Wasserscheide zum Stortal. Dieses hat zuzeiten den Vibeckefluss aufgenommen und das Wasser quer durch das hohe ins niedere Hudsonland geleitet. Damit erklärt sich die Grösse dieses Tales, und die starke Aufschüttung in der Flussniederung, (vergl. Fig. 4 und 5).

4. Am Voghtberg beginnt mit einem 300 bis 400 Meter hohen, gegen NW. aufsteigenden Rand eine höhere Fjældlandschaft, das **Bartholin-Hochland**. Ihre wellige Hochlandfläche steigt langsam gegen Nordwesten, zum Indlandeise an. Auch dieses Gebiet ist durch tiefe Trogtäler zerschnitten, und das Inlandeis beschickt sie mit langen Gletscherzungen. Der Ausgang der Täler ist ebenfalls durch Gletscher abgedämmt und hinter den Eiswällen liegen tiefe Stauseen mit stark wechselnden Wasserständen. WEGMANN hat auf die Wirkung der Entleerung solcher eisgestauter Seen in Ostgrönland hingewiesen (WEGMANN 1935 b).

IV. Stratigraphisch-regionaler Ueberblick.

Der Felsgrund des untersuchten Gebietes im Hudson- und Ole Rømerland besteht einerseits aus den Gesteinen des kaledonischen Gebirges: jungpräkambrischen und altpaläozoischen Sedimenten der kaledonischen Synklinale und Kristallin der kaledonischen Orogenese, andererseits aus dem Abtragungsmaterial des Gebirgsrumpfes: den spätorogenen Molassesedimenten des Devons und Karbons.

1. Die **jungpräkambrische Eleonorebayformation** der ostgrönländischen Fjordzone setzt sich nördlich des Kejser Franz Joseph-

fjordes durch die Strindberghalbinsel nach dem Ole Rømerland fort. Entgegen der von TEICHERT (TEICHERT 1933) ausgesprochenen Meinung ist kein wesentlicher Fazieswechsel gegenüber den südlicheren Gebieten zu konstatieren. Auch im Ole Rømerland können wir die Formation in eine untere, vorwiegend dunkle, tonig-quarzitische Schieferserie, eine mittlere quarzitisch-dolomitische bunte Serie und eine obere graue Kalk-Dolomitserie gliedern.

Die drei Serien bilden im Ole Rømerland die Umhüllung einer breiten, in nordöstlicher Richtung streichenden Synklinalmulde. Beidseitig steigen die Muldenschenkel ziemlich steil auf und werden beim Uebergang in die Antiklinalgewölbe von Verschiebungsflächen abgeschnitten.

Im Hudsonland ist die Eleonorebayformation auf bestimmte tektonische Zonen beschränkt. Man findet sie vor allem auf der Ostseite, d. h. auf der Rückseite der gegen Westen aufgestossenen Kristallinmassive. So gehört zum Inlier-Vispertalkristallin die Eleonorebayformation der Colletbergzone. Es ist dies der einzige Ort in den Hudsonlandblöcken, wo die ganze Serie einigermaßen vollständig erhalten ist. Gegen Süden werden die gefalteten Schichten der Colletbergzone von flach liegendem, jüngerem Devon überlagert und gegen Nordosten, zwischen Dyben- und Stortal, vom aufgeschobenen Nörlundalpenkristallin schräg überschritten. Im niederen Hudsonlandblock ist, soviel ich feststellen konnte, nur die untere Serie der Eleonorebayformation, in der Vuache-Salève-Ankerbergzone, vertreten. Sie gehörte ursprünglich zur Rückseite des Nörlundalpenkristallins (vergl. die Fig. 2, 3, 7 und 10).

Die Gesamtmächtigkeit der Eleonorebayformation lässt sich im Ole Rømerland auf ungefähr 6 bis 7 Kilometer berechnen. Die Mächtigkeit der unteren Quarzitserie ist aber nur mit etwa 1000 bis 1500 Metern gezählt, da die Gneise hoch in diese Serie hinaufreichen. Ebenso fehlt der oberste Teil der Kalk-Dolomitserie, er ist abgetragen und in die Konglomerate und Brekzien der subkambrischen Tillitserie umgelagert worden.

2. Die subkambrischen Tillite, die im Jahre 1929 in Ostgrönland von POULSEN und KULLING entdeckt wurden (POULSEN 1930, KULLING 1929), lassen sich durch die Ole Rømerlandsynklinale bis an den Wordiegletscher verfolgen. Die Tillite habe ich anlässlich früherer Arbeiten auch am Südrand der Syltoppene, in der Nähe der Menanderinseln beobachtet. So verlängert sich die bis heute bekannte Ausdehnung innerhalb der kaledonischen Sedimentzone auf über 200 Kilometer. Die Tillite liegen auch im Ole Rømerland auf der Kalk-Dolomitserie der Eleonorebayformation. Die Mächtigkeit der Tillite wechselt im Ole Rømerland sehr stark. Am Waltershausenglischer, in der Nähe des

Aasesees misst man nur ungefähr 80 Meter Konglomerate und Sandsteine. Die darauf liegenden dunklen Schiefer, die der Tillitcanyonformation **POULSENS** (POULSEN 1930) entsprechen dürften, sind ungefähr ebenso mächtig. Dem obersten Teil der Schiefer sind viele Gerölle und Blöcke eingebettet, und die Ablagerungen zeigen grosse Aehnlichkeit mit den aus Nordschweden durch **KULLING** (KULLING 1938) kürzlich beschriebenen Vorkommen.

Im Promenadetal steigt die Dicke der eigentlichen Tillitserie auf 400 bis 500 Meter an. Feinere und gröbere Brekzien wechseln ab mit dunklen violetten oder gelblich-grünen Sandsteinen und quarzitischen Bänken. Die Trümmer der konglomeratischen und brekziösen Lagen im untern Teil der Tillite stammen auch hier ausschliesslich aus der Kalk-Dolomitserie der Eleonorebayformation (vergl. Fig. 4).

3. Der Kern der grossen Muldenzone des Ole Rømerlandes besteht aus **kambro-silurischen Schichten**. Auch in dieser Sedimentserie lässt sich eine weitgehende Uebereinstimmung mit den von **POULSEN** (POULSEN 1930) vom Geolog- und Kejser Franz Josephfjord beschriebenen Formationen und Faziesverhältnissen feststellen. Die Schiefererien zwischen Tilliten und Ella Islandformation sind auf Kosten der Quarzite etwas mächtiger ausgebildet, als im Süden. Die darüber lagern den Kalke kann man vom Hjørneberg am Krummen Langsee über den Seerücken und die Albert Heimberge bis nach Rødøen am Wordiegletscher verfolgen. Über den Kap Weberkalken der Heimberge scheint noch eine ziemlich mächtige Kalkserie vorhanden zu sein. Vielleicht wären hier die jüngsten Schichtglieder der kaledonischen Geosynklinale Ostgrönlands zu finden.

Im hohen Hudsonland stehen kambro-silurische Kalke nur an einigen Stellen an. Die in devonischer Zeit durch die Eleonorebayformation gestossenen Kristallinkeile haben stellenweise das Kambro-Silur abgehoben und zu ganz anormalen Kontakten gebracht. Es umhüllt in der Inlier-Vispertalzone als verschuppte Schichtenpakete die Stirnregion des Kristallins. Im niederen Hudsonland ist das Kambro-Silur verschwunden. Es ist dort mit der oberen Eleonorebayformation ganz der Abtragung zum Opfer gefallen. Die mittleren devonischen Serien lagern in diesen östlichen Gebieten direkt den Quarziten der Eleonorebayformation auf (vergl. die Fig. 5, 8 und 12).

4. Mit dem Sammelnamen **kaledonisches Kristallin** werden im folgenden Gesteine bezeichnet, die einesteils noch deutlich als metamorphe Sedimente der untern Eleonorebayformation angesprochen werden können, anderenteils dagegen als stark migmatisiert oder vollständig granitisiert bezeichnet werden müssen. Die Ansicht, dass die

Gesteinsumwandlung im Laufe der kaledonischen Orogenese erfolgte, wurde vor allem von KOCH, BACKLUND und WEGMANN vertreten; WEGMANN kommt auch zur Ueberzeugung, dass vorhandenes präkambrisches Kristallin dabei so weitgehend verändert wurde, dass es ebenfalls als kaledonisch bezeichnet werden muss.

Die Kristallingebiete in der bis jetzt untersuchten kaledonischen Zone des ostgrönländischen Küstengebietes wurden von den genannten Autoren in eine grosse, langgestreckte innere Zone und in mehrere kleinere, äussere Zonen geschieden (vergleiche KOCH 1935, Fig. 10, S. 136). Die innere, westliche Zone ist im nördlichen Teil von der äusseren durch gefaltete präkambrische und kambro-silurische, streckenweise durch devonische Sedimente getrennt, die äusseren, östlichen Massive unter sich durch jüngere Tafelsedimente.

Äussere und innere Kristallinzone konvergieren im ganzen genommen gegen Norden, sodass das Areal der gefalteten kaledonischen Sedimente dazwischen immer schmaler wird. BÜTLER (BÜTLER 1935 a, 1937) hat die Meinung vertreten, dass die äusseren Kristallinmassive durch devonische Schubbewegungen heraufgepresst wurden, VISCHER weist nach (VISCHER 1938), dass ihre heutige morphologische Heraushebung ausserdem der Bildung von Brüchen und Kippbewegungen der einzelnen Schollen zu verdanken ist.

Bei den Untersuchungen im Hudsonland war die Frage zu prüfen, ob die devonischen, tektonischen Bewegungen Änderungen im vorhandenen Kristallinmateriel bewirkten, ob Migmatite und kristalline Schiefer vorhanden sind, die im Devon entstanden.

Die innere Kristallinzone wurde am Walterhausengletscher im Gebiete des Voghtberges erreicht. Sie erscheint dort im Kern einer grossen, gegen Norden ansteigenden Antiklinale. In den drei westost gerichteten Quertälern oberhalb des Krummen Langsees ist der Uebergang von den Quarzitschiefern der Eleonorebayformation zu Phylliten, Glimmerschiefern und granitischen Gneisen Schritt für Schritt sichtbar. In der Grenzzone wandelten sich zuallererst die tonreicheren Schiefer zu Phylliten um, währenddem die reinen Quarzitbänke erhalten blieben; in den tieferen Zonen sind diese jedoch zu granitischen Gängen geworden und die dazwischenliegenden Schiefer zu Glimmerschiefern. Nach den Beobachtungen MITTELHOLZER's folgen unter diesen Schiefen gegen Westen Augengneise und porphyroblastische Gesteine.

Die Kristallinmassive des Hudsonlandes gehören bereits zur Zone der äusseren Fjordregion. Sie erscheinen hier aber nicht im Unterbau grosser Falten der kaledonischen Sedimentserie, sondern als aufgestossene Horste, die die überlagernden Serien durchbrachen. Aber auch hier ist festzustellen, dass der Uebergang vom Sedimentgestein zum Kristallin in der Quarzitisserie der Eleonorebayformation,

in wechselnder Tiefe unter der bunten Serie erfolgt. Da wo im Hudsonland das kaledonische Kristallin im Kontakt mit jüngeren Gliedern der Eleonorebayformation, oder mit Kambro-Silur zu finden ist, kann immer eine mechanische Verschiebung der Gesteine gegeneinander konstatiert werden.

WEGMANN hat mit Nachdruck auf den besonderen Faltenstil des Kristallins in der inneren Fjordregion hingewiesen (WEGMANN 1935). Auch in der Gegend des Voghtberges ist die Disharmonie des Faltungstiles zwischen den Sedimenten der Eleonorebayformation und dem tieferen Kristallin deutlich zu sehen. Schon wenig unter der Kontaktzone treten mannigfache Verfaltungen der Schiefer und der kleinen Gänge auf, die grösseren Granitgänge wurden zu Linsen auseinandergezogen. Gegen die Tiefe nimmt die innere Verfaltung zu. Auch hier fielen Stoffwanderung und Regionalmetamorphose zeitlich mit stärkeren orogenen Vorgängen zusammen.

Im Gegensatz zu den grossräumigen, frühkaledonischen Bewegungen lässt sich für die späteren devonischen und lokalen Schübe der Kristallinmassive keine nennenswerte innere Umwandlung feststellen. Die Dislokationen haben fertige Gesteine ergriffen und sie en bloc versetzt. Es kam dabei an den Bewegungsflächen zur Bildung von Myloniten und stark chloritisierten Gesteinszonen. Immerhin wurden bei diesen Vorgängen einige Magmenherde reaktiviert; sie spiesen die kleinen devonischen Intrusivkörper und einige Vulkane des Devongebietes.

5. **Das Devon.** SÄVE-SÖDERBERGH hat auf Grund der Fischfaunen das Devon Ostgrönlands in stratigraphische Serien von sehr verschiedener Mächtigkeit gegliedert. Mit Ausnahme der Basalkonglomerate hat er alle, soweit sie nördlich des Davysundes liegen, als oberdevonisch betrachtet, wobei er aber, angesichts der Fossilarmut der tieferen Serien, die Zuteilung vieler Lokalitäten in seiner Übersicht als fraglich bezeichnete (SÄVE-SÖDERBERGH 1934, S. 46—49). Ich habe auf Grund der Diskordanzen und der verschiedenen Basiskonglomerate das Devon des Moskusoksefjordes vorläufig in 5 orogene Serien gegliedert, wobei sich für die 2 oberen Serien, Kap Graah- und Mont Celsiusserien, die Korrelation mit den fossilbestimmten Serien SÄVE-SÖDERBERGHs bewerkstelligen liess (BÜTLER 1935 a). Jedoch fallen bei der Verschiedenheit der Einteilungsmerkmale die Grenzschichten der beiden Einteilungen nicht zusammen. Die mächtige *Phyllolepis*-Serie SÄVE-SÖDERBERGHs wurde in 3 orogene Zyklen gegliedert, denen die Kap Bull-, die Kap Kolthoff- und zuoberst die Kap Graahserien entsprechen. Ich machte darauf aufmerksam, dass innerhalb der *Phyllolepis*-Serie bis jetzt nur der oberste Teil durch eine Fischfaune als Oberdevon bestimmt ist.

Das Alter der Devonbasis-, der Kap Bull- und der unteren Teile der Kap Kolthoffserien steht immer noch in Frage. Faziell besteht eine grosse Ähnlichkeit der beiden letzteren Serien mit dem mitteldevonischen Oldred vom Canningland (SÄVE-SÖDERBERGH 1937, BÜTLER 1937).

Die Basalserie des nördlichen Devongebietes lässt sich, durch die Fjorde unterbrochen, von den Syltoppene an nordwärts über Ella- und Ymerinsel, durch das Strindberg- und Ole Rømerland bis zum Wordiegletscher verfolgen. Südlich des Kejser Franz Josephfjordes transgredieren die Basalkonglomerate über Kambro-Silur, Tillite und obere Eleonorebayformation. Nördlich dieses Fjordes wird die Diskordanz schwächer und die Auflagerung erfolgt durchwegs auf silurischen Kalken. Diese Tatsache hat TEICHERT veranlasst, dem Konglomerate die besondere Bezeichnung Bjørne Ø Konglomerat zu geben und anzunehmen, dass es älter als das eigentliche Devon sein müsse (TEICHERT 1933). Aus den Feldbeobachtungen geht unzweifelhaft hervor, dass es das Basalkonglomerat der Devonablagerungen ist, dass aber im nördlichen Gebiet bedeutende Faltungsvorgänge nach seiner Ablagerung stattgefunden haben.

Durch das Ansteigen der Devonschichten gegen Norden ist schon auf der nördlichen Seite des Moskusoksefjordes die Mont Celsiusserie, die oberste der orogenen Serien, eliminiert. Die nächsttiefere, ebenfalls oberdevonische Kap Graahserie bildet die schwach gewölbten, steilrandigen Hochplateaus des Moskusokselandes. Im ersten grossen Quertal, dem Ankerbergdal, steigen darunter die tieferen Serien steil zur scharfgratigen Bergkette der Vergys zwischen Sernander- und Colletberg auf. Die Schichten biegen sich zu einer breiten Mulde um, die nach Norden ansteigt und immer schmaler wird. Sie ist eingezwängt zwischen zwei gegen Norden konvergierende Kristallinzonen.

Der untere Teil dieses gefalteten Devons dürfte der Kap Bullserie entsprechen. Er liegt gegen Westen diskordant auf Eleonorebayformation der Inlier-Vispertzalzone und wurde zusammen mit dieser später gefaltet. Die darüber liegende Kap Kolthoffserie dagegen ist hier ungefaltet, reicht diskordant und transgressiv über die untere Devonserie und die kaledonischen Gesteine dieser Zone hinweg und überdeckt ein sehr akzentuiertes Gebirgsrelief. Durch die späteren Landhebungen sind grosse Teile dieser Serie wieder abgetragen worden, und das zugedeckte, devonische Relief kommt zum Vorschein. Auf dem Laffonberg und Brunberg sind auf dem Scheitel der Inlier-Vispertzalaufwölbung muldenartig eingesenkte Konglomeratreste der Kap Kolthoffserie erhalten geblieben. Die eine dieser Mulden vertieft und verbreitert sich nordwärts zu einem kleineren Devongraben, der bereits von BACKLUND am Rande der Nörlundalpen am Wordiegletscher kartiert worden ist (vergl. Fig. 9).

Im östlichen Teil der Devonmulde liegen dagegen die beiden Devonserien konkordant aufeinander. Beide sind durch die Aufschiebung des Nörlundalpenkristallins gleichzeitig gefaltet worden. Bei der genaueren Ausarbeitung der Feldbeobachtungen wird es sich vielleicht als notwendig erweisen, die Kap Kolthoffserie in 2 Unterserien zu gliedern. Die konkordant gefalteten Kap Bull- und Kap Kolthoffserien sind auf der Westseite des Högbomberges diskordant von den oberdevonischen Konglomeraten der Kap Graahserie überlagert.

Schon der Karte BACKLUNDS ist zu entnehmen (BACKLUND 1932) dass im östlichen Hudsonland beidseitig des unteren Stortales Devon vorhanden ist. Es liegt diskordant auf Eleonorebayquarziten und Kristallin und ist wahrscheinlich mit der Kap Bull- oder dem untern Teil der Kap Kolthoffserie gleichzustellen.

Durch die Westseite der Muldenzone des Ole Rømerlandes schneidet vom Waltershausen- bis zum Vibeckegletscher eine tiefe, mit grauem Devon gefüllte Grabensenke. Sie erscheint hier als die nördliche Fortsetzung der Devonzone der Strindberghalbinsel. Ich zähle sie zur Basalserie des Devons, ebenso die Konglomerate und Sandsteine, die stellenweise die Silurkalke im Innern der Ole Rømerlandsynklinale überdecken.

6. Die devonischen Eruptivgesteine des Hudsonlandes sind von RITTMANN bearbeitet worden und ich verweise hier auf eine im Drucke befindliche Spezialarbeit (RITTMANN 1940).

7. Die Karbonablagerungen. Die grosse Verwerfungslinie, die sich vom Skeltal, an der Südseite der Syltoppene, am Südrand von Kongeborgen vorbei durch die Inseln Traill, Geographical Society und Ymer, dann durch die Gaussalbinsel und das östliche Hudsonland an die Wordiebucht verfolgen liess, bildet im grossen und ganzen die Westgrenze des Karbons. So sind auch im Hudsonland die Karbonsedimente auf den östlichen, abgesenkten Teil beschränkt.

Unterkarbonische Konglomerate, Sandsteine und sandige, kohlenhaltige Schiefer füllen im Prospektal einen schmalen, tiefen Graben aus. Er liegt in der grossen Verwerfungszone und ist zwischen das Devon des Högbomberges im Westen und die Eleonorebayquarzite und das Kristallin des Ankerberges eingesenkt (vergl. BÜTLER 1938). Zwischen Sernanderberg und Salèveberg keilt der Graben aus, und gegen Norden bedecken oberkarbonische Tafelsedimente die abgesenkte östliche Scholle. Der Stortallfluss und seine Seitenbäche haben aber diese Decke grösstenteils abgetragen. Auf dem Gipfelplateau des Salèveberges ist noch eine dünne Platte von Karbonsandsteinen erhalten, eine kleine, über 100 Meter dicke Tafel lehnt sich etwas tiefer unten an den Südostabhang des Par-

kinsonberges und setzt an der Verwerfung ab. Das Karbon der Passageberge reicht von den Gipfelplateaus bis auf die Talsohle des Stortales hinunter. Es ist an der Verwerfung sehr dick, nimmt dagegen nach Osten, gegen den Nordhoekberg rasch an Mächtigkeit ab. Das Karbon der Passageberge füllt eine in nordnordöstlicher Richtung gestreckte Muldenzone aus, die am Salèveberg beginnt und gegen Norden tiefer wird. Auf der Westseite ist sie der Länge nach durch die Verwerfung abgegrenzt. Man muss annehmen, dass bereits während der Ablagerung des Namurien eine Verwerfungsstufe von über 1000 Meter Sprunghöhe bestand, und dass die östliche gesenkte Scholle gegen Westen einfiel. In der Rinne lagerte sich eine mächtige Serie von oberem Karbon ab, westwärts stiess dieses an die Verwerfungsstufe, ostwärts transgredierte es aber fortschreitend über Eleonorebayquarzite, gefaltetes Devon und Kristallin.

Die späteren, postkarbonischen Vertikalverschiebungen haben an dieser Stelle die Sprunghöhe auf 3000 bis 4000 Meter erhöht, dabei neigten sich auch die Karbonschichten gegen Westen.

V. Die tektonischen Strukturelemente.

Den vier morphologisch verschiedenen Zonen des Untersuchungsgebietes entsprechen vier tektonisch verschiedene Baukomplexe. Die beiden Hochgebiete sind Wölbungs- oder Antiklinalzonen, von den beiden Depressionsgebieten ist das eine eine breite Synklinal- und Grabenmulde, das andere ein grosses, altes Senkungsgebiet.

1. Die kaledonische Wölbungszone des Bartholinlandes liegt in der nördlichen Fortsetzung des vom mittleren Keiser Franz Josephfjordes her bekannten Faltenzuges. Die von TEICHERT beobachtete Ausflachung der kaledonischen Faltenelemente gegen Norden beruht auf der Grossräumigkeit der Oberflächenfalten in diesem Gebiet.

Auf der Südwestseite des Waltershausengletschers, längs des Strindberglandes, zeichnet sich eine schräg angeschnittene, breite Antiklinalwölbung in der Eleonorebayformation ab. In ihrer Fortsetzung gegen Norden, auf der andern Seite des Gletschers, steigt nun im Bartholinland die Falte stark an. Das Sedimentdach ist hier abgetragen und das Kristallin tritt an die Oberfläche. Der Faltenkern ist auf einer gegen Osten ziemlich flach ansteigenden Scherzone über die aufgerichteten Eleonorebayquarzite des östlichen Faltenchenkels geschoben. Das aufgeschobene Kristallin gab Anlass zur Herausbildung des Steilrandes zwischen Bartholin- und Ole Rømerland.

Das Moränenmaterial auf der linken Seite des Waltershausengletschers enthält im Gebiete des Voghtberges neben zahlreichen basischen Eruptiven und Kristallin sehr viele Blöcke von Quarziten und Kalken der Eleonorebayformation, resp. der Petermannserie. Sie stammen aus dem Einzugsgebiet des Gletschers und wir müssen annehmen, dass westlich der Kristallinzone wieder sedimentgefüllte Mulden oder Axialdepressionen kaledonischer Falten vorhanden sind.

2. Die Muldenzone des Ole Rømerlandes. Eine etwa 40 Kilometer breite, in der Mitte flache Synklinalmulde zieht sich vom unteren Walterhausengletscher in nordöstlicher Richtung bis an den Wordiegletscher hin. Die Muldenachse sinkt in dieser Richtung ziemlich stark ein und erreicht im Gebiete des Wordiegletschers, bei Rødøen-Reservatet, ihre tiefste Depression. Vom Hjørneberg an, beim Krummen Langsee, erscheint im Muldenkern Kambro-Silur, über den Kalken der Albert Heimberge liegen gegen den Wordiegletscher zu Devonkonglomerate.

Auf den Querprofilen sieht man, dass sich die kambrosilurischen Kalke beim Zusammenbiegen der Mulde von ihrer schieferigen Unterlage ablösen. Die Verkürzungen wurden durch das Übereinandergleiten mächtiger Schichtenpakete im Muldeninnern und die Ausbildung sekundärer Stauchfalten gegen aussen kompensiert. Diese Erscheinungen sind, wenn vielleicht auch nicht in so grossem Ausmasse, aus den südlicheren Gebieten bereits bekannt und WEGMANN hat auf den Mechanismus derselben hingewiesen (WEGMANN 1935, S. 32 u. f.).

Mehrere Quer- und Diagonalbrüche zerlegen die Muldenfalte in Schollen. Diese erscheinen in der Richtung des Axialfallens treppenartig gehoben, sodass das Absinken der Falte grossenteils wieder aufgehoben wird.

Ein Grabenbruch, mit grauem Devon gefüllt, streicht in annähernd Süd-Nordrichtung vom Waltershausen- an den Vibeckegletscher. Er durchschneidet schräg die Nordwestseite der breiten Synklinale. Am Waltershausengletscher ist das graue Devon in der Mitte des Grabens von einer mächtigen Schuppe kambro-silurischer Kalke durchspiesst. Beginnend beim Felskopf »Posten« der topographischen Karte, am Waltershausengletscher, zieht sich die Kalkschuppe etwa 6 bis 7 Kilometer weit nach Norden und bildet die steile Kalkrippe zwischen Nellsee und Aasee. Dann verschwinden die Kalke im Devon, es ist aber deutlich festzustellen, dass sie in das Devon eingepresst sind, dasselbe jedoch nicht bis ans Dach durchstossen haben (vergl. Fig. 12).

Die kambro-silurischen Kalke im Zentrum der Synklinale tragen Reste von Devonbassisserie. Sie sind mit den Kalken verschoben worden. Muldenfaltung und Verschuppung sind also jünger als unterste Devonserie.

3. **Das Wölbungsgebiet des hohen Hudsonlandes.** Wenn die ursprünglich einfachen kaledonischen Oberflächenstrukturen des Ole Rømerlandes durch devonische Faltungsbewegungen verhältnismässig wenig verändert wurden, so sind dagegen durch die gleichen Bewegungen die alten Strukturen im Hudsonland weitgehend verwischt worden.

a. Die aufgerichteten Schichten der Eleonorebayformation vom Südostrande der Ole Rømerlandsynklinale leiten gegen das Hudsonland in eine grosse Wölbungszone über. Das Kristallin dieser Antiklinale hat, steil gegen Westen aufsteigend, das Dach der Falte durchstossen und ist als kristalliner Keil in die umhüllenden Sedimente eingedrungen. In der Stirnregion sind die Schichtserien durchschnitten und abgehoben, die schieferigen Teile teilweise eingewickelt. Es ist bereits auf die Kappe von kambro-silurischen Kalken hingewiesen worden, die dem Kristallin des Moskusoksefjordinliers aufsitzt. Stellenweise sind zwischen Kalken und Kristallin noch Reste von Tilliten oder mächtigere Pakete von oberer Eleonorebayformation anzutreffen (vergl. die Fig. 8 und 13).

Das Kristallin dieser ersten, westlichen Wölbungszone ist am Moskusoksefjord schon lange als sog. Inlier bekannt (WORDIE 1927). Die tektonische Deutung ist aber auf ganz verschiedene Weise erfolgt. Ich habe sie als intradevonisches Faltelement definiert (BÜTLER 1935). Die tektonischen Verhältnisse sind aber noch wesentlich komplizierter, als sie die erste kurze Begehung im Sommer 1934 erkennen liess. So sind die auf Figur 11 (BÜTLER 1935, S. 23) mit Gr. angegebenen grauen, deformierten Granite eine mylonitisierte Zone von granitischem Kristallin an der Basis und grauen Kalkschiefern darüber. Es ist die auskeilende Kalkumhüllung des Inlierkristallins, die hier von einer grossen Längsverwerfung abgeschnitten wird. Die ordovizische Kalkscholle am Kap Bull stammt vom Dach des Inlierkristallins und ist an dieser Verwerfung auf Fjordniveau abgeschleppt worden. Die Verwerfung ist jedoch nicht »einwandfrei« prädevonisch (TEICHERT 1933, s. 39), denn das ganze Devon des westlich davon gelegenen Torbern Bergmanberges ist ebenfalls flexurartig abgesunken. In einer neuen Publikation POULSENS (POULSEN 1937, s. 20—22) werden die Beschreibungen TEICHERTS für die geologische Charakterisierung der Lokalität am Kap Bull wiederholt, jedoch sind die Aufnahmen von 1932 bereits überholt.

Vom Moskusoksefjord setzt sich die Wölbungszone in nordöstlicher Richtung über Ritomsee-Vispertal und Saussuremassiv bis zum oberen Stortal fort. Zwischen Stortal und Wordiegletscher taucht sie unter und die Aufwölbung, deren kaledonischen Gesteinsanteil wir als Inlier-Vispertalzone bezeichnen, verschwindet unter devonischen Sedimenten. Auch zwischen Moskusoksefjord und Vispertal ist sie stellenweise durch die jüngeren Teile der Kap Kolthoffserie zugedeckt.

b. Im östlichen Teil des hohen Hudsonlandes tritt ein zweites Kristallinmassiv aus dem Devon heraus. Es erscheint am Parkinsonberg als Aufwölbung, die das Dach durchbrach, und sich weiter im Norden an einer steilen Aufschiebung westwärts auf das Kristallin der Vispertzzone schob. Dieses zweite Massiv bezeichnen wir als die Kristallinzzone der Nörlundalpen, die sich nordwärts über den Wordieglletscher im Jordanhill und wahrscheinlich noch weit ins Payerland hinein fortsetzt. Die Westgrenze der Aufschiebung hat ziemlich genau Nordsüdrichtung und überschneidet die untertauchende Vispertzzone gegen Norden unter einem Winkel von ungefähr 45° .

Nördlich des Whittardberges treffen die beiden Kristallinzonen aufeinander, in der Querlinie zu den beiden Massiven finden wir die Kulmination der alten Hudsonlandhochfläche (vergl. die Fig. 3 und 10).

c. Gegen den Moskusoksefjord erweitert sich der Abstand der beiden Kristallinzonen. Auf die Lagerungsverhältnisse des Devons in der Zwischenmulde wurde bereits im stratigraphischen Teil hingewiesen. An der Vispertzzone sind nur die tieferen Teile der Muldenfüllung gefaltet, gegen die Nörlundalpenzone wurden auch die mittleren Serien in die Faltung einbezogen. Der Auftrieb des östlichen Kristallins ist also jünger als derjenige des westlichen. Im Moskusokseland, im südlichen Teil dieser Mulde, ruht die oberdevonische Kap Graahserie stark diskordant auf den Devonschichten der östlichen Faltungszone, nahezu konkordant dagegen auf den höheren Serien im mittleren und westlichen Teil der Mulde.

d. Am Högbomberg, in der südöstlichen Ecke des hohen Hudsonlandblockes erscheint noch ein weiteres Strukturelement. Auf die Kap Graahkonglomerate ist an einer steilen Scherfläche eine tiefere Devonserie aufgeschoben. Die Strukturen des Unterbaues dieses dritten Faltungsgebietes sind jedoch durch die grosse Randverwerfung des hohen Hudsonlandblockes versenkt worden und müssen östlich der grossen Bruchlinie aufgesucht werden (vergl. BÜTLER 1938). Die Högbombergaufschiebung setzt sich in die Nordseite des Sederholmberges fort. In der Gipfelpartie dieses Berges sind die aufgerichteten Schichten der Kap Graahserie von der flach liegenden Mont Celsiusserie diskordant überlagert.

4. Das Senkungsgebiet des niederen Hudsonlandblockes.

Der östliche Teil der devonischen Faltungsgebiete löste sich in postdevonischer Zeit in Schollen auf. Die bedeutendste der entstandenen Bruchlinien ist die mehrfach genannte Grenzlinie zwischen hohem und niederem Hudsonlandblock. Durch sie wurden die einst zusammenhängenden Strukturelemente zerschnitten und getrennt. Der abgesunkene östliche Teil ist aber wiederum in kleinere Schollen aufgeteilt, die durch verschiedenartige Bewegungen gegeneinander verstellt wurden.

Bei der Untersuchung der tektonischen Strukturen kann man jede einzelne Scholle für sich als jüngere tektonische Einheit betrachten. Um die Devontektonik zu verstehen muss man versuchen, die alten Strukturen über die Schollen hinweg miteinander zu verbinden.

a. Wesentliche Zusammenhänge der Bauteile des östlichen Hudsonlandes sind in den geologischen Karten von KOCH (KOCH 1929), BACKLUND (BACKLUND 1932) und SÄVE-SÖDERBERGH (SÄVE-SÖDERBERGH 1934 a) enthalten. Der Unterbau des östlichen Hudsonlandes besteht aus älterer Eleonorebayformation und kaledonischem Kristallin, denen eine Zone devonischer Sandsteine und Konglomerate eingefaltet ist. Auf der Nordseite des Stortalflusses, beim Vuacheberg durchbricht ein Gewölbe von massigen Devonkonglomeraten die Devonsandsteine. Beidseitig im Osten und Westen, ist die Antiklinale von Mulden mit gefalteten Devonsandsteinen flankiert. Die Konglomeratantiklinale steigt gegen Süden auf und im Vuacheberg erscheinen im Faltenkern bankige und schieferige Quarzite der Eleonorebayformation, im Salèveberg bereits stark metamorphe Quarzite und Granitgänge. Die Faltenrichtung steht etwas schräg zum Nörlundalpenkristallinzuge, dagegen ungefähr parallel zur Faltenzone des Högbom-Sederholmberges. Das Gebiet gehört zur einstigen Rückenseite der Nörlundalpenzone, ist aber später durch das Vorrücken des weiter im Osten gelegenen Nordhoekkristallins zusammengeschoben worden.

Südlich des Salèveberges schneidet eine in Nordostrichtung streichende Verwerfung die Strukturen ab. Die Linie liess sich vom Ankerberg bis in den Südwestfuss des Nordhoekberges verfolgen. Auf der Südseite der Linie ist kaledonisches Kristallin anstehend, es stösst an Quarzite der Eleonorebayformation und an Devonkonglomerate am Arvefluss. Die Granite und Gneise bilden gegen Süden den Berggrund im östlichen Teil des Moskusoksefjordes. Das Kristallin erscheint hier gehoben gegenüber dem Rand der nördlichen Scholle, es stellt die aufgekippte Kante einer in postpermischer Zeit bewegten Scholle dar. Über die Beziehung dieses Kristallins (Ankerberg, La Courberg) zum gefalteten Devon in der Zone Högbom-, Ramsay- und Sederholmberg ist an anderer Stelle schon die Rede gewesen (vergl. BÜTLER 1938). Kristallin und untere Eleonorebayformation bilden hier die Unterlage der Kap Bull- oder der Kap Kolthoffserie, welche in der letzten der vier Hudsonlandphasen abgeschoren und nach vorne, gegen Westen, zusammengestaucht wurden. Die Hauptschubzone ist etwas weiter im Osten, im Kristallinzuge Nordhoek-Ladderberg zu suchen. Wie weit sich die Bewegung dieser Zone nach Norden bemerkbar machte, kann ich nicht entscheiden. Aus BACKLUNDS Karte geht hervor, dass sich die kristalline Grundfalte weit nach Süden in die östliche Gaussshalbinsel hinein fortsetzt.

VI. Aufeinanderfolge und regionaler Bereich der Bewegungsvorgänge.

WEGMANN hat schon 1935 formuliert, dass in der späteren Entwicklung der ostgrönländischen Kaledoniden Zeiten der lateralen Kompression mit solchen die Extension abwechselten, und dass seit dem späten Paläozoikum die Extension vorherrscht (WEGMANN 1935, S. 50).

1. Faltungen und Aufschiebungen.

a. Das Alter der kaledonischen Hauptorogenese in Ostgrönland lässt sich bis jetzt nicht genau bestimmen. Sie ist jünger als die ordovizische Narhvalsundformation (POULSEN 1930) und älter als das Mitteldevon des Canninglandes. Noch besteht die Möglichkeit, dass eine stratigraphische Untersuchung der neuen kambro-silurischen Lokalitäten im Ole Rømerland jüngere Schichtglieder als Narhvalsundformation zutage fördern, und dass Fossilfunde in der devonischen Basisserie im Norden das genauere Alter der Devontransgression anzeigen.

Das ostgrönländische Devon ist in einer Innenzonen des kaledonischen Gebirges zur Ablagerung gelangt. Im nördlichen Teil ist die Basisserie einer breiten Zone flachgelagerter, kambro-silurischer Schichten aufgesetzt. In vielen Gebirgen finden sich grössere Innenzonen mit einfacher Oberflächenstruktur. Wir brauchen deswegen nicht anzunehmen, dass wir hier am Rande des kaledonischen Faltenbaues angelangt seien und in ein Bruchschollenland übertreten (TEICHERT 1933). Die Aufschlüsse im kaledonischen Kristallin dieses Gebietes zeigen, dass auch hier unter den kaledonischen Sedimenten grosse Stoffwanderungen und Bewegungen stattgefunden haben, und dass die Sedimente vom selben geosynklinalen Typus wie weiter im Süden sind.

b. Das Devon Ostgrönlands muss als eine Spätmolasse im Sinne BUBNOFFS (BUBNOFF 1937) aufgefasst werden. Diese Molasse entstand aus dem Abtrag kaledonischer Gesteine. Die grossen und kleinen Gerölle der Devonbasiskonglomerate stammen fast ausschliesslich aus den Sedimentserien, Kristallingerölle sind ausserordentlich selten. Der Abtrag der dem devonischen Ablagerungsraum benachbarten Höhen ging also nicht sehr tief; in den höheren Devonserien dagegen können die Kristallingerölle einen wesentlichen Bestandteil der Konglomerate ausmachen. Der Ablagerung der devonischen Basalserie ging ein Hebungs- und Faltungsvorgang benachbarter kaledonischer Gebirgsteile im Westen unmittelbar voraus oder erfolgte gleichzeitig mit dieser Ablagerung. Ob dies auch für die Ostseite des Devontroges zutrifft lässt sich nicht nachweisen, da dort die Basalserie nicht gefunden wurde. In welche Zeit

diese erste devonische Faltung zu setzen ist, kann vorläufig nicht bestimmt werden, da man das genaue Alter der Basalserie nicht kennt.

c. Der Sedimentationsraum des ostgrönländischen Devons wurde zu einem mobilen Troge, in welchem sich einerseits grosse Sandstein- und Konglomeratmassen anhäuften, während in andern Trogteilen gleichzeitig der Muldenboden durch Zusammenschübe eingeengt, und stellenweise über Erosionsniveau gehoben wurde. Die ersten dieser Zusammenschübe, — es ist hier nur vom nördlichen Devongebiet die Rede — wölbten die Inlier-Vispertzalzone auf. Gleichzeitig entstand westlich der Aufwölbung die Ole Rømerlandsynklinale, in der die Devonbasalserie ebenfalls disloziert wurde. Die Bewegungen haben sich in mehreren Phasen abgewickelt, sie wurden früher als Hudsonlandphasen I und II bezeichnet (BÜTLER 1935 a).

Trotzdem am Moskusoksefjord eine starke Axialhebung des Inlierkristallins besteht, verschwindet es gegen Süden vollständig unter den Devonserien der Gaussalbinsel. Gegen Norden erlischt die Wölbungszone zwischen Stortal und Wordieglätscher. Die Ole Rømerlandmulde dagegen ist bis an diesen Gletscher deutlich ausgebildet; sie klingt gegen Südwesten aus in den Hochplateaus des mittleren Strindberglandes; ihre Streichrichtung kreuzt dort die ältere kaledonische Faltenrichtung.

d. Aus der Lagerung der Devonserien am Rande der Nörlundalpenzone kann geschlossen werden, dass die »mise en place« des Nörlundalpenkristallins später als diejenige der Inlierzone erfolgte und in die Zeit zwischen der Ablagerung der Kap Kolthoff- und der Kap Graahserie gesetzt werden muss.

Gegen Süden klingen die Falten dieser III. Hudsonlandphase in den Devonschichten am Moskusoksefjord aus, gegen Norden dagegen setzt sich die Kristallinaufschiebung wahrscheinlich noch weit ins Payerland hinein fort.

e. Die Zusammenfaltung des Högbom-Sederholmbergdevons in der IV. Hudsonlandphase ist spät oberdevonisch und zeitlich zwischen die Kap Graah- und die Mont Celsiusserie einzustufen. Die Hauptbewegungszone ist im Kristallinzuge Nordhoek-Ladderberg zu suchen. Vielleicht ist das Claveringkristallin die nördliche Fortsetzung dieser Zone, und die Ansicht BACKLUNDS über die Zusammengehörigkeit desselben mit dem nördlichen Nordhoekberg würde dabei ihre Bestätigung finden (BACKLUND 1932, S. 23).

f. Die letzte der orogenen Phasen, die sich aus der Lagerung der Devonsedimente ableiten lässt, muss ungefähr an der Wende Devon-Karbon eingetreten sein. Sie kann aber nur südlich des Moskusoksefjordes, da wo die jüngsten Devonablagerungen vorhanden sind, verfolgt werden; sie fällt deshalb für unser Gebiet ausser Betracht.

Alle die genannten Faltungsbewegungen haben aufeinanderfolgend verschiedenaltige Devonserien verstellt. Wir betrachten die Vorgänge als spätkaledonische Bewegungsphasen, die sich immer weiter nach Osten verschoben und dem Devon den Charakter eines synorogenen Sedimentes verleihen. Die stärkeren Zusammenschübe hören an der Wende der Devon- zur Karbonzeit auf. Auf der Traillinsel sind jedoch von verschiedenen Autoren noch junge Aufschiebungen und schwache Faltungen beobachtet worden (BÜTLER 1935, SCHAUB 1938, STAUBER 1938).

2. Die Bruchbildungen.

Erst wenn graphische Darstellungen für grössere Gebiete vorliegen, wird es möglich sein, die Stellung der Bruchbildungen zu den älteren Strukturen abzuklären. Die Altersbestimmung der jüngeren Verschiebungen wird nur im Vergleich mit den Gebieten der Aussenküste, wo junge Sedimente vorhanden sind, erfolgen können (vergleiche VISCHER 1938).

Nur ein kleiner Teil der beobachteten Brüche steht in einem Zusammenhang mit den devonischen Faltenstrukturen, meist scheinen sie ältere Strukturelemente wahllos zu durchschneiden und ohne jede Beziehung zum gefalteten Unterbau zu stehen.

a. Die Muldenzone des Ole Rømerlandes ist durch Quer- und Diagonalbrüche in ein Mosaik von Schollen zerlegt, die, im grossen und ganzen genommen, eine unregelmässig geneigte, antithetische Schollentreppe bilden, die das Axialfallen der Mulde teilweise kompensiert.

Die Grenze zwischen der Inlier-Vispertalzone und dem Schenkel der Ole Rømerlandsynklinale ist durch mehrere, den Strukturen nahezu parallel laufende Verwerfungen gegeben. Die Inlierzone hat an diesen Brüchen Drehbewegungen in der Längsrichtung ausgeführt. Gegen den Moskusoksefjord wurde die Verschiebung verstärkt durch eine Gegenbewegung des Devons der westlichen Nachbarscholle. So erscheint das Inlierkristallin am Fjord gegenüber dem Devon sehr stark gehoben, im Nordwesten dagegen, im Stortal ist es tief abgesenkt. In die Verwerfung sind am Torbern Bergmanberg, trotz der gegenteiligen Meinung TEICHERTS (TEICHERT 1933, S. 39), auch die devonischen Kap Kolthoffserien einbezogen, dagegen scheint die Kap Graahserie nur wenig von der Denivellierung betroffen zu sein. Wahrscheinlich hängen die Querbrüche des Ole Rømerlandes und die Längsverwerfung an der Inlierzone mit der Aufschiebung des Nörlundalpenkristallins zusammen. Morphologisch treten die Brüche nur wenig in Erscheinung und wir dürfen annehmen, dass an ihnen in jüngerer Zeit keine nennenswerten Verschiebungen eingetreten sind.

b. In der Nähe der heutigen Westgrenze des Devons, vom Segelskafetfjord bis nach Ole Rømerland lassen sich immer wieder nord-nordost- und nordsüd-streichende Verwerfungszonen beobachten, an

denen der östliche Flügel abgesenkt ist. Die Verwerfungen durchsetzen entweder die kaledonischen Gesteine in geringer Entfernung der Westgrenze des Devons (nördliche Ymerinsel, Kap Weber) oder bilden selber diese Grenze (Strindbergland). An einigen Stellen durchsetzen sie auch das Devon (Ellainsel). Nordwärts vergrößert sich im ganzen die Sprunghöhe und die Einzelbrüche verschmelzen zu längeren Bruchlinien. Im Ole Rømerland begleitet ein 6 bis 7 Kilometer breiter und schätzungsweise etwa 3 Kilometer tiefer Graben diese Bruchzone, ohne irgendwie von den älteren Strukturen abgelenkt oder unterbrochen zu werden. Es handelt sich hier augenscheinlich um die Anlage einer langen Bruchzone, die aber nicht auf der ganzen Strecke zu einer durchgehenden Bruchlinie verwachsen ist.

Graben und Verwerfungen dieser westlichen Zone treten nur in Einzelheiten der Landschaftsformen heraus, nicht aber in der gegenseitigen Höhenlage der topographischen Schollenoberflächen. Wie alt die Bruchbildung ist, lässt sich nur vermuten. Der Graben im Ole Rømerland scheint jünger als die Querbrüche des Gebietes zu sein, und die Verwerfungszone hat sich bei den jüngsten Schollenbewegungen des äusseren Küstengebietes ruhig verhalten. Die westliche Bruchzone verläuft vom Vibeckegletscher bis zur Ymerinsel parallel mit der etwa 60 bis 70 Kilometer weiter im Osten liegenden grossen Hauptverwerfungslinie an der Karbongrenze. Das Devongebiet bildet zwischen diesen 2 Bruchzonen eine breite Scholle, eine Stufe in der Schollentreppe der Aussenküste. Vielleicht ist die Entstehung dieser westlichen Bruchzone gleichzeitig mit der Anlage der östlichen, deren Entstehungszeit ich als karbonisch betrachte, erfolgt.

c. Das hohe Hudsonland wird auf der Ostseite von der mehrfach erwähnten grossen Verwerfung abgeschnitten. Sie tritt durch den 600 bis 700 Meter grossen Höhenunterschied der Schollenhochflächen hervor. Diese Flächen durchschneiden aber sehr ungleichaltrige Gesteine, sodass die effektive Sprunghöhe der Hauptverwerfung an einigen Stellen auf 3—4 Kilometer geschätzt werden muss.

Im Gästis- und im Prospektal am Moskusoksefjord ist die Verwerfung ein Stück weit von einem schmalen Graben begleitet, der erstmals von BACKLUND kartiert worden ist. SÄVE-SÖDERBERGH hat das präpermische Alter des Grabenbruches festgelegt und die Verwerfung durch die Gausshalbinsel verfolgt. Ich konnte die Verwerfung vom Godthaabgolf bis ans Südende von Kongeborgen zu einer Verwerfungszone verbinden und das präpermische Alter des Grabens im Gästital bestätigen (BÜTLER 1938).

Wenn man die Verwerfungszone auf einer längeren Strecke verfolgt, so sieht man, dass im östlichen, abgesenkten Teil, der Bruchlinie entlang mannigfache Verbiegungen der alten Schollenoberflächen vorhanden

sind. Der heute so markante Geländesprung an der Verwerfung und die Verschmelzung einzelner benachbarter und gleichlaufender Verwerfungsstaffeln zu einer langen Bruchlinie ist erst in jüngerer Zeit entstanden. So sind, um einige Beispiele zu nennen, das Mont Celsiusmassiv auf Ymerinsel, der Rüdbeckberg auf Geographical Society Insel schmale Staffeln in einer Bruchterappe. In der Höhenlage der Schollenoberflächen tritt aber nur eine Stufe topographisch deutlich heraus. An dieser sind, wie z. B. bei Kap Humboldt und am Südennde von Kongeborgen, auch die Basaltlagergänge abgesunken. Die Heraushebung der Geländekante muss darum auch im Hudsonland als ziemlich jung angesehen werden.

Bei einer regionalen Betrachtung mag auffallen, dass die Hauptverwerfung ihre im Norden über eine grosse Länge innegehabte Richtung vom Sofiasund an verlässt und gegen Südwesten umbiegt. Sie schneidet dadurch die Devonscholle schräg ab und trifft auf die erlöschende westliche Verwerfungszone an der Ostseite der Syltoppene.

VII. Berichtigungen und Zusammenfassung.

Die geologischen Verhältnisse am Moskusoksefjord sind seit NATHORSTS Expedition in vielen Publikationen berührt worden. Die wesentlichsten Berichtigungen sind in früheren Darstellungen gegeben worden (BÜTLER 1935, 1935 a)¹⁾. Festgehalten sei nochmals, dass die von den meisten Autoren im mittleren und westlichen Teil des Fjordes verzeichnete Eleonorebayformation nicht ansteht. Durch eine unrichtige Abtrennung der unteren, mehr oder weniger umgewandelten Devon-sandsteine von den Eleonorebayquarziten ist die Verwechslung entstanden. Nur auf dem Inlier sind kaledonische Sedimentgesteine, in mechanischem Kontakt mit dem Kristallin, anstehend.

Geologische Beobachtungen über das innere Hudsonland und das Ole Rømerland konnten früher nur von der Peripherie aus erfolgen. Nach der ersten Übersichtskarte von KOCH (KOCH 1929, pl. III)

¹⁾ Der ausserordentlichen Generalversammlung von Dansk geologisk Forening ist seither, am 9. XII. 1935 eine Streitschrift (Anmeldelser og Kritiker, Bemærkninger til LAUGE KOCH: Geologie von Grönland 1935, verfasst von BØGGILD, BØGVAD, CALLISEN, FREBOLD, GRY, JESSEN, MADSEN, NOE-NYGAARD, POULSEN, ROSENKRANTZ und TEICHERT, Medd. fra Dansk geol. Forening, Bd. 8, Heft 5, S. 483—496, Kopenhagen 1935) und ein Resolutionsvorschlag unterbreitet worden. Zu Punkt 3 dieses Vorschlages, der das Devon betrifft, wurden im Verhandlungsbericht (Medd. Dansk geol. Foren. Bd. 8, Heft 5, S. 564) die Devoneintragungen aus den Karten verschiedener Autoren in kleinen Übersichtskarten zum Vergleich nebeneinander gestellt. Es sind dazu auch die früheren Übersichten des Verfassers benützt worden. Dieser kann sich jedoch weder mit der Art der Übertragung, noch mit der Interpretierung einverstanden erklären.

brachten die Detailkarten von BACKLUND (BACKLUND 1932, Tafel 1 u. 2) viele Ergänzungen und neue Gesichtspunkte. Es sind der Grabenbruch im Gästis- und Prospektal und das Karbon darin eingetragen, die grossen tektonischen Verschiebungslinien angedeutet, das Vorkommen von Eleonorebayformation und Devon östlich der grossen Verwerfung festgestellt. Die grosse Verwerfung im östlichen Hudsonland ist aber durch einen Fehler in der topographischen Unterlage, der dem Gebirgsrand eine falsche Richtung gibt, zu weit gegen Nordosten abgedreht, sodass auf der geologischen Karte die richtige Verbindung der Strukturelemente von Süden nach Norden unmöglich wurde. Für das Karbon der Passageberge hat SÄVE-SÖDERBERGH (SÄVE-SÖDERBERGH 1934 a) eine Berichtigung und eine Neukartierung vollzogen. An der Wordiebucht und auf der Südseite des Wordiegletschers bringt die BACKLUNDSche Karte die Verhältnisse richtig zum Ausdruck. Allerdings bleibt darin die Frage offen, ob im Reservatetland noch Kambro-Silur anzutreffen ist. Die Interpolationen der an der Küste gewonnenen Abgrenzungen gegen das Landinnere erweisen sich jedoch, beim komplizierten Bauplan des Gebietes, als unvollständig. BACKLUND macht aber (BACKLUND 1932, S. 112 u. f.) selber auf die Unsicherheit aufmerksam und vermeidet es, auf Grund der kurzen Begehungen weitreichende Schlüsse für dieses Gebiet zu ziehen.

Dem Gebiete zwischen Waltershausen- und Wordiegletscher hat TEICHERT ein kürzeres Kapitel gewidmet (TEICHERT 1933, S. 34 u. f.). Die Unterlagen hiez zu lieferten ihm eigene Beobachtungen im Payerland nordöstlich des Wordiegletschers, die Karte von BACKLUND für das Reservatetland und dann vor allem ein von TEICHERT selber beobachtetes Profil längs des nordöstlichen Talhanges am Waltershausengletscher. Es wurde aus 15 bis über 20 Kilometer Entfernung gezeichnet. Aus diesen Unterlagen ist von TEICHERT eine Zusammenfassung über die Geologie des Ole Rømerlandes konstruiert worden, und diese wiederum diente dazu, weitgehende Schlüsse allgemeiner Natur auf die tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse der nördlichen kaledonischen Zone zu ziehen. TEICHERT setzt voraus, dass im Reservatetland nur die Kalke der obersten Eleonorebayformation anstehen. Das von ihm gezeichnete Profil 3 (S. 35), das ihm, wie er schreibt, einen vorzüglichen Überblick über die Südwestseite des Ole Rømerlandes gab (S. 34), erwies sich bei der Begehung im Sommer 1938 in allen wesentlichen Teilen als unrichtig. Ebenso hat er sich in den Voraussetzungen für die Wordiegletscherseite getäuscht und es ist deshalb nicht verwunderlich, wenn die kühnen Konstruktionen TEICHERTS in sich zusammensinken. Von einem stufenweisen Erlöschen der Eleonorebayformation gegen Norden (TEICHERT 1933, S. 37) kann in diesem Gebiete keine Rede sein, auch liegt die Grenze des Devons nicht am grossen Tal, das das Ole Rømerland vom Hudson-

land trennt, es reicht über das ganze Ole Rømerland hinweg bis an den Voghtberg. In dem erwähnten Profil sind die Grundzüge des tektonischen Baues der kaledonischen Elemente nicht zu sehen, weil der grösste Teil darin durch den schräg angeschnittenen, devongefüllten Graben eingenommen wird. Es stimmt ferner nicht, dass weite Gebiete hier in der Sedimentärzone so gut wie gar nicht gefaltet sind (S. 114). TEICHERTS Schlussfolgerungen sind für diese Gebiete in allen wesentlichen Punkten zu revidieren.

Die Feldaufnahmen der beiden Sommer 1936 und 1938 ergeben folgende feststehende Ergebnisse:

1. Eleonorebayformation, subkambrische Tillite und die ganze kambrosilurische Serie setzen sich vom Kejser Franz Josephfjord aus ohne wesentliche fazielle Änderungen nordwärts fort. Vorläufig konnten sie bis zum Wordiegletscher festgestellt werden. Die kaledonischen Geosynklinalserien lassen sich also unverändert nach Norden verfolgen.

2. Auch die kaledonische Faltenzone des mittleren und inneren Fjordgebietes findet ihre Fortsetzung, mit einem lokal etwas veränderten Baustil in der Faltenzone des Bartholinlandes und des nordwestlichen Ole Rømerlandes.

3. Das Devon erstreckt sich westwärts bis an den Rand des Bartholinlandes.

4. Im Gebiete des Ole Rømer- und Hudsonlandes haben Faltungen und Schübe während des Devons den kaledonischen Unterbau deformiert. Gegen Osten wurden in die aufeinanderfolgenden Bewegungen immer jüngere Devonserien einbezogen.

5. Die späteren Bruchbildungen haben ein komplexes Faltengebiet in grosse Staffeln zerlegt. Das Devon bedeckt zur Hauptsache eine grosse Mittelscholle.

VIII. Nachwort.

Zahlreiche Mitglieder der von Dr. LAUGE KOCH geleiteten Expeditionen waren mir bei der Vorbereitung und Durchführung der Reisen behilflich. Vor allem schulde ich dem Expeditionsleiter vielen Dank für die Unterstützung meiner Arbeiten, für die Anregungen bei der Aufstellung der Pläne und das Interesse an den Ergebnissen. Den Kapitänen WESTMAR, ROSFELDT und JØRGENSEN danke ich für die gastfreundliche Aufnahme auf ihren Schiffen und für ihre Bereitwilligkeit, die wissenschaftlichen Arbeitsgruppen so viel als möglich zu unterstützen.

Im Sommer 1936 begleiteten mich die Geologen HANS STAUBER und HANS PETER SCHAUB, im August 1938 der Petrograph Dr. A. MITTELHOLZER und die Assistenten P. BACHMANN und P. GUNNARSON auf den

Landreisen. Ihnen habe ich es zu verdanken, wenn die Pferdereisen in die Gebirgstäler und über unbegangene Pässe ohne Unfall und mit Erfolg zu Ende geführt werden konnten. Gemeinsame Erlebnisse, anregende Diskussionen über wissenschaftliche und praktische Fragen und die gegenseitige Hilfsbereitschaft lassen mich die Reisen und meine Begleiter in angenehmer Erinnerung behalten.

Meiner vorgesetzten Behörde, dem Regierungsrat und Erziehungsrat des Kantons Schaffhausen, vor allem dem verstorbenen Erziehungsdirektor Dr. O. SCHÄRRER, danke ich dafür, dass sie mir Urlaub vom Schuldienst bewilligte und mir die Teilnahme an den wissenschaftlichen Arbeiten der dänischen Forschungsexpeditionen ermöglichte.

Schaffhausen, den 19. Dezember 1938.

LITERATURVERZEICHNIS

- BACKLUND, H. G., 1930. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. M. o. G., Bd. 74, S. 209—295, Kopenhagen 1930.
- 1932. Das Alter des »metamorphen Komplexes« von Franz Josef Fjord in Ost-Grönland. M. o. G., Bd. 87, Nr. 4, S. 1—119, Kopenhagen 1932.
- BOYD, LOUISE A., 1935. The Fjord Region of East Greenland. American Geogr. Soc., Spec. Public. No. 18, S. 1—361, New York 1935.
- BUBNOFF, S. v., 1937. Gebirgsgrund und Grundgebirge. Naturwissenschaften 25. Jahrg., Heft 36 u. 37, Berlin 1937.
- BÜTLER, H., 1935. Some new investigations of the Devonian stratigraphy and tectonics of East Greenland. M. o. G., Bd. 103, Nr. 2, S. 1—35, Kopenhagen 1935.
- 1935 a. Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Heft 12, Nr. 3, S. 17—33, Schaffhausen 1935.
- 1937. Die geologische Position des Canninglandes in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Heft 13, Nr. 1, S. 1—7, Schaffhausen 1937.
- 1937 a. Erläuterungen zu einigen Bildern der Ellainsel in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Heft 13, Nr. 2, S. 9—14, Schaffhausen 1937.
- 1938. Die tektonischen Strukturelemente des östlichen Moschusochsenfjordes. M. o. G., Bd. 103, Nr. 5, S. 1—7, Kopenhagen 1938.
- FREBOLD, H., 1932. Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in postdevonischer Zeit. M. o. G., Bd. 94, Nr. 2, S. 1—112, Kopenhagen 1932.
- KOCH, L., 1929. The Geology of East Greenland. M. o. G., Bd. 73, Nr. 2, S. 1—134 u. 155—204, Kopenhagen 1929.
- 1929 a. Stratigraphy of Greenland. M. o. G., Bd. 73, Nr. 2, S. 209—320, Kopenhagen 1929.
- 1935. Geologie von Grönland. S. 1—159, Berlin 1935.
- 1936. Über den Bau Grönlands. Geol. Rundschau, Bd. 27, Heft 1, S. 1—30, Stuttgart 1936.
- KULLING, O. 1929. Stratigraphic Studies of the Geologie of Northeast Greenland. M. o. G., Bd. 74, S. 317—346, Kopenhagen 1930.
- 1931. An account of the localities of the Upper Devonian vertebrate finds in East Greenland in 1929. M. o. G., Bd. 86, Nr. 2, S. 1—14, Kopenhagen 1931.
- 1938. Notes on varved Boulder bearing Mudstone in Eocambrian glacials in the mountains of Northern Sweden. Geol. Foren. Förhandl., Bd. 60, Heft 3, S. 392—396, Stockholm 1938.
- MAYNC, W., 1938. Stratigraphie der postdevonischen Ablagerungen der Claveringinsel und des Wollaston Vorlandes (Ostgrönland 74°—75° N. Br., 19°—21° W. Gr.). M. o. G. Bd. 114, Nr. 1, S. 9—14, Kopenhagen 1938.

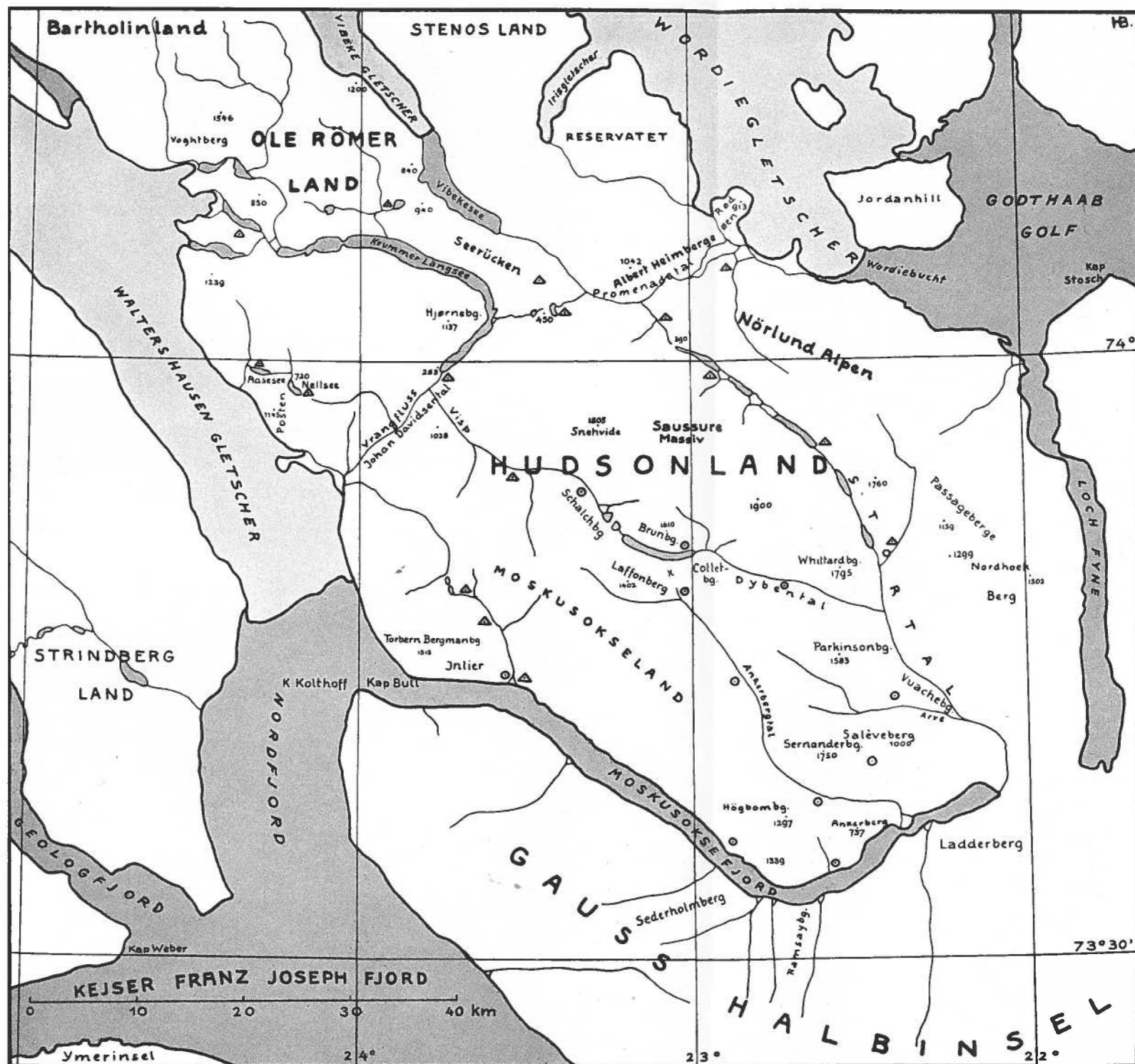
- NATHORST, A. G., 1901. Bidrag till Nordöstra Grönlands Geologi. Geol. Fören., Forh., Bd. 23, Heft 4, S. 275—306, Stockholm 1901.
- 1901 a. Två Somrar i Norra Ishafvet. Bd. 2, Stockholm 1901.
- ORVIN, A., 1930. Beiträge zur Kenntnis des Oberdevons Ostgrönlands. Norges Svalbard- og Ishavsundersøgelser, Skrifter om Svalb. og Ish., Nr. 30, S. 1—30, Oslo 1930.
- PARKINSON, M. M. L. und WHITTARD, W. F., 1929. The geological work of the Cambridge Expedition to East Greenland in 1929. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 87, S. 650—674, London 1931.
- POULSEN, CHR., 1930. Contributions to the stratigraphy of the Cambro-Ordovician of East Greenland. M. o. G., Bd. 74, XII, S. 297—316, Kopenhagen 1930.
- 1930 a. The Lower Cambrian Faunas of East Greenland. M. o. G., Bd. 87, Nr. 6, S. 1—66, Kopenhagen 1932.
- 1937. On the Lower Ordovician faunas of East Greenland. M. o. G., Bd. 119, Nr. 3, S. 1—72, Kopenhagen 1937.
- RENTZ, H. H., 1937. Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. Eclog. geol. Helv., Vol. 30, Nr. 1, S. 87—214. Basel 1937.
- RITTMANN, A. 1939. Studien an Eruptivgesteinen aus Ostgrönland. M. o. G., Bd. 115, Nr. 1, S. 1—156, Kopenhagen 1940.
- SÄVE-SÖDERBERGH, G., 1932. Notes on the Devonian stratigraphy of East Greenland. M. o. G., Bd. 94, Nr. 4, S. 1—40, Kopenhagen 1932.
- 1933. Further Contributions to the Devonian stratigraphy of East Greenland, I. M. o. G., Bd. 96, Nr. 1, S. 1—40, Kopenhagen 1933.
- 1934. Further Contributions to the Devonian stratigraphy of East Greenland. II. M. o. G., Bd. 96, Nr. 2, S. 1—55, Kopenhagen 1934.
- 1934 a. Further Contributions to the Devonian stratigraphy of East Greenland. II. Appendix: Notes on the geology of the Passage Hills (East Greenland). M. o. G., Bd. 96, Nr. 2, S. 57—74, Kopenhagen 1934.
- 1937. On the Palaeozoic stratigraphy of Canning Land, Wegener Peninsula, and Depot Island (East Greenland) M. o. G., Bd. 96, Nr. 5, S. 1—41, Kopenhagen 1937.
- SCHAUB, H. P., 1938. Zur Vulkantektonik der Inseln Traill und Geographical Society (Nordostgrönland). M. o. G., Bd. 114, Nr. 1, S. 29—44, Kopenhagen 1938.
- SEIDENFADEN, G., 1931. Notes on a Map of East Greenland from 74°00' to 74°50' N. Lat. M. o. G., Bd. 87, Nr. 3, Kopenhagen 1931.
- SKAUN, S., 1932. Gennem Hudson- og Stenoland på Øst-Grønland. Norsk geogr. Tidsskr., Bd. IV, S. 266—72, Oslo 1932.
- STAUBER, H., 1938. Stratigraphische Untersuchungen postdevonischer Sedimente auf den Inseln Traill und Geographical Society. M. o. G., Bd. 114, Nr. 1, S. 21—28, Kopenhagen 1938.
- TEICHERT, K., 1933. Untersuchungen zum Bau des kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. M. o. G., Bd. 95, Nr. 1, S. 1—121, Kopenhagen 1933.
- VISCHER, A., 1938. Tektonik der postdevonischen Formationen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes (Ostgrönland 74°—75° N. Br., 19°—21° W. Gr.). M. o. G., Bd. 114, Nr. 1, S. 15—19, Kopenhagen 1938.
- WEGMANN, C. E., 1935. Preliminary report on the Caledonian orogeny in Christian X's Land. M. o. G., Bd. 103, Nr. 3, S. 1—59, Kopenhagen 1935.
- 1935 a. Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau, Bd. 26, Heft 5, S. 305—350, Stuttgart 1935.
- 1935 b. Gletschermurgang im Suess-Land, Nordostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Heft 12, Nr. 4, S. 35—58, Schaffhausen 1935.

- WEGMANN, C. E., 1937. Zum Baubilde von Grönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Heft 13, Nr. 3, S. 15—23, Schaffhausen 1937.
- WHITTARD, W. F., 1931. Siehe Parkinson 1931.
- WISEMAN, J. D. H., 1932. A contribution to the petrology of the metamorphic rocks of East Greenland. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 88, S. 312—349, London 1932.
- WORDIE, J. M., 1927. The Cambridge Expedition to East Greenland in 1926. Geogr. Soc., London, Geogr. Journ. vol. 70, London 1927.
-

M. o. G. = Meddelelser om Grønland.

Für die Ortsbezeichnungen und die allgemeine Orientierung wurden die folgenden topographischen Karten des GEODÄTISCHEN INSTITUTES in Kopenhagen benützt: Grønland 1:250000

73 Ø 2	Ymers Ø
73 Ø 3	Hold With Hope
74 Ø 2	Clavering Ø
74 Ø 3	Ole Rømers Land

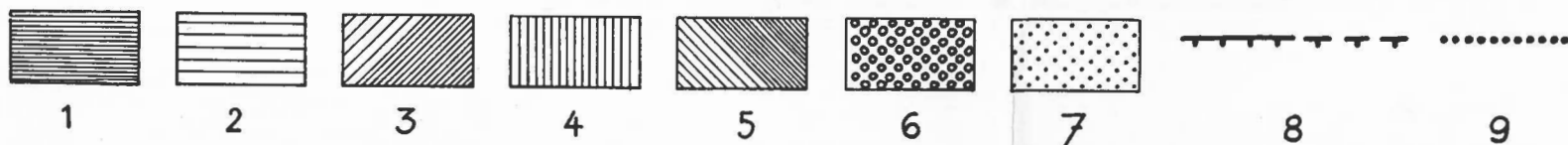
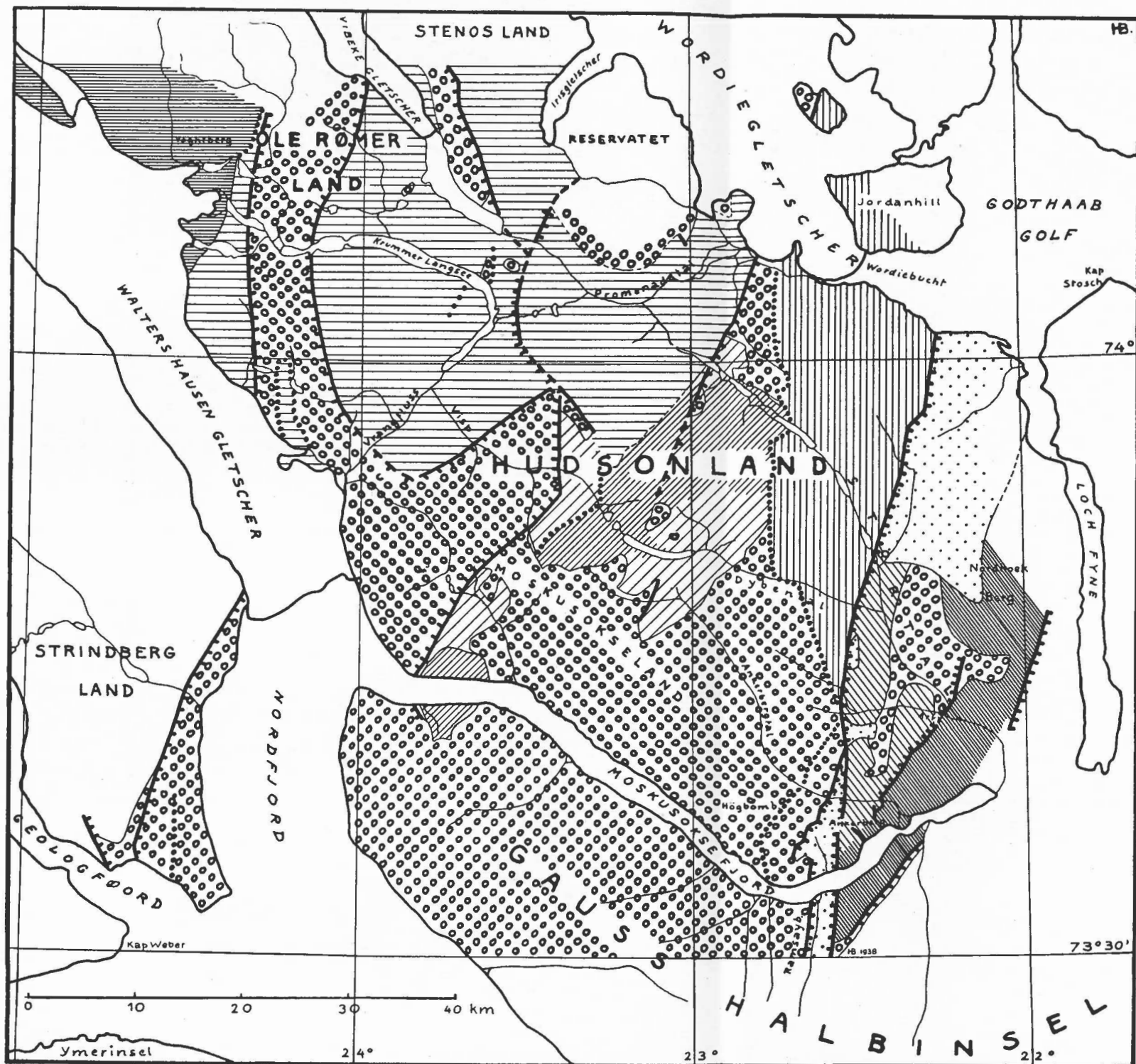


Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes.

Kreis mit Punkt = Lagerplätze von 1936.

Dreieck mit Punkt = Lagerplätze von 1938.

Mit gütiger Erlaubnis nach den Karten des Geodätischen Institutes in Kopenhagen gezeichnet.



Schematische Übersicht der tektonischen Strukturelemente des Hudson- und Ole Rømerlandes.

1. Kristallin des Bartholinlandes. 2. Kaledonische Sedimente der Ole Rømerlandmulde. 3. Inlier-Vispertzalzone. eng: vorwiegend Kristallin. weit: vorwiegend kaledonische Sedimente. 4. Zone des Nørundalpenkristallins. 5. Nordhoek-Ankerbergzone. eng: vorwiegend Kristallin. weit: vorwiegend Quarzite der Eleonorebay-Formation. 6. Devon. 7. Karbon. 8. Abschiebungen. 9. Aufschiebungen.

Die Küsten- und Gewässerzeichnung ist mit gütiger Erlaubnis den Karten des Geodätischen Institutes in Kopenhagen entnommen.

Tafel 3.

Fig. 1. Placierung der photographischen Aufnahmen der Figuren 2 bis 14. Die Ringe geben den Aufnahmeort, die kurzen Striche die Blickrichtungen an. Die Zahlen verweisen auf die Nummern der Figuren.

Fig. 2. Der Abfall des hohen zum niederen Hudsonlandblock auf der Ostseite des Parkinsonberges.

Kr.N = Kristallin der Nörlundalpenzone;

E Q = Quarzite der tieferen Eleonorebayformation;

D = Devonkonglomerate der Umhüllung der Mont Vuache-Antiklinale;

D E = hellroter, devonischer Eruptivgang, der das Nörlundalpen-Kristallin durchsetzt;

C = Relikt von flach liegenden, hellen Karbonsandsteinen. Sie stossen westwärts (nach hinten) an die grosse Verwerfung, die das hohe vom niederen Hudsonland trennt.

b---b = Verlauf der grossen Verwerfung.

Im Vordergrund moränenbedeckte Eleonorebayquarzite des Mont Vuache.

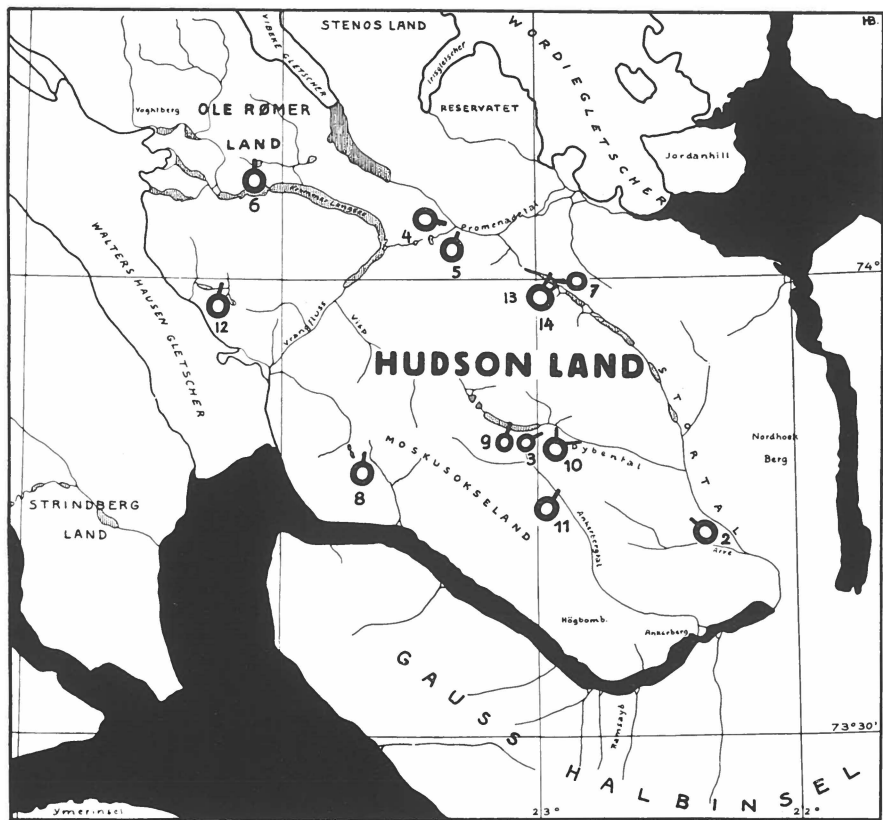


Fig. 1.

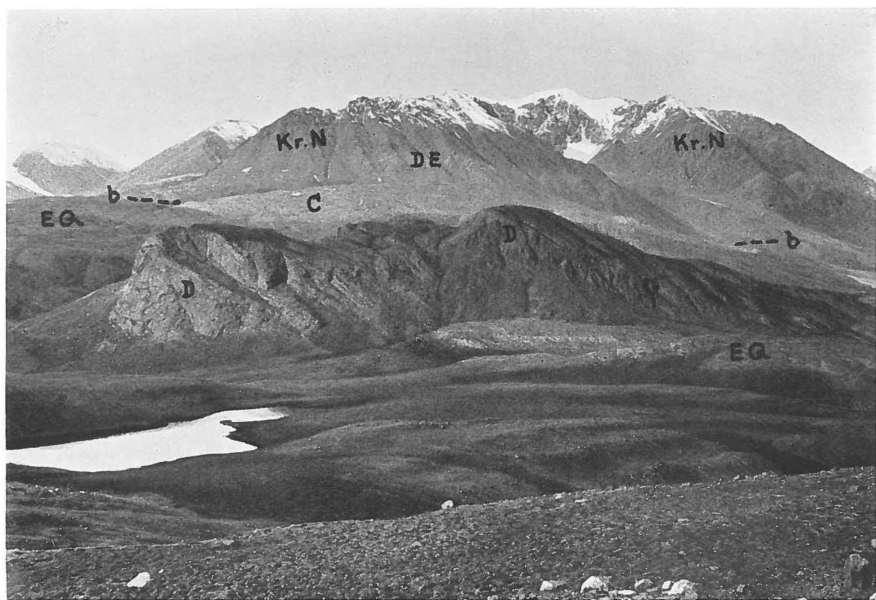


Fig. 2.

Tafel 4.

Fig. 3. Blick vom Uomopass zum östlichen Ende des Ritomsees und in die Berggruppe der Aravis. Der See ist bei seinem Ausfluss gestaut durch verschwemmte Moränenschuttkegel. Das Gletschertal, das von den Aravis gegen den See zuläuft, war ursprünglich ein Quelltal der Visp und entwässerte sich in der Richtung über den See nach Westen. Heute sind die Oberläufe des Vispertales und selbst ein Teil des Haupttales gegen Osten abgelenkt, die Entwässerung erfolgt nach rechts, durch die Klus bei 2, ins Dybental.

1 = Berggruppe der Aravis;

2 = Klus;

3 = unteres Ende des Ritomsees.

E Q = Quarzite der unteren Eleonorebayformation; sie streichen ungefähr in der Längsrichtung des Gletschertales.

b S = bunte Serie (mittlerer Teil) der Eleonorebayformation;

K J = Kalk-Dolomitserie der oberen Eleonorebayformation. Die Serien der Eleonorebayformation liegen auf der Ostflanke der Inlier-Vispertalkristallinzone.

D = Devon der auskeilenden Mulde zwischen Inlier-Vispertal- und Nörlundalpenzone (vergl. Fig. 10).

Kr. N = Kristallin der Nörlundalpenzone;

a---- = Hauptaufschiebung des Nörlundalpenkristallins auf die Vispertalzone;

K = aufgestossene Kalkschuppe.

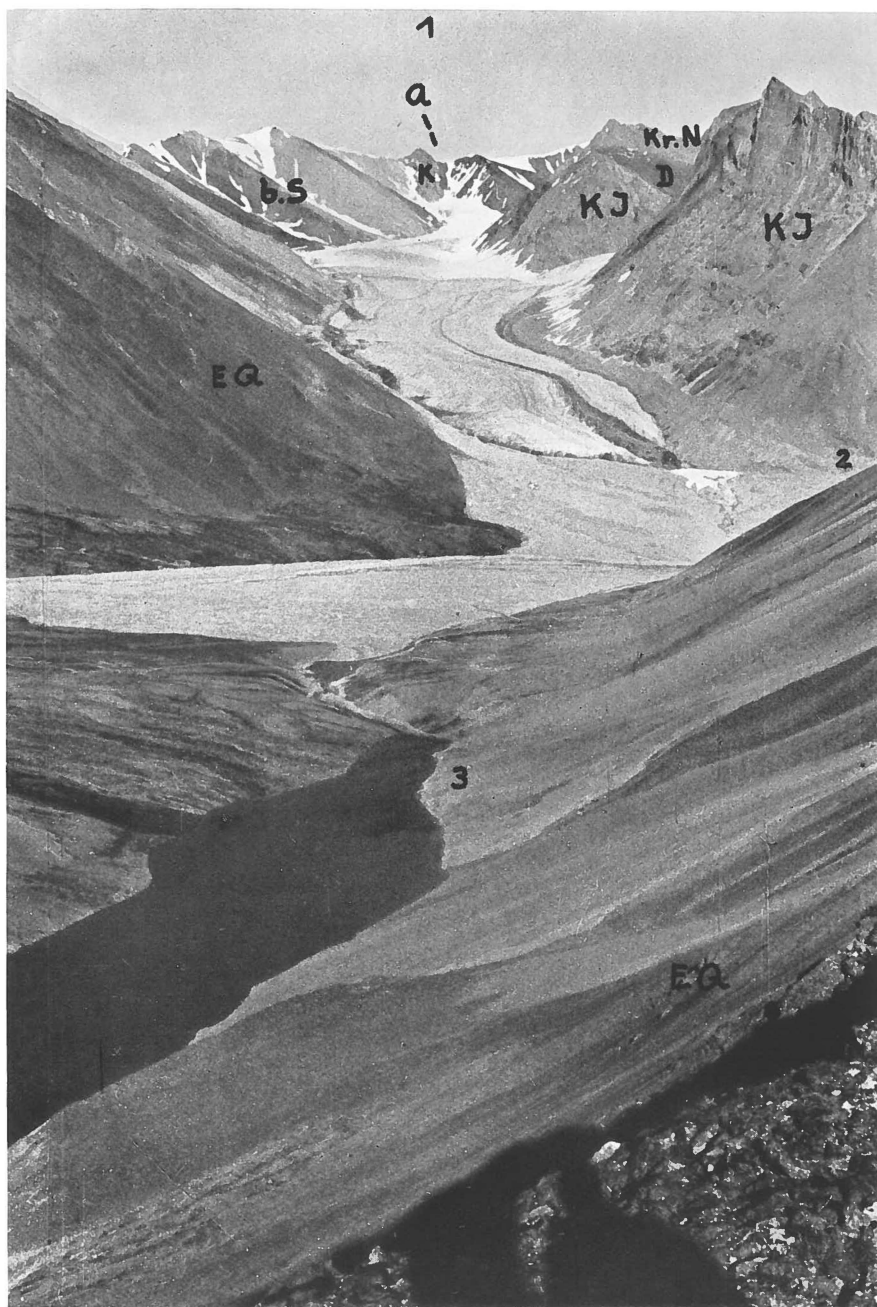


Fig. 3.

Tafel 5.

Fig. 4. Das Promenadetal. Blick talabwärts gegen den Eingang zum Stortal. Die aufgerichteten Gesteinsschichten an der rechten Talflanke des Promenadetales bilden den Südostschenkel der Ole Rømerlandsynklinale. Auf der gegenüberliegenden Talseite (im Bilde links) liegen die kambro-silurischen Kalke des Muldeninnern (vergl. Fig. 5). Photo A. MITTELHOLZER.

- 1 = Berg »Klipperne« (vergl. Fig. 13);
- 2 = nordöstlicher Teil der Nörlundalpen;
- 3 = Stortal, das sich nach hinten rechts, gegen das östliche Hudsonland senkt;
- 4 = Vibeckefluss an der Umbiegung vom Vibecketal ins Promenadetal. Dieses senkt sich nach hinten links gegen den Wordiegletscher. Das Stortal ist eine frühere Abflussrinne des Vibeckeflusses, die oberste Terrasse reicht bis an die Wasserscheide zwischen Promenade- und Stortal.
- E Q = Quarzite der unteren Eleonorebayformation;
- b S = bunte Serie, mittlerer Teil der Eleonorebayformation;
- K E = Kalk-Dolomitserie der oberen Eleonorebayformation;
- T = subkambrische Tillite;
- H C = unter der Schotterterrasse anstehende Hyolithus Creekformation;
- C F = Cass Fjordformation;
- D = Devon der Bedeckung der Inlier-Vispertzzone. Es ist längs der Verwerfung (b---b) auf das Niveau von oberer Eleonorebayformation abgesenkt.
- Kr. N = die Berge im Hintergrund gehören zur Kristallinzone der Nörlundalpen.
- b---b = grosse Längsverwerfung an der Grenze zwischen dem hohen Hudsonlandblock und der Ole Rømerlandmulde. Im Stortal bringt sie das Kambro-Silur der »Klipperne« in Kontakt mit den Quarziten der unteren, am Wordiegletscher das Devon mit den Kalken der oberen Eleonorebayformation.

Fig. 5. Das Kambro-Silur der Albert Heimberge, an der Umbiegung des Vibeckeflusses ins Promenadetal. Im Vorder- und Mittelgrund die oberen fluvioglazialen Terrassen des Promenadetales, dahinter am Berghang die Schichten aus dem Zentrum der breiten Ole Rømerlandsynklinale (vergl. Fig. 4).

- K E = Kalke der oberen Eleonorebayformation;
- H C = Hyolithus Creekformation;
- D P = Dolomit Pointformation;
- C F = Cass Fjordformation;
- C W = Kap Weberformation;
- b = kleinere Verwerfungen.



Fig. 4.



Fig. 5.

Tafel 6.

Fig. 6. Ostrand des Grabenbruches im Ole Rømerland, im nördlichen Paralleltal des oberen »Krummen Langsees«. Der Talboden ist angefüllt mit verschwemmten Moränen und Terrassen. Im Vordergrund ein Eisrestsee, entstanden an der Stelle einer abgeschmolzenen Toteismasse.

(Photo A. MITTELHOLZER).

- b = Hauptverwerfung am Grabenrand;
- D = untere, graue Devonserie, sie fällt grabeneinwärts (nach links) ab;
- b S = rote und schwarze Schiefer, durchzogen von gelben dolomitischen Bändern. Sie gehören zum oberen Teil der bunten Serie der mittleren Eleonorebayformation und sind in der Nähe der Verwerfung in viele kleine Schollen zerhackt und nach aufwärts gepresst worden.
- K E = graue, bankige Kalke von der Basis der oberen Eleonorebayformation.

Fig. 7. Untere Eleonorebay-Formation vom Südostschenkel der Ole Rømerlandmulde (vergl. Fig. 4).

Vorn der Talboden des Stortales, unterhalb des obersten, durch Schuttkegel abgedämmten Sees; die Schneespitze ist der Punkt 1760 m auf der Südseite des Tales.

- Q = verschiedenfarbige, vorwiegend grauschwarze Quarzite der untern Eleonorebayformation;
- Kr = Kristallin (Gneise) vom Liegenden der Eleonorebayformation;
- Kr. J = Kristallin der Inlier-Vispertalzone;
- K = an der Verwerfung abgeschleppte kambro-silurische Kalke vom Dach der Inlierzone (vergl. Fig. 13);
- b---b = die grosse Verwerfung, die die Ole Rømerlandsynklinale vom Kristallin der Inlier-Vispertalzone trennt. Diese Zone ist längs der Scheitelverwerfung mit gegen Norden sich vergrößernder Sprunghöhe abgesunken.

Die Verwerfung bildet die geologische Grenze zwischen der Ole Rømerlandmulde und dem hohen Hudsonlandblock.

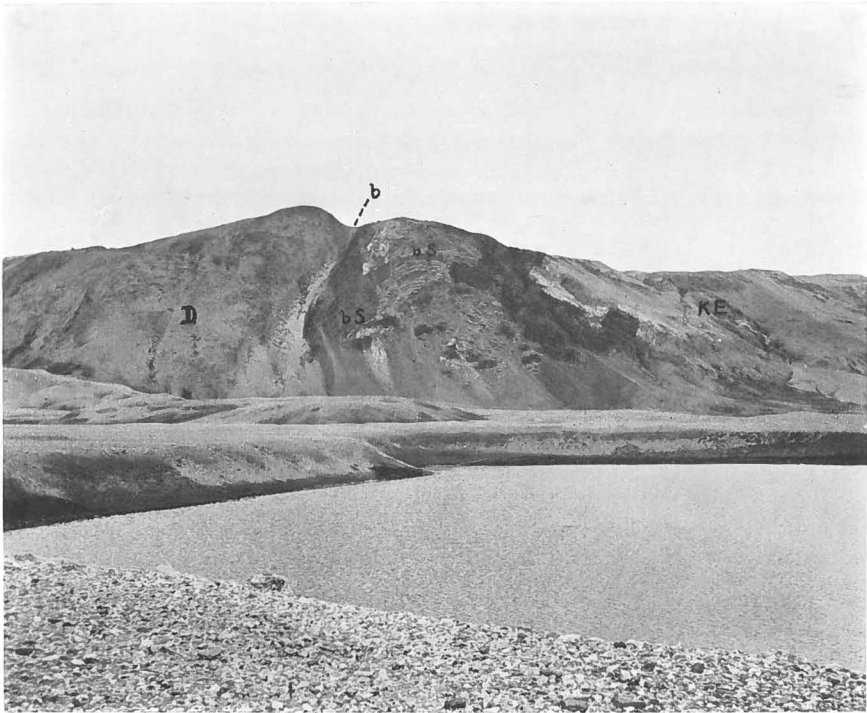


Fig. 6.



Fig. 7.

Tafel 7.

Fig. 8. Die grosse Verwerfung an der Westseite des Moskusoksefjordinliers, ungefähr 9 Kilometer nördlich des Fjordes. Rechts die Kalkschuppen, die dem Kristallinscheitel des Inliers aufsitzen, links die an der Scheitelverwerfung abgesunkenen Devonserien.

K W₁ und K W₂ sind Schuppen von Kap Weberkalken (Silur). Die obere schob sich an der Scherfläche »a« schräg über die untere; an der Verwerfung »b« wurde sie abgeschnitten und abgeschleppt.

C F = Cass Fjordformation;

D₁ = Devonkonglomerat. Es ist jünger als die Verschuppung der Kalke und älter als die Verwerfung.

D₂ = abgesunkene, rote Sandsteine der Kap Kolthoffserie;

D₃ = graue, nur schwach gegen Westen absinkende Sandsteine des oberen Teiles der Kap Kolthoffserie;

---b = Hauptverwerfung; an ihr sank die Kap Kolthoffserie über 1000 Meter tief ab.

Fig. 9. Eine mit Devonkonglomeraten gefüllte Mulde, als Erosionsrelikt auf dem Scheitel der Inlier-Vispertzalzone. Brunberg auf der Nordseite des Ritomsees, gesehen vom Uomopass aus.

D = braunrot anwitterndes Devonkonglomerat;

E Q = intensiv gefaltete, dunkle Quarzitschiefer der unteren Eleonorebayformation.



Fig. 8.

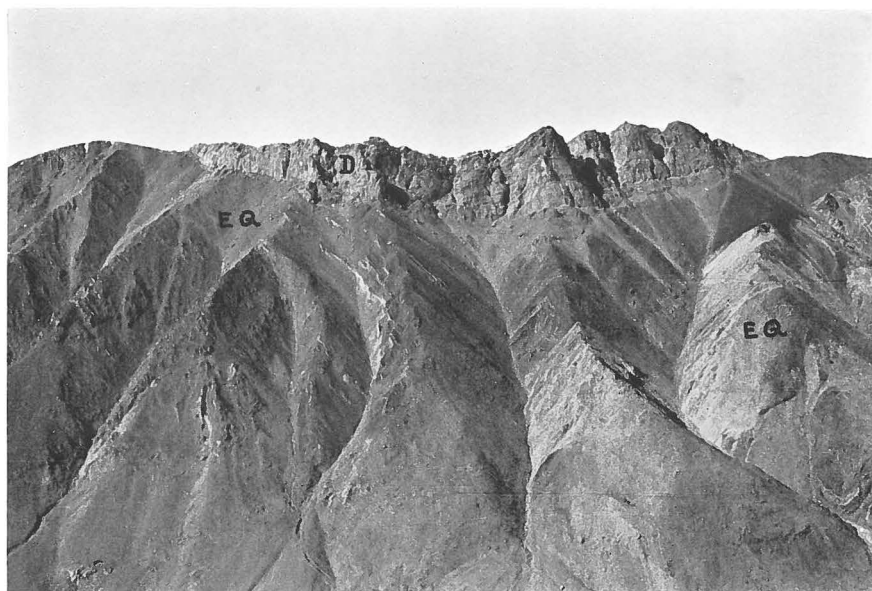


Fig. 9.

Tafel 8.

Fig. 10. Devonmulde auf der Nordseite des Dybentales, eingeklemmt zwischen die Inlier-Vispertalzone (links) und das aufgestossene Nörlundalpenkristallin (rechts).

1 = Punkt 1900 der topographischen Karte;

2 = Whittardsberg;

3 = Berggruppe der Aravis (vergl. Fig. 3);

4 = Dybental.

E Q = Quarzite und Gneise der unteren Eleonorebayformation;

Kr. J = Kristallin der Inlier-Vispertalzone;

Kr. N = Kristallin der Nörlundalpenzone;

K. J = Gegen Südosten einfallende Kalke der oberen Eleonorebayformation. Sie bedecken die Ostflanke der Inlier-Vispertalaufwölbung.

K. N = Aufgestossene Kalkschuppe in der Hauptaufschiebung des Nörlundalpenkristallins;

D = Konglomerate und Sandsteine einer tiefen Devonserie;

a ---- = Hauptaufschiebung des Nörlundalpenkristallins.



Fig. 10.

Tafel 9.

Fig. 11. Devonmulde auf der Nordseite des Ankerbergtales. Ausschnitt aus der nach Süden sich verbreiternden Devonmulde zwischen Inlier- und Nörlundalpenzone, im Bergkamm der Vergys (vergl. die Fig. 3 und 10).

D_1 = Devonsandsteine der Kap Bullserie;

D_2 = Konglomerate der Kap Kolthoffserie;

D_3 = Sandsteine der Kap Kolthoffserie.

Im Vordergrund, unten, der Einschnitt des Ankerbergflusses.

Fig. 12. Ein im Devon steckender Keil aus Kap Weberkalken, zwischen Nellssee und Aasesee, am Nordende des Kalkzuges »Posten«.

K W = Kap Weberkalke;

D = graue Devonbassisserie des Ole Rømerlandes.



Fig. 11.

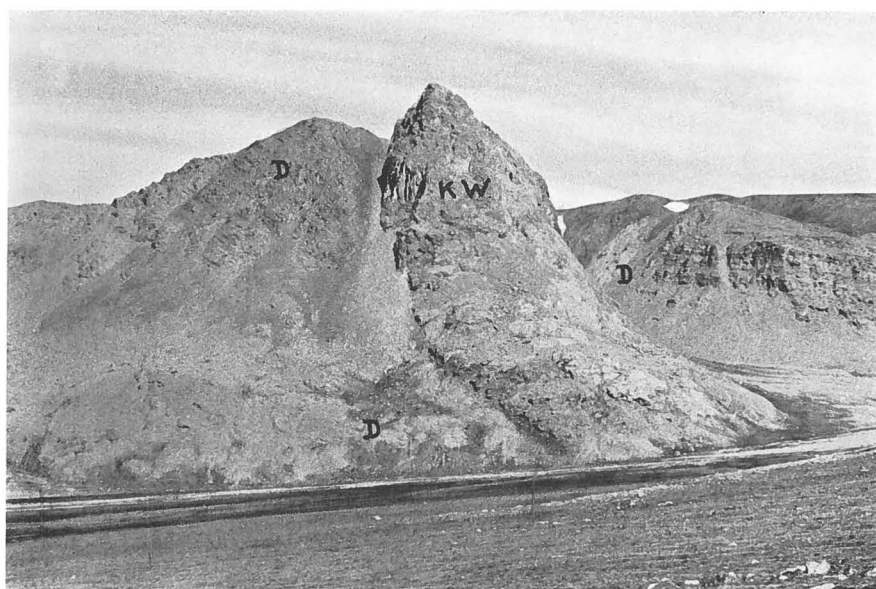


Fig. 12.

Tafel 10.

Fig. 13. Überschobene Schuppe von silurischen Kalken vom Dach der untertauchenden Inlier-Vispertalzone. Bergzug »Klipperne« auf der Nordseite des Stortales.

E B:	1 = dunkle Kalke und Kalkschiefer, 2 = hellgraue Dolomite, 3 = verschiedenfarbige Schiefer, T = subkambrische Tillite;	}	obere Eleonorebay- formation;
------	---	---	----------------------------------

$K_{1, 2, 3, 4, 5}$ = Serien vom untern Teil des Kambro-Silurs;

K W = Kalke der silurischen Kap Weberformation. Auf einer flachen Schubbahn glitten sie über die tieferen Schichtglieder weg (vergl. Fig. 14);

D = Devonkonglomerate;

a-----a = Überschiebungsfläche.

Die Serien E B, T und K umhüllen die Stirnregion der Kristallinkeile der Inlier-Vispertalzone.

Fig. 14. Das Ostende der Kap Weberkalkklippen auf der Nordseite des Stortales (vergl. Fig. 13).

D = gefaltetes Devon, das ostwärts dem Kristallin der Inlier-Vispertalzone aufliegt.

K = Kalkschuppen an der Stirn des Kristallins.

K W = überschobene Kap Weberkalke.

Sie überdecken teilweise auch die aufgebogenen Devonschichten.



Fig. 13.



Fig. 14.