Gekreuzte Faltensysteme in Orogenzonen

Autor(en): **Haller, John**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **37 (1957)**

Heft 1

PDF erstellt am: **29.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-29163

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Gekreuzte Faltensysteme in Orogenzonen

Von *John Haller* (Basel)

Wo Faltensysteme sich kreuzen, sprechen wir von Gitter- oder Querfaltung. Die Vergitterung kann auf verschiedene Weise entstanden sein. Auch formt sie von Ort zu Ort ganz verschiedenartige Strukturgebilde. Häufig ist die eine Faltenrichtung jünger als die andere. Das nennt CLOOS (1936, S. 193) „Querfaltung i. e. S.". Die jüngere Faltung entspringt da einem neuen Bewegungsakt und einem anders gerichteten Kräfteplan.

Der Sedimentmantel eines Orogens eignet sich nur schlecht zum Studium der Faltenvergitterung. In unmetamorphen Sedimentzonen lässt sich selten feststellen, wie Verfaltungen zeitlich aufeinander gefolgt sind. Eine Analyse gekreuzter Falten gelingt bestenfalls im Grossbereich und regionalen Zusammenhang. Beispiele dieser Art diskutieren STAUB (1925), LINIGER (1926), VONDERSCHMITT (1942) u. a.

Anders steht es um die metamorphen und gneisifizierten Teile einer Orogenzone. Dort sind die Spuren der Deformationsvorgänge besser erhalten. Besonders die relativen Zeitbeziehungen zwischen den Bewegungsspuren treten im Kristallingefüge klarer zutage. Die kinematische Analyse kann sich zudem auf sämtliche Grössenbereiche stützen, vor allem auch auf den Mikro- und Kleinbereich (vgl. W. SCHMIDT, B. SANDER u. a.). Im kristallinen Gebirgsunterbau stehen die Bewegungsspuren stets in einem bestimmbaren Verhältnis zur Petrogenese. Die deformativen Vorgänge bilden genau fixierte Geschehnisse in der Entwicklungsgeschichte des Gesteinsverbandes: Die Bewegungsspuren sind *prä-*, *para-* oder *postkristallin* in bezug auf einzelne Mineralien, Mineralgruppen, einzelne Gesteinsarten oder in bezug auf den ganzen Verband.

Im tieferen Gebirgsgrund manifestiert sich ein neuer Faltungsakt häufig in einer stofflichen Um- und Neuprägung. Das alte Substrat wird deformiert und gleichzeitig durch mobile Phasen verjüngt

(Granitisierung und begleitende Metamorphosefronten). Dabei wird die Struktur des präexistenten Gesteinsmateriales teilweise oder vollständig aufgelöst und neu geformt. Derartige synkinematische Umprägungen erlauben es dem Geologen, im Unterbau des Gebirges mit der methodischen Sicherheit eines Ingenieurs an die Bewegungsanalyse heranzutreten. Er kann auf Schritt und Tritt den stofflichen und mechanischen Werdegang des Gesteinsverbandes rekonstruieren. Oft erhält er so mehrere Stadien in der Reihenfolge des tektonischen und petrogenetischen Geschehens. — Das Grundsätzliche über eine solche kinematische Analyse ist in den Schriften von WEGMANN (1929, 1951, 1953, 1956) klar formuliert.

Die folgende Synthese der baulichen Entwicklung einer Orogenzone stützt sich in erster Linie auf die petrogenetischen Referenzen. Denn diese liefern die zeitlichen Leitlinien für eine Korrelation des mechanischen Geschehens. Im kristallinen Gebirgsunterbau basiert die Interpretation der strukturellen Messungen also nicht bloss auf geometrischen Experimenten — wie zum Beispiel dem Auflösen gekreuzter Kleinfalten durch Abwickeln der jungen Faltenwalze (vgl. SANDER, 1948, S. 147) —, sondern die tektonische Synthese ist genau vorgezeichnet durch die petrogenetischen Befunde.

Die Achsen grosser und kleiner Falten sowie die linearen Paralleltexturen der Gesteine streichen in der Regel senkrecht zur Richtung des deformativen Kraftfeldes, d. h. senkrecht zur Bewegungsrichtung. Die orogenen Faltenzonen bestehen fast ausschliesslich aus B-Tektoniten[1]). Nur in Gebirgen mit ausgesprochener Schubtektonik können neben den üblichen B-Tektoniten auch A-Tektonite[1]) verbreitet sein, d. h. Gesteine mit Fältelungen und Lineationen in Richtung der Schubbewegung. Solche Systeme schildern zum Beispiel KRANCK (1953) aus dem Archäikum in Neufundland und KVALE (1946, 1948, 1953) aus den norwegischen Kaledoniden. — Wenn wir in der Folge verschiedene Formen der Faltenvergitterung betrachten, so sind damit stets nur Kreuze von B-Achsen gemeint.

Gekreuzte Faltensysteme sind in alten und jungen Orogenzonen immer wieder beobachtet worden. Die Zeitbeziehungen und der Mechanismus der Faltenkreuze wurden allerdings nur in wenigen Fällen interpretiert:

KALLIOKOSKI (1953) gibt ein anschauliches Beispiel achron gekreuzter Falten aus dem kanadischen Grundgebirge. Ähnliches schildert MICHOT (1956) aus dem präkambrischen Gneisgebiet südlich Stavanger

[1]) Im Sinne von SANDER (1930, S. 51).

(Norwegen). In einer illustrativen Publikation stellen REYNOLDS and HOLMES (1954) die kaledonische Querfaltung in Donegal (Nord-Irland) dar. Aus dem Koralpe-Kristallin (Österreich) zeigt BECK-MANNAGETTA (1951) Kreuzsysteme von alpidischen und präalpidischen Achsenplänen.

Kreuze gleichaltriger, parakristallin geformter B-Achsen hat WENK (1943, S. 271, 290; 1955, S. 313) in den Tessiner Alpen festgestellt; er deutet die Erscheinung als Spuren einer dreidimensionalen Verformung im gleichen, vermutlich mehrphasigen Bewegungsakt. Auch KARL (1954), der die Ergebnisse der B-Achsenuntersuchungen in den Ostalpen zusammenfasst, betrachtet einen Teil der dortigen B-Achsenkreuze, vor allem die spitzwinkligen, als Prägungen des gleichen Deformationsaktes. In ähnlicher Weise interpretieren KING and RAST (1956) die Faltendurchkreuzungen in den schottischen Highlands.

Meine Beispiele stammen aus Ostgrönland. Als Mitglied der von *Dr. Lauge Koch* geleiteten „*Dansk Østgrønland-Ekspeditioner*" konnte ich dort in den Jahren 1949—56 das kaledonische Küstengebirge zwischen 72° und 78° nördlicher Breite untersuchen (Fig. 1). Zuerst möchte ich drei Fälle von achroner Überfaltung, also Querfaltung i. e. S., und dann auch ein Beispiel synchroner räumlicher Überlagerung in Faltungsstockwerken zeigen.

I. Die achrone Faltenüberlagerung

Die Kaledoniden Ostgrönlands wurden in zwei grossen und zeitlich getrennten Bewegungsphasen aufgebaut:

Die jüngere Phase, auf dem Strukturschema (Fig. 2) mit „D" bezeichnet, ist oberdevonischen Alters.

Die Hauptfaltung, die ältere Phase, hat zwischen Mittel-Ordovicium und Unter-Devon stattgefunden. Eine genauere Datierung ist noch nicht möglich. Die laterale Verbreitung ist mit „C" markiert. Diese Bewegungseinheit besteht entlang der ganzen Ostküste, von 69° bis 78° n. Br., aus einem zusammenhängenden Faltenbau von Gneisen und Sedimenten.

Die weiteren auf dem Strukturschema noch ausgeschiedenen Faltenzonen besitzen präkaledonisches Alter. In dem mit der Schraffur „A" belegten Gebiet tritt der archäische Grundgebirgssockel zutage. Die Zone „B" ist vorgängig den kaledonischen Hauptbewegungen aufgefaltet worden. Sie repräsentiert vermutlich eine präkambrische Bewegungsphase. Die Einheiten A und B bilden den passiven tektonischen Rahmen (STILLE, 1924, S. 262) der kaledonischen Orogenzonen.

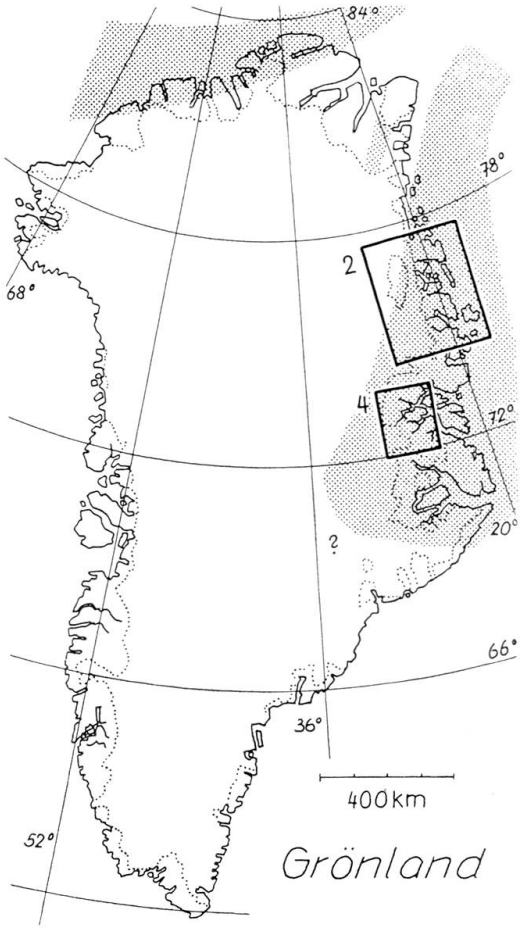


Fig. 1. Übersichtskarte von Grönland. Die kaledonischen Orogenzonen sind schematisch mit Punktraster eingetragen. Die beiden Rahmen zeigen die Kartenausschnitte Fig. 2 und Fig. 4.

Die vier Struktureinheiten, die kaledonischen und die präkaledonischen, sind Deformationssegmente von grossem Tiefgang. Ihre Platznahme war mit Wärmezufuhr und Materialförderung aus der Tiefe verbunden. Metamorphose, Ultrametamorphose und Granitisierung gingen allen Bewegungsphasen synchron. Jede Struktureinheit besitzt ihre eigene stoffliche Nuance. Abgesehen von den hochgradig migmatitisierten Teilen des archäischen Grundgebirges (vgl. Peacock, 1956, S. 9—15), geschah die weitgreifendste stoffliche Neuprägung während der kaledonischen Hauptfaltung C. Das so geschaffene, orogen aktive Tiefenstockwerk tritt über weite Strecken der ostgrönländischen Küste an die Oberfläche. Die Genese und Internstruktur dieser mobilen Unterzone wurden von Backlund (1932), Wegmann (1935a, 1940), Mittelholzer (1941), Odell (1944), Wenk and Haller (1953), Wenk (1954, 1956), Haller (1955; 1956a, c) u. a. dargestellt.

Die Scharffurrichtungen A bis D entsprechen annähernd dem Achsenstreichen innerhalb der betreffenden Bewegungseinheiten. Die Faltenachsen der vier Zonen stehen überall mehr oder weniger senkrecht auf-

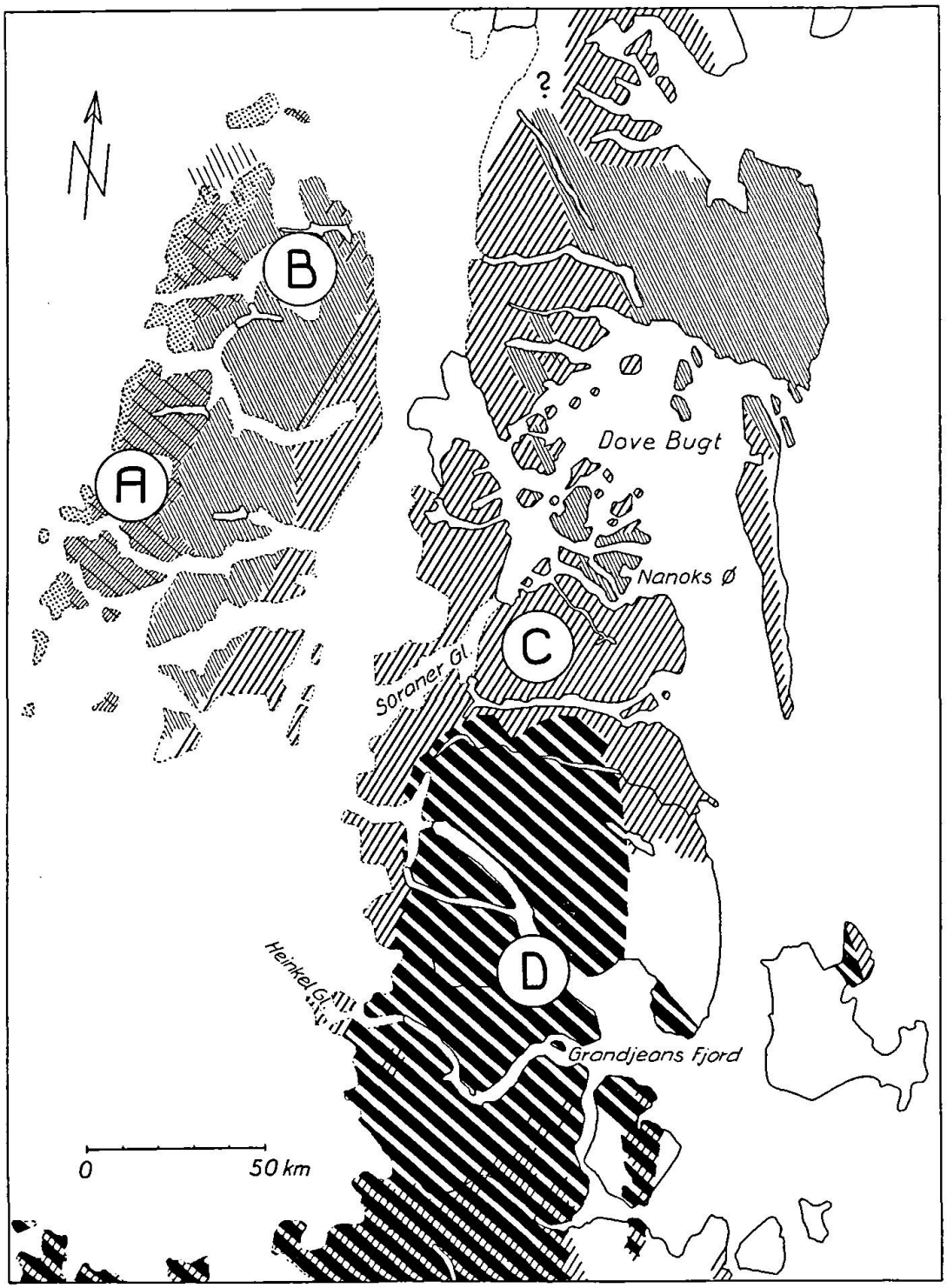


Fig. 2. Strukturschema der ostgrönländischen Küste zwischen Grandjeans-Fjord (75° n. Br.) und Dove Bugt (77° n. Br.). A = archäischer Gneissockel, transgressiv überdeckt von präkambrischen Sedimenten (Punktsignatur); B = präkaledonische Orogenzone; C = Strukturen der kaledonischen Hauptphase; D = Strukturen der kaledonischen Spätphasen.

einander. Aufschlüsse von Querfalten sind daher mannigfach. Sie erscheinen in all ihren Kombinationsmöglichkeiten: Je nach dem Kräfteplan der Neufaltung und dem Aufstiegsvermögen ihrer Granitisierungsfront und je nach Bauweise der alten Faltenzone wurden die verschiedenartigsten Überlagerungsformen gebildet. Entscheidend für das neue Strukturbild war vor allem die Rigidität des Altkristallins im Moment des neuen Impulses. Gelangten die Gneise zuerst in den Bereich der jungen Wärmefront und dann erst ins Kräftespiel der Faltung, so sind plastische Interferenzbilder entstanden. Im umgekehrten Fall bildete sich eine Trümmerzone, die dann schrittweise vom makroplastischen Tiefenstockwerk der neuen Orogenphase aufgenommen wurde.

Die folgenden drei Fälle achroner Faltenüberlagerung habe ich im Küstengebiet zwischen 75° und 77° n. Br. beobachtet. Die beiden ersten sind Interferenzformen zwischen den Strukturzonen B und C; der dritte stammt aus dem Grandjeans-Fjord, wo sich der migmatitische Innenbau der Faltenzone D mit den Strukturen der Hauptphase C vergittert.

1. Querfaltung mit zonarer Selektion in der Dove Bugt

Auf den Inseln und Halbinseln der Dove Bugt überprägen NE-SW streichende Faltenelemente der kaledonischen Hauptphase C die älteren, quer laufenden Gneisbündel B. Das Areal besteht aus einem Mosaik tektonischer Felder verschiedenen Alters (Fig. 2). Im Norden und Nordosten verliert sich das Strukturgitter in der Einheit B. Es besteht dort ein kontinuierlicher Übergang zwischen dem überprägten und dem intakt gebliebenen Altkristallin. Die Front der Aktivierung taucht ab. Im Hangenden folgt dachartig ein Mantel aus Trümmern. Das Altkristallin ist in semiplastischem Zustande durchschoren und von Rupturen durchfächert worden.

Die von Scherflächen umgrenzten Trümmersegmente bilden Keile, Lamellen und spindelförmige Körper. Auch sie besitzen eine Achse, die quer zur Richtung ihrer Durchbewegung läuft, im gleichen Sinne wie die Falten (vgl. Becker, 1893, S. 23; Wegmann, 1929, S. 102; Harland, 1956, S. 114). Die Scherkörper sind B-Tektonite des Grossbereiches. Ihre Längsform besitzt die Richtung der Bewegungsachse.

Die Scherkörperachsen in der Dachzone des Dove-Bugt-Areales verfingern sich unter gleichbleibendem Streichen mit den jungen Faltenachsen in der mobilen Tiefenzone.

Der tektonische Habitus der Dachzone und das Interngefüge des

partiell mobilen Faltengitters verraten deutlich die Art der Neufaltung in der Dove Bugt: Die deformativen Prozesse sind da der stofflichen Aktivierung vorausgeeilt. Die orogene Material- und Wärmezufuhr hat das durchtrümmerte Altkristallin nicht gleichmässig erfasst. Die Mobilzone hat sich, der Raumlage der Trümmerlamellen und dem Resistenzvermögen des alten Gneismateriales entsprechend, verschiedenartig ausgebreitet. Die stoffliche und strukturelle Verjüngung hat das Substrat ausgesprochen selektiv aufgearbeitet. Die Aufschlüsse der Dove Bugt zeigen uns eine enge Wechselwirkung zwischen dem Mobilitätsgrad des Substrates und seiner baulichen Umgestaltung. Eine „zonare Selektion" (STILLE, 1917, S. 108) führte hier zu einer Ballung resistenter und mobiler Gesteinsmassen in nebeneinander liegenden Feldern.

Wo die Granitisierung vollständig durchgegriffen hat, ist das alte Gneismaterial remobilisiert und bis in den Klein- und Mikrobereich umgeknetet worden. Diesem Prozess der Durchweichung und Assimilation haben die basischen Gesteinsglieder am meisten widerstanden. Sie bilden jetzt Gangfragmente, Boudins und Schollenkörper. An ihrer Form und Lage lässt sich das Ausmass der Deformation und stofflichen Neuprägung in der Mobilzone abschätzen.

Die resistent gebliebenen Teile des Altkristallins sind in Schollenkörpern von 10 m bis 10 km Ausdehnung erhalten:

Die Grosschollen (Grundrissfläche grösser als 1 km^2) sind nur randlich aktiviert und überfaltet worden. Die Art der Überprägung im Grossbereich ist an einem Beispiel aus der südwestlichen Dove Bugt veranschaulicht (Foto 1). Das Flugbild zeigt das steile Abtauchen der Strukturen an der Peripherie eines flachachsigen Resistenzfeldes. In der Randzone sind die Achsenwalzen der alten Gneisbündel mit zunehmender Durchweichung abgedreht und steilgestellt worden. Wir stehen hier vor dem charakteristischen Bild einer flachen Tektonik mit steilen Grenzflächen. — Die gleiche Erscheinung ist auch im Bauplan mancher Grundgebirge realisiert (z. B. in den Svecofenniden, vgl. METZGER, 1947, u. a.). Da dort aber der tektonische Rahmen fehlt, ist es schwieriger, diese Tektonik als Faltenüberlagerung zu erkennen.

Im Kleinbereich sind ähnliche Verhältnisse zu beobachten. Ein Grossteil der kleinen Schollenkörper besteht aus melanokraten Gneisen und Amphiboliten. Die intakt gebliebenen Relikte besitzen das konstante Streichen der Altstruktur. Einzig Schollen unter der Grössenordnung von 10 m sind aus ihrer Primärorientierung gelöst und in Richtung der Neufaltung abgedreht worden. Eine im Kleinbereich ver-

breitete Überlagerungsform ist auf Foto 2 wiedergegeben. Wir sehen den plastisch-mobil überprägten Kopf einer Altscholle von melanokratem Gneis. Die B-Achsen des Schollengesteins und die Lineartextur des durch Granitisierung verjüngten Nebengesteins stehen nahezu senkrecht aufeinander. Sie besitzen folgende Raumdaten: Achse B *N 50 W / 4 ESE*, Achse C *N 20 E / 10 SSW*.

Im nordwestlichen Teil der Dove Bugt erscheint ein roter *Alkalifeldspat-Granit*, der die Felder des Strukturmosaikes farbig umgrenzt. Das Intrusivum zeichnet als lagige Massen die Narben zwischen den Strukturen B und C.

2. Ejektive Querfaltung am Soraner-Gletscher

Südlich der Dove Bugt konnte sich die Granitisierung während der kaledonischen Hauptphase in grössere Räume ausbreiten. Das mobile Material ist zwischen den alten Massen ejektiv (= aufwärts vortreibend) gewandert. Dabei haben die Auswüchse der jungen Mobilzone die wenigen resistent gebliebenen Pakete des Altverbandes zum Teil überdeckt. STILLES Prinzip der tektonischen Selektion nach Konstitution und Lage findet sich auch hier bestätigt.

Auf der Westseite des Soraner-Gletschers (Foto 3) ist eine solche Querfalte aufgeschlossen: Der untere Teil der rund 800 m hohen Bergwand besteht aus intakt gebliebenem Altmaterial (Strukturzone B). Im oberen Teil ist eine zungenförmige Ausstülpung des Tiefenstockwerkes C sichtbar. Die Fliessfalte ist in der Richtung unseres Blickes vorgetrieben worden. Ihre Wurzel liegt hinter uns. Die Faltenachse bildet einen spitzen Winkel zur Bergwand. Sie kreuzt die überdeckte Altstruktur rechtwinklig. Beide Systeme sind flachachsig gebaut.

3. Querfaltung mit plastischen Interferenzbildern im Grandjeans-Fjord

Ein Prototyp achroner Faltenüberlagerung in plastisch-mobilem Milieu tritt in der Region des Grandjeans-Fjordes zutage. Im Verlaufe der Spätphase D wurden hier die Gneisgewölbe der kaledonischen Hauptphase C remobilisiert und quer überfaltet. Die jungen und alten Achsen kreuzen sich rechtwinklig (vgl. HALLER, 1956c, Tf. 11).

Der junge Orogenherd hat den älteren Gebirgsbau tumorartig aufgebeult. Die jungen Fliessbauformen expandieren gegen NNE. In ihrem Vorraum sind Teile des alten Gebirges quer zur früheren Achsenrichtung aufgefaltet und in Deckenpaketen gegen NNE geschoben wor-

den. Die Zone D ist im aktiv und im passiv durchbewegten Raum streng homoaxial geprägt.

Im Westen grenzt der Orogenherd an eine intakt gebliebene Rückwand alter Gneise. Dort sind die gleichen Kontaktbilder entstanden wie an den geschilderten Grosschollen in der Dove Bugt. Das Achsenstreichen ändert abrupt. Der Übergang von der stabilen Rückwand zu den aktivierten Gneisfalten vollzieht sich über eine Distanz von wenigen hundert Metern. Foto 4 zeigt die durchweichte Randzone des Altverbandes am oberen Heinkel-Gletscher. Die flachachsig schaligen Gneisbündel C verlieren gletscherabwärts rasch ihre Gestalt und Raumlage. Sie „zerfliessen" sukzessive und verschmelzen mit den Bauformen der jungen Mobilzone.

Das in der neuen Richtung verfaltete Gneismaterial ist überall auch stofflich verjüngt. Die reaktivierten Verbände besitzen einen auffällig frischen Habitus.

Im Inneren des jungkaledonischen Orogenherdes sind einige steilachsige Schlingenfragmente die Überbleibsel des Alten. Aber nicht nur sie zeugen hier vom präexistenten Bau; es sind auch die Formen der Neufalten, die durch ihren prägnanten Stil das Kreuzsystem der Querfaltung verraten. Vor allem einige Grossfalten im inneren Grandjeans-Fjord zeigen Bauformen, die nur durch achrone Faltenüberlagerung entstehen können. Wir treffen dort wiederholt gleichgeformte Faltentypen: langgezogene, gegen SE abtauchende Schlingen. Foto 5 gibt einen Schnitt parallel zur jungen Faltenrichtung wieder. Die Achsen der Walzen und Faltenschlingen laufen hier also in Richtung der Fjordwand. Auf dem Wandsegment Foto 6 ist das Überlagerungssystem hingegen schief zum Achsenkreuz geschnitten. In diesem Aufriss treten markante Stauch- und Knitterfalten zutage.

Die Wände des Grandjeans Fjordes und seiner Nebentäler lassen einen homogen-plastischen Faltenstil erkennen. Im Gegensatz zur partiellen Mobilität und selektiven Auffaltung im Gebiet der Dove Bugt ist hier das Altkristallin bei der Neufaltung kollektiv überprägt worden. Das Substrat besass zur Zeit des neuen Impulses eine hohe Plastizität.

Der Wert des tektonischen Experimentes ist umstritten. Vor allem ist der Geltungsbereich eines Modellvorganges beschränkt. Denn die Geschehnisse in der Natur vollziehen sich in einem Masstab von Raum und Zeit, der nie nachzuahmen ist. Trotzdem wurden seit A. Daubrée, dem Begründer der experimentellen Geologie, je und je tektonische Modelle konstruiert und theoretisch erläutert (H. Cloos, J. G. Königsberger, M. K. Hubbert u. a.). Auch mit gekreuzten Faltensystemen

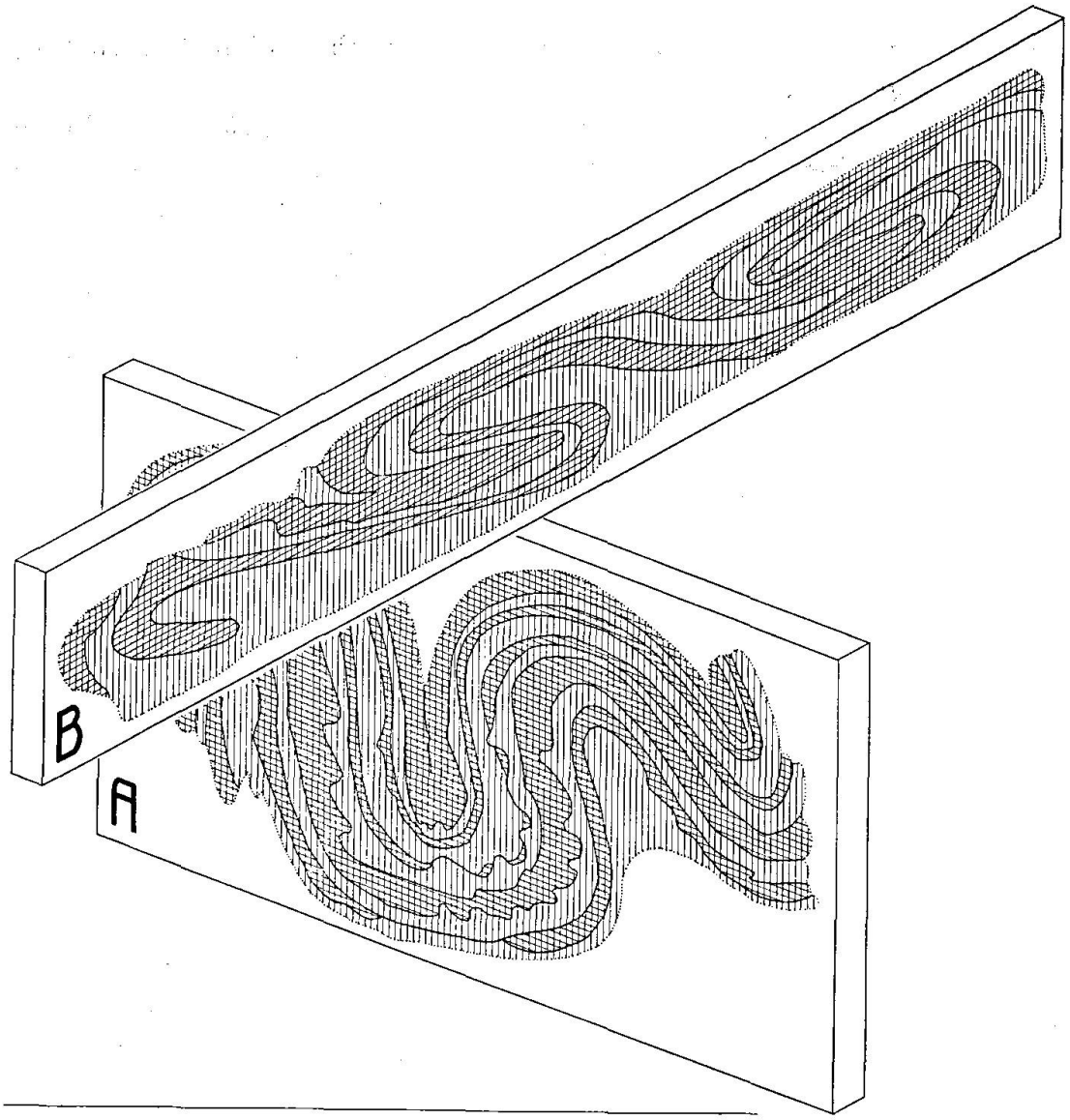


Fig. 3. Räumliche Darstellung zweier Schnitte durch das Plastilinmodell von REYNOLDS and HOLMES (1954, text-fig. 13): Das Profil A schneidet den zweifach verfalteten Plastilinblock in Richtung der alten Faltenachse. Es zeigt wie die Fjordwand Foto 6 steilschenklige Gewölbe, umsäumt von Knitter- und Stauchfalten. Das Profil B schneidet das Modell in Richtung der jungen Faltenachse. Hier treten langgezogene Faltenschlingen zutage, von der gleichen Form wie an der Fjordwand Foto 5.

wurde experimentiert. So haben REYNOLDS and HOLMES (1954), angeregt durch kaledonische Querfalten in Nord-Irland, die kinematisch-räumlichen Probleme der Querfaltung in plastischem Milieu empirisch entwickelt. Zu diesem Zwecke ist ein geschichteter Plastilinblock zuerst

in der einen Richtung und dann in der Querrichtung verfaltet und nachher zerschnitten worden. Das Forscherpaar hat im *Geological Magazine* (Vol. 91, S. 437—441) einige dieser Schnitte publiziert. Die so gefundenen Ausbissformen sind den besonderen Faltenbildern im Grandjeans-Fjord erstaunlich ähnlich. — Modell und Natur entsprechen sich da so sehr, daß ich froh bin, die experimentelle Nachahmung erst nach meinen Feldstudien gesehen zu haben! — Ich habe zwei Modellschnitte von REYNOLDS and HOLMES (1954, text-fig. 13) räumlich dargestellt (Fig. 3). Profil A schneidet den Plastilinblock in Richtung der alten Faltenachse, Profil B in Richtung der jüngeren. Im ersten Schnitt sehen wir die steilschenkligen Gewölbe, umsäumt von Knitter- und Stauchfalten wie an der Fjordwand Foto 6. Im zweiten erscheinen die gleichen langgezogenen Faltenschlingen wie die eine, welche an der Fjordwand Foto 5 angeschnitten ist.

Dem REYNOLDS-HOLMESschen Modell haften naturgemäss manch prinzipielle Fehler an. So bleibt zum Beispiel der synkinematische Wärme- und Stofftransport ganz unberücksichtigt; ebenso sind die Inklination und der modifizierte Ansatz der Faltungskräfte vernachlässigt. Das Plastilinmodell kann daher nur zur Stereotomie verfalteter Falten beitragen. In dieser Hinsicht aber zeigt uns der Baustil im Grandjeans-Fjord und sein experimentelles Gegenstück, daß auch migmatitische Fliessfalten, so regellos sie oft erscheinen mögen, mancher Gesetzmässigkeit unterworfen sind.

II. Synchrone Querstrukturen

Besitzt ein Faltengebirge grossen Tiefgang, so zeigen die Querschnitte stets Etagen verschieden intensiver und verschieden gearteter Deformation. Der Orogenraum besteht aus Stockwerken. Die Gleichzeitigkeit der einzelnen Stockwerksbewegungen ist verschiedentlich belegt. WEGMANN (1935b) hat für diese multiple Art tektonischen Geschehens den Begriff „Stockwerkfaltung" eingeführt.

Im gleichen Orogenakt können so, übereinander geschichtet, die verschiedenartigsten Bauformen entstehen. Jedem Stockwerk sind bestimmte Gesteinsarten und tektonische Elemente eigen. Die einzelnen Etagen sind kausal zwar eng verknüpft, sie lassen aber trotzdem, besonders in struktureller Hinsicht, merkliche Diskrepanzen entstehen. In Orogenzonen ohne wesentliche Krustenverkürzung können die Abweichungen soweit führen, dass die Faltenachsen im oberen Stock-

werk diejenigen des unteren rechtwinklig kreuzen. Auch solch seltenere Beispiele treten im ostgrönländischen Kaledon mehrfach auf.

Zwischen 72° und 74° n. Br. wurde das Gebirge im Verlaufe eines Orogenaktes, während der Hauptphase C, aufgefaltet. Der Einfluss spätkaledonischer Bewegungen auf den Faltenbau ist hier unbedeutend, zumal in dem Fjordgebiet, das ich als Beispiel heranziehe.

Der Gebirgsrumpf streicht generell N-S. Seine Ostflanke besteht aus unmetamorphen Sedimenten, deren Gesamtmächtigkeit 16 000 m übersteigt. Es handelt sich vorwiegend um detritische Ablagerungen eines Geosynklinaltroges (Grönlandium [= Jung-Präkambrium], Kambrium, Ordovicium). Der Westrand des Orogenraumes ist vom Inlandeis überdeckt. In der Nunatakker Region sind bloss Teile des Sedimentmantels erhalten.

Im Osten und Westen werden die Sedimente gegen die Tiefe und gegen das Gebirgsinnere hin progressiv metamorph. In der Zentralzone des Orogens sind die gleichen Sedimente granitisiert und fluidal verfaltet. Die stoffliche Verjüngung des Gebirgsinnern, das Aufsteigen der granitisierenden Agenzien, war das orogen aktive Geschehen. Das „Aufquellen" der Granitisierungszentren hat die Auffaltung des ganzen Gebirgszuges bewirkt (vgl. Haller, 1955, 1956b). Der nichtmetamorphe Oberbau verhielt sich dabei starr und träge. Er wurde von der Deformation nur wenig betroffen. Seine flachwelligen Falten sind vorwiegend durch Undationen des Untergrundes, weniger durch Horizontalschub zustande gekommen. Sämtliche Bauformen, die eigenwilligen Fliesstrukturen im Unterbau und die grosszügigen, flachen Falten im Oberbau, lassen sich auf die polyvergenten Bewegungen des Tiefenstockwerkes zurückführen.

Namhafte Schubbewegungen oder Deckenbildungen sind diesem Gebirge fremd. Selbst ein Rückglätten des Faltenwurfes ergibt eine nur unwesentliche Krustenverkürzung. Das Gebirge ist durch Stofftransport aus der Tiefe von innen heraus aufgebaucht worden.

Ober- und Unterbau sind disharmonisch verfaltet. Die Intensität der Durchbewegung nimmt gegen die Tiefe zu. Die verschiedenen Bauformen sind übereinander und im gleichen grossen Bewegungszyklus entstanden. Die beiden Faltungsstockwerke sind häufig durch Abscherungszonen und Diskontinuitätsflächen voneinander getrennt (Foto 7). Mancherorts aber ist der Übergang zur Zwischenzone stofflich und strukturell kontinuierlich; Ober- und Unterbau sind dort homoaxial verwachsen.

Fig. 4. Strukturkarte der kaledonischen Orogenzone zwischen 72° und 73° 45′ n. Br. (vgl. Fig. 1). Die Antiklinalen sind durch ausgezogene Linien, die Synklinalen durch gestrichelte Linien gekennzeichnet. Die Pfeile weisen in der Richtung des Achsenfallens. Die Faltenelemente des Unterbaues sind mit dünnen Strichen gezeichnet, die Gewölbe des Oberbaues mit dicken. Wo die Faltenzüge des Oberbaues nur unvollständig erhalten sind, ist der Strich schraffiert.

Die Strukturkarte Fig. 4 zeigt die kaledonische Orogenzone in der Region des Kejser-Franz-Josephs-Fjordes (73° n. Br.):

Die dicken Striche geben die Faltenzüge des Oberbaues wieder. Die Gewölbeachsen lassen sich zwar nicht so konsequent verfolgen wie die Strukturkarte es darstellt. Ausgeprägte Antiklinalstrukturen wechseln mit breitscheitligen Wölbungen.

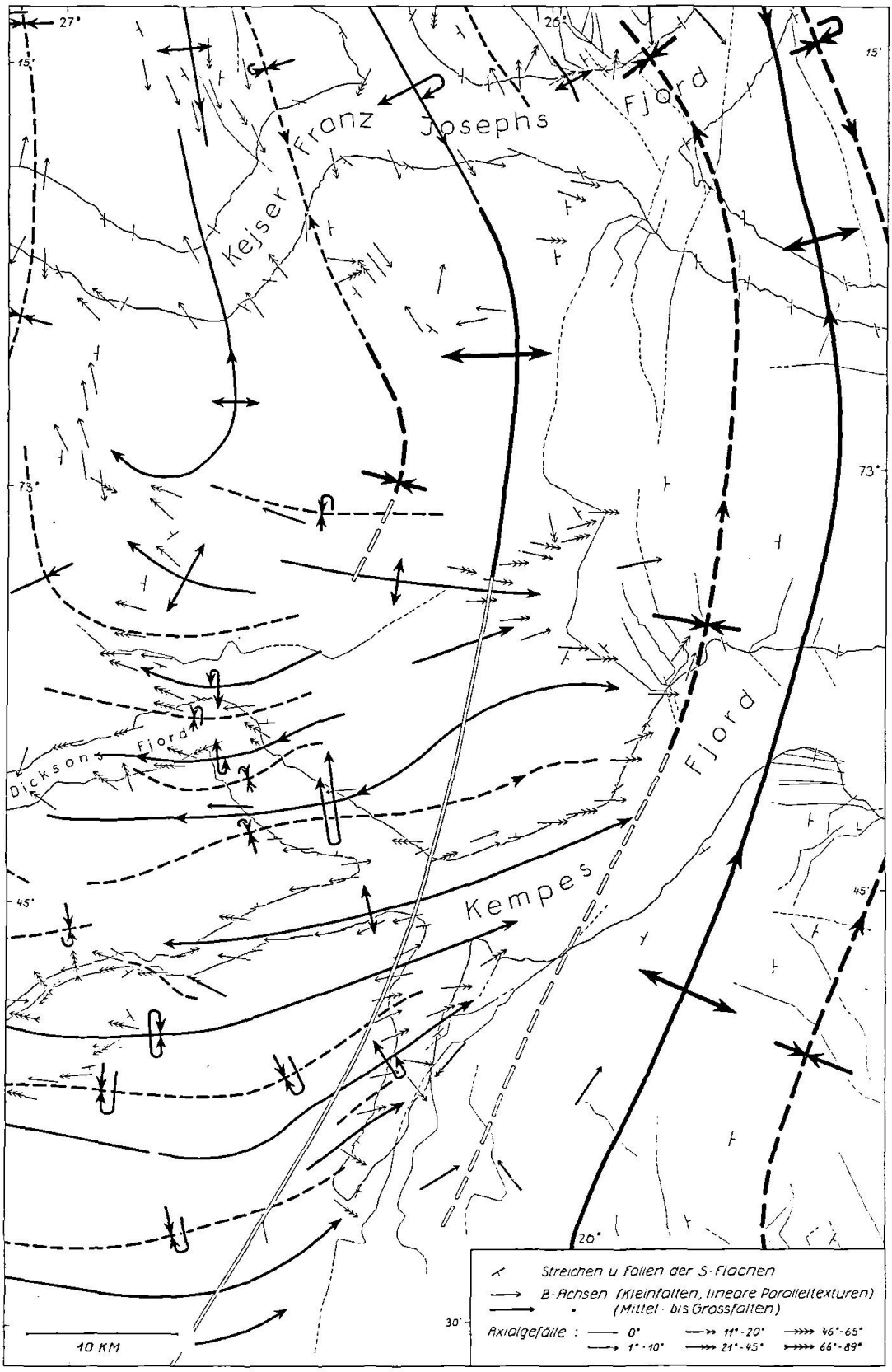
Die Faltenelemente des mobilen Innenbaues sind mit dünnen Linien gezeichnet. Die Fliessfalten des migmatitischen Tiefenstockwerkes folgen dem N-S-Streichen der Sedimentgewölbe im Oberbau nur teilweise. Im Unterbau scharen sich die B-Achsen der Einzelbauformen zu Bögen und Girlanden. Sie zeichnen komplizierte Wirbel und Schlingen.

Gekreuzte Falten zwischen Ober- und Unterbau treten an verschiedenen Orten zutage. Das instruktivste Bild ergeben die Aufschlüsse im inneren Kempes-Fjord. Dort kulminiert ein eng geschartes Bündel E-W streichender Migmatitfalten (Foto 8) und bildet so eine N-S laufende Grossform. Der Rücken dieser infrastrukturellen Achsenkulmination unterbaut die Sedimentgewölbe des Gebirgsmantels homoaxial. Er hat den Verlauf dieser Faltenketten geprägt (Fig. 5).

Im inneren Kempes-Fjord belegen die strukturellen und die petrogenetischen Verhältnisse den vertikalen Synchronismus der gekreuzten Systeme. Mit dieser Feststellung ist zwar der Bewegungsablauf der Faltenkreuzung rekonstruiert. Ungeklärt aber bleibt, warum überhaupt das Tiefenstockwerk quer zum Oberbau und quer zur Längsachse des Gebirges streicht. Prof. C. E. Wegmann, der das gleiche Fjordgebiet früher bereist hat, vermutete hinter dem regionalen Querstreichen des Unterbaues einen Zusammenhang mit dem Innenbau des prägrönländischen Sockels, der alten Unterlage der kaledonisch aufgefalteten Sedimentfolge (Wegmann 1935a, S. 39; 1935b, S. 338). Der reaktivierte Sockel könnte hier seine Strukturlinien dem orogenen Migmatit-Stockwerk aufgeprägt haben. Diese Deutung erscheint mir durchaus glaubwürdig. Feldgeologisch ist sie jedoch nicht zu beweisen. Denn das Mig-

---

Fig. 5. Strukturkarte der Region Kempes-Fjord. Die Umrandung der Karte ist auf Fig. 4 eingetragen. Die Antiklinalen sind als ausgezogene, die Synklinalen als gestrichelte Linien gezeichnet. Das Achsenfallen und die Gestalt der Falten sind durch die üblichen Symbole markiert (kürzerer Pfeil = steilerer Schenkel; gebogener Pfeil = überkippter Schenkel etc.). Die Faltenelemente des Unterbaues sind dünner gezeichnet als diejenigen des Oberbaues. Die Haarstriche zeigen den Verlauf der postorogenen Störungssysteme.


27°
26°
15'
73°
45'
30'
Kejser Franz Josephs Fjord
Dicksons Fjord
Kempes Fjord
10 KM
Streichen u Fallen der S-Flächen
B-Achsen (Kleinfalten, lineare Parallelexturen)
(Mittel- bis Grossfalten)
Axialgefälle : 0° 1°-10° 11°-20° 21°-45° 46°-65° 66°-89°

matit-Stockwerk lässt sich, so tief hinab die Aufschlüsse auch reichen, mit der Stratigraphie des Sedimentmantels korrelieren. Relikte des aufgearbeiteten Sockels konnten im Gebiet des Kempes-Fjordes nicht festgestellt werden.

Im gleichen Gebirgsausschnitt sind jedoch Anzeichen einer E-W streichenden, präkaledonischen Faltung nachweisbar. Diese präexistente Anlage dürfte das regionale Querstreichen des kaledonischen Migmatitbaues mitvorgezeichnet haben.

Summary

Fold-systems crossing each other rectangularly often occur in orogenic belts. Their kinematic relation may be studied in the crystalline part of the belt. Here the tectonical analyses are based on petrogenetical references.

Types of cross-folding reported in this paper apply to B-axes only. They are realised in the Caledonian mountain range of East Greenland (text-fig. 1). We there use the term "Caledonian sensu lato" for the major orogenic phase of the Early Palaeozoic, similarly to "Hercynian" and "Alpine".

(I) Achronous superposition of fold-systems

Text-fig. 2 gives a scheme of the structural units between 74 and 77° N. Lat. "A" and "B" are Pre-Caledonian units; "C" and "D" represent mobile zones of the Caledonian orogeny. The hatching on text-fig. 2 roughly shows the trend of folds. Cross-folding is frequent:

(1) In Dove Bugt a tessellated pattern of a semi-plastical kind of cross-folding occurs (STILLE's "zonare Selektion"). There is a clear superposition of structure "C" on "B" (cf. foto 1 and 2).

(2) On Soraner Gletscher a nappe-like offshoot of migmatites (structure "C") covers the older substratum (structure "B") at right angles (cf. foto 3).

(3) In Grandjeans Fjord the active centre of the Late-Caledonian movements is exposed. Migmatite bodies (structure "D") swelled up in the midst of the older infra-structure "C". Large-scale folded folds of *plastical* style can be recognized (cf. foto 4, 5, 6). The outcrop-forms are adequate to the sections of a plastilin-model published by REYNOLDS and HOLMES (1954). Section B on text-fig. 3 corresponds with foto 5, section A with foto 6.

(II) Synchronous transverse structures

In the vertical an orogeny is built up by storeys synchronously affected by unlike movements ("stockwerk"-folding, WEGMANN 1935b). Different plastic conditions gave rise to large-scale disharmonious folding (cf. foto 7). In consequence the structural unlikeness in part shows tectonical floors striking transverse to each other.

Text-fig. 4 gives the structural lines of the Caledonian belt between 72 and

74° N. Lat. Here the mountain chain is folded up by one phase of movements only. (This area belongs to unit "C" on text-fig. 2). The thick lines represent the long extended and simple folds of the covering sedimentary series (=supra-structure) while the thin lines are indicating the eddy-like fold-trend of the migmatitic substratum (=infra-structure). In Kempes Fjord (cf. text-fig. 5) the lines cross: in the lower floor a bunch of migmatite folds trends E–W (cf. foto 8); its axes form a culminating ridge running N–S as do the axes of the sedimentary cover (upper floor). All the folds shown on text-fig. 5 were affected at the same time.

Literaturverzeichnis

BACKLUND, H. G. (1932): Das Alter des „Metamorphen Komplexes" von Franz-Josef-Fjord in Ost-Grönland. Medd. om Grønland, Bd. 87, Nr. 4 (København).

BECK-MANNAGETTA, P. (1951): Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. Jb. Geol. Bundesanstalt, Bd. 44, S. 127—157 (Wien).

BECKER, G. F. (1893): Finite Homogeneous Strain, Flow and Rupture of Rocks. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 4, S. 13—90 (Rochester).

CLOOS, H. (1936): Einführung in die Geologie — Ein Lehrbuch der Inneren Dynamik. Verlag Borntraeger (Berlin).

HALLER, J. (1955): Der „Zentrale Metamorphe Komplex" von NE-Grönland. Teil I, Die geologische Karte von Suess Land, Gletscherland und Goodenoughs Land. Medd. om Grønland, Bd. 73, I. Afd., Nr. 3 (København).

— (1956a): Geologie der Nunatakker Region von Zentral-Ostgrönland zwischen 72°30′ und 74°10′ n. Br. Medd. om Grønland, Bd. 154, Nr. 1 (København).

— (1956b): Probleme der Tiefentektonik — Bauformen im Migmatit-Stockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden. Geol. Rundschau, Bd. 45, H. 2, S. 159—167 (Stuttgart).

— (1956c): Die Strukturelemente Ostgrönlands zwischen 74° und 78° N. Medd. om Grønland, Bd. 154, Nr. 2 (København).

HARLAND, W. B. (1956): Tectonic Facies, Orientation, Sequence, Style, and Date. Geol. Mag., Vol. 93, Nr. 2, S. 111—120 (Hertford).

KALLIOKOSKI, J. (1953): Interpretation of the Structural Geology of the Sherridon-Flin Flon Region, Manitoba, Bull. 25, Geol. Survey Canada (Ottawa).

KARL, F. (1954): Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. Jb. Geol. Bundesanstalt, Bd. 97, H. 1, S. 133—152 (Wien).

KING, B. C. and RAST, N. (1956): Tectonic Styles in the Dalradians and Moines of Parts of the Central Highlands of Scotland. Proc. Geol. Ass., Vol. 66, Part 3, S. 243—269 (Colchester).

KRANCK, E. H. (1953): Bedrock Geology of the Seaboard of Labrador between Domino Run and Hopedale, Newfoundland. Bull. 26, Geol. Survey Canada (Ottawa).

KVALE, A. (1946): Petrologic and Structural Studies in the Bergsdalen Quadrangle, Western Norway, Part I. Petrography. Bergens Mus. Arbok 1945 (Bergen).

— (1948): Petrological and Structural Studies in the Bergsdalen Quadrangle, Western Norway, Part II. Structural Geology. Bergens Mus. Arbok 1946—47 (Bergen).

KVALE. A. (1953): Linear Structures and their Relation to Movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 59, Part 1, S. 51—74 (London).

LINIGER, H. (1926): Über Gitterfaltung im Bernerjura. Eclogae geol. Helv., Vol. 19, Nr. 2, S. 625—629 (Basel).

METZGER, A. A. T. (1947): Zum tektonischen Stil von Palingengranit und Marmor in den Svekofenniden in Finnland. Bull. Comm. géol. Finl. Nr. 140, S. 183—192 (Helsinki).

MICHOT, P. (1956): Structures tectoniques dans la catazone norvégienne. Acad. roy. de Belg., Bull. Cl. des Sc. 5e série, T. 42, S. 209—227 (Bruxelles).

MITTELHOLZER, A. E. (1941): Die Kristallingebiete von Clavering Ø und Payer Land (Ostgrönland). Medd. om Grønland, Bd. 114, Nr. 8 (København).

ODELL, N. E. (1944): The Petrography of the Franz Josef Fjord Region, North-East Greenland, in Relation to its Structure: A Study in Regional Metamorphism. Transactions Royal Soc. Edinburgh, Vol. 61, Part I, Nr. 8, S. 221—246 (Edinburgh).

PEACOCK, J. D. (1956): The Geology of Dronning Louise Land, N. E. Greenland. Medd. om Grønland, Bd. 137, Nr. 7 (København).

REYNOLDS, D. L. and HOLMES, A. (1954): The Superposition of Caledonian Folds on an Older Fold-System in the Dalradians of Malin Head, Co. Donegal. Geol. Mag., Vol. 91, Nr. 6, S. 417—444 (Hertford).

SANDER, B. (1930): Gefügekunde der Gesteine. Verlag Springer (Wien).

— (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Teil I, Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Verlag Springer (Wien).

STAUB, W. (1925): Über die Entstehung von Querfalten und über Rahmenfaltung. Eclogae geol. Helv., Vol. 19, Nr. 1, S. 98—126 (Basel).

STILLE, H. (1917): Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geol. Rundschau Bd. 8, S. 89—142 (Leipzig).

— (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Verlag Borntraeger (Berlin).

VONDERSCHMITT, L. (1942): Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch (Ober-Elsass). Eclogae geol. Helv., Vol. 35, Nr. 1, S. 67—99 (Basel).

WEGMANN, C. E. (1929): Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. Bull. Comm. géol. Finl. Nr. 87, S. 98—127 (Helsinki).

— (1935a): Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland). Medd. om Grønland, Bd. 103, Nr. 3 (København).

— (1935b): Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau, Bd. 26, H. 5, S. 305—350 (Stuttgart).

— (1940): Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands. Mitt. Natf. Ges. Schaffh., Bd. 16, Nr. 4, S. 82—104 (Schaffhausen).

— (1951): L'analyse structurale en géologie. XXIe Congrès Internat. Philos. Sc. Paris 1949, Vol. VII, Sc. de la Terre, S. 55—64 (Paris).

— (1953): Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. Geol. Rundschau, Bd. 41, H. 1, S. 21—33 (Stuttgart).

— (1956): Stockwerktektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, S. 3—19 (Stuttgart).

WENK, E. (1943): Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 23, H. 1, S. 264—294 (Zürich).
— (1954): Berechnung von Stoffaustauschvorgängen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 34, H. 2, S. 309—318 (Zürich).
— (1955): Eine Strukturkarte der Tessineralpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 35, H. 2, S. 311—319 (Zürich).
— (1956): Alpines und ostgrönländisches Kristallin, ein tektonisch-petrographischer Vergleich. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 67, Nr. 2, S. 75—102 (Basel).
WENK, E. and HALLER, J. (1953): Geological Explorations in the Petermann Region, Western Part of Fraenkels Land (North-East Greenland). Medd. om Grønland, Bd. 111, Nr. 3 (København).

Erläuterungen zu den Fototafeln I—IV

Tafel I

Foto 1 Faltenüberlagerung im Grossbereich: Im Vordergrund tauchen die Achsen mit ca. 60° gegen SE, im Mittelgrund nimmt das Achsenfallen rasch ab. Die intakt gebliebenen Teile des Fragmentareales (Hintergrund) sind flachachsig gebaut. Die Berggruppe hat eine Höhe von 740 m. Flugfoto von Nanoks Ø, Blickrichtung NW (Aufnahme W. Diehl).

Foto 2 Faltenüberlagerung im Kleinbereich: Die Foto aus der nordwestlichen Dove Bugt zeigt den Kopf einer 15 m langen Altscholle. Die Lineartextur und Fältelung des Schollengesteins (Struktur B) und des verjüngten Nebengesteins (Struktur C) stehen nahezu senkrecht aufeinander.

Tafel II

Foto 3 Ejektive Querfalte am Soraner-Gletscher (Nordseite). Die junge Fliessfalte (C) überdeckt den resistenten Altverband (B) rechtwinklig (Flugaufnahme W. Diehl).

Foto 4 Durchweichte Randzone des Gneisareales C am oberen Heinkel-Gletscher (Südseite). Der alte Bau „zerfliesst" sukzessive und verschmilzt mit den querstreichenden Falten der Zone D. Der Aufschluss ist 700 m hoch (Flugaufnahme W. Diehl).

Tafel III

Foto 5 Langgezogene Schlingenfalten im inneren Grandjeans-Fjord (Nordseite). Der 1300 m hohe Aufschluss legt einen Schnitt parallel der jungen Faltenrichtung bloss. Die Achse der Schlingenfalte läuft in Richtung der Fjordwand (Flugaufnahme W. Diehl).

Foto 6 Interferenzbild aus dem inneren Grandjeans-Fjord (Südseite). Das 1200 m hohe Wandsegment zeigt einen Schnitt schief zur älteren Faltenrichtung (Flugaufnahme W. Diehl).

Tafel IV

Foto 7 Stockwerkfaltung ist disharmonische Faltung grossen Stils. Das Flugbild zeigt die 1000 m hohe Westwand des Maalebjerg (am unteren Gerard-de-Geer-Gletscher, siehe Fig. 4). Hier lässt sich in einem einzigen Aufschluss der Übergang zwischen dem fluidal verfalteten migmatitischen Gebirgsunterbau (1) und dem flachwelligeren Oberbau (3) erkennen. Die Faltungsetagen sind homoaxial verwachsen. Zwischen Ober- und Unterbau hat sich jedoch eine disharmonische Ablösung vollzogen. Die Übergangszone zeigt Auswalzung, Scher- und Stauchfaltung; sie ist mit (2) markiert (Flugaufnahme E. Hofer).

Foto 8 Ost-West streichende Gneisfalten an der Ostwand des vorderen Dicksons-Fjordes. Der Aufschluss ist 1700 m hoch (Flugaufnahme).

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band 37, Heft 1, 1957

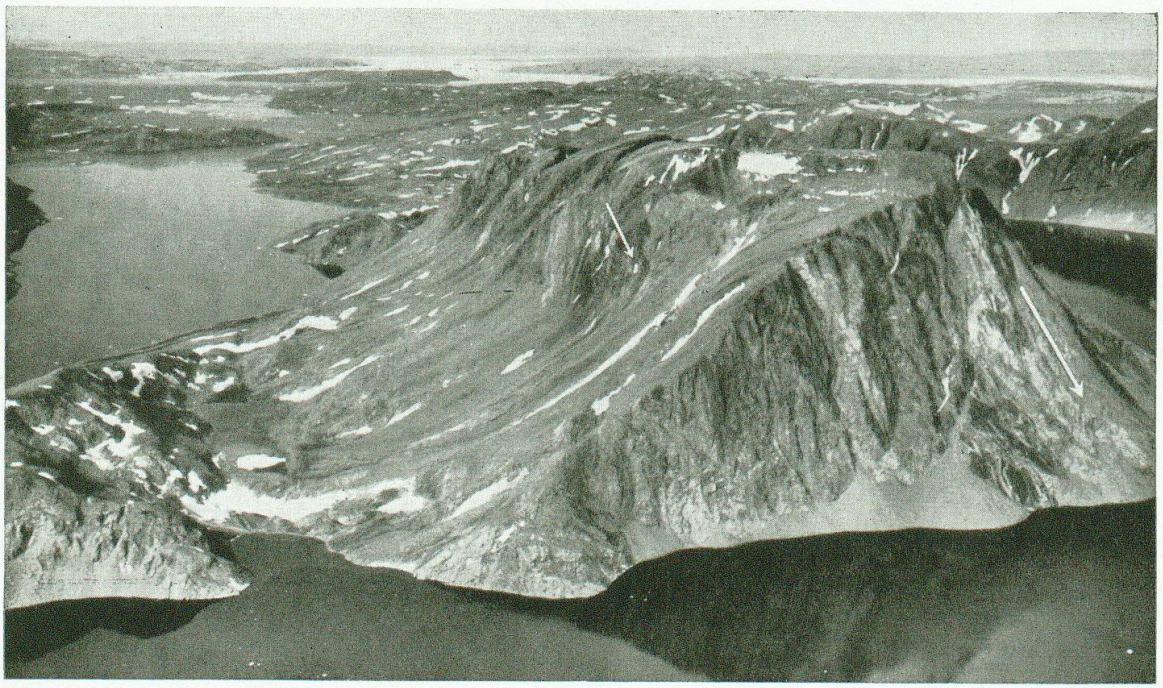


Foto 1

Foto 2

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band 37, Heft 1, 1957

Foto 1

Foto 2

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band 37, Heft 1, 1957

Foto 5

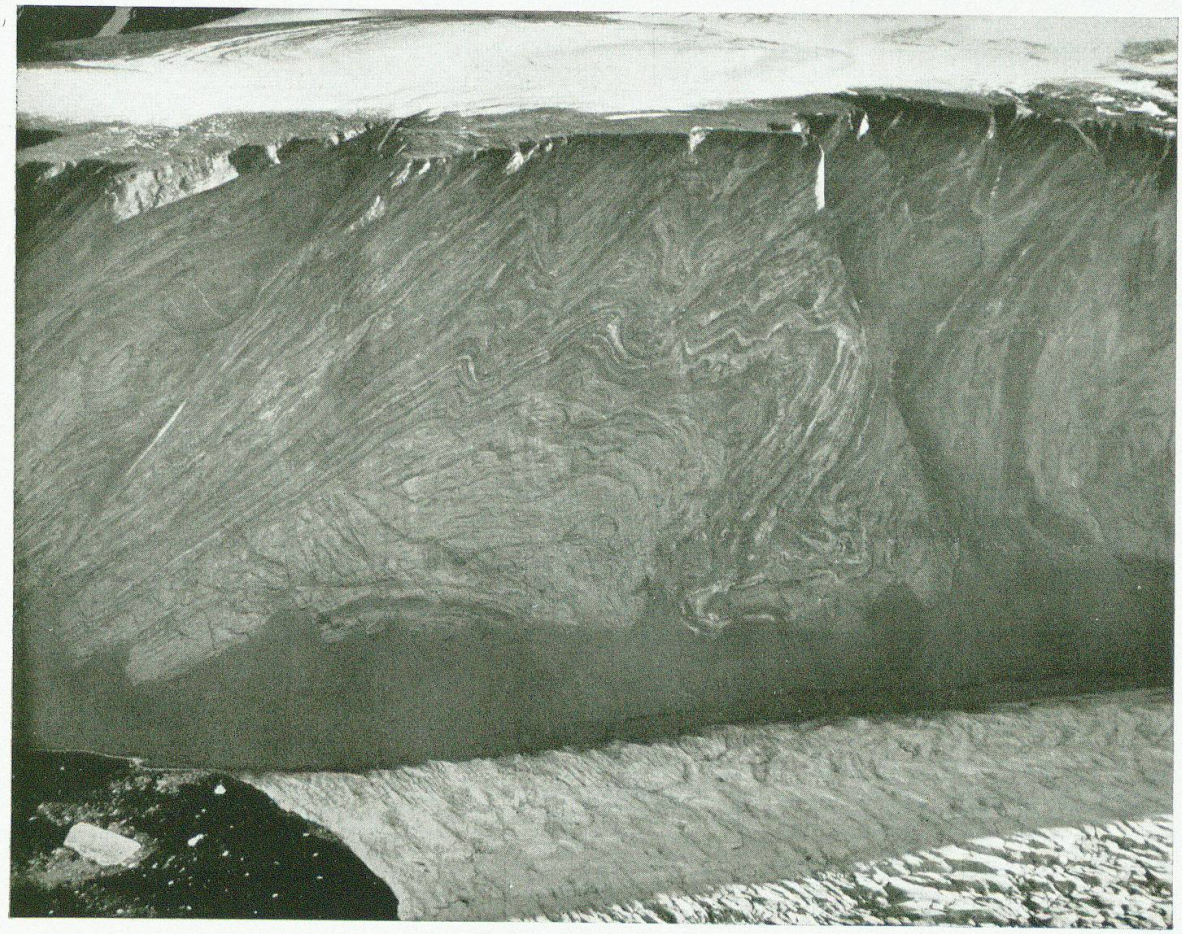


Foto 6

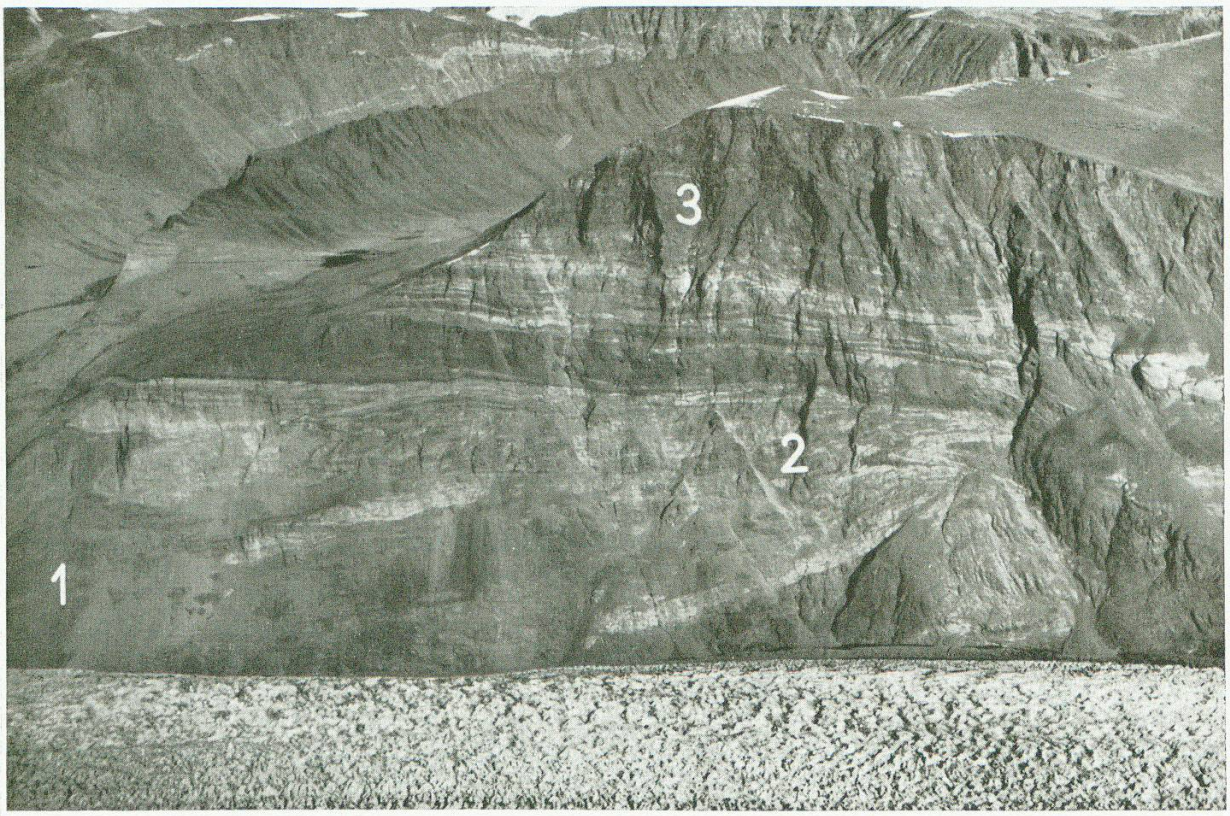


Foto 7

Foto 8