1. Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrak-Küste.

Von

Erik Ljungner.

(Hierzu Tafel I—IX.[1])

Vorwort.

Die vorliegende, auf eine Beschreibung der Landformen abzielende Arbeit behandelt den mittleren und nördlichen Teil der Provinz Bohuslän (zwischen 58 und 59° n. Br.) an der schwedischen Westküste, wie auch Teile der angrenzenden Provinzen. Die Untersuchung konzentriert sich auf die bohuslänische Fjordzone (d. i. den mittleren Teil von Bohuslän) und die Fortsetzung dieses Gebietes nach O bis zum Vänersee und seinem Abfluss Göta Älv. Besonders hinsichtlich statistisch behandelten Materials habe ich auf der Übersichtskarte Tafel I, Fig. 1 die von mir studierten Gebiete in fünf Bezirke abgegrenzt. Betreffs der jüngeren Magmengesteine wie auch einigermassen der Höhenverhältnisse sind auch Untersuchungen ausserhalb dieser Bezirke gemacht worden.

Die Feldarbeit, die dieser Abhandlung zu Grunde liegt, verteilt sich auf die Jahre 1920—24 und 1926. Da das Ziel immerfort weiter und höher gesteckt wurde, so zeigt die Entwickelung der Untersuchung während dieser Jahre ein Einrücken neuer Aufgaben. Zuerst auf die glaziale, glazifluviale und marine Erosion des Küstenstriches eingerichtet (1920—22) beobachtete ich bald die Regelmässigkeit der für die Landformen sehr wichtigen Verklüftungen und der damit in Verbindung stehenden Erscheinungen und strebte nach einer Erklärung dafür (1921—23). Die Bewegungen den Spalten entlang standen mutmasslich mit einer Deformierung der Fastebene im Zusammenhang. Da aber die Höhenverhältnisse fast völlig unbekannt waren, fand ich es nötig, eine umfassende und zuverlässige Höhenkarte nach eigenen Messungen herzustellen (1922—24). Die Möglichkeiten einer Altersbestimmung der Spaltenbewegungen lagen anderseits zum grossen Teil in der Bestimmung der Spalteneruptive (hauptsächlichst 1924—26 untersucht).

[1] Mit der Separatauflage des 1. und 2. Teils folgen die Tafeln I—VII.

Auch mit einigen Altersfragen des jüngeren Grundgebirges bin ich in Berührung gekommen, da die Spaltentektonik offenbar teilweise so weit zurückgeht. Während des letzten Sommers (1926) erhielt ich auch einige neue Ausgangspunkte, um diese Fragen anzugreifen. Nur teilweise war mir dann Gelegenheit gegeben, diese auszunutzen. Auf das Verfolgen dieser Aufgaben — was jedoch während der allernächsten Jahre nicht möglich ist — ist gegenwärtig mein Interesse gerichtet.

Bei der Veröffentlichung der Ergebnisse hat es sich, besonders wegen des Kausalzusammenhanges, empfohlen, etwa die entgegengesetzte Reihenfolge zu benutzen. Demgemäss werden als erster Teil eine Übersicht des Grundgebirges und eine Beschreibung der Spalteneruptive geliefert, während die Spaltentektonik und die Bruchtopographie den zweiten Teil ausmacht. Als dritter und letzter Teil werden die Erosionsformen besprochen.[1]

Allen meinen Lehrern, die mich bei dieser Arbeit unterstützt haben — der Zeitfolge nach Professor O. NORDENSKJÖLD, Professor A. G. HÖGBOM, Dozent G. FRÖDIN und Professor H. G. BACKLUND — sei hier mein wärmster Dank ausgesprochen. Als Herr Professor NORDENSKJÖLD mir den Vorschlag machte, die Erosionsformen des Schärenhofs zu studieren, gab er den Anstoss zu der vorliegenden Arbeit, der er stets grosses Interesse gewidmet hat. Herr Professor BACKLUND hat mir besonders während meiner Laboratorienarbeit beigestanden und hat mir in vielen Fragen durch bereitwilligen Gedankenaustausch und fördernde Ratschläge wertvolle Hilfe geleistet.

An Herrn Professor C. WIMAN, der mir gütigst die Spalten dieser Zeitschrift zur Veröffentlichung meiner Untersuchung zur Verfügung gestellt hat, richte ich meinen herzlichsten Dank.

Für die finanzielle Unterstützung stehe ich gegenüber folgenden Gesellschaften und Fonden in Dankesschuld: Geografiska Föreningen i Göteborg, Kungl. och Hvitfeldtska Stipendieinrättningen, Svenska Turistföreningen, Fastighets-A.-B. D. Carnegie & Co., Liljewalchs Stipendiefond, Bjurzons Stipendiefond, Naturvetenskapliga Studentsällskapet in Upsala und (für vergleichende Studien in den Alpenländern) Geologiska Sektionen in Upsala.

Die praktische Unterstützung, die mir während meiner Reisen an der Westküste von seiten meines Elternhauses sowie von der Leuchtturm-

[1] Als vorläufige Mitteilung erschien zu der Tagung skandinavischer Naturforscher in Göteborg 1923 mein Aufsatz »Kort vägledning för en geologisk-geomorfologisk exkursion genom Bohusläns Granitskärgård». Im folgendem Jahre wurde dieser Aufsatz in Meddelanden från Geografiska Föreningen i Göteborg III mit einigen Veränderungen umgedruckt. Im Folgenden werden diese Aufsätze als »Bohusläns Granitskärgård» 1923 bezw. 1924 bezeichnet. Ein bei der erwähnten Tagung gehaltener Vortrag »Tvåflikiga grytor, ett drag i den glaciala detaljskulpturen» ist in deren Verhandl. 1925 in Zusammenfassung gedruckt (17. Skand. Naturforskaremötet i Göteborg 1923, Förhandl. o. Föredrag, S. 50, 204*—211*, Vgl. auch S. 83—85).

besatzung auf Hållö, besonders von meinem Freunde A. UHRBERG daselbst, zu Teil wurde, bewahre ich in dankbarer Erinnerung.

Präparator R. ANDERSSON bleibe ich für die guten Mikropräparate und meinem Freunde Fil. Lic. J. F. HEUBERGER für Hilfe beim Korrekturlesen zu Dank verbunden.

Bei dem Litteraturnachweis sind für nordische Publikationen und publizierende Institute folgende Abkürzungen angewandt:

Bull. G. I. Ups.	Bulletin of the Geological Institution of Upsala,
G. F. F.	Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar,
K. Vet. Ak.	Kungl. svenska vetenskapsakademien, Stockholm,
N. G. U.	Norges geologiske undersökelse,
S. G. U.	Sveriges geologiska undersökning.

Einleitung.

In seiner Beschreibenden Erklärung der Landformen hebt DAVIS hervor, »dass eine Küste wirklich nur dann gut beschrieben werden kann, wenn das Gebiet, deren Rand sie darstellt, bekannt ist». Nirgends dürfte sich dieser Ausspruch besser bewahrheiten als in Bohuslän. Dass es hier überhaupt eine Küste gibt, beruht zwar in erster Linie von der Einsenkung des Skagerraks und des Kattegatts. Wir wollen aber zeigen, dass dieser den Charakter einer Flexur trägt, durch welche die Landfläche eine Böschung gegen W erhielt. Die Lage der Küstenlinie ist nur von der zufälligen Meereshöhe, der Charakter der Küste nur von dem Charakter der Landschaft als eine durch Spaltentäler (teilweise mit Verwerfungen) zerstückelte Fastebene des archaischen Grundgebirges bestimmt. Das Land befindet sich noch im Auftauchen nach der etwa 150 m betragenden Landsenkung beim Ende der Quartärzeit. Die der präquartären Talbildung entsprechende Erosionbasis muss aber beträchtlich unter dem heutigen Meeresstand liegen. Die Fastebene, die auch an ihren erhöhten Teilen kleine Relikte einer wirklichen Urgebirgsebene aufweist, zeitigt wieder ganz andere Bedingungen.

Die Morphologie des betreffenden Küstengebietes ist die seines Grundgebirges. Ebenso wichtig wie die exogenen Kräfte sind für die Oberflächengestaltung die endogenen, welche teils die Erosion vorbereitet und geleitet, teils schon gebildete Erosionsformen deformiert haben. Auch primäre Eigenschaften des Gesteinsmateriales müssen berücksichtigt werden, insofern sie auf die Formbildung einen Einfluss ausüben.

Teil I. Das Grundgebirge des Gebietes und die postarchäischen Magmengesteine Westschwedens.

1. Das Gneisterrain.

Der Gebirgsgrund des Gebietes besteht, von jüngeren Ganggesteinen und der kaum mehr als angrenzenden Dalformation abgesehen, aus Urgesteinen. Unter diesen lässt sich der Bohusgranit als jüngster Anteil leicht ausscheiden. Wegen seines durchbrechenden Charakters und seiner von Regionalmetamorphose unbetroffenen Struktur wird er allgemein zu den jüngsten schwedischen archäischen Graniten gezählt.

Der für Westschweden sonst kennzeichnende »järngneis» (Magnetitgneis) hat in Bohuslän weniger Ausbreitung als der mit ihm verbundene, graue, gebänderte, oft zwei Glimmer führende Gneis. Ausserdem treten einige linsenförmige Partieen von »Urgranit» oder Gneisgranit auf. Hierher gehört in erster Linie der in Dalsland weit verbreitete Järbogranit oder Järbogneis, der sich an der Stadt Uddevalla vorbei und noch ein paar Meilen gegen S erstreckt, ebenso der porphyrische Gneisgranit auf Tjörn. Auf Grund der lange anhaltenden neptunistischen Anschauungen wurde während der Kartenarbeiten nach intrusiven Kontakten nur wenig gesucht.[1] Wir wissen darum sehr wenig von dem Feldverbande der verschiedenen Glieder des älteren Gebirgsgrundes. Ein in unser Gebiet hineinragender »Urgranit», der Kroppefjällsgneis, hat sich während der letzten Arbeiten in Värmland als viel jünger erwiesen.[2]

---

[1] Die dalsländischen Sektionskarten (1 : 50,000) erschienen 1870, die bohuslänischen (1 : 100,000) 1902. Die der letzteren zu Grunde liegende Feldarbeit wurde aber schon in den Jahren 1885—95 ausgeführt. Wenn zu dieser Zeit die magmatische Natur der Granite allgemein anerkannt wurde, so wurden nur die jüngsten, deutlich durchbrechenden Granite als intrusiv angesehen, während hingegen die älteren Granite als während der Sedimentierung des Gneises auftretende Lavaergüsse gedeutet wurden. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse glaubte man also die Altersverhältnisse bestimmen zu können (vgl. Erl. Bl. Uddevalla, S. 27).

[2] Der Järbogranit in Hjärtum enthält zuweilen kleine Bruchstücke von Gneis; kleine quarzige Adern, welche die Struktur übersetzen, sind gekräuselt, was nicht von den Pegmatit- und Aplitlagern gilt.

Der Granit Tjörns ist auf den westlichen Inseln im Stigfjord massförmig. GELLERSTEDT spricht (Tagebuch 1889 S. 56) von abgeschnittenen Gneisschichten und (S. 53) von Pegmatit in dem Kontakt. Gegen die Ostgrenze beobachtete Verf. mehrere Bruchstücke von Gneis, teilweise von beträchtlicher Grösse, in wechselnder Orientierung.

Die Gneis- und Gneisgranitterraine sind sehr einförmig. Ein abwechselnderes Bild begegnet uns doch an einigen Stellen. Hierher gehört die grosse Pegmatitzone, die später behandelt werden soll, ferner einige Gegenden, wo Grünsteine in grösserer Menge auftreten. Die im westlichen Teil des Blattes Vänersborg (1 : 50,000) gangförmig erscheinenden Grünsteine bestehen nach A. GAVELIN[1] aus hornblendereichem Leptit und Amphibolit und gehören zu der hier auftretenden Leptitformation, die nebst Gesteinen der Dalformation in jungpräkambrischer Zeit zu einer NNW streichenden Synklinale zusammengepresst wurde. In dem auf Blatt Fjellbacka fallenden Anteil dieses Striches kommt gemäss der Erläuterung (S. 21, 22) Quarzporphyr und Porphyrtuff vor.

Zu der Ausstellung in Göteborg 1923 erschien eine für unser Kenntnis und Verständnis des archäischen Grundgebirges Westschwedens sehr wichtige Arbeit, nämlich die Beschreibung der Göteborger Gegend von H. E. JOHANSSON.[2] Dieser Verfasser hat gezeigt, wie die geographisch auf einander folgenden, meridional streichenden Zonen verschiedener Gesteine (verschiedene Gneise, Gneisgranite, alte Grünsteine etc.) petrographisch eine regelmässig sich wiederholende Serie bilden und normalen Differenzierungsgliedern desselben Stammagmas entsprechen. Er fasst demgemäss — im Gegensatz zu der zur Zeit des Erscheinens der Sektionskarten Bohusläns angestrebten Einteilung in Ortho- und Para-Gneise — den ganzen Gebirgsgrund als magmatischer Herkunft auf. Die verschiedenen Gesteine sind aus einem Urmagma hervorgegangen, nicht aber durch sukzessive Eruptionen sondern durch eine Differenzierung in situ. Intrusive Erscheinungen werden durch die verschiedenen Erstarrungstemperaturen der Teilmagmen erklärt.

Hinsichtlich des Ziels dieser Abhandlung ist die Genesis der älteren Gesteine ohne Belang. Auch die Petrographie derselben ist von ziemlich geringer Bedeutung, sofern es sich nicht um die Struktur handelt. In der beigefügten kleinen Kartenskizze (Taf. 1) ist nur auf die Parallelstruktur Hinsicht genommen. Es hat sich dabei empfohlen, den Gneisgraniten und dem »järngneis» eine Mittelstellung zwischen Granit und Bändergneis zu geben. In einigen Fällen, wie an der Ostseite von Orust und in dem Kirchspiel Hjärtum, hat Gneisgranit eine grössere Verbreitung als es aus den Sektionskarten hervorgeht.

Wie aus dem Kartenbild (Taf. I, Fig. 1) hervorgeht, herrscht im Allgemeinen ein Streichen in N-S:licher Richtung. Die Gneisgranitpartien bilden gleichorientierte Linsen. Die mehr abgerundete nördliche Begrenzung des Gneisgranits zu Tjörn steht mit einem halbkreisförmigen Streichen des Hauptteils von Orust in Verbindung.

In Bezug auf die Struktur habe ich gefunden, dass die Schieferung nicht selten in eine Stengligkeit übergeht. Diese lineare Struktur zeigt

[1] Jahresbericht für 1908 in S. G. U. Årsbok 1909.

[2] H. MUNTHE, H. E. JOHANSSON, R. SANDEGREN, Göteborgstraktens Geologi (Separatauflage), Göteborg 1924.

in beobachteten Fällen ein schwaches Einfallen gegen S hin. Wo eine oft wiederholte synkline und antikline Stellung der Schieferung vorliegt, findet man ebenfalls ein S:liches, flaches Einfallen der Faltungsachsen. Letztere Verhältnisse sind besonders auf dem nördlichen Teil von Orust und dem Festlande N davon beobachtet worden. Sie werden in einem folgenden Teil dieser Arbeit eingehender behandelt werden.

2. Die alten Grünsteingänge des äussersten Küstenstriches.

Das Bild des äussersten Küstenstriches, der der ganzen bohuslänischen Küste entlang aus der Gneisformation besteht, wird von reichlich auftretenden, N–S verlaufenden Grünsteingängen belebt.

Während der Feldarbeiten der geologischen Landesanstalt in Bohuslän wurden die Gänge der Kosterinseln von G. DE GEER studiert.[1] Obwohl die Grünsteingänge sowie der Gneisgranit, in welchem sie auftreten, in der Richtung der Gänge verschiefert sind, fand DE GEER, dass die Gänge den alten Gebirgsgrund tatsächlich durchsetzen. Die Metamorphose, welche die Gänge und ihr Nebengestein getroffen hatte, wollte er in die algonkische Zeit verlegen. Durch vorläufige Mitteilungen einer noch nicht erschienenen Monographie über die Kosterinseln von A. GAVELIN[2] ist bekannt geworden, einerseits dass die älteren Gesteine schon beim Auftreten der Gänge umkristallisiert waren, anderseits dass die Gänge von den Pegmatiten des Bohusgranits durchsetzt werden.

Die Gänge auf der südlicheren Inselgruppe Väderöarne werden zu derselben Gangformation gerechnet (Blatt Fjellbacka S. 29).

Auf den äussersten Inseln ausserhalb Orust sind auf der Sektionskarte viele N—S-Gänge eingetragen. Nach der Erläuterung zu Blatt Uddevalla (S. 48) durchsetzen sie Granit- und Pegmatitgänge, die (S. 38) in Zusammenhang mit dem Bohusgranit behandelt werden. Anlässlich dieser Angaben, durch welche die Möglichkeit eines niedrigeren Alters dieser Gänge gegeben schien, machte ich auf Vallerö und Tornö N von Käringö einen Besuch, der leider auf einen halben Tag beschränkt werden musste.

Ein grauer Leptit[3] oder Leptitgneis und Amphibolit machen hier den Hauptteil des Gebirgsgrundes aus. Diese Gesteine werden von Granit (Gneisgranit) durchsetzt. Örtlich kann letzterer das Hauptgestein ausmachen, in welchem Bruchstücke von Amphibolit und Leptit reichlich eingeschlossen sind. Die Leptitbruchstücke sind oft halb resorbiert und

[1] G. DE GEER, Om algonkisk bergveckning. G. F. F. Bd 21 (1899), S. 683. Vgl. Erl. Blatt Strömstad und Koster S. 14.

[2] Jahresbericht für 1912. S. G. U. Årsbok 1913, und Äusserung G. F. F. Bd 36, S. 127.

[3] Der Name Leptit nur als Strukturbegriff benutzt.

haben dann zu Migmatitbildung und Differenzierungsbänderung Anlass gegeben; durch diese Inhomogenitäten zeigt das Gestein oft schöne Fliessbewegungen. Ein neuer Granit durchschwärmt in Gängen den bisher geschilderten Gebirgsgrund, ohne Resorptionswirkungen zu zeigen. Er geht oft in Pegmatit und Aplit über. Alle diese Gesteine werden nun von einer grossen Anzahl Metadiabasgängen durchsetzt, von welchen wenigstens die mächtigeren über die ganzen Inseln verfolgbar sind, indem sie von N nach S etwas gewunden verlaufen.[1]

Der Grad der Verschieferung und Umkristallisation ist bei diesen Gängen sehr wechselnd. Kein Gang ist der Metamorphose völlig entgangen. Am besten erhalten scheint ein etwa 50 m breiter Gang auf Tornö zu sein. Er zeigt einen graden Verlauf, dichte Kontakte, primäre Spalten (Kontraktionsspalten) und teilweise noch leistenförmigen Plagioglas. Das Nebengestein dieses Ganges besteht in der Hauptsache aus Amphibolit. In der Regel sind die Gänge völlig umkristallisiert und gewöhnlich etwas, bisweilen aber sehr intensiv verschiefert. Es scheint sogar, als ob der gewundene Verlauf der am meisten schiefrigen Gangteile auf Flexuren beruhe. Die Schieferung, die auch den Granit betroffen hat, folgt nämlich im Grossen der Umbiegung, wenn auch in geringerem Grade, so dass sie mit der Kontaktlinie teilweise einen spitzen Winkel bildet; und der Gang selbst ist in den Umbiegungen verschmälert. Auf der Skizze Fig. 1 habe ich diese Verhältnisse zu veranschaulichen versucht. Ein postsilurischer Diabasgang wird S. 71 besprochen werden.

In den Metadiabasgängen beobachtet man sehr dünne aplitische und granitische Gänge, die im Allgemeinen etwa senkrecht zur Gangrichtung verlaufen. In einigen Fällen konnte ich sie bis an die Kontakte verfolgen, wo das Nebengestein aus dem älteren oder dem jüngeren Granit bestand, ohne dass es möglich war, in diesem dieselben Gänge zu unterscheiden. Die Mächtigkeit dieser kleinen Quergänge scheint mit der Mächtigkeit der betreffenden Grünsteingänge zu wechseln. Nur in dem grossen Gang auf Tornö fand ich einen Quergang etwa 8 cm erreichen. Sonst sind sie höchstens 1 bis 2 cm dick und verzweigen sich in kleinere Adern. Ebenso entspricht der Grad der Umwandlung der Quergänge dem der betreffenden Grünsteingänge.

Trotz der Ähnlichkeit der Quergänge in vielen Fällen mit dem Ganggranit des Nebengesteins wird doch letzterer von den Grünsteingängen selbst deutlich durchschnitten — auch in jenen Fällen, wo die Quergänge mit ihm in Kontakt kommen. Die Quergänge der Grünsteingänge sind also nicht in gewöhnlicher Meinung durchsetzende Gänge. Sie sind auf Kontraktionsspalten der alten Diabasgänge beschränkt. Ähnliche Erscheinungen sind bei basischen Intrusivgesteinen nicht ungewöhnlich. Die Herkunft des salischen Magmas ist in verschiedenen Vor-

[1] Auch der Amphibolit tritt teilweise gangähnlich in dem Leptit auf, wie es aus einem Bruchstück hervorging.

gängen gesucht worden, die alle für die betreffenden Fälle zutreffend sein können: durch regionale Umschmelzung des Nebengesteins (SEDERHOLM),[1] durch Assimilation von Nebengestein und Wiederausscheidung (GAVELIN)[2], durch Segregierung aus dem Magma selbst (HÖGBOM).[3] Die letzte Erklärung bezieht sich auf granitische Adern in dem Åsbydiabas der nordschwedischen Küste, die ausführlich von HOLMQUIST[4] und SOBRAL[5] beschrieben worden sind. SOBRAL sieht in diesen Adern halb umgeschmolzene Granitplatten vom Nebengestein.

Offenbar sind die beschriebenen, teilweise hochmetamorphen Metadiabasgänge wie auch die von ihnen durchsetzten, ebenfalls umkristallisierten Granit- und Pegmatit-Gänge älter als der Bohusgranit. Die Metadiabasgänge selbst sind ohne Zweifel mit den alten Gängen auf den Kosterinseln identisch. Die von WALLERIUS[6] gegebene Schilderung aus

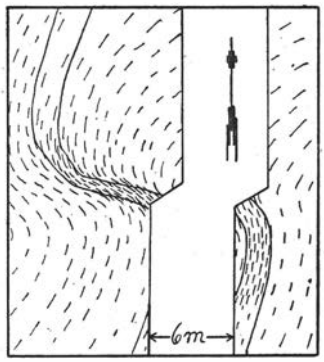


Fig. 1. Skizze über Schieferung und Flexur eines Metadiabasganges in Gneisgranit, sowie abschneidenden postsilurischen Diabasgang. Vallerö bei Käringö, Sektion Uddevalla.

Herrön ausserhalb Tjörn lässt dieselben Gänge erkennen. Nach H. E. JOHANSSON (a. a. O. S. 63) treten sie an der Küste bei Göteborg

[1] J. J. SEDERHOLM, Om granit och gneis. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, N:o 23. Helsingfors 1907.

—— On Migmatites etc. I. The Pellinge Region. Ibid. N:o 58. 1923.

—— Granit-gneisproblemen . . . i Åbo-Ålands skärgård. II. G. F. F. Bd 46 (1924), S. 256—271.

[2] A. GAVELIN, Om relationerna mellan graniterna, grönstenarna etc. inom Loftahammarområdet. S. G. U. Ser. C. N:o 224 (1910) S. 82—86.

[3] A. G. HÖGBOM, The igneous rocks of Ragunda, Alnö, Rödö and Nordingrå. G. F. F. Bd 31 (1909), S. 371. Vgl. GAVELIN, Beskr. t. Kartbl. Loftahammar, S. G. U. Ser. Aa N:o 127 (1904) S. 35.

[4] P. J. HOLMQUIST, Om Rödöområdets rapakivi och gångbergarter. S. G. U. Ser. C. N:o 181 (1899) S. 83—87.

[5] JOSÉ M. SOBRAL, Contributions to the geology of Nordingrå Region. Uppsala 1913. S. 120—123. Vgl. Bull. G. I. Ups. Bd IX (1910).

[6] I. D. WALLERIUS, Två geologiskt intressanta platser i Klövedal. G. F. F. Bd 44 (1922), S. 132 und Fig. 2.

auf, auch hier als Schwärme etwa N—S verlaufender Gänge. Die von C. BUGGE beschriebenen Vinordiabasgänge der Kongsberger Gegend in Norwegen, die viele Analogien zu den bohuslänischen Gängen zeigen, gehören geographisch zu demselben Striche.[1]

Das höhere Alter der Metadiabasgänge im Verhältnis zu dem Bohusgranit verbietet nicht einen Zusammenhang mit diesem. ASKLUND[2] fasst also eine ähnliche Gangformation an der Ostküste Schwedens als Vorläufer des dortigen jüngeren archäischen Granits (der Filipstadsgruppe) auf. Hinsichtlich der bohuslänischen Gangformation dürfte ein Vergleich der Druckverhältnisse, die sich einerseits in der Verschieferung der Metadiabasgänge, anderseits in der frühesten inneren Tektonik des Bohusgranits abspiegeln, von Bedeutung sein.

3. Der Pegmatit.

Geologisches Auftreten.

Im mittleren Bohuslän ist Pegmatit sehr häufig. In einer in dem Blatt Uddevalla eingelegten Zone, die mit 4 km Breite in NW—SO-licher Richtung an Uddevalla vorbei streicht, macht der Pegmatit — mit einem oft granitisch ausgebildeten Aplit — das Hauptgestein aus. S von Uddevalla folgt er etwa der Grenze zwischen dem Gneisgranit (Järbogneis) und Gneis. Nach der Erläuterung (S. 40) bildet der Pegmatit der Uddevallazone teils langgestreckte, mächtige Lagergänge, teils eine Decke von zuweilen mehr als 15 m Mächtigkeit, die sich über die Schichtenköpfe des Gneises ausbreitet (wo seine Parallelstruktur nicht horizontal ist). Er zeigt scharfen Kontakt gegen die älteren Gesteine und ist an eingeschlossenen Bruchstücken oft reich. Auch östlicher, auf dem noch übersichtlicher behandelten Blatt Venersborg, ist wenigstens bis Göta Älv zwischen Lilla Edet und Trollhättan der Pegmatit sehr häufig. Seine teilweise Deckennatur wird auch hier anerkannt (Erl. S. 27). Die Schieferung scharf abschneidende Gänge habe ich auch bei dem hiesigen Gneisgranit beobachtet. In einigen Fällen lässt sich die durchbrechende Natur schwieriger feststellen (wie z. B. betreffs der mächtigen Pegmatitplatten, die in dem steil gestellten Gneis an der alten Landstrasse SW von Hjärtum Kirche, besonders bei Brattorp, konkordant eingeschaltet sind).

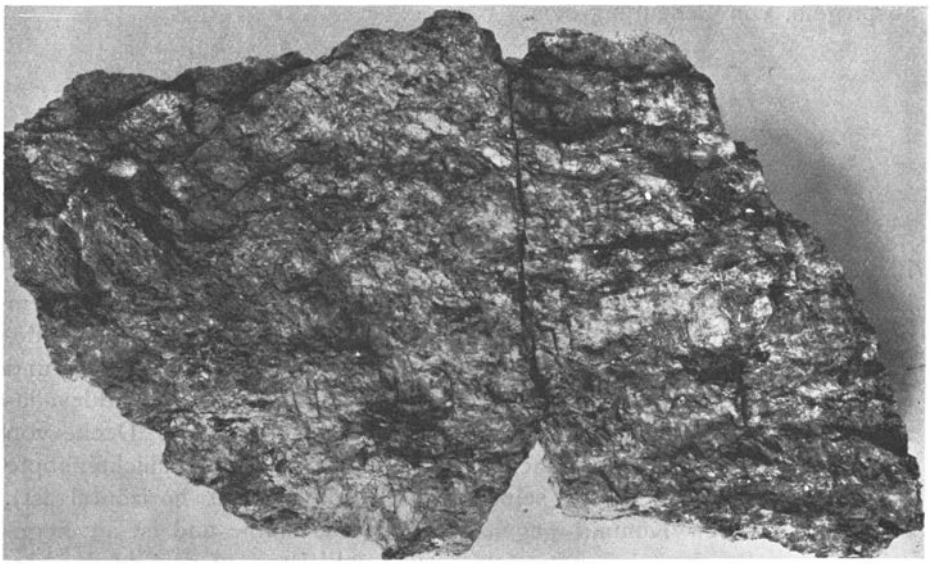
Struktur.

In der Erläuterung zu Blatt Uddevalla (S. 41, 42) wird angegeben, dass der Pegmatit der Uddevallazone stellenweise verschiefert ist und in

[1] C. BUGGE, Kongsbergsfeltets geologi. N. G. U. N:o 82 (1917).

[2] B. ASKLUND, Några urbergstektoniska problem från Östergötland. G. F. F. Bd 43 (1921) S. 600.

Gneis übergeht. Die gneisig aussehenden Teile des Gesteins, welche der Verfasser bisher angetroffen hat, verraten doch keine Züge, die er als regionalmetamorph deuten möchte. Der oft muskovitgneisähnliche Aplit erweist sich teils nur fluidalstruiert (Hasteröd, Hjärtum), teils ausserdem kataklastisch verändert (Vassbo, Forshälla). Der grobkörnige Pegmatit zeigt bisweilen eine augengneisähnliche Struktur, in der man doch nur kataklastische Prozesse bestimmt angedeutet findet (Fig. 2). Gegen eine Regionalmetamorphose spricht auch der Umstand, dass mitten unter diesen schiefrigen Typen unbeeinflusste granitische Abarten mit schön idiomorphen Glimmerkristallen vorhanden sind (Vassbo).



P. Sandberg phot.

Fig. 2. Kataklasschiefriger Pegmatit aus der Uddevallazone. Vassbo unweit Ljungskile. 1/1 Nat. Grösse.

Die Fluidal- und die Kataklasstruktur können kombiniert als eine Protoklasverschieferung gedeutet werden. Die Kataklase ist aber mehr als eine Protoklase und steht mit einer flach gegen NO einfallenden Mylonitisierungszone in Verbindung, die in der NO-Grenze der Pegmatitzone angelegt worden ist und auch den gleich fallenden Gneisgranit betroffen hat. Diese soll in dem nächsten Teil dieser Arbeit näher besprochen werden. Das Handstück Fig. 2 stammt aus der Pegmatitzone 1 km innerhalb ihrer mylonitischen NO-Grenze. Die Schieferung fällt auch hier flach gegen NO wie auch die Rutschstreifen, und die Glimmerblätter sind quer dazu in kleine Falten gelegt.

Seltnere Mineralien.

In ein paar Fällen sind seltnere Mineralien aus den Pegmatiten Bohusläns angeführt worden. In dem grossen Pegmatitgang auf Flatön zwischen Lysekil und Orust kommt schwarzer Turmalin in 20 cm grossen Kristallen vor, und auf Orust wurde Columbit angetroffen.[1] Aus der Uddevalla-Zone liegen keine Angaben vor. In einem scharf durchsetzenden, WNW verlaufenden saigeren Gang, der bei Skafteröd Haltestelle durch die Wegeanlage entblösst wurde (5 km von der grossen Pegmatitzone und 30 km von dem Granitgebiete entfernt), fand ich Molybdänglanz, welches Mineral ich auch in einer »Röhre» innerhalb des Bohusgranites bei Lysekil traf.[2]

Beziehungen zum Bohusgranit.

In den Sektionserläuterungen werden die Beziehungen des Pegmatites zu dem Bohusgranit nur an einer Stelle besprochen: In der Erläuterung zu Blatt Fjellbacka (S. 27) wird der Pegmatit als dem Bohusgranit angehörig angenommen, weil er »Gänge bildet, die von der Granitmasse direkt ausgehen». BRØGGER erwähnt[3] unter den Pegmatiten des Smålenene-Bohusgranits auch die bohuslänischen Vorkommnisse: »Auch in Schweden ist die Ostgrenze des Granititgebietes entsprechend mit Pegmatitgängen umsäumt, so z. B. S von Uddevalla etc. Ebenso finden sich Pegmatitgänge ganz allgemein verbreitet längs der Westgrenze dieses Granititgebietes auf den Inseln, wo dieselbe erhalten ist, so auf den Kosterinseln in Bohuslän . . .»

Wie es Vorkommnisse gibt, die beweislich zum Bohusgranit gehören, so gibt es aber auch Vorkommnisse, deren höheres Alter bewiesen oder möglich ist.

Was die von BRØGGER erwähnten Pegmatitgänge der Kosterinseln betrifft, werden sie von den Metadiabasgängen durchsetzt. Wie GAVELIN nachgewiesen hat, werden diese ihrerseits von Pegmatiten durchsetzt, die er zum Bohusgranit zählt.[4] Dann muss auch der oben besprochene Pegmatit der Käringögegend älter als der Bohusgranit sein.

Hinsichtlich der Pegmatitgänge auf dem nördlichen Orust und benachbarten Inseln ist es bemerkenswert, dass BRØGGER (S. 9, Fussnote, und S. 10)

[1] Erl. zu Blatt Uddevalla S. 45. Siehe auch G. K. ALMSTRÖM, Kolumbit från Orust. G. F. F. Bd 44 (1922), S. 482.

[2] Bei Göta Älv, 7,5 km NNO von Kungälv liegt Nol, der Fundort des von A. E. NORDENSKIÖLD beschriebenen Nohlits und einiger anderen seltneren Pegmatitmineralien. Siehe G. F. F., Bd 1 S. 3, 7—9, Bd 2 S. 162—64, Bd 5 S. 356.

[3] W. C. BRØGGER, Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge. I. Vidensk. Selsk. Skrifter (Kristiania) Math. Naturw. Kl. 1906, N:o 6, S. 8.

[4] Sitzungsbericht G. F. F. Bd 36 (1914) S. 116—129.

die turmalinführenden Gänge in Smålenene nicht zu der Grenzzone des Smålenene-Bohusgranits, für welche das Fehlen des Turmalins charakteristisch sein soll, sondern zu anderen, älteren Granitinjektionen zählt. Da aber die Mineralien selbst innerhalb der (zum Bohusgranit gehörenden) Pegmatitgänge bei Moss wechseln, so kann auf Orust das Granitmagma Turmalin geliefert haben, obwohl dieser bei Moss fehlt. H. E. JOHANSSON hat auf Orust Pegmatitgänge beobachtet, die konkordante Gänge von Bohusgranit durchsetzen und also zum Bohusgranit gezählt werden müssen.[1]

Der molybdänglanzführende Gang bei Skafteröd dürfte zum Bohus-

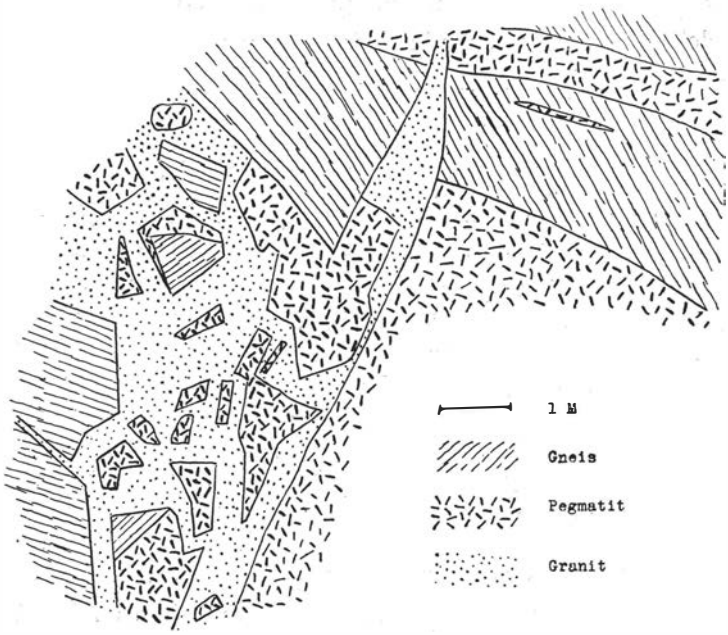


Fig. 3. Eruptivbreccie in dem Berge NW von Dingle, SSW von Svarteborg Kirche.

granit gehören. Was die grosse eigentliche Uddevalla-Zone betrifft, fand ich mehrmals bei Dingle, wo grosse Pegmatitmassen auftreten, die als eine Fortsetzung der Uddevalla-Zone angesehen werden können, dass Granit den Pegmatit durchbricht. Der durchbrechende Granit ist von demselben Aussehen wie der in demselben Berg massiv auftretende (feinkörniger Biotitgranit mit Magnetit). Besonders schön waren diese Verhältnisse in einer regenerierten Eruptivbreccie zu sehen, deren Bild hier wiedergegeben wird, Fig. 3.

In diesem Zusammenhang ist die Auffassung HOLMQUIST's von den Pegmatiten der Stockholmer Gegend von grossem Interesse.[2] Nach

[1] Sitzungsbericht G. F. F. Bd 36 (1914) S. 116—129.

[2] P. J. HOLMQUIST, Stockholmstraktens berggrundstektonik. G. F. F. Bd 43 (1921), S. 229—232.

HOLMQUIST gehören diese Pegmatite nicht zum serarchäischen Stockholmsgranit, der sie durchbricht und selbst nur spärlich von Pegmatit begleitet wird. Ihr Magma sei bei ultrametamorphischen Umwandlungen der tiefer liegenden Quarz-Feldspatgesteine palingenetisch regeneriert. Bei ihrer Intrusion entstanden in niedrigeren Niveaus Linsen und Nieren, in höheren Niveaus Spaltengänge. Diese Deutung hat HOLMQUIST auch auf die Pegmatite Bohusläns übertragen.[1] Die Breccie erwähnte bei Dingle schliesst jedoch nicht die Möglichkeit der Zusammengehörigkeit dieser Pegmatitzone mit dem Bohusgranit aus. Der Pegmatit kann nämlich, gemäss der Auffassung HÖGBOM's von grobkristallinischen Strukturen[2], die peripherisch ausgetriebenen, schnell erstarrten Magmenteile darstellen, die nachträglich von dem Magma des Massives brecciiert worden sind.[3] Es ist in diesem Zusammenhang von Interesse, dass die Kontaktform des Granites bei Rabbalshede wie der Pegmatit des Gneisgebietes zweiglimmerig ist (Bl. Fjellbacka S. 25).

In Anbetracht der geschilderten Verhältnisse ist die Zusammengehörigkeit der Pegmatitzone der Uddevallagegend mit dem Bohusgranit unsicher, wenn auch nicht unwahrscheinlich.

4. Der Bohusgranit.

Ausbreitung.

Der jüngere Granit, der Bohus- oder Smålenenegranit genannt wird, erstreckt sich der Küste entlang von dem Fjord Gullmar bei Lysekil im S bis über die Reichsgrenze gegen N hinaus. Auf die schwedische Seite fällt etwa 100, auf die norwegische 40 km von der Länge des Massives. Die Breite beträgt aber nur 20 bis 30 km. Die W-Grenze wird nämlich von den äussersten Inselgruppen bestimmt, die in Schweden (Väderöarne und Koster) aus dem älteren Grundgebirge, in Norwegen teilweise aus postsilurischen Gesteinen besteht. Das Areal des sichtbaren Granitmassives kann rund zu 3000 Quadratkilometer veranschlagt werden.

Zusammensetzung und Typen.

Das Gestein besteht aus Orthoklas (Mikroklin) nebst etwas Oligoklas, reichlich Quarz samt spärlich Biotit. Magnetit kann örtlich bis zur Hälfte

[1] Sitzungsbericht G. F. F. Bd 36 (1914) S. 116—129.

[2] A. G. HÖGBOM, Om Ragundadalens geologi. S. G. U. Ser. C N:o 182 (1899) S. 36, 37.

——, Om några grovkristallina stelningsstrukturer. G. F. F. Bd 24 (1902) S. 21.

[3] Vgl. P. GEIJER, Riddarhytte Malmfält. Kungl. kommerskoll. Beskrivn. N:o 1 1923) S. 39, 40.

den Biotit ersetzen (Hållö). Den Apatit kann man in gröberen Varianten makroskopisch wahrnehmen. Als andere Akzessorien werden Zirkon, Titanit und Orthit erwähnt.

Die Struktur ist ziemlich schwankend. Der Gåsögranit, der das südlichste Gebiet aufbaut bis zu einer über Stora Kornö und die Festlandsspitze unmittelbar W von der Stadt Lysekil gezogenen Linie, wird von HOLMQUIST[1] als ein Perthit-Quarzgestein mit sehr unbedeutenden Mengen dunkler Mineralien beschrieben, in welchem die Gemengteile in ähnlicher Weise wie in den plagioklasarmen Rapakivigesteinen angeordnet sind — idiomorphe Rauchquarz-Körner in den Rändern mattroter Orthoklaskristalle von 10 bis 20 mm Durchmesser. Bei Lysekil zeigt sich die Grenze gegen den hier anstossenden, dem Stockholmsgranit ähnelnden, feinkörnigen Lysekilsgranit sehr scharf, ohne dass sich der eine Granit gegen den anderen intrusiv erweist (zackiger Kontakt). Auch nördlicher in Bohuslän soll der Gåsötypus vereinzelt auftreten.

Im allgemeinen dürfte man unter den verschiedenen Varianten des Bohusgranits, von dem Gåsögranit abgesehen, zwei Haupttypen unterscheiden können, wenn diese auch infolge von Übergängen nicht immer leicht auseinanderzuhalten sind. Der eine, zu dem der eben erwähnte Lysekilsgranit gehört, ist von feinem bis mitlerem, gleichem Korn und grauer Farbe, verhältnismässig reich an Biotit und Plagioklas. Der andere ist rötlich gefärbt und porphyrisch, indem dünntafelige, einfach verzwillingte Mikroklinkristalle von 1, selten 2 cm Länge mehr oder weniger dicht eingesprengt sind. Plagioklas und Biotit sind hier sehr spärlich. Dieser Typus nimmt das Gebiet NW von Malmön ein[2] und dürfte in Bovallstrand am meisten ausgeprägt sein. In der Erläuterung zu Blatt Fjellbacka (S. 23) wird er von SVEDMARK als Haupttypus angeführt. Die Angabe daselbst, dass der Quarz zuweilen rauchbraun und etwas gerundet ist, deutet vielleicht einen Übergang zum Gåsö-Typus an.

Mikrostruktur.

Als Charakteristik der Mikrostruktur des üblichen Bohusgranites kann nach HOLMQUIST die wellig gebogenen reinen Fugen zwischen den Körnern und die reich entwickelte Myrmekitbildung angeführt werden. In Übereinstimmung mit seiner bekannten Auffassung, dass die Rapakivistruktur die normale Erstarrungsstruktur darstelle, aus welcher die anderen Granitstrukturen durch Deformierung unter Umkrystallisation hervorgehen, ein Prozess der schon unmittelbar nach der Erstarrung stattfinden sollte,

[1] P. J. HOLMQUIST, Studien über die Granite von Schweden. Bull. G. I. Ups. Vol. 7, S. 125 (1905).

[2] A. LINDSTRÖM fasst in der Erl. zu Blatt Uddevalla (S. 31) allen Granit ausser dem Gåsögranit als Lysekils- oder Malmögranit zusammen und ist von der Meinung, dass die rötliche Farbe nur eine Verwitterungserscheinung sei.

zählt HOLMQUIST S. 127, 242 den gemeinen Bohusgranit zu den vollständig umgebildeten Graniten. Die wellig gebogenen Konturen, die zu den Merkmalen der Deformationsstruktur gehören, werden in einer früheren Arbeit[1] von demselben Verfasser unter Berücksichtigung des Bohusgranites behandelt und hier als eine Faltung gedeutet, während hingegen eine Korrossion seitens des Quarzes als Erklärung abgelehnt wird, weil die Ausbuchtungen des Quarzes mehr gerundet sind als die des Mikroklins. Aus mehreren Gründen kann ich dieser Ansicht HOLMQUIST's nicht beistimmen. In der Gestaltung der Korngrenzen finde ich keinen Anlass, die Korrosionstheorie mit einer Faltungstheorie zu ersetzen. Die im Schnitt immer warzen- bis zitzenförmigen Protuberanzen des Quarzes gegenüber den mehr abhängigen Formen der Mikroklinlappen scheinen mir mit einer korrosiven Aktivität seitens des Quarzes wohl vereinbar. Wenn auch andere Bedenken gegen die Erklärung des Phänomenes als eine blosse Korrosion erhoben werden können (es muss die gelöste Substanz wieder auskristallisieren), so dürfte doch folgende Beobachtung eine Faltung der Fugen ausschliessen. Bei Untersuchung rauher Flächen von Handstücken mit Binokulärmikroskop habe ich zuweilen wohl blossgelegte Grenzflächen angetroffen und dabei feststellen können, dass die Oberfläche des Quarzes nicht wellig sondern sehr deutlich warzig ist.[2] Es ist auch sehr bemerkenswert, dass die porphyrischen Tafeln, deren Länge das achtfache der Dicke erreichen kann, keine Deformierung zeigen. Sie können korrodiert sein, was sich oft auf die bei den kleinen Körnern üblichen Dimensionen beschränkt; die Zwillingsgrenze ist aber nie von Deformierung betroffen. Weiter ist die Zonarstruktur des Plagioklases erhalten. Undulöser Quarz ist dagegen eine häufige Erscheinung.[3]

Schollen, Assimilation, Schlieren, Parallelstruktur.

Allgemeines.

Der Granit durchbricht mit deutlicher Diskordanz den Gneis und enthält Bruchstücke von ihm, die stellenweise einen beträchtlichen Anteil des Gebirgsgrundes ausmachen können (Smögen, Stora Kornö, Gebiete N und NO von Strömstad). Der Kontakt ist scharf und oft von einer

[1] P. J. HOLMQUIST, Stelningsstrukturer och metamorfiska bergartsstrukturer, G. F. F. Bd. 25 (1903) S. 395.

[2] Die in Dünnschliffen von Bohusgranit zuweilen beobachteten poikilitischen Einschlüsse von Quarz in Feldspat sind wahrscheinlich nur abgeschnittene Zitzen eines nahebelegenen aber von dem Schnitt sonst nicht betroffenen Quarzkornes.

[3] P. ESKOLA, der in »Petrology of the Orijärviregion» diese Fragen behandelt hat, ist der Meinung, dass sowohl Myrmekit wie Korrosionsquarz wahre Erstarrungsstrukturen sind, und ist geneigt, den undulösen Quarz teilweise als eine durch die unregelmässige Kontraktion der verschiedenen Minerale während der Abkühlung hervorgerufene Erscheinung anzusehen (Bull. Comm. Finland N:o 40, 1915, S. 22—29, 32)

Pegmatit- oder Aplitzone vermittelt. Dasselbe gilt gewöhnlich auch vom Kontakt gegen die eingeschlossenen Bruchstücke. Zuweilen begegnet man aber in Zerfliessen und Assimilation begriffene Bruchstücke, Fig. 4. Es beruht diese Verschiedenheit nicht nur auf der Temperatur des Magmas, sondern auch auf der Bewegung oder Ruhe des Magmas, auf der Grösse der Bruchstücke und deren Beschaffenheit. Gebänderter Gneis muss auf Grund des niedrigeren Schmelzpunktes der sauren Bänder verhältnismässig leicht zerfliessen. So traf ich auf Flatholmen bei Lysekil, wo der Granit (von Gåsötypus) keine magmatische Bewegung verrät, ein gebändertes Gneisstück in den sauren Bändern scharf korrodiert, Fig. 5 a. Der los-



Verf. phot. 29/7 1922.

Fig. 4. Zu Migmatit umgewandeltes Bruchstück von Gneis in dem Bohusgranit. Notholmen bei Strömstad.

gelöste, aber nicht assimilierte Biotit ist zu einem Rand angesammelt, der im grossen die Konturen des Bruchstücks wiedergibt.

In der Regel sieht man aber bei angeschmolzenen Bruchstücken — und hier handelt es sich offenbar um ein sich bewegendes Magma — den Biotit in weite, ebene Streifen angesammelt, die von dem Bruchstück in dessen Hauptrichtung ausgehen. Das Stück selbst ist zu einer Linse umgeformt, wahrscheinlich durch Ausquetschen des sauren Anteils aus den Schichtköpfen, da ja die Schieferung gegen die Kante konvergiert, Fig. 5 b. Zuweilen ist aber das Bruchstück diskordant und besteht in diesem Falle aus einer von Kluftflächen begrenzten Platte, Fig. 5 c. Es ist deutlich, dass die Orientierung der linsenförmigen Bruchstücke und die Biotitstreifen die Fliessrichtung des Magmas angeben.[1]

[1] Es ist bemerkenswert, dass man Spuren einer sinkenden Bewegung der Gneisstücke nicht wahrnimmt.

Eine subparallele Anordnung der frühausgeschiedenen Mineralkörner ist bei dem Bohusgranit allgemein verbreitet.[1] In dem porphyrischen Granit sind es die Mikroklineinsprenglinge, in den gleichkörnigen, gewöhnlich mehr Biotit führenden Typen hingegen die Biotitplättchen, die in erster Linie diese Struktur bestimmen. Da sie ohne Umkristallisation entstanden ist, muss sie als eine Trachytoidalstruktur angesehen werden. Diese Deutung wird dadurch gestützt, dass die Parallelstruktur der Mineralkörner stets mit den fluidalen Streifen übereinstimmt.

Spezielles.

Die Kontaktverhältnisse zwischen Gneis und Granit sind auf Smögen und in der Umgegend davon grossartig entfaltet. Von Smögen und den

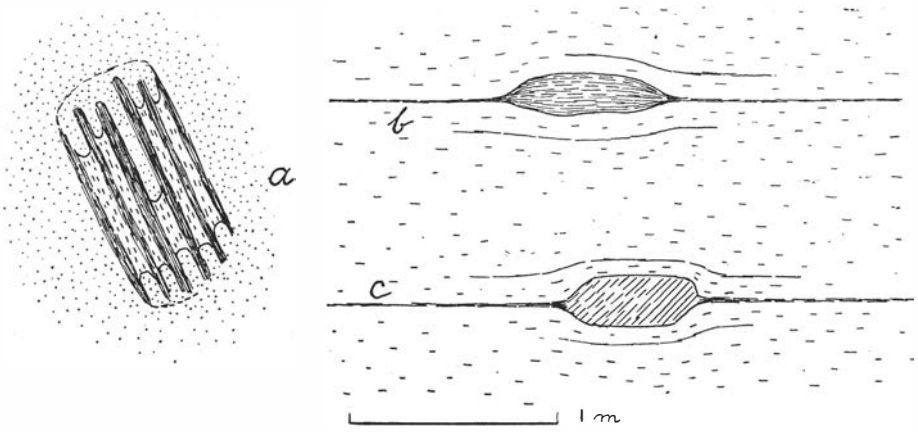


Fig. 5. Angeschmolzene Bruchstücke von Gneis in dem Bohusgranit (1922). *a* Gebänderter Gneis in Gåsögranit ohne Fluidalstruktur. *b* Konkordante, *c* diskordante Gneisplatte in fluidalstruiertem, porphyrischem Granit. Die ausgezogenen Streifen bezeichnen Biotitansammlungen.

angegliederten Inseln habe ich eine Karte entworfen (Taf. II, Fig. 2). Auf allen diesen Inseln ist der Granit porphyrisch; die eingesprengten Feldspattafeln sind wie gewöhnlich trachytoidal angeordnet. Ausser dieser Parallelstruktur tritt eine damit gleichlaufende, ebenfalls planparallele Biotitstreifung und Differenzierungsbänderung auf. Erstere wird von eingelagerten, sehr dünnen aber weit ausgedehnten Lagern von reinem Biotit bezeichnet, die dezimeter- bis meterweit von einander liegen und auch vereinzelt vorkommen. Letztere zeichnet sich durch abwechselnde, dezimeterbreite, weit ausgezogene Bänder aus, die teils biotitreich und gleichkörnig, teils biotitarm und an Einsprenglingen reich sind. Die Bänder stellen somit in extremer Ausbildung die beiden oben aufgestellten Haupttypen des Bohusgranites dar. An der W-Seite von Sandö ist der Gneis

[1] E. Ljungner 1923, S. 4, vgl. J. Oxaal, Norsk Granit, N. G. U. N:o 76, S. 85.

im Meeresniveau mehr minder kompakt anstehend. Darüber zeigt er sich von dem Granit sehr aufgeblättert, noch höher werden die dünnen Gneislager von Biotitstreifen mit oder ohne Bänderung ersetzt. Oft beobachtet man, wie die Biotitstreifen von kleinen angeschmolzenen Gneisbruchstücken ausgehen, Fig. 5 b und c.[1] Wo die genannten Inhomogenitäten ausnahmsweise wegfallen, ist eine Parallelstruktur noch an den porphyrischen Feldspatkörnern ersichtlich.

Überall, wo der Gneis zu Tage tritt, sind die genanten Strukturelemente des Granits mit der Gneisschieferung parallel. Granit und Gneis streichen in einem Bogen und fallen einwärts, das ist gegen N und O, mit 40° ein. Auf Fig. 6 bezeichnet der Bogen III Sandö, wo wie gesagt Gneis an der W-Seite unten ansteht. Grinnholmen, Bogen I, ist gneisfrei, wenn man von vereinzelten Bruchstücken in dem westlichsten Teil des Südendes absieht. Die Biotitstreifung und die trachytoidale Orientierung der Einsprenglinge zeigen aber im Streichen und Einfallen eine auffallende Konformität mit der Struktur auf Sandö, trotzdem dass die auf Sandö auftretenden Gneisschichten etwa 500 m unter der Oberfläche von Grinnholmen liegen, nach dem Fallwinkel berechnet. Gehen wir andererseits von Sandö gegen S und SW, so finden wir, dass bei IV bis VI derselbe Gneishorizont, der auf Sandö die Unterlage bildet, hier den ganzen Gebirgsgrund aufbaut. Der Gneis ist aber in der Tat nicht kompakt sondern zu mehr als der Hälfte mit Granit vermischt, der dünnere und dickere Lagerinjektionen bildet. Die Stellung der Struktur ist mit den früheren Bögen konform. Bei VI finden wir die Verhältnisse von Sandö umgekehrt wieder. Der Granit gewinnt gegen unten an Bedeutung und bei VII ist er von Gneis schon frei, wenn man von einzelnen Bruchstücken absieht. So weit sich die Inseln aber gegen S und SW erstrecken, ist der Granit unter fortwährender Kon-

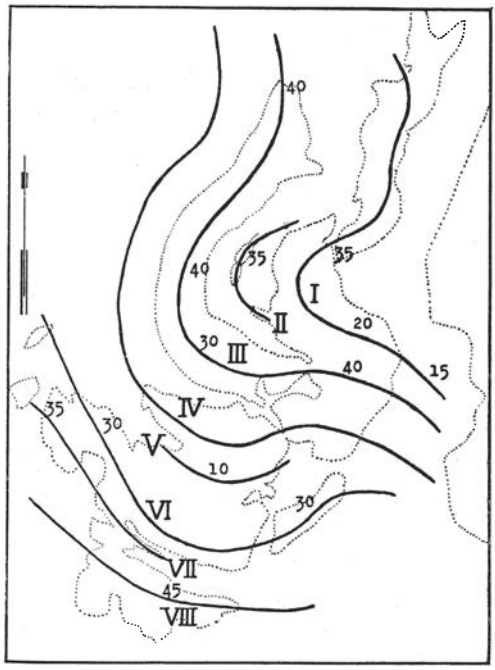


Fig. 6. Tektonische Gliederung des Gebietes der Smögenkarte Taf. II Fig. 2. Die Bögen geben das Streichen der isoklinal gebauten Höhenrücken und die Ziffern den Grad des Einfallens gegen O und N an. Masstab 1 : 40 000.

[1] Ein Teil des Biotits der Streifen stammt möglicherweise aus dem Magma selbst. Ebenso können ähnliche, aus Gneiseinschlüssen hervorgegangene Inhomogenitäten den ersten Anstoss zu der Differenzierungsbänderung gegeben haben.

formität gestreift und trachytoidal. Über Kleven (VIII) steigt doch die Unterfläche des Gneises bis zu 600 m in die Luft an.

Der auf diesen Inseln auftretende Gneis ist also nicht wurzelfest. Er bildet eine in dem Granit schwimmende, sehr aufgeblätterte, erweichte und gewundene Platte, die schief gegen N und O einfällt und zwischen den Bogen III und VI die Erdoberfläche ausmacht und hier von derselben abgeschnitten wird. Die Dicke der Gneisplatte ist etwa 350 m, wovon aber nur ein kleiner Teil aus Gneis, der weitaus grösste Teil aus Intrusivlager von Granit besteht. Die Lage der unbedeutenden Steinbrüche, die alle auf der Karte eingezeichnet sind, ist ein Ausdruck für die geschilderten geologischen Verhältnisse.

Auf den südlicher gelegenen Inseln Hållö und Sälö (Taf. II, Fig. 1) herrscht derselbe porphyrische Granit. Auf Sälö ist er gestreift und gebändert, und die Struktur fällt mit etwa 20° gegen OSO oder SO ein. In etwa der nördlichen Hälfte von Hållö sieht man fast keine Streifen. Die Orientierung der Feldspatkörner ist aber dieselbe. Auf »Slätte Hälla», eine besonders schöne Bankplatte auf der westlichen Halbinsel Kålhagshuvud, geht die Struktur mit erhaltenem Einfallen in eine lineare über, indem die Flächen M des Feldspats zwar vorzugsweise die angegebene flache Stellung einnehmen, aber daneben die Hauptzone (Prismenzone) der Feldspatkörner wie auch viele M-Flächen in der gemeinen Fallrichtung (OSO) streichen. Südlicher, sowohl auf derselben Halbinsel wie auf der Hauptinsel, sind kleinere Gneisplatten mit 45° südlichen Einfallen eingelagert. Hier wird der Granit parallel diesen gestreift, und die Streifen nehmen weiter gegen S, wo Gneisplatten nicht länger ersichtlich sind, eine immer steilere Stellung ein, bis sie ganz im S mit dem Streichen OSO saiger stehen. Auf Kisthålshuvud hat eine schöne Bänderung diese Stellung. Wie zu erwarten, ist die Orientierung der Feldspattafeln mit diesen Strukturen parallel. Nur in einer streifenfreien Partie habe ich auf Hållö Huvud (eine S:liche Halbinsel) eine schwach lineare Orientierung mit flachem östlichem Einfallen beobachten können, jedoch mit der Fläche M in der Ebene der Streifung.

Die etwas wechselnde Stellung der Struktur auf Hållö mit Sälö lässt sich, wie es scheint, im Grossen mit einer gegen OSO oder O mit 20° einfallenden Strömungsachse vereinen, in dem auch die Streifen und Bänder, obschon selbst nie linear, mit der angegebenen linearen Richtung parallel sind. Dies gilt auch im Grossen von Smögen. (O von Smögen zeigt auf dem Festlande eine teilweise sehr ausgeprägte Streifung ein östliches Einfallen von 25°.)

Ausserhalb Hållö gab eine Fläche an der W-Seite von Kjeö in dem Örnfjord den Eindruck einer linearen Struktur und zwar mit dem Streichen OSO. Wegen Mangel an geeigneten Flächen konnte sie aber nicht festgestellt werden, und in der Umgegend erwies sich die Feldspatorientierung wie im allgemeinen flach planparallel. Dagegen ist N von Smögen an 2 Punkten eine steile bis saigere Struktur mit OSO bezw. ONO:lichem Streichen

(erstere vielleicht linear) ebenso in N:lichem Bohuslän, ausser mehreren Beobachtungen über eine flache Stellung der Struktur, an 4 Lokalitäten eine saigere Streifung wahrgenommen und zwar mit einem mittleren Streichen in OSO (dabei sind 2 Angaben aus den Tagebüchern der La. A.). Die Biotitorientierung des gleichkörnigen (nicht gestreiften) Granits ist nie linear sondern immer plan und zwar mit flacher, gewöhnlich ostwärts einfallender Lage.

Die Möglichkeit scheint nicht ausgeschlossen, bei einer Kartierung oder Profilierung verschiedene Stromschichten zu unterscheiden. So findet man auf Malmön, auf dessen NW:licher Halbinsel, Porsholmen, noch den

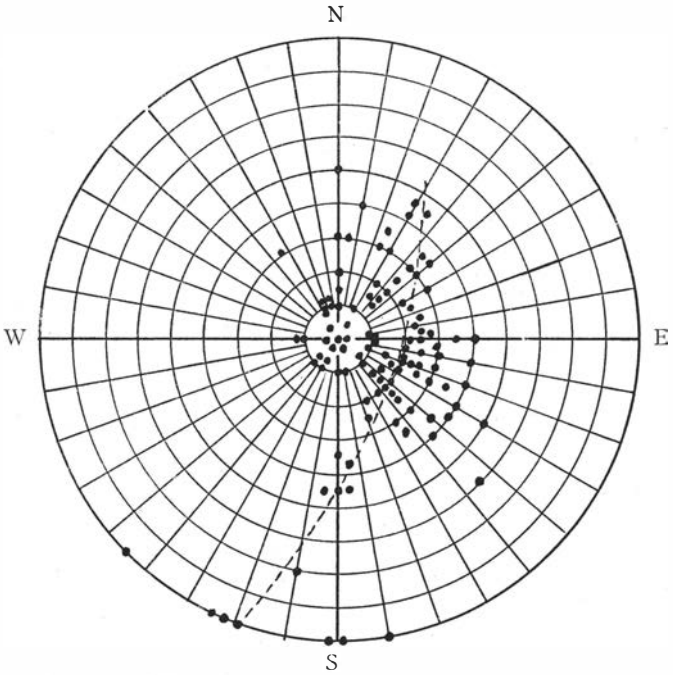


Fig. 7. Die Stellung der Fluidalstruktur des Bohusgranites. Die Flächennormalen der Struktur sind in die mitteabstandstreue azimutale Projektion als Punkte eingetragen.

porphyrischen Granit der W:lichen Gegend wieder, während sonst der biotitreichere, nicht porphyrische Malmögranit kennzeichnend ist. Da die Struktur im allgemeinen ostwärts einfällt, scheint hier eine Überlagerung des porphyrischen durch den biotitreicheren Granit vorzuliegen. Ebenso kann dem schönen Porphyrgranit von Bovallstrand der in den hohen Bergen O davon (bei Berg) auftretende feinkörnige Biotitgranit gegenübergestellt werden. Der porphyrische, rötliche Granit tritt aber auch östlicher auf, wie in dem Tal Berfendal-Åbyfjord mit OSO:lichem Einfallen, um weiter nach O in dem hohen Skottefjäll von dem grauen, feinkörnigen abgelöst zu werden.

Über die Stellung der Struktur habe ich etwa 170 Beobachtungen gemacht. Ausserdem habe ich in den Tagebüchern der Geolog. Landes-

anstalt einzelne Angaben darüber gefunden. Mit einer Reduktion für Gegenden mit besonders dichtliegenden Observationen habe ich in das nebenstehende Diagramm (Fig. 7) 1 12 eingeführt. Dennoch sind Smögen und Hållö wie auch Bezirk 4 gegen die übrigen begünstigt. VOGT's an der Ostgrenze des Massivs gemachte, bald zu besprechende Observationen sind nicht eingeführt, da sie sich auf die Nähe des Kontaktes beziehen, ausserdem leicht aus seiner Karte herauszulesen sind.

Die Intrusionsform.

Betreffs der räumlichen Begrenzung des Massives — ob ein Batholith oder Lakkolith — hat sich kein Verfasser ausgesprochen. In Übereinstimmung mit den Vorstellungen jener Zeit fasst I. H. L. VOGT 1881[1] das Granitmassiv als eine bis zur Oberfläche gelangte Masse auf, die den ursprünglich flach lagernden Gneis gefaltet hat. Er hebt hervor, dass an der Grenze der Granit unter den Gneis mit etwa 30° einfällt und parallel der Grenze gestreift ist, obwohl er im einzelnen die Gneisschichten durchschneidet. G. DE GEER sieht in den grösseren in dem Granitgebiet eingeschlossenen Gneispartieen auf Blatt Strömstad (Erl. S. 18), die mit den umgebenden Gneisgebieten gleich streichen, die untersten Teile der Decke. In der wagerechten Bankung so auch in einer in höheren Teilen zuweilen beobachteten, flachen Fluidalstruktur findet er ebenfalls ein Anzeichen, dass die Grenzfläche nicht weit oberhalb der Erosionsfläche liege. In der Erl. zu Blatt Uddevalla (S. 36) hebt LINDSTRÖM anderseits hervor, dass der Granit an mehreren Orten auf dem Gneis ruhe. Als Beispiele führt er Smögen und Sandö, Stockevik S von Lysekil und Lassehaga NO von Lysekil an. Letztere Lokalität habe ich nicht besucht. Die Granitpartie bei Stockevik scheint aber nur eine lagerförmige Apophyse des Massives auszumachen, die bei Lysekil deutlich unter den Gneis einfällt. Der oben geschilderte Befund bei Smögen-Sandö, wo eine grosse Gneisscholle mit begleitenden Strömungs- und Differenzierungsstreifen in dem Granit schwimmt, ist nicht nur für die dort gesuchte Gneisunterlage verhängnisvoll sondern macht auch die Deutung der höher belegenen Schollen und Streifen als Teile der ursprüngliche Decke in situ unsicher.

Aus der Übersichtskarte (Taf. I, Fig. 1) sehen wir bei Svinesund (der Reichsgrenze) eine plötzliche Verschmälerung des Granitgebietes von beiden Seiten her, nachdem die Breite wieder gegen N allmählich zunimmt. Die Höhenkarte (Taf. I, Fig. 2) veranschaulicht, wie sich bei Svinesund die schwedische Seite mauerartig über die gesunkene norwegische erhebt.[2] (Dieser Bruch in der Topographie ist sehr auffallend, von den äussersten

[1] J. H. L. VOGT, Nogle bemærkninger om Granit. Forhandl. Videnskabsselsk. Christiania. Aar 1881 N:o 9.

[2] In grösserem Masstabe gehen diese Verhältnisse aus der Karte OXAAL's in N. G. U. N:o 76 hervor.

schwedischen oder norwegischen Schären an der Reichsgrenze betrachtet.) Die Verschmälerung des Granitgebietes scheint also beim ersten Anblick darauf zu beruhen, dass der eingesunkene Teil der Denudation weniger ausgesetzt gewesen sei und also einen höheren Horizontalschnitt darstelle. Daraus sollte sich herausstellen, dass die Gneisdecke nicht nur gegen O im O sondern auch gegen W im W einfalle. Nun zeigt aber VOGT's Karte dass der Granit der schwedischen Seite dem östlichen Teil der Verwerfung entlang eine gestreifte Grenzzone aufweist. Die eigentümliche Form der Granitgrenze in dem heutigen Schnitt ist also wenigstens teilweise primär, und die norwegischen Gneisinseln Herföl und S. Sandö können ebenso gern die Unterlage als die Decke des Granites darstellen.

Was wir von den Lagerungsverhältnissen hisher bestimmt wissen, ist also nur, dass an dem Ostrand das Massiv soweit bekannt flach unter den Gneis einfällt. Zu VOGT's oben referierten Ergebnissen aus der Gegend von Fredrikshald können ein Paar von mir gelegentlich gemachte Beobachtungen gelegt werden, nach denen an Ferlevkilen und unweit O von Lysekil Granitbänke mit zwischengelagerten Gneisbänken flach unter den Gneis einfallen.

Werden diese Kontaktverhältnisse mit der sehr länglichen Form des Schnittes zusammengestellt, ergeben sich zwei Möglichkeiten für die räumliche Auffassung des Granitkörpers. Die auffallende Konformität mit der alten Spaltenbildung, die sich sowohl in den archäischen Metadiabasgängen wie in der heutigen Küstenlinie kund gibt, spricht für eine vertikale Spalte als Zufuhrkanal.[1] Eine derartige Annahme wäre mit zwei verschiedenen Anschauungen über die Intrusionsart vereinbar: teils kann der Granit einen rückenartigen Lakkolith, der sich von einer engen Spalte aus nach beiden Seiten hin ausbreitet, teils einen durch »Stoping» emporgedrungenen Stock ausmachen.

Anderseits kann der Granitkörper als eine tief in O wurzelnde Zunge aufgefasst werden, zu deren Unterlage die Gneisinseln des äussersten Küstenstriches gehören. Bei der flachen Überlagerung des Granites durch den Gneis im O scheint die Annahme eines flachen Intrusivkörpers vorzuziehen zu sein. Für die Zungenform spricht dabei das flache östliche Einfallen der grossen Pegmatitgänge, die O von Moss die nördliche Fortsetzung des Granitmassives ausmachen. BRØGGER erwähnt,[2] dass diese Gänge die Schieferung des Gneises quer durchsetzen, N—S verlaufen und 15 bis 30° gegen O einfallen. Die Regelmässigkeit dieser Orientierung dürfte daraus hervorgehen, dass BRØGGER als Beispiel einer abweichenden Lage einen Gang anführt, der mit 20 a 25° gegen O 20° N fällt. Es ist weiter mein Eindruck, dass die grosse Pegmatitzone auf dem Blatt Udde-

[1] P. GEIJER hat in Bull. G. I. Ups. (Bd. 15 S. 58) eine Reihe kleiner serarchäischen Granitvorkommen in Södermanland mit einer in der Topographie sehr hervortretenden Spalte in Verbindung gesetzt.

[2] G. F. F. Bd. 5 (1880—81) S. 327, 328, 367.

valla im Grossen als eine gegen NO flach fallende Platte mit vielen Apophysen und Parallelgängen aufgefasst werden kann. Diese ist teilweise mit der Schieferung parallel — sie verläuft sogar stellenweise in einer Gesteinsgrenze —, teilweise diskordant.[1]

Mit der Frage von der Form des Granitkörpers ist die Deutung der Fluidalstruktur eng verknüpft. Entweder stellt sie die primäre Eruptionsströmung dar oder ist sie eine sekundäre Strömung, die seit beendigter Zufuhr, auf Grund einer Deformierung der Gussform stattgefunden hat. In der Tat hat man in den frühesten Spalten des Granites, die ich in dem nächsten Teil schildern werde, einen sicheren Beweis von einer sehr leichten Streckung, deren Achse mit etwa 20° gegen OSO einfällt und also parallel mit der allerdings weniger beständigen Strömungsachse ist. Wir müssen aber auch andere Umstände in Betracht ziehen. Wie es aus der obigen Darstellung hervorging, besteht die Fluidalstruktur nicht nur in einer Parallelstellung der früh ausgeschiedenen Mineralien sondern auch der Gneisplatten, die mehr als kilometergross sein können; sie umfasst auch die Ausziehung des halb assimilierten Materials in weit verfolgbare Streifen, auf welche man in mehrere hundert Meter Entfernung eine grössere Bruchscholle erkennen kann; sie äussert sich weiter in einer vorzüglichen Differenzierungsbänderung, der vielleicht einer Differenzierung zwischen mächtigen Stromschichten zur Seite gestellt werden könnte, wie es oben angedeutet wurde. Eine Deformierung durch einen orogenetischen Druck, der so grossartige Strömungserscheinungen, die alle mit einander parallel und ohne Zweifel eng verknüpft sind, bewirkt haben könne, muss auch auf den Rahmen merkbare Spuren geprägt haben. Eine Verschieferung parallel der Strömungsachse sollte man besonders in dem Gneisgranit der äusseren Inseln wahrnehmen können. Eine solche ist nicht beobachtet worden. Zwar kann eine Deformierung durch Spalten stattgefunden haben. Wie aus dem folgenden Teil hervorgeht, fehlen zwar nicht Spalten, die eine Deformierung des Rahmens in diesem Sinn ermöglicht haben können. Es scheint jedoch sehr fraglich, ob diese Deformierungsspuren mit der kräftigen Entwickelung der Fluidalstruktur in Proportion stehen. Ein anderer Umstand von Gewicht ist der Parallelismus der Strömungsachse mit den bisher untersuchten Kontakten und den norwegischen Pegmatitgängen.

Es dürfte also zweckmässig sein, als Vorstellung von der räumlichen Ausdehnung des Granitmassives eine solche Alternative zu wählen, die mit der Auffassung der Fluidalstruktur in erster Linie als eine Eruptions-

[1] Die Konformität der Rhombenporphyrgänge mit den Metadiabasgängen, die besonders in der NW-Drehung ausserhalb Strömstad schön hervorgeht, wird weiter leichter erklärlich, wenn gemäss der letzten Deutung die Gneisunterlage im W unerheblich unter der Erosionsfläche liege. Diese Unterlage wird wahrscheinlich längst im W von Metadiabasgängen durchsetzt. Und wie aus den Verhältnissen in der Käringögegend hervorgeht (S. 71) benutzen die Rhombenporphyreruptionen mit Vorliebe die älteren Gangspalten. (Auf Väderöarna ist auch ausser den alten Gängen ein ebenfalls N—S verlaufender, wahrscheinlich jüngerer Gang aus Diabasporphyrit bekannt.)

strömung vereinbar ist. Da die Fluidalstruktur wenigstens in dem besser untersuchten südlichen Teil unablässlich gegen W ansteigt, ohne irgendwo durch Fächerstellung eine unterliegende Zufuhrspalte zu verraten, so erscheint die Annahme einer Zungenform (mit Zufuhrkanal tief im O) den bisher bekannten Verhältnissen am besten zu entsprechen.[1]

Explosionsröhren.

Unweit W-lich von der Stadt Lysekil, einem kleinen Museum »Fornhemmet» gegenüber, finden sich in dem kleinen Steinbruch im feinkörnigen Granit, mehrere senkrecht stehende Explosionsröhren von etwa 1 m Durchmesser.[2] Der Granit der Diatreme ist dem des Nebengesteins so ähnlich, dass man sie nicht beobachten würde, wären sie nicht durch eine dünne Grenzeschicht von Biotit wie auch von einem schmalen Stiel von Pegmatit mit etwas Molybdänglanz in der Mitte bezeichnet. Wo ein Pfropfen entfernt war, zeigte die Grenzfläche deutliche Schraubengänge und die Biotitschicht damit gleichlaufende, wahrscheinlich durch die Strömung erzeugte kleine Streifen. Wegen der sehr kleinen Dimensionen der Diatreme darf man annehmen, dass sie nicht tief wurzeln. Sie stellen einen plötzlichen Durchbruch des an Dampf und seltenen Metallen angereicherten, noch schmelzflüssigen unteren Teils durch den schon erstarrten oberen Teil des Massives dar. Da dieser Durchbruch unabhängig von Spalten durch soeben erstarrten Granit stattfand, darf man weiter annehmen, dass die Röhren von Anfang an eine senkrechte Stellung einnahmen. Bei genügender Tiefe des Steinbruches wäre hier ein Mittel gegeben, eine ev. Kippung des Massives durch tektonische Bewegungen oder ungleichmässige Erosion festzustellen. Ihre Stellung schätzte ich aber nur grob als vertikal. Über eine Messung siehe S. 137.[3]

---

[1] Eine derartige Form hat CLOOS für einige Granitmassive angenommen, wenn auch auf andere Gründe. H. CLOOS, Das Batholithenproblem. Fortschr. Geol. Pal., H. 2 (1923).

Gemäss der obigen Deutung sollte man also mit Hilfe der Fluidalstruktur die Form des wegdenudierten Teiles des Granites rekonstruieren können. Nach dem östlichen Einfallen einer Reihe von Lokalitäten auf der Breite von Smögen sollte die Gneisdecke bei Sandö und Smögen mehrere Kilometer hoch in der Luft gelegen haben. Nach weniger dichten Observationspunkten sollte Hunnebostrand fast ebenso tief unter der ehemaligen Gneisdecke liegen. Nördlicher an der äusseren Küste gemachte Beobachtungen geben eine mehr wagerechte Stellung an; auf Otterö ist sogar ein schwach westliches Einfallen notiert worden. Bei Krokstrand, dem einzigen landeinwärts belegenen Beobachtungspunkt in nördlichem Bohuslän, zeigt die Struktur eine regelmässige wenn auch nur etwa 10° starke Böschung gegen O.

[2] Meine Aufmerksamkeit wurde von dem Garnhändler A. Johansson, Lysekil, auf diese Röhren gelenkt. Seine Deutung derselben als durch Granit ausgefüllte Riesentöpfe ist für ihre Form sehr bezeichnend.

[3] Ein 2 Fuss breiter und zu 150 Fuss Tiefe entblösster, zylindrischer Pegmatitgang mit Flusspat, Molybdänglanz u. s. w. in Granit ist von C. PALACHE und T. NELSON DALE aus Massachusets beschrieben worden (U. S. Geol. Survey Bull. nr. 354 S. 49).

Die Altersfrage.

Seit TÖRNEBOHM, der eine Einteilung der schwedischen Granite in Altersgruppen durchführte, wird der Bohusgranit zu der jüngsten archäischen Gruppe gerechnet, die von A. G. HÖGBOM als serarchäisch bezeichnet wurde. Die Selbständigkeit dieser Granitgruppe ist in den letzten Jahren in Frage gestellt worden. Es macht sich eine Tendenz geltend, die serarchäischen Granite mit den Graniten der zweiten Gruppe TÖRNEBOHM's (Filipstad—Växiö-Typus) zusammenzuführen, die demgemäss auch zuweilen serarchäisch genannt werden. SUNDIUS[1] fasst die zur serarchäischen Gruppe gerechneten Granite als Randbildungen oder Satellite zu den Graniten der zweiten Gruppe auf. Der Bohusgranit sollte einen nahe der Erdoberfläche erstarrter Satelliten ausmachen, der mit einem tiefer gelegenen Batolith von Filipstadsgranit in Verbindung stehen sollte, aus welchem er ausdifferenzierte und somit seinen extrem hohen Kaligehalt erhielt. Gegenüber SUNDIUS hat GAVELIN besonders hinsichtlich des Bohusgranites ein jüngeres Alter im Verhältnis zu den Graniten der zweiten Gruppe behauptet.[2] Der Kroppefjällsgranit, der nach den jüngsten Arbeiten der geol. Landesanst. in Värmland, zu der Filipstadsgranitserie gehören soll, bildet unweit der Ostseite des Bohusgranites auf Blatt Fjellbacka kleine Vorkommen. Der bestimmte Gegensatz zwischen den beiden Granittypen auch in dieser geringen Entfernung scheint mir das Hinführen des Bohusgranites zur zweiten Gruppe zu verbieten.

TÖRNEBOHM wollte die Möglichkeit offen halten, dass die Granite der dritten Gruppe jünger als das archäische Grundgebirge seien.[3] Was den Bohusgranit betrifft, gibt es Umstände, die sogar für einen Anschluss an die Rapakivigesteine sprechen können. In seinem jugendlichen Auftreten unterscheidet er sich nicht von diesen. Er ist jünger als Pegmatite, die schon durchsetzende Gänge bilden und in Smålenene Turmalin führen. Wie weiter unten hervorgehen soll, gibt es im südlichen Bohuslän ein Grünsteinmassiv, das die Charakterzüge der subjotnischen Gesteinsgruppe trägt. Teilweise zeigt der Bohusgranit eine an die Rapakivigranite erinnernde Struktur. Andere Umstände widersprechen einem subjotnischen Alter, wie die weitgehende strukturelle Übereinstimmung mit anderen als serarchäisch bezeichneten Graniten, das Fehlen von Mikropegmatit, der Reichtum an Pegmatitgängen wenigstens um den norwegischen Teil herum (Moss).[4]

---

[1] N. SUNDIUS, Några frågor rörande våra arkäiska intrusivformationer i mellersta och södra Sverige. G. F. F. Bd 43 (1921), besonders S. 580.

[2] Sitzung 7/4 1921. G. F. F. Bd 43 S. 320.

[3] Upplysn. t. geol. öfversiktskarta etc. S. G. U. Ser. Ba N:o 6. 2. Aufl. (1910) S. 19.

[4] Über Beiträge von Seiten der Radiumforschung siehe A. HAMBERG in G. F. F. Bd 36 (1914) S. 92, G. KIRSCH in Tscherm. Min. Petr. Mitt. Bd 36 (1924) H. 3, 4 und W. RISS in Mitt. aus d. Inst. f. Radiumforschung, N:o 162, Wien 1924.

5. Das Hakefjord-Massiv.[1]

Geologisches.

Der höchste Punkt eines mehrere Meilen weiten Umkreises im südlichen Bohuslän ist *Blåkullen,* der westschwedische Blocksberg (eine trig. Best. der Höhe ergab 131 m). Es ist dies Verhältnis seltsam, da Blåkullen auf einer kleinen Insel liegt, ja, man könnte fast sagen, eine Insel ausmacht. Denn die niedrige Glimmerschieferplatte, die die Umrisse der Insel *Brattön* ausmacht, ist nur als der Sockel des Berges zu betrachten. Im S, so auch teilweise im N fällt Blåkullen ins Meer steil ab. Blåkullen selbst besteht aus Norit-Diabas mit anorthositischen Ausscheidungen. Dieselbe Eruptivmasse, die sich hier mehr als hundert Meter mächtig erweist, bildet auch den oberen Teil der benachbarten, etwa doppelt so grossen Insel *Elgö.*

In der Erläuterung zu Blatt Göteborg (S. 20—23)[2] wird der Eruptivkörper als archäisch angesehen, wohl hauptsächlichst aus dem Grund, dass die Unterlage eine flache Synklinale bildet und der Norit an einzelnen Punkten an dem Kontakte verschiefert sein soll. Während eines kurzen Besuches auf *Brattön* bin ich zu der Auffassung gekommen, dass die Eruptivmasse von Faltungsdruck völlig unberührt ist.

Der Kontakt des Norit-Diabases mit seiner Unterlage ist sehr scharf. Es ist aber nicht ungewöhnlich, dass der Norit in die Schichtfugen des Glimmerschiefers eindringt und dass eine halbe Assimilation von besonders solchen Glimmerschieferplatten, die in den Magma etwas gehoben worden sind, stattgefunden hat. Dabei ist eine Art Schieferstruktur auch in dem Norit entstanden, die aber nur in der Beschaffenheit des Nebengesteins begründet ist. Identisch sind die Grenzverhältnisse des Bohusgranites auf Smögen und Sandö, wo der Gneis von drei Seiten her flach unter den Granit einfällt. Die dunkle Farbe beider Gesteine macht auf Brattö die Verhältnisse nur weniger augenfällig. An der SW-Seite der Insel fand ich aber den Norit in hellen Granit übergehend, und in diesem zeichnen sich die dunklen Glimmerschieferplatten sehr deutlich ab. Unten nehmen fingerdicke Platten von mehr als Meterlänge eine horizontale Lage ein. Diese zeigen oft auskeilende Enden. Höher liegen gebrochene Stücke solcher Platten von Fuss- bis Ellenlänge kreuz und quer ohne eine Verbiegung zu zeigen.

---

[1] Da die dem vorliegenden Kapitel zu Grunde liegende Untersuchung sehr unvollständig ist, habe ich etwas gezögert, schon jetzt eine Mitteilung davon zu machen. Da es aber ein paar Jahre dauern muss, ehe ich die Untersuchung wieder aufnehmen kann, und die Ergebnisse in diesem Zusammenhang von Interesse sind, finde ich es zweckmässig, hier meine Beobachtungen mitzuteilen.

[2] Vgl. E. SVEDMARK, Pyroxen- och amfibolförande bergarter inom sydvestra Sveriges urberg. S. G. U. Ser. C. N:o 97 (1888) S. 15.

Der Glimmerschiefersockel wird von zwei Diabasgängen durchsetzt. Auf der Westseite streicht ein Gang von dem Massiv mit 2,5 m Breite S 75° W bis unter das Meer. Er scheint nicht das Massiv zu durchsetzen, sondern von ihm auszugehen. Nach einer Serie von Präparaten liegt auch von dem Massiv und zum Gang ein sukzessiver Übergang vor, indem das Gestein unter beibehaltenem petrographischen Charakter immer schlechter auskristallisiert ist, mit dichtem Kontakt. Das Gestein ist ohne Presswirkungen, zeigt hingegen eine vorzügliche Trachytoidalstruktur. Der andere Gang setzt an dem Ostufer der Insel mit 0,4 m Breite in den Glimmerschiefer ein und streicht unter zunehmender Breite in der Richtung S 75 bis 65° W gegen das Massiv hin. Er verliert sich aber unter einem Ackerboden, ohne dass ich in dem bewaldeten Abfall des Blåkullen seine Fortsetzung entdecken konnte. Dieser Gang ist demjenigen der Westseite völlig ähnlich. Wie Teile des letzteren trägt er — auch bei Meterbreite — Glasbasis. Am Ufer ist er in seiner halben Breite so dicht von Glasbruchstücken ausgefüllt, dass diese die Hauptmasse ausmachen und teilweise noch in situ liegen. Offenbar ist hier ein früher als Glas erstarrter Gang, dessen Breite noch zu sehen ist, in dem einen Kontakt wieder geöffnet und von dem Magma, das jetzt den Hauptteil des Ganges ausmacht, brecciiert worden.

Wo die westliche Gangspalte das Massiv trifft, liegt dessen Kontakt gegen seine Unterlage auf der Nordseite der Spalte niedriger als auf der Südseite, wo die Schichtköpfe des Glimmerschiefers nach unten gebogen sind. Es scheint also eine Verwerfung mit Schleppung vorzuliegen, die älter als das konsolidierte Eruptivgestein ist. Auch der die gebogenen Schichten zunächst überlagernde Norit ist ohne Presswirkungen. Die wegen Biotitreichtum ziemlich auffallende Parallelstruktur längs der Grenze erweist sich trachytoidal, indem der gleich orientierte Feldspat als unzerstörte dünne Tafeln auftritt. Auf der Ostseite der Insel lassen sich in dem Glimmerschiefer gleichsinnige Verwerfungen an Schleppungen in etwa O—W verlaufenden Spalten feststellen. Latitudinelle Spalten sind in dem Norit selten. Dagegen ist hier das NW:liche Spaltensystem reich entwickelt, ebenso finden sich innerhalb des Norits N- und NO-Spalten mit wagerechten Rutschstreifen. Die anorthositischen Ausscheidungen haben auf Brattön den Charakter von scharfeckigen Bruchstücken, die einen beträchtlichen Massenanteil des Eruptivkörpers ausmachen und überall, doch spärlicher im dem NW:lichen Teil, zu finden sind. Obwohl sie oft dem Schieferkontakt sehr nahe kommen, sind sie immer durch Norit von ihm getrennt. Es ist schon oben erwähnt worden, dass im S der Norit gegen den Kontakt zur Unterlage in hellen Granit übergeht. Der Übergang vollzieht sich innerhalb eines halben m. Auch der Granit führt Bruchstücke von Anorthosit, die wahrscheinlich aus dem Noritmagma herabgesunken sind. Kleinere monzonitische Partieen ohne scharfe Grenzen wurden in dem Noritdiabas beobachtet.

Petrographisches.

Eine summarische mikroskopische Untersuchung des Norit-Diabases hat die in der Erl. S. 21 ausgesprochene Vermutung bestätigt, dass ein *rhombischer Pyroxen* den dunklen Gemengteil ausmacht. Dieser erweist sich als ein eisenreicher Hypersthen (mit Univ.tisch $2V_a$ 55°, 47°). Er zeigt oft Zonarbau mit nach aussen zunehmendem Eisengehalt (V_a 33 bis 23°). In dem am ruhigsten auskristallisierten Gestein zwischen den tafeligen Plagioklaskörnern eingeklemmt, hat er doch selber die letzteren etwas beeinträchtigt. Wenn Mikropegmatit in grösserer Menge als Erstarrungsrückstand hinzutritt, wird der Hypersthen säulig. Ein *monokliner Pyroxen* mit hervortretender Basisstreifung und etwas Diallagspaltrissen kommt untergeordnet, wenn auch in wechselnder Menge vor, zuweilen mit dem Hypersthen parallel verwachsen. Als Auslöschungsschiefe wurde im Schnitt ‖(010) von der Verwachsungsgrenze aus 43,5 (c: c) erhalten. Auf dem Universaldrehtisch wurde $2V_c$ zu 39° im Kern bis 48° in der Hülle bestimmt mit c : c 43° im Kern und 42° in der Hülle. Die Achse B zeigt wie gewöhnlich grosse Dispersion mit $2V_\varrho > 2V_v$. Ein roter *Biotit* (fast einachsig, neg.) ist weiter zu erwähnen. Der *Plagioklas* ist Labrador (7 Körner ergaben 40 bis 64 % An mit Mittel bei 55 % An). Er ist zonargebaut. Eine Tafel mit 51 % An im Kern zeigte an den Enden nur 22 % An. Der in dem *Mikropegmatit* vertretene Feldspat ist Anorthoklas.[1]

Der Granit besteht aus *oligoklastischem Feldspat* und *Quarz* nebst etwas *Biotit*. Zonarstruktur ist bei dem Plagioklas zu erkennen. Dieser ist zuweilen von Quarz granophyrisch durchwachsen. Die in der Quarzmasse frei schwimmenden, zuletzt ausgeschiedenen Feldspatkörner zeigen zuweilen eine deutliche Kryptoperthitstruktur. Der Quarz ist etwas undulös, doch weniger als bei dem Bohusgranit.[2]

Der Anorthosit besteht nach der Erläuterung aus reinem Labradorit von der Zusammensetzung Ab_1An_1.

---

[1] Von ganz anderem Aussehen ist der in dem Glimmerschiefer konkordant eingelagerte Grünstein Brattöns. Es ist dies ein grobkörniger Hornblendeperidotit. Ein Mosaik von farbloser Hornblende bildet die Grundmasse, in welcher noch erhaltener Olivin eingesprengt ist. Technisch verhält er sich einigermassen wie Topfstein. Er bildet eine 10 m mächtige Linse von ein paar hundert m Ausdehnung W von den Häusern der geolog. Karte und zeigt sich gegen den Schiefer deutlich verschiefert. Ich konnte hier den Kluftort des zu den mittelalterlichen Schlössern in Göta Älv (Ragnhildsholmen und Bohus) verwendeten, gesägten Bausteins feststellen. (Herr Prof. J. SCHETELIG hatte in »Bohus Slots Regnskaber» für 1610—11 die Angabe gefunden, dass dazumal ein gesägter Baustein von Brattön bei Marstrand nach Bohus geholt wurde.)

[2] Das Vorkommen natrongranitischer Partieen in Zusammenhang mit diabasischen Gesteinen wird u. a. von HOLMQUIST und SOBRAL (Arbeiten oben S. 8 angeführt) behandelt. HOLMQUIST hat den Namen Albitpegmatit, SOBRAL Värnsingit eingeführt.

Alter.

Auf Grund des jugendlichen geologischen Auftretens und des hypabyssischen Charakters der Erstarrungsstruktur möchte ich das Brattö—Elgö-Massiv für jünger als das archäische Grundgebirge ansehen. Die meisten Analogien scheint das Massiv zu den basischen Vorläufern der (subjotnischen) Rapakivigranite Fennoskandias zu haben, die aus Nord-Schweden (Ragunda, Nordingrå), Åland und Süd-Finnland bekannt sind. Ein subjotnisches Alter des Hakefjordmassives steht auch mit seinem Verhalten zu den Spaltensystemen in gutem Einklang, wie aus dem folgenden Teil hervorgehen wird.

Es ist deutlich, dass das Gebiet eine eingehende Untersuchung verdient.

6. Die Dalformation.

Obwohl die Dalformation fast völlig ausserhalb unseres Gebietes im engeren Sinne fällt, sind doch dortige tektonische Verhältnisse — denen auch im Folgenden eine Untersuchung gewidmet wird — so auch die Altersfrage für diese Arbeit von Bedeutung. Ich will deshalb schon hier dieser Formation einige einleitende Worte widmen.

Die Dalformation lagert mit grosser Diskordanz auf der westschwedischen Gneisformation und dem Åmålkomplex, ebenso auf dem Åmålgranit, der den Åmålkomplex durchbricht, sowie auf dem nach MAGNUSSON[1] noch jüngeren Kroppefjällsgranit (Kroppefjällsgneis). Diese Granite werden zu der mittleren Altersgruppe der schwedischen archäischen Granite gerechnet. Nach der Erläuterung zum Blatt Baldersnäs[2] soll die Dalformation von Granitgängen durchsetzt werden. Ohne sich mit diesen Angaben zu beschäftigen verneint TÖRNEBOHM[3] kategorisch durchsetzende Granitvorkommen in der Dalformation. Dieser Ausspruch TÖRNEBOHM's wird von späteren Untersuchungen der Landesanstalt (von A. GAVELIN) gestützt.[4] Mit dem Bohusgranit tritt die Dalformation nicht in Berührung — wenn nicht möglicherweise der Ganggranit Dalslands mit dem Bohusgranit verknüpft ist. Wir werden darauf zurückkommen.

Die 1500 m mächtige untere Abteilung — Basalquartzit; Phyllite mit wiederholten Lagen von rotem Quartzitsandstein und effusivem, hochmetamorphem Diabas; weisser Quarzit — scheint durch eine Diskordanz

[1] N. MAGNUSSON, Säffletraktens berggrund. G. F. F. 48 (1926) S. 119.

[2] S. G. U. Ser. Aa N:o 35, S. 88.

[3] A. E. TÖRNEBOHM, Om Dalformationens geologiska ålder. G. F. F. Bd 6 (1883) S. 631, 632.

[4] A. GAVELIN, Äusserung. G. F. F. Bd 29 (1907) S. 409. Siehe auch Jahresbericht für 1907, in S. G. U. Årsbok 2 (1908).

von der oberen, hauptsächlichst aus metamorphen Sparagmiten bestehenden, 400 m mächtigen Abteilung getrennt zu sein.

Bei einer Zusammenpressung in O—W-licher Richtung ist nicht nur die Formation gefaltet sondern sind auch Schollen des liegenden Grundgebirges über diese getrieben worden. Diese anomalen Lagerungsverhältnisse, von TÖRNEBOHM schon während der Kartierung dargelegt,[1] wurden von ihm im Jahre 1883 in einer Erwiderung gegen NATHORST mit grosser Schärfe hervorgehoben.[2] HÖGBOM[3] hat 1909 den Überschiebungen noch grössere Maasse geben wollen. Eine über fast die ganze Dalformation und den innerhalb deren Gebiets aufragenden Kristallin diskordant ausgebreitete, aus den Trümmern der anstehenden Gesteine bestehende Breccie wird von ihm als eine durch diese Bewegungen entstandene Reibungsbreccie gedeutet. Eine Anzahl die Formation und ihre Unterlage durchsetzender, NW-lich verlaufender Horizontalverwerfungen wurden während der Kartierung aufgedeckt und kommen besonders auf einer Übersichtskarte[4] schön zum Vorschein.

TÖRNEBOHM hat immer die Meinung verfochten, dass die ältere Abteilung der Dalformation dieselbe stratigraphische Stellung einnehme wie der Dalasandstein und die anderen Komplexe Schwedens, wo rote Quarzitsandsteine mit Diabas eingelagert sind, währenddem die jüngere Abteilung mit dem Sparagmit zu parallelisieren sei. So auch 1909,[5] seitdem der Dalasandstein mit analogen Komplexen von dem Kambro-Silur zu dem Algonk verwiesen worden waren. Bei letzterer Gelegenheit trat er der Ansicht SEDERHOLM's[6] entgegen, dass die Dalformation wegen ihrer Faltung älter sein müsse als der Dalasandstein (der als jotnisch bezeichnet wurde) und zwar jatulischen Alters, eine Ansicht, die auch von HÖGBOM und anderen geteilt wurde.[7] TÖRNEBOHM unterstrich, dass die starke Zusammenfaltung der Dalformation eine örtliche Erscheinung sei, indem die Gneise, die in der Streichrichtung gegen Norden liegen, nicht davon betroffen sind, wie auch der eingelagerte Diabasmandelstein

---

[1] A. E. TÖRNEBOHM, Bladet »Upperud». S. G. U. Ser. Aa, N:o 37 (1870).

[2] A. E. TÖRNEBOHM, Om Dalformationens geologiska ålder. G. F. F. Bd VI (1883) S. 622.

[3] A. G. HÖGBOM, Precambrian Geology of Sweden, Bull. G. I. Ups. Bd X (1909) S. 21. Siehe auch Fennoskandia, Handb. d. reg. Geologie IV: 3 (1913) S. 19.

[4] Geologisk Öfversigtskarta öfver Bergarterna på östra Dal. S G. U. Ser. Ba N:o 3 (1870).

[5] A. E. TÖRNEBOHM, Spår af fossil i skandinavisk algonk. G. F. F. Bd 31 (1909) S. 729.

[6] J. J. SEDERHOLM, Explanatory Notes to a Geological Sketch-map of Fennoskandia. Helsingsfors 1908. Vgl. Atlas de Finlande 1910, Carte N:o 5, texte, S. 12.

[7] Der Hinweis HÖGBOM's (1909) auf die Unberührtheit der Sparagmite, die in der Streichrichtung der Telemarkformation liegen, scheint dadurch entkräftet, dass HÖGBOM 1913 (S. 39) geneigt ist, der Telemarkformation ein höheres Alter als der Dalformation zu geben.

in dem nördlichen Teil der Formation sein primäres Gefüge noch deutlich zeigt.[1]

Beim Eingang dieses Dezenniums wurde auf norwegischer Seite die dort Trysilsandstein genannte Fortsetzung des Dalasandsteinfeldes untersucht. HOLTEDAHL[2] fand dabei eine im W bis 45° einwärts fallende Schichtstellung, die er als das Ergebnis einer präkambrischen Faltung ansieht. Es ist damit die Möglichkeit des Anschlusses der Dalformation an die jotnischen Bildungen erleichtert, jedoch nur unter der Voraussetzung, dass die ganze Formation mit dem Dala-Trysilsandstein äquivalent sei. Die die letztere Formation überlagernden Sparagmite, mit denen die obere Abteilung der Dalformation öfters verglichen wird, sind nämlich nach HOLTEDAHL erst kaledonisch gefaltet worden.

7. Die jüngeren N—S-Gänge Bohusläns.

Madeirit.

Geschichtliches.

Im Jahre 1876 beschrieb TÖRNEBOHM[3] einige von ihm in der Gegend von Strömstad entdeckte Gänge, die er »Augitporphyr» nannte. Andere Gänge von demselben Gestein wurden während der geologischen Aufnahmen um 1885—95 gefunden. Der in der Erläuterung zum Blatt Strömstad (S. 25) erwähnte Gang auf Furholmen gehört jedoch nicht hieher, sondern ist ein Diabas. Anderseits habe ich auf Süd-Hälsö unbedeutende Reste einer Kluft-Ausfüllung gefunden, die hieher gerechnet werden müssen.

TÖRNEBOHM lenkte die Aufmerksamkeit auf die braune Hornblende dieses Gesteins, die für schwedische Grünsteine fremd sei, die er aber auch in den losen Blöcken derselben Gegend fand. In dem zweifellos richtigen Glauben, dass diese Blöcke aus den südnorwegischen Decken stammen, untersuchte TÖRNEBOHM eine Probe aus Holmestrand. Hier wurde die Hornblende nicht gefunden; TÖRNEBOHM ist doch geneigt diesen negativen Ausfall aus der grossen Variationsbreite der süd-norwegischen »Augitporphyre» zu erklären.

Als »Augitporphyr» (als porphyrisch ausgebildeter Olivindiabas ver-

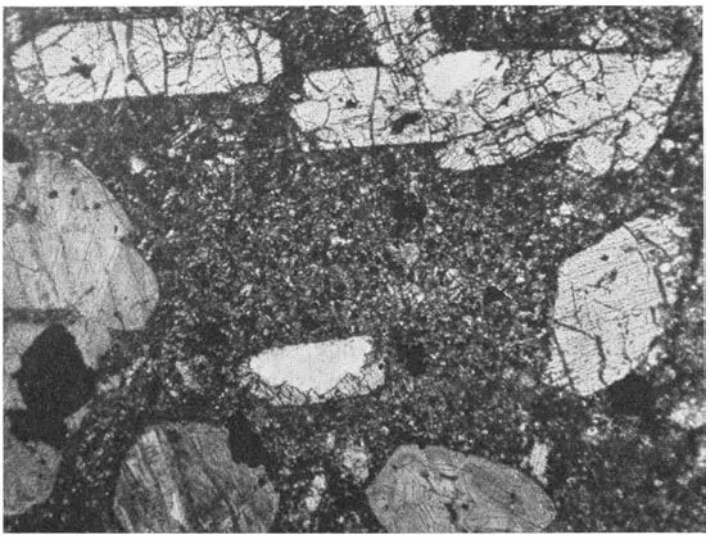
---

[1] Ein zu jener Zeit von K. VINGE (G. F. F. Bd 29 S. 403) gemachter Versuch, die Dalformation ins Archäicum zu verweisen, gründete sich nach GAVELIN auf eine Fehldeutung der granitischen Adern in den Grünsteingängen.

[2] O. HOLTEDAHL, Engerdalen. N. G. U. N:o 89 (1921).

[3] A. E. TÖRNEBOHM, Mikroskopiska bergartsstudier. X. Augitporfyr i trakten av Strömstad. G. F. F. Bd 3 (1876), S. 3—8.

standen) wurde zu dieser Zeit nach KJERULF die Decke des Christianiagebietes bezeichnet, welche die effusive Fazies der zur selben Zeit Gabbro genannten abyssischen Gesteine darstellen und mit diesen die älteste Hauptreihe der Eruptivprovinz von Christiania ausmachen. BRØGGER[1], dem das Verdienst zukommt, den eben angegebenen Zusammenhang klargelegt zu haben, bezeichnete 1890 die genannten abyssischen Gesteine Olivingabbro- und Gabbrodiabase und die zugehörigen Effusivgesteine Melaphyr, Augitporphyrit und Labradorporphyrit, — der Name Melaphyr bezieht sich auf den grösseren, olivinreichen Teil. Nach dem Aufstellen der Essexite als eine alkaline Sondergruppe der Gabbrogesteine wurde dieser Name auf die Christianiaeruptive der ersten Reihe verwendet, und



Verf. phot.

Fig. 8. Madeirit aus »Pers Klova» NW von Strömstad (bei der Ziffer 14 SO von Tjurholmen). Augit (mit Löchern) und Olivinpseudomorphosen in dichter Grundmasse. Gew. Licht. Vergr. 25 ×.

hiernach heissen die abyssischen Gesteine Essexite, die effusiven Essexitmelaphyre und Essexitporphyrite. In letzteren, die den früheren Labradorporphyrit entsprechen und Plagioklaseinsprenglinge führen, sieht BRØGGER nun die effusiven Äquivalente der normalen Essexite, während die Essexitmelaphyre, welche die früheren Melaphyre und Augitporphyrite umfassen, als die Ergussformen der pyroxenitischen Grenzfazies der abys-

[1] W. C. BRØGGER, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge etc. Zeitschr. f. Kryst. Bd 16 (1890), Kap. 3. Die postsilurischen Eruptivgesteine des Christianiagebietes, S. 20—79.

——, The Basic Eruptive Rocks of Gran (A preliminary Notice.) Quarterly Journal Geol. Soc. London. Vol. 50 (1894) S. 15—38.

sischen Essexite betrachtet werden. BRØGGER hat in seinem Kataloge[1] auch ein Schema über die Ganggesteine der Essexite gegeben. Die aschisten heissen Olivindiabas, die diaschisten, wenn melanokrat, Pyroxenitporphyrit, Pyroxencamptonit und Camptonit (wenn leukokrat, Maenait und Maenaitporphyr).

Der Name »Augitporphyr», später Augitporphyrit, kommt in dem jetzt wohl nach Oslo zu bezeichnenden Eruptivgebiet nicht mehr vor. Er ist aber nicht nur aus der Reihe der Effusivformen der essexitischen Magmen gestrichen, sondern auch aus derjenigen der gabbroiden, indem er jetzt den Effusivformen der dioritischen Magmen zugerechnet wird (ROSENBUSCH[2] S. 1093). Demgemäss behandelt ROSENBUSCH die basischen



Verf. phot.

Fig. 9. Die Grundmasse des Madeirits aus Halsarholmen ausserhalb Strömstad. Augit und Erz. Nic. gekr. Vergr. 300 ×.

Strömstad-Gesteine nicht unter den Augitporphyriten. Es ist aber für die Unsicherheit betreffs der Stellung der Strömstad-Gesteine bezeichnend, dass er sie — trotz TÖRNEBOHM's Neigung, sie zu den basischen Oslogesteinen zu führen — nicht mit den letzteren zusammen unter den Trachydoleriten aufführt, sondern unter den Melaphyren im Sinn des gabbroiden Mischungsverhältnisses der Magmakerne (S. 1222). Er fügt hinzu: »Die Beschreibung schliesst die Deutung dieser Gesteine als Lamprophyre nicht aus». Um die basischen Ganggesteine der Strömstad-

[1] W. C. BRØGGER, Eine Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. Nyt Mag. f. Naturvidensk. Bd 44, H. 2. Kristiania 1906.

[2] H. ROSENBUSCH, Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine. Zweite Hälfte. Vierte Auflage. Stuttgart 1907, 1908.

Gegend als der Alkalireihe, näher bestimmt als der Essexitreihe von Oslo angehörig betrachten zu dürfen, fand ich also eine neue Untersuchung geboten.[1]

Gesamtcharakter.

Die Gesteine sind sehr dunkel. Als Einsprenglinge kommen nur *Augit* und *Olivin* vor (Fig. 8). Gewöhnlich treten beide zusammen auf. In einigen Fällen sieht man nur Olivin, anderseits erwähnt TÖRNEBOHM einen Gang, in dem die spärlichen Einsprenglige nur aus Augit bestehen. Während der Augit frisch erhalten, ist der Olivin fast immer durch andere Mineralien ersetzt, und zwar von nach den verschiedenen Fundstellen sehr wechselnder Art. Nur in meinen Proben aus Pers Klova und Süd-Långö gibt es noch eine allerdings schon in Veränderung begriffene Olivinsubstanz. Neben den eigentlichen, einfachen oder nach (100) einfach verzwillingten Augiteinsprenglingen bilden Sterne oder Knäuel von kleinen Augitkörnern eine Art Augen.

Der überwiegende Teil der sehr dichten Grundmasse besteht aus *Augit* (Fig. 9), und dieser ist derselbe wie der als Einsprengling auftretende. Die Kristalle sind nach (100) tafelig und nach der Vertikalachse sehr gestreckt, so dass die Durchschnitte mehr oder weniger leistenförmig erscheinen. Sie zeigen Schalen- und Sanduhrbau, mit gegen den Rand wachsender Absorption. Der Winkel der optischen Achsen beträgt etwa 120° (2 E) — für alle Teile gleich —, was bei einer Lichtbrechung von 1,7 etwa 60° (2V) entspricht. Der Winkel c:c schwankt sehr wenig um 45° in den Anwachskegeln der Pyramide (dem hellsten Teil des Kristalls), 50° in den Anwachszonen der vertikalen Flächen und 61° in dem tief gefärbten Rand,[2] bei deutlicher Bisektrizendispersion $c:c_\varrho < c:c_\nu$. In

[1] Die diesem Teil zu Grunde liegenden mikroskopischen Untersuchungen waren in der Hauptsache, was das Untersuchungsgebiet im engeren Sinne betrifft, im Sommer 1925, betreffs der Gesteine ausserhalb des engeren Gebietes in Juni 1926 abgeschlossen und niedergeschrieben. Seitdem das hiesige Institut mit Universaldrehtisch und anderen neueren Hilfsmittel ausgerüstet und Unterricht in deren Anwendung gegeben worden ist, habe ich in unten angegebenen Fällen in kritischen Punkten die schon fertige Untersuchung mit der Uinversaldrehtischmethode geprüft. Es kamen dabei hauptsächlichst die Pyroxene in Betracht, wegen deren Schwankung es sich wünschenswert erwies, die verschiedenen optischen Daten aus demselben Korn zu erhalten.

[2]

			Anwachskegel über {111}	Anwachskegel über {100}	Rand
Halsarholmen,	Kleiner Einspr.	c:c	45	48	60
»	Gr. Grundmassenleiste		42	49	61
Süd-Hälsö	» »		44	49	61
»	» »		48	51	62
Pers Klova	Einsprengling		48	51	—
»	Kl. Grundmassenleiste		45	52	—
Halsarholmen	Gr. »		49	57	

den Dünnschliffen von Halsarholmen sieht man Schlieren-artige Partieen, die sich augenscheinlich nur dadurch von den übrigen Teilen des Präparates unterscheiden, dass der Augit viel kräftiger gefärbt ist, dunkel rotviolett bis tief orange. Hier ist die Bisektrizendispersion so stark, dass eine Messung der Auslöschungsschiefe bei Tageslicht nicht in Frage kommen kann.

Bei der Bestimmung des Pleochroismus bemerkt man, dass die Elastizitätsachsen nicht Absorptionsachsen sind. Nach den Schnitten senkrecht zu 𝔟 und 𝔠 zu beurteilen haben 𝔞, 𝔟 und 𝔠 dieselbe Farbe, Rosa mit Stich ins Orange. In Schnitten senkrecht zur Achse A (d. i. der von c entferntesten Achse) ist Pleochroismus erkennbar, indem die parallel der Achsenebene schwingenden Strahlen hoch rosa sind. In Schnitten senkrecht zu der Achse B liegt ein vorzüglicher Pleochroismus vor, indem Strahlen, die parallel der Achsenebene schwingen, gelb mit Stich ins Rosa erscheinen. (In jenem Falle ein Mangel, in diesem Überschuss an Gelb.)[1] Da in Schnitten, deren Normale zwischen B und 𝔞, etwa 15° hinter c, liegt, der Pleochroismus von derselben Art und Stärke ist, so ist das Maximum von Pleochroismus in einem Schnitte zu erwarten, dessen Normale etwa die Vertikalachse ist. — Bei dem Rhombenporphyr, wo ich diese Regel entdeckte, will ich die Erscheinung ausführlicher besprechen.

Die oben erwähnten optischen Merkmale lassen einen basaltischen Augit erkennen, der meistens in einem dünnen Mantel von Ägirinaugit gekleidet ist und mit diesem zusammen einen mässigen bis (ausnahmsweise) sehr grossen Titangehalt enthält.

Der spärlich auftretende, aber immer vorhandene *Biotit* ist gewöhnlich idiomorph und bildet kleine Stengel, indem im Basis-Schnitt ein Paar Kanten sich stark verlängert zeigen. Mit dem Augit ist er oft parallel verwachsen, und erweist sich dabei teilweise jünger wie dieser.

Hornblende kommt in kleinerer Menge vor, weist aber trotzdem einen gewissen Artenreichtum auf. Teils beobachtet man die basaltische Hornblende, teils einen dem Arfvedsonit ziemlich nahe stehenden Katophorit, teils auch Zwischenglieder. Braune Farben sind vorherrschend, spielen aber ins Violette und Gelbliche über. Auch ist die Hornblende oft, besonders auf Süd-Långö, teilweise an dem Augit angewachsen.[2]

---

[1] Die angegebenen Farben beziehen sich auf weisse Wolken als Lichtquelle. Wenn von blauem Himmel belichtet erscheint die Farbe der üblichen Lagen reiner rosa, die Farben der Achsenebene in Schnitten senkrecht zu A und B violett bezw. gelblich rosa.

[2] Folgende Hornblendevarianten sind beobachtet worden, alle mit b = 𝔟:

A) 𝔠 > 𝔟 > 𝔞 — 𝔠 : c = 5° bis 10°.
tiefbraun braun gelblich weiss — (Süd-Långö)
wie 𝔠 des Biotits

B) 𝔠 = 𝔟 > 𝔞 — 𝔠 : c = 14° bis über 33°.
violett hell — (Süd-Långö)
braun rosa

(Fortsetzung siehe nächste Seite.)

Einen beträchtlichen Anteil — im Allgemeinen den zweitgrössten der Grundmasse — nimmt ein meistens isometrischer, wahrscheinlich titanreicher *Magnetit* ein, in welchem kleine Titanitkörner eingewachsen sind.

Titanit ist immer reichlich vorhanden, teils als unregelmässig erscheinende Körnchen, teils als grössere, zierliche Skelette (Fig. 10).[1] *Apatit* ist in wechselnder Menge zu sehen.

Mit dem Titanit und dem Apatit sind wir schon auf mikrolithische Dimensionen heruntergekommen. Sie machen die Hauptmasse der Mikrolithen aus.

Die genannten Bestandteile werden nun von einer wenig hervortretenden, sehr schwer zu bestimmenden, farblosen Mesostasis verkittet. Diese polarisiert mit blaugrauer Farbe, gewöhnlich mit fächerartig undulös wandernder Auslöschung. TÖRNEBOHM fasst sie als eine unvollständig individualisierte *Feldspatmasse* auf. Ich habe mich bemüht, womöglich einen näheren Aufschluss über diese Zwischenmasse zu erlangen. Wie unten hervorgehen wird, besteht sie aus Albit und anderen alkalireichen Feldspaten. In einem Gang spielt daneben Chlorit eine grosse Rolle, und in Salbändern ist Glasbasis vorhanden.

Die einzelnen Gänge.

Nur in den Schliffen von Halsarholmen kommt dieser eisblumenähnliche, jüngste Gesteinsbestandteil in Partieen vor, die gross genug sind, um sich für eine Untersuchung zu eignen. Teils werden diese von runden drusenähnlichen hellen Flecken gebildet, die von Biotit- und Hornblendestengeln umgrenzt, auch in ihrem äusseren Teil solche zusammen mit einer Unmenge von winzigen Titanitskeletten beherbergen, in ihrem Kern aber fast ausschliesslich aus dem feldspatähnlichen Mineral zusammen-

C) $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$ $c : c' = 35°$.
dunkel braun — violett braun — violett (Halsarholmen)

D) $\mathfrak{b} > \mathfrak{c}' = \mathfrak{a}'$ $c : c' = 71°, 70°, 56(?)°$.
dunkel braun — gelblich violett — violett (Halsarholmen)

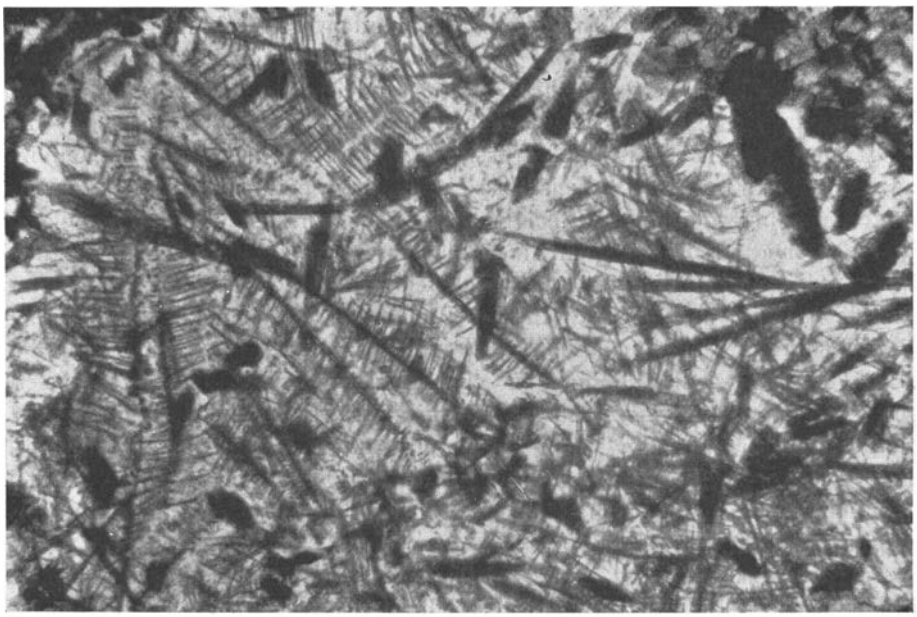
E) farblos (Aktinolith) $c : c' = 17°$
(Süd-Långö, Halsarh.)

Auf Süd-Långö ist B mit $c : c = 14°$ von A mit $c : c = 5°$ umwachsen.

[1] Die Skelette bestehen aus einem Hauptstab, dessen Länge etwa 100 mal grösser als die Dicke ist, und einer Unmenge nach vier Richtungen hin ausgehender Querstäbe. Wenn die in der Ebene des Präparates liegenden Serien von Querstäben senkrecht zum Hauptstab stehen, so ist c mit diesem mehr oder weniger parallel. Wenn die unter schiefen Winkel (c:a 60°) angereihter Querstäbe mit dem Schnitte parallel sind, liegt c im stumpfen Winkel und bildet mit dem Hauptstab eine Schiefe von etwa 40°. Es ist hiernach wahrscheinlich, dass die Skelette ein monoklines Mineral mit symmetrisch gelegener Achsenebene darstellen. Da daneben die Doppelbrechung so hoch ist, dass schon bei einer Dicke von 0,001 mm das Weiss I. Ordnung erscheint, so ist unter bekannten Mineralien nur der Titanit zutreffend.

gesetzt sind (Fig. 10). Teils bildet dieser Bestandteil zusammen mit Pennin jetzt die Hauptmasse der Pseudomorphosen nach Olivin.

Im Verhältnis zu dem Kanadabalsam ist die Lichtbrechung je nach den Lagen niedriger, gleich, oder ein wenig höher. Schnitte senkrecht zu einer optischen Achse zeigen einen grossen Achsenwinkel und wahrscheinlich positiven Charakter. Zuweilen und zwar in den Flecken wird die Substanz in einheitlicher auslöschende Felder geteilt. Öfter ist sie blätterig oder büschelähnlich faserig, immer mit der grösseren Elastizität in der Längsrichtung, und nicht selten verzwillingt. Im letzteren Falle



Verf. phot.

Fig. 10. Dendrite eines Albitfleckes in dem Madeirit aus Halsarholmen ausserhalb Strömstad. Die grasähnlichen, halbdurchsichtigen sind Hornblende, die sehr zarten, kammähnlichen sind Titanit. Gew. Licht. Vergr. 190×.

entsteht, besonders bei paralleler Lage der Fasern, das Aussehen eines albitlamellierten Plagioklases. Die höchste gefundene symmetrische Auslöschungsschiefe ist 16—17°. Hier trat α als stumpfe Bisektrix fast senkrecht aus. Die Substanz wird nicht von Salzsäure angegriffen und beim Erhitzen nicht verändert. Alles deutet auf Albit hin.

Die eben angeführten Messungen wurden in einer Pseudomorphose nach Olivin vorgenommen. Es sei hinzugefügt, dass eine kristallographische Orientierung im Verhältnis zu dem Muttermineral garnicht vorkommt. In einem von den hellen Flecken habe ich mitten unter verschieden orientierten Teilen dieser Substanz nach langem Suchen ein deutlich abgegrenztes, sehr kleines Korn gefunden, das klar erkenntliche Spaltrisse zeigt. Seine Doppelbrechung ist kaum die Hälfte der höchsten

in der Umgebung vorkommenden, was damit in Zusammenhang steht, dass hier c fast senkrecht austritt. Auch die Stärke der Lichtbrechung ist in Verhältnis zu der Umgebung der verschiedenen Orientierung völlig entsprechend, und es unterliegt keinem Zweifel, dass die Substanz dieselbe ist. Die Lichtbrechung des gespalteten Korns ist für α deutlich unter n des Kanadabalsams, für β war der Unterschied wegen der unreinen Grenze nicht festzustellen. Der Winkel der Spaltrisse zu a betrug 20°, der Achsenwinkel um c für 2V nicht viel über 70°.

Es kann dies kein anders Mineral als *Albit* sein. Alle Beobachtungen stimmen damit überein. (Ein Korn mit Spaltrissen, das ich in einem anderen, von derselben Örtlichkeit stammenden Dünnschliff — gleichfalls in einem hellen Flecken und zwar an dessen Rand — gefunden habe, zeigt doch einen Übergang zu Oligoklas, indem bei teilweise senkrechtem Austritt von c der Winkel zwischen a und den Spaltrissen nur $7\,^1/_2°$ beträgt und der Achsenwinkel grösser ist.) Da nun der Albit die Olivinsubstanz verdrängt hat, erweist er sich als einer spätmagmatischen Periode angehörig, und die hellen Flecken müssen als wirkliche Drusen aufgefasst werden. Darauf deutet auch die von Wassergehalt zeugende Hornblende hin, sowie auch der in den zentralen Teilen der Flecken spärlich vorkommende Pennin und Kalzit. In den Pseudomorphosen nach Olivin bildet der Pennin eine ebenbürtige oder grössere Menge, wenn es auch vorkommt, dass dieser nur die ehemaligen charakteristischen Sprünge des Mutterindividuums auszeichnet und die Hauptmasse aus Albit besteht. Sonst findet man hier häufig, wenn auch nur untergeordnet, hellen Glimmer, Karbonat und Kies. Einzelne Flecken von Augit mit Hornblende können möglicherweise auf durch Korrosion eingedrungene Grundmasse zurückgeführt werden.

Inwieweit der Albit in der eigentlichen Grundmasse eine Rolle spielt, ist sehr schwierig festzustellen. Es scheinen hier auch andere Feldspate vorzukommen. So ist ein eckiger Zwischenraum von einer glasklaren, farblosen Masse ausgefüllt, die eine negative Mittellinie senkrecht austreten lässt. Der Achsenwinkel um a ist klein (2V in dem ziemlich verwischten Interferenzbild zu 20 bis 40° geschätzt). In dieser Masse ragt eine kleine Säule hinein, die zu dünn ist, um ein eigenes konoskopisches Bild geben zu können. Sie ist ebenso klar und farblos und zeigt gegen die einbettende Masse keinen Unterschied in Lichtbrechung. Offenbar ist sie von derselben Substanz. Unter einer Auslöschungsschiefe von etwa 20° zeigt sie die kleinere Elastizität nächst der Hauptzone. Hieraus darf man schliessen, dass der Kristall nach c gestreckt ist. Er zeigt Terminalflächen, die P und x entsprechen können, wenn der Schnitt parallel M ist. Die Auslöschungsschiefe, der kleine Achsenwinkel, die Streckung nach c und die Klarheit der Substanz sprechen zunächst für Sanidin; doch ist Anorthoklas nicht ausgeschlossen.

Es gibt aber auch eine sehr getrübte und grünlich oder bräunlich gelb gefärbte Substanz, die einen ziemlich kleinen Achsenwinkel zu haben

scheint (nur schiefe Schnitte sind beobachtet worden) und die wahrscheinlich Anorthoklas ist.

In meinen Dünnschliffen von dem von DE GEER erwähnten Gang in Pers klova, wo Drusen keine Rolle spielen und eine Albitisierung des Olivins nicht zu sehen ist, kommt *Albit* in der Zwischenmasse vor. An einer Stelle, wo c fast senkrecht austritt, wurde nähmlich der Winkel um c deutlich als der Spitze erkannt, und die Lichtbrechung erwies sich für α augenfällig, für β wenig unter n des Kanadabalsams. Die Auslöschung war wandernd, und von Spaltrissen konnte man in dem ganzen Schliffe nichts sehen. Häufig ist in diesem Gang die Zwischenmasse strahlig stengelig, und an dem Rande der sich oft verzweigenden Stengel wird eine Franze von zahllosen kleinen Stäbchen gebildet, die wahrscheinlich aus Magnetit und Augit bestehen. Dies helmbuschartige Aussehen zeigt die Zwischenmasse besonders in kleinen rundlichen Partieen, die sonst nicht auffallen. Die Farbe der Stengel ist durch Trübung etwas grünlich. Die Hauptzone zeigt negativen Charakter, und auch das Mineral scheint negativ zu sein. Die Auslöschung ist parallel. — Es scheint nicht ausgeschlossen, dass diese Stengel Nefelin sind.

In kleinen Teilen des Schliffes erscheint, hier wie auch in Halsarholmen, die Zwischenmasse völlig isotrop und zeigt dann eine schwache, saftgrüne Farbe.

Da sich die Grundmasse dieses Gesteins wegen ihrer grossen Dichte nur in ganz dünnen Schliffen unter dem Mikroskop auflöst, so werden die Interferenzbilder, die bei dem Fehlen von Spaltrissen und Kristallgrenzen das fast einzige Mittel zur Aufklärung wären, sehr undeutlich. Wenn es auch bei fortgesetzten Versuchen gelingen würde, in dieser Hinsicht weiter zu kommen, so ist dies doch für den vorliegenden Zweck nicht nötig. Die Untersuchung hat ergeben, dass der geringe Feldspatbestandteil (einschliesslich eines möglicherweise vorhandenen Feldspatvertreters) ausgesprochen alkalisch (und zwar natronreich) sein muss. Ein kalkreicher Feldspat ist nicht vorhanden.

Auf Süd-Långö ist der Zwischenmasse ein grösserer Platz eingeräumt worden. Hier wird diese aber zwischen gekreuzten Nicols nur teilweise hell und zeigt dann dieselben strahlig faserigen oder blätterigen Aussehen bei negativem Charakter wie in den besprochenen Fundorten der *Albit*. Wie dieser hat er die grössere Elastizität in der Hauptzone und zeigt positiven Mineralcharakter. Der unmöglich genau zu messende Achsenwinkel scheint mit demjenigen des Albits übereinstimmen zu können, und dasselbe gilt von der Auslöschungsschiefe. Man bekommt den Eindruck, als tauche der Albit aus einer isotropen, schwach saftgrünen Masse auf, ohne dass man zwischen den beiden Substanzen eine Grenze beobachten kann. Mit der Gypsplatte sind völlig isotrope Partieen doch nur selten zu finden, und es ist darum möglich, dass die Zwischenmasse nicht Glas sondern *Chlorit* ist. Schüppchen von Talk(?), so auch kleine Partieen von Karbonat sind in der Zwischenmasse eingestreut. Ausserdem

wird diese von einer Unmenge sehr feiner Nädelchen, wahrscheinlich von Apatit, durchspickt. Diese durchsetzen den Biotit und die Hornblende, die in diesem Gestein gleichmässig verteilt, teils selbständig, teils an dem Augit gewachsen sehr häufig vorkommt. Hohlräume enthalten grüne Sphärolithen, deren Strahlen parallel der kleineren Elastizitätsachse sind. Die Einsprenglinge bestehen jetzt aus Talk und sind alle Olivin gewesen (zuweilen ist Olivinsubstanz noch erhalten). Doch erreichen einige Augitstengel die Grösse der kleineren Olivineinsprenglinge.

In dem Gang auf Süd-Hälsö[1] von dem nur das sehr dichte Salband erhalten war, besteht die Zwischenmasse aus einer homogenen, grauen, isotropen Substanz. Hie und da sieht man helle Flecken, welche meistens weniger scharf abgegrenzt sind aber zuweilen sehr schön die Gestalt von Mandeln annehmen, in denen Quarz die äussere, Chlorit die innere Schale und Kalzit den Kern bildet. Der Biotit ist hier in der Quarzschale eingelagert, die aus einem einzigen Individuum bestehen kann.

Da bei gewöhnlichem Lichte der Chlorit und die Zwischenmasse sich täuschend ähnlich sind, muss die Frage entstehen, ob auch die letztere Chlorit sein könne. Zwischen gekreuzten Nicols zeigt sich indessen der Chlorit der Hohlräume schon ohne die Hilfe der Gipsplatte deutlich polarisierend unter schuppiger Struktur (mit der kleineren Elastizität in der Hauptzone), während hingegen die Zwischenmasse auch mit Hilfe der Gipsplatte keine Polarisationsfähigkeit zeigt. Dieser Umstand macht die Deutung letzterer als *Glas* wahrscheinlicher. Es ist auch bemerkenswert, dass sich die Probe ebenso hart erweist wie Proben aus Halsarholmen und Pers klova und muscheligen Bruch zeigt.

Feldspat fehlt diesem Gestein völlig. Die Einsprenglinge, die die Form des Olivins zeigen, bestehen in der Hauptsache aus Karbonat. Auch die Zwischenmasse ist hie und da von Karbonat durchspickt.[2]

---

[1] Die etwa NNW streichende Kluft dieses Ganges ist W:lich des grossen Längstales und NW:lich des Bauerngehöftes zu finden. Möglicherweise ist es dieser Gang der auf der Karte das Ausziehen des Rhombenporphyrganges auch auf die Westseite des Tales veranlasst hat. Mit dem letzteren Gang, der unmittelbar vor dem östlichen Giebel des Bauerngehöftes auskeilt, hat er doch in feldgeologischer Beziehung nur die Richtung gemeinsam. Das Gestein hat auch mit dem aphanitischen Salbandtypus des Rhombenporphyrs, wie dieser auch hier auf Süd-Hälsö (sieh unten S. 62) vorkommt, nicht die geringste Ähnlichkeit. Der Augit zeigt den für denjenigen der Augitporphyrgänge gewöhnlichen Achsenwinkel, der grösser ist als derjenige des Rhombenporphyraugites (2E etwa 120° gegen 90°).

[2] Seitdem diese Untersuchung fertig war, habe ich Gelegenheit gehabt, einige Dünnschliffe TÖRNEBOHM's zu sehen. Der eine Gang aus Tjurholmen ist von dem oben aus Halsarholmen beschriebenen kaum zu unterscheiden. Die hellen Flecken kommen doch nicht vor, und der Olivin ist nicht von Albit sondern von Quarz verdrängt worden. Ein Schliff aus Tjurholmen ist von dem Kontakt und zeigt das Ganggestein als eine schwarze, amorphe Masse, die wahrscheinlich aus Glas mit suspendiertem, feinverteiltem Eisenerz besteht. Der Dünnschliff von dem Vorkommen östlich von Strömstad zeigt ein kaum porphyrisches Mandelgestein, das gut entwickelte Plagioklasleistchen von der Zusammensetzung Ab_{31} An_{69} führt und also eine Annäherung an Olivindiabas zeigt.

Der Name.

Es geht aus der obigen Beschreibung hervor, dass die basischen Strömstadgesteine zu den Trachydoleriten in engerem Sinn gehören, d. h. aus einem essexitischen Magma stammen müssen. Die Mineralkombination Alkalifeldspat (und zwar teilweise Sanidin oder Anorthoklas), Biotit, basaltische Hornblende und Katophorit, Ägirin- und Titanaugite ist dafür entscheidend — ich benutze hier die von ROSENBUSCH (S. 1353) aufgestellten Unterscheidungsmerkmale der trachydoleritischen und gabbroiden Basalte. Durch Albit, Ägirinaugit und Katophorit sind die Gesteine aber mehr durch Natron als durch Kali charakterisiert.

Augitporphyrit und Melaphyr sind nach diesem unmögliche Namen. Aus der bis jetzt zur Öffentlichkeit gelangten Oslo-Nomenklatur wären Essexitmelaphyr und Pyroxenitporphyrit die einzig denkbaren. Leider habe ich nicht Dünnschliffe dieser Typen gesehen. Die Essexitmelaphyre dürften im Allgemeinen nicht so basisch sein, sind ausserdem nur effusive Gesteine. Der Name Pyroxenitporphyrit ist für ein so olivinreiches Gestein kaum zutreffend, sagt auch nichts von dem Alkaligehalt. Seitdem ich (durch briefl. Mitteilung) erfahren habe, dass auf norwegischer Seite der Name *Madeirit* für Ganggesteine im Oslogebiet gebraucht wird, möchte ich die besprochenen Gesteine als Madeirit bezeichnen, Es muss aber zugegeben werden, dass sie dem Limburgit nahe stehen.

Limburgitisches Gestein.

In der Gegend von Lysekil oder, näher bestimmt, von Smögen habe ich in Granit und Gneis ein an das beschriebene erinnerndes, aber völlig feldspatfreies porphyrisches Gestein gefunden, das eigentlich nicht regelmässige Gänge bildet, sondern vielmehr als nur sehr kurze Strecken ver-

---

Die Armut an Feldspat so auch das Vorkommen des Titanaugites und Olivins als Hauptgemengteile, das Vorhandensein der braunen Hornblende u. s. w. gebieten uns indessen anzunehmen, dass es sich um einen Abkömmling von demselben Magma handelt.

Man könnte nun annehmen, dass der Feldspat der früher besprochenen Fundstellen ein kalkreicher Plagioklas gewesen und später von Albit verdrängt wurde. (Dafür könnte auch die weitgehendere Verdrängung der Olivinsubstanz in diesen Gängen angeführt werden.) In einem so basischen Gestein sollte aber ein vorhandener Kalk-Natronfeldspat früh, nicht als Residuum auskristallisiert sein. Ebenso ist es meine Erfahrung, dass es bei einer spätvulkanischen Albitisierung eines Diabases die mafischen Mineralien sind, welche verdrängt werden. Falls überhaupt eine Verdrängung vorliegt, scheint nur ein vorwiegend mafisches Glas als ursprüngliche Substanz möglich zu sein. Darauf deutet auch der geschilderte Charakter der Mesostasis auf S. Långö und S. Hälsö hin. Es gibt aber auch Beispiele davon, dass die letzten primär ausgeschiedenen Mineralkörner schon der spätvulkanischen Phase angehören.

In der abweichenden Zusammensetzung des Ganges Ö von Strömstad liegt nichts auffallendes. In BRØGGERS Katalog aus dem Oslogebiet werden (S. 119) Olivindiabase als aschiste Ganggesteine der Essexitreihe angeführt.

folgbare, geringfügige Massen hie und da in den grossen Spaltenzonen auftritt. Die bisher bekannten Fundorte, die alle bei meinen Arbeiten entdeckt wurden und sich nahezu über den ganzen Bezirk 4 a der Übersichtskarte verteilen (Abstand der beiden äussersten 29 km), sind folgende acht:

A) auf dem Blatt Uddevalla: 1) Im südlichen Teil der Kluft »Kålhagsklovan» auf Hållö, die mächtigste bisher gefundene Masse, stückweise von Ellenbreite, siehe die Karte Taf. II, Fig. 1; in drei Klüften bei Smögen — 2) Koklovan bei der westlichen Kaltbadeanstalt, 3) Holländarberg und 4) Glummen, siehe die Karte Taf. II, Fig. 2, sehr unbedeutende Vorkommnisse —; 5) im südlichen Teil der Kluft auf Klovskär ausserhalb Kornö (ein fussbreiter Gang); 6) in der ehemaligen Strandhöhle namens Klingkyrkan auf Stora Kornö, eine nur 7 cm dicke Ausfüllung an dem inneren Ende der Höhle; 7) Röd bei Åbyfjord, unweit SW von der Fährstelle und dicht beim Ufer, einige Ausfüllungen in der Fjordspaltenzone;

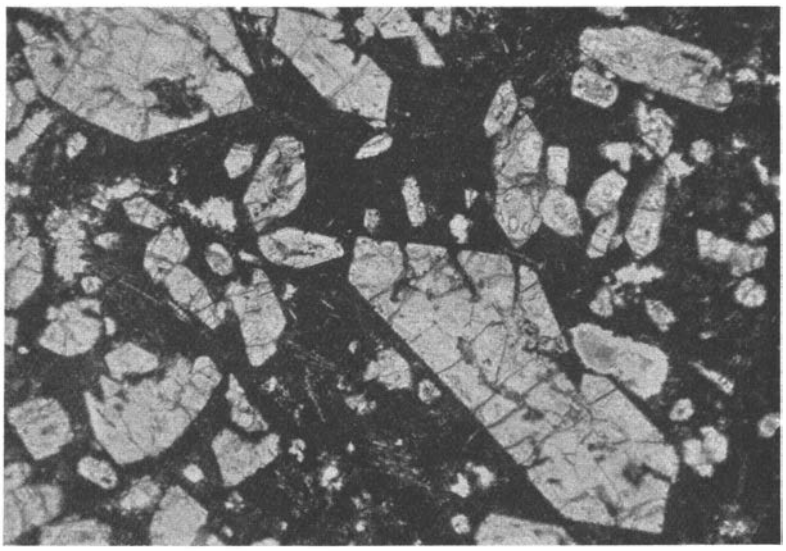
B) auf dem Blatt Fjällbacka: 8) W von Dingle und Kärrby in einem Steinbruch, wo man Wegschotter gewinnt, unweit N von der neuen Fahrstrasse für Autoverkehr Dingle-Gravarne, ein 6 cm breiter Gang.

Das Gestein ist dunkel grün, sehr dicht und hat zähen Bruch. Die Einsprenglinge machen sich, wenngleich sie auch sichtbar sind, makroskopisch nicht geltend, da ihre Grösse unbedeutend ist, ihre Farbe der des Gesteins gleicht, und ihre Bruchflächen matt erscheinen. Dagegen fällt bei dem Hållögestein der Biotit makroskopisch auf, der sich bei mikroskopischer Untersuchung den Blasenräumen zugehörig erweist, wie die Mandeln dieser blasenreichen Gesteine immer hervortreten, wenn sie gelegentlich Kalzit führen.

Ich habe aus Gesteinsproben aller genannten Fundstellen hergestellte Dünnschliffe studiert, die unter sich fast keine und nur sekundäre Verschiedenheiten zeigen. Die porphyrische Struktur ist sehr ausgeprägt. Die gewöhnlich 1 mm, höchstens 2,7 mm grossen Einsprenglinge bestehen aus meistens schön kristallbegrenzten Pseudomorphosen nach Olivin (Fig. 11)[1], und die dichte Grundmasse setzt sich fast ausschliesslich aus winzigen Augitnadeln nebst isometrischen, dunklen Erzkörnern zusammen, ohne dass man eine Mesostasis entdecken kann (Fig. 12). Eine fluidale Anordnung kommt eigentlich nicht vor, da die zuweilen länglich ausgebildeten Einsprenglinge keine Orientierung zeigen. Doch kommt ein fluidaler Eindruck dadurch zustande, dass die erwähnten Augitnadeln gern parallel mit den Grenzflächen der Einsprenglinge liegen.

[1] Nach dem Dünnschliff zu beurteilen besteht mehr als die halbe Masse des Ganges von Klovskär aus Olivinpseudomorphosen, indem ausser den gewöhnlichen Einsprenglingen (hier von höchstens 1 ½ mm Länge) häufig Partieen von etwa 5 mm Grösse auftreten. Die sekundäre, hoch doppelbrechende Substanz, vielleicht Talk, ist mit der ehemaligen Olivinsubstanz parallel orientiert. Nach dieser zu beurteilen bestanden die Olivinpartieen bald aus einem einzigen Individuum, bald aus wenigen zusammen oder in einander gewachsenen Körnern und bald aus kleinkörnigem Aggregat.

Die sekundäre Substanz der ehemaligen *Olivinkörnern* ist hauptsächlichst ein grüngelbes Mineral von etwa halb so hoher Doppelbrechung wie die des Augits; sie wächst faserig aus den Quersprüngen, etwa 45° schief zu deren Richtung, heraus und trifft dabei unter etwa 90° Winkel mit den Fasern des nächsten Sprunges zusammen, ohne dass sich die beiden Systeme durchdringen. Wenn der Einsprengling zwischen gekreuzten Nicols in Parallelstellung gebracht wird, erscheinen die Fasersysteme ziemlich dunkel. Für deren völlige Auslöschung muss man weiter ein wenig links bezw. rechts drehen. Die Auslöschungsschiefe der Faser ist also in der Nähe von 45°. Talk hat in den Pseudomorphosen auch eine sehr grosse



Verf. phot.

Fig. 11. Limburgitisches Gestein aus Klingkyrkan, Stora Kornö (sehr dichter Typus). Olivinpseudomorphosen und Hohlräume (ein Hohlraum an der rechten Seite des grossen Olivinkornes). Gew. Licht. Vergr. 35 ×.

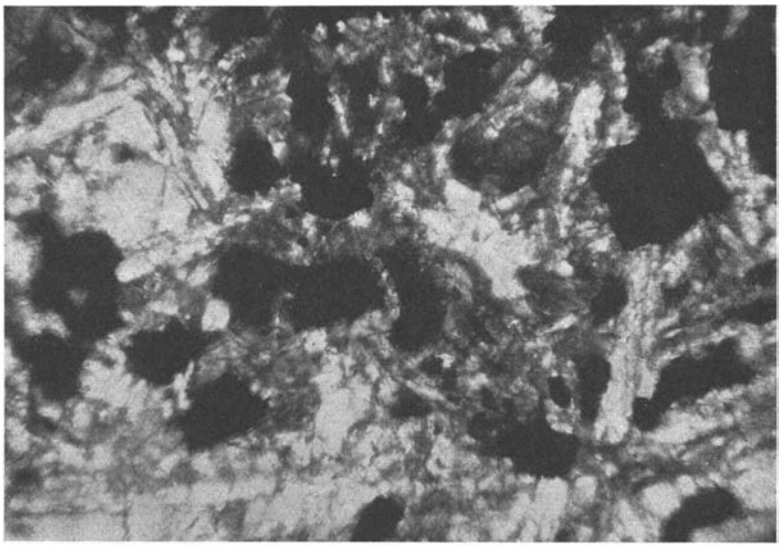
Verbreitung. Auch kommen Karbonat, sowie etwas Titanit und wenig Magnetit vor.

Der gelb und rosa gefärbte *Augit* zeigt den gewöhnlichen Achsenwinkel von etwa 120° für 2E (etwa 60° für 2V entsprechend) und eine Auslöschungsschiefe c:c in annähernden Normalenschnitten von 50 bis 60° mit Schalenbau und kräftiger Bisektrizendispersion. In Hohlräumen, wo der Augit kräftiger gefärbt und pleochroitisch wird, ist auch die Auslöschungsschiefe grösser; sie schwankt hier vom Kern zur Hülle von 65 bis 70°.

Unter den Augitnadeln, besonders aber in Hohlräumen, kommen auch farblose Nadeln vor, die durch deutliche Interferenzbilder in einem dicken Schliff als *Apatit* bestimmt wurden.

Bei starker Vergrösserung scheint das Präparat wie in Wolken gehüllt, die bei schwacher Vergrösserung in reflektiertem Lichte als weisse Flecke um die dunklen Erzkörner sichtbar sind. Diese Wolken müssen von einem titanreichen Staub herrühren, der von hohem Titangehalt der Erzkörner zeugt. Da man makroskopisch bläulich glänzende Körner dieses Gesteins mit dem Magnetstab anziehen kann, dürfte das dunkle Erz *Titanomagneteisen* sein.

Biotit kommt in kleinen unregelmässigen Fetzen untergeordnet vor, wie es scheint an das Titanomagneteisen gebunden. In den Hohlräumen ist dieser Biotit besonders reichlich und schön entwickelt und ist daselbst



Verf. phot.

Fig. 12. Grundmasse des Limburgitischen Gesteins aus Hållö (verhältnismässig gut auskristallisiert). Augit und Erz. Nic. gekr. Vergr. 360 ×.

auch makroskopisch sichtbar. Parallel zu c ist er fast farblos, senkrecht zu c tief rotbraun; sein Interferenzbild zeigt ein völlig einachsiges Kreuz. Fast immer ist er von einer tiefer gefärbten und stärker lichtbrechenden Zone umwachsen, die parallel c gelbbraun, senkrecht dazu schwarzbraun ist.

Die Paragenese der Hohlräume scheint folgende zu sein: Augit (titanhaltiger Ägirinaugit) und Apatit; Biotit; rhomboedrisches Karbonat und Chlorit (optisch positiv, einachsig, mit niedriger Doppelbrechung und Lichtbrechung wenig unter α des Biotits), die beiden letzteren als Ausfüllungsmasse, das Karbonat auch prismatisch. Magnetkies kommt vor (Probe mit dem Magnetstab), ebenso Titanit; letzterer teils in Verbindung mit dunklem Erz wie in der Grundmasse, teils als kleine grünliche, weiss reflektierende Knäuel, die denen der Pseudomorphosen und der Grundmasse ähneln und in den Hohlräumen, wie es scheint, an den Augit ge-

bunden sind. In dem Schliffe von Röd beobachtet man Hohlräume, deren Wände von weiss reflektierenden Nadeln in gekreuzter Stellung ausgekleidet sind. An längeren derselben, die in der Grundmasse wurzeln und in den Drusenraum hinausragen, lässt sich ein Übergang von Augit im Wurzelende bis zu völliger Auflösung in Titanit an dem ausragenden Ende verfolgen. Gegen das Karbonat und zuweilen auch gegen den Chlorit hin sind Titanit, Augit und Biotit von einem grünen, strahligen Saum umgeben.

In dem Vorkommen von Dingle ist — im Gegensatz zu allen den übrigen Fundstellen, wo der Grundmassenaugit völlig frisch ist — das ganze Gestein zersetzt. Der Augit erscheint durch Karbonat und ein grünes, sehr schwach doppelbrechendes Mineral ersetzt. Die ehemalige Umgrenzung der Nadeln ist doch noch an paarweise parallelen Reihen oder Streifen eines weiss reflektierenden Pulvers zu erkennen, mit welchem die genannte, blaugrau polarisierende Masse parallel auslöscht. Wegen der starken Lichtbrechung des Pulvers kann man kein klares Bild erhalten.

Von den früher besprochenen Gängen der Strömstadgegend unterscheidet sich dieses Gestein nur durch den völligen Wegfall des Feldspats und das abgemachte Übergewicht des Olivins als Einsprengling. Um das Fehlen des Feldspats und zugleich die Zusammengehörigkeit mit dem Essexit hervorzuheben, will ich das Gestein als limburgitisch oder kurz als Limburgit bezeichnen. (Diese Verwandschaft würde nicht aus dem Namen Pikritporphyrit hervorgehen, den ich 1923, vor der näheren Untersuchung der Strömstadgesteine, angewandt habe.[1])

Rhombenporphyr.

Während der geologischen Aufnahmen in den Jahren 1885—95 wurden in Bohuslän Gänge von Rhombenporphyr entdeckt[2], die sich der Küste entlang von der Nähe der norwegischen Grenze bis 12 Meilen gegen S ziehen. Das Gestein wurde als identisch mit dem norwegischen Rhombenporphyr, der Gangfazies des Augitsyenits oder Larvikits, angesehen, was allerdings in der sehr kurzen Beschreibung der Kartenerläuterungen nur schwach begründet ist. Um den für diese Arbeit nötigen Vergleich mit dem in Gängen auftretenden Rhombenporphyr des Oslogebietes anstellen zu können, sei über den Charakter des bohuslänischen Gesteins Folgendes angeführt.

---

[1] E. LJUNGNER, Bohusläns Granitskärgård, 1923, S. 91.

[2] Nach G. DE GEER (Erl. Strömstad S. 26) im Jahre 1889. Die wichtigsten Fundstellen waren doch schon früher, durch OLBERS, SANTESSON und LUNDBOHM bekannt, obwohl das Gestein als Diabas bezeichnet worden war. Vgl. HJ. LUNDBOHM, Kortfattad redogörelse för praktiskt geologiska undersökningar rörande stenindustrien i Göteborgs och Bohus län. Hushållningssällskapets kvartalsskrift 1886, S. 205, 206.

Der Bau der Einsprenglinge.

Für die ganze Streckung von Süd-Hälsö ausserhalb Strömstad bis Hasselö bei Smögen, die als ein einziger, nur an zwei Stellen durch Auskeilung abgebrochener Gang betrachtet werden kann, sind Rhombenfeldspate als Einsprenglinge in der dichten Grundmasse charakteristisch. Ihre stets abgerundeten Umrisse lassen (im Schnitt) gewöhnlich die Form eines spitzen Rhombus oder Rhomboides oder die eines sehr stumpfen Dreiecks erkennen. Oft aber hat die Rundung zu einer völligen Lanzettform



Verf. phot.

Fig. 13. Rhombenporphyr aus Valö (Gangmitte). Einsprenglinge etwa ‖ M. Die hellen Flecken um die Einschlüsse bestehen aus Kali-Natronfeldspat. Gekr. Nic. Vergr. 28 ×.

geführt. An Gesteinsgrenzen und in Gängen von geringerer Mächtigkeit werden die Einsprenglinge, deren gewöhnliche Länge 1—2 cm ist, sehr länglich, so dass man bei einer Breite von nur 5 mm (im Schnitt) eine Länge von fast 4 cm beobachten kann.

Wegen der Abrundung wie auch der Verzahnung der Umrisse (Fig. 13) sind genaue Untersuchungen über die äussere Kristalltracht ausgeschlossen. Auf folgende Weise habe ich doch einen Aufschluss erlangt.

Da an untersuchten Spaltblättchen teils c, teils b so nahe senkrecht austreten, dass sich eine Abweichung nicht messen lässt, und in beiden Fällen a mit den Spaltrissen, also mit a, sehr nahe zusammenfällt (weiteres darüber wird unten angeführt werden), so ist, nach aller Erfahrung

zu urteilen, die erstere Spaltfläche M und die letztere P, was auch von anderen Tatsachen bestätigt wird. In einem beliebig orientierten Dünnschliff (von Valö bei Fjällbacka) tritt die Achsenebene senkrecht und a unter einer Abweichung von nur 6° bis 8° aus. Hier wurde der Winkel P : M (an Zwillingsstreifung) gemessen und die Abweichung von 90° geringer als ein Viertelgrad gefunden. Die Umrisse waren hier wegen Verwachsungen nicht zu studieren. Ein Schnitt, wo c genau senkrecht austritt, also parallel M, gibt die Form eines etwas abgerundeten Rhombus. Zwei parallele Hauptkanten nehmen zu den Spaltrissen eine schiefe Lage ein, die dem Winkel β der Feldspate entspricht (63° gefunden), und werden also von Prismenflächen gebildet. Parallel mit diesen Kanten verläuft die Grenze zu einem angewachsenen kleineren Individuum. Die zwei anderen Hauptkanten bilden mit den Spaltrissen einen Winkel von 81° bis 82° und entsprechen also die Flächen y oder $(\bar{2}01)$ und $(20\bar{1})$. Die Abrundung zu der spitzovalen Form scheint mit dem Auftreten von anderen Flächen in Zusammenhang zu stehen, besonders einer, die die freie stumpfe Ecke unter einem zu den Spaltrissen 80° geneigten Winkel weiter abstumpft und $\{\bar{4}01\}$ entsprechen würde. Schnitte quer zu b zeigen den von den Prismenflächen begrenzten, sehr spitzen Rhombus. M oder P sind als Kristallflächen nicht beobachtet worden.

Der die Hauptmasse bildende Feldspat, den wir vorläufig den Hauptfeldspat nennen wollen, schliesst gleichmässig verteilte Partieen eines schwächer lichtbrechenden Feldspats ein, den wir den zweiten nennen können (Fig. 13). Das pegmatitische Muster dieser Verwachsung ist gewöhnlich makroskopisch sichtbar. Selber wird der Hauptfeldspat in eine dünne Schale eingehüllt, die mit dem zweiten Feldspat hinsichtlich Lichtbrechung und Orientierung oft übereinstimmt (Fig. 13).

Die Einsprenglinge, und zwar die Partieen des zweiten Feldspats, beherbergen eine grosse Menge von fremden Einschlüssen, nämlich Olivin, Augit, Magnetit, Apatit, Glas und zuweilen Quarz. Grössere, ganz gerundete Olivinkörner, wie sie in der Grundmasse auftreten, sitzen auch zuweilen in den Einsprenglingen halb eingewachsen oder liegen zwischen zusammengewachsenen Individuen eingebettet. Die Apatitkörner erreichen oft eine nicht unbeträchtliche Grösse; kleinere treten auch in den Olivinkörnern auf. Der Augit kommt hauptsächlichst als unregelmässig begrenzte, eckige oder teilweise konkav gerundete Teilstücke vor, die nicht optisch einheitlich orientiert sind. Nicht selten ist aber der Augit mit dem Feldspat auch mikropegmatitisch verwachsen (Näheres darüber S. 48). Der zuweilen eingelagerte Quarz zeigt keine einheitliche Orientierung. Der Magnetit, der sowohl isometrisch wie auch stabförmig vorkommt, ist oft von einem Biotitsaum umgeben.

Der die Einschlüsse zunächst einhüllende zweite Feldspat wiederholt im Grossen die Form der Fremdkörper und ist demgemäss, wo diese in Gruppen auftreten, oftmal phantastisch verzweigt (Fig. 13). In den Einzelkeiten sind seine Umrisse häufig nach bestimmten Richtungen gradlinig.

So zeigt er sich in Schnitten senkrecht zu a teils von M, teils von P begrenzt (Fig. 14); auf P geschieht die Begrenzung durch M und eine dazu senkrechte Fläche (wahrscheinlich y), auf M dagegen hauptsächlich durch y. Dies Auftreten von y auch in den inneren Teilen der Einsprenglinge deutet darauf hin, dass die rhombische Form wirklich als eine Wachstumsform aufzufassen ist.[1] Die eingeschlossenen länglichen Kristalle und Teilstücke scheinen auf der Fläche M in der Tat selber geordnet zu sein, teils nach y und teils parallel zu den Prismenflächen; doch unterliegt eine derartige Beobachtung, zumal wenn es sich um unregelmässig begrenzte, oft krumme Augitsplitter handelt, selbstverständlich einem subjektiven Einfluss.

Im Gegensatz zu dem farblosen und klaren Hauptfeldspat ist der zweite bräunlich gelb und fast immer fein getrübt (Fig. 14). Diese Trübung beruht augenscheinlich nicht auf einer Zersetzung, da sie mit den Spaltrissen nichts zu tun hat und auch nicht blätterig ist. Vielmehr sind die kleinen Körperchen regellos, mehr oder weniger dicht in der Feldspatsubstanz zerstreut und erweisen sich bei sehr starker Vergrösserung als ziemlich isometrische Körner von hauptsächlich zweierlei Art: Die Körner der einen Sorte haben grünliche Farbe, hohe Licht- und Doppelbrechung, zeigen oft deutliche Kristallform und gewöhnlich einen nicht gleichmässig sechseckigen Schnitt. Die Körner der zweiten Art sind von gelbbrauner Farbe, von einer Lichtbrechung, die bedeutend niedriger als die des Feldspats ist; sie zeigen keine Doppelbrechung; ihre Form ist unregelmässig. Die Körner der erstgenannten Art bestehen wahrscheinlich aus Augit, die der zweitgenannten ohne Zweifel aus Glas. Magnetit kommt nur untergeordnet vor.

In Teilen des Einsprenglings bildet oft der Augit ähnliche, pegmatitisch eingewachsene Partieen wie in den anderen Teilen der einschlussreiche zweite Feldspat.

An einigen Fundstätten kommt es vor, dass der zweite Feldspat nicht auf die Partieen um die grösseren fremden Einschlüsse beschränkt ist, sondern mit einheitlicher optischer Orientierung die ganze Masse des Hauptfeldspats schwammartig durchdringt, oder umgekehrt. Diese Mikropegmatitverwachsung ist so innig, dass sie mit schwacher Vergrösserung gar nicht zu erkennen ist. Der Hauptfeldspat überwiegt. Um die Feldspatpartieen der grossen Einschlüsse bildet er einen fast zusammenhängenden, schmalen Rand, und, wo der Abstand zwischen den eingeschlossenen Partieen am grössten ist, ist er hie und da in kleinen Kernen noch homogen zu sehen. Doch bleibt es fraglich, ob nicht die pegmatitischen und die mikropegmatitischen Teile des zweiten Feldspats zusammengenommen dem Hauptfeldspat an Menge gleich kommen.

[1] Meinungsverschiedenheiten in dieser Frage kamen in einer Diskussion zum Ausdruck, die zwischen P. QUENSEL und N. SUNDIUS geführt wurde. Siehe Bull. G. I. Upsala Vol. XVI (1918 und 1919) S. 1 (QUENSEL), S. 107 (SUNDIUS), und Bd 41 (1919) S. 607 (QUENSEL), S. 611 (SUNDIUS). Wir werden auf diese Frage zurückkommen (S. 53).

Die dünne Hülle ist in der Regel von Einschlüssen frei. Fast unmittelbar innerhalb der Hülle, doch durch einen schmalen Rand von reinem Hauptfeldspat davon geschieden, liegt gewöhnlich eine schmale Konzentrationszone kleiner Einschlüsse (mit ihren kleinen Schalen vom zweiten Feldspat Fig. 13). Dieser Zonenbau dürfte auf einer Schmelzung und erneuten Auskristallisation beruhen. Damit stimmt die elliptische Rundung der Einschlusszone im Vergleich mit dem Bestreben der darauf folgenden Hauptfeldspatzone, die Ecken wieder aufzubauen, überein. In der Tat ist es nur hier, an der Grenze zwischen Hauptfeldspat und Hülle, möglich, die Kristallform zu studieren. Denn der Aussenrand der Hülle ist mit der Grundmasse verzahnt verwachsen, die an einzelnen Punkten sogar ihren inneren Rand erreicht (Fig. 13). Die Hülle ist also kaum als ein integrierender Teil des Einsprenglings sondern vielmehr als eine orientierte Anwachszone aufzufassen. Demgemäss wird sie erst nach der Besprechung der Kernfeldspate (S. 52) näher erörtert werden.

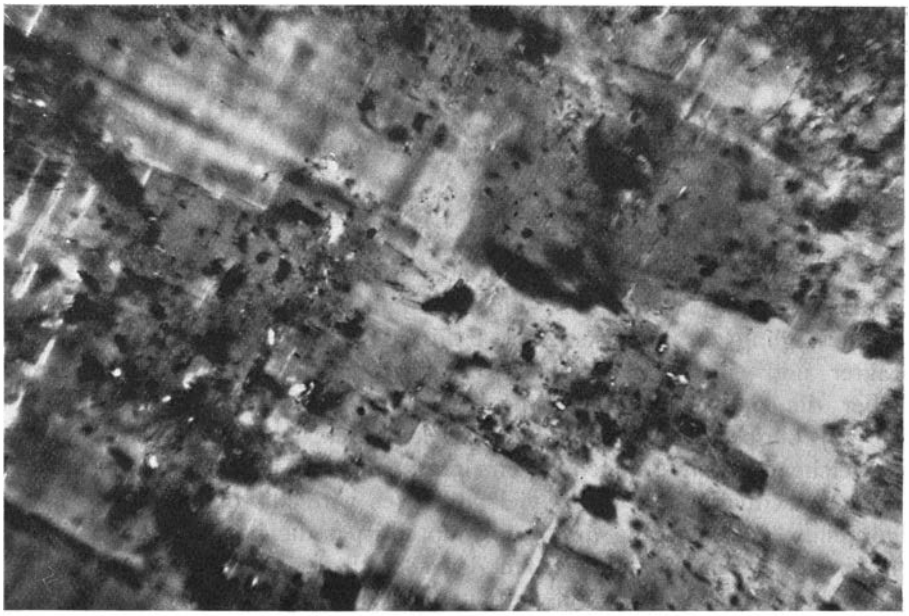
Die Optik der Einsprenglinge.

Wir gehen jetzt zu den optischen Eigenschaften der Feldspate über, zunächst nach Material aus Valö bei Fjällbacka. Beide den eigentlichen Einsprengling zusammensetzende Feldspäte haben optisch negativen Charakter und einen Achsenwinkel, der für 2V in der Nähe von 70° liegt.[1] Über die optische Orientierung des Hauptfeldspats wurde schon oben (S. 46) berichtet. Diejenige des zweiten Feldspats ist nur wenig davon abweichend. Beide haben c gemeinsam und mit b zusammenfallend, die beiden a divergieren nicht viel von a (es wird aus dem Folgenden hervorgehen, wie in Bezug auf den Hauptfeldspat die beobachtete Lage von b eigentlich ein Mittel zwischen den sehr divergierenden Richtungen der optischen Normalen der ihn aufbauenden Zwillinge ist). Näher bestimmt beträgt die Auslöschungsschiefe auf P für beide Feldspate 0°, auf M für den Hauptfeldspat 0° bis −1°, für den zweiten Feldspat +5 bis +7° (Spaltplättchen und Schliff).

Auf der Fläche senkrecht zu M und P (die Beobachtungen an einem Schnitt gemacht, wo die Achsenebene des Hauptfeldspats senkrecht, a unter einer (wahren) Abweichung von 6° bis 8° austritt) löscht der zweite Feldspat parallel aus. Das tut auch der Hauptfeldspat wenn er als homogen betrachtet wird. Hier verrät aber eine mikroklinartige Kreuzstreifung, dass letzterer sowohl nach dem Albitgesetz (hauptsächlich) als auch nach dem Periklingesetz innig verzwillingt ist (Fig. 14). Bei starker Vergrösserung kann man auch hie und da Lamellen deutlich sehen. Meistens sind diese doch kaum oder nicht erkennbar. Man wird aber bald davon überzeugt, dass die ganze Masse des Hauptfeldspats verzwillingt ist und dass die Streifen als Bündel von Lamellen aufzufassen sind, in denen das

[1] Mit dem Universaltisch wurde später 2Va bei dem Hauptfeldspat zu 75°, bei dem zweiten Feldspat zu 64° bestimmt.

eine der beiden sonst in Gleichgewicht auftretenden Systeme mehr oder weniger zurücktritt. Demgemäss löschen die homogen aussehenden Teile parallel aus und sind in polarisiertem Lichte nur dadurch von den Partieen des zweiten Feldspats zu unterscheiden, dass in dem Interferenzbild die Achsenebene fortwährend senkrecht austritt, während dieselbe bei dem letzteren deutlich verschoben ist unter gleicher Lage von a. Und die gewöhnlich weich begrenzten Streifen zeigen eine sehr wechselnde Auslöschungsschiefe bis zu einem bestimmten Maximum. In dem betreffenden Schnitt war letzterer, der 17° betrug, nur an zwei Streifen nach M,



Verf. phot.

Fig. 14. Partie eines Einsprenglings fast ⊥ a. Von den karierten Flächen des einschlussfreien Hauptfeldspats (Oligoklas-Andesin) unterscheidet man die monotonen Flächen des einschlussreichen, zweiten Feldspats (Kalifeldspat mit Natron). Nic. gekr. (den Bildrändern ‖). Vergr. 360 ×.

einem links und einem rechts, erreicht. Nach der Schärfe der Auslöschung zu urteilen, dürfte doch dieser Wert dem richtigen sehr nahe kommen. Die Partieen, die bei geeigneter Belichtung gar keine Streifen oder Lamellen zeigen, sind unbedeutend und fliessen unmerklich in die gestreiften Teile über.

Die an allen Flächen reinen Interferenzbilder sind ein Ausdruck von der Feinheit der Lamellen. Als diejenigen Mittel zwischen weit verschiedenen Lagen, die sie darstellen, werden sie nur an Stellen, wo das Gleichgewicht der Lamellensysteme gestört ist, gedreht oder verschoben. Geht man von dem von dem Hauptfeldspat als Einheit gegebenen Interferenzbild als dem normalen aus, so erfährt dieses an jedem Schnitt der Ein-

sprenglinge zweierlei Störungen. Auf der Fläche quer zu a bewirkt das mangelnde Gleichgewicht der Lamellen eine Drehung, die eingeschlossenen Partieen des zweiten Feldspats dagegen eine Verschiebung der Trasse der Achsenebene. Auf M ist der Fall entgegengesetzt. Auf P wird das Kreuz aus dem ersteren Grund quer zu $\mathfrak{a}$, aus dem letzteren parallel zu $\mathfrak{a}$ verschoben. Alles ist beobachtet worden.

Die Lichtbrechung des Hauptfeldspats wurde für α niedriger, für β höher als n des Nelkenöls befunden, das gleichzeitig zu 1,5445 bestimmt wurde. Durch Einbettung von feinem Pulver wurde (ohne Drehung des Tisches) festgestellt, dass ein Teil des Gesamtfeldspats (ausschliesslich Hülle), in dem betreffenden Fall 23 % der gezählten Körner, offenbar grösstenteils mit dem zweiten Feldspat identisch, niedriger als 1,5356 (Aetylenbromid) bricht. Da dasselbe Material in einer Mischung von der Lichtbrechung 1,5282 (Monochlorbenzol und Aetylenbromid, dessen Siedepunkte nur mit $^1/_2{}^\circ$ C differierten) eingebettet wurde, erwies sich gegen alle Erwartung nur 6 % der gezählten Splitter, und zwar alle sehr klein, eine niedrigere Lichtbrechung zu besitzen, was wohl nur teilweise der Trübung zuzuschreiben ist. Diese waren isotrop, schwach gefärbt und entbehrten Spaltrisse, offenbar also Glas. Nach langem Suchen gelang es mir, ein Spaltblatt nach M zu erhalten, in welchem eine nicht getrübte oder zersetzte Partie des zweiten Feldspats mit reiner, scharfer Kante teilweise den freien Rand bildete. Hier wurde nun durch Einbettung β zu 1,529(0) bestimmt.

Die optischen Daten des Hauptfeldspats ergeben eindeutig einen Oligoklas-Andesin von 30 bis 32 % Anorthitgehalt.[1] Nur die monokline Kristallform ist anomal. Wahrscheinlich steht sie mit dem überaus feinen Zwillingbau in Zusammenhang; eine Erörterung über diese Frage hat QUENSEL (1918) in dieser Zeitschrift hinsichtlich eines präkambrischen Rhombenporphyrs gegeben.

Der zweite Feldspat ist ohne Zweifel ein Orthoklas, wenn auch die Lichtbrechung höher ist als die des reinen Kalifeldspats, was auch einigermassen von dem Winkel $\mathfrak{a}$:a gilt. Insbesondere da letzterer örtlich noch höher ist, so gehört offenbar der zweite Feldspat der Kali-Natronserie an.[2]

Eine oft beobachtete Inhomogenität dieses Feldspats, die sich be-

[1] Den ev. Kali-Anteil der Plagioklase optisch zu bestimmen, ist bisher keine Möglichkeit gegeben. Nach Beendigung dieser Arbeit erschien E. D. MOUNTAIN, On potash-oligoclase and anorthoclase, Miner. Magazine Bd 20. Nach dem Bestimmungsdiagram MOUNTAIN's (S. 340) über die Feldspate der Reihe $Ab_{65}Or_{35}$—$Ab_{65}An_{35}$, für welche die obigen Werte der Lichtbrechung und der Auslöschungsschiefen auf P und M verwendbar sind, ist der Kali-Anteil sehr klein bis fast keiner. Da sich der gemessene Achsenwinkel auf den komplexen Zwilling bezieht und die Achsenebenen der Individuen etwa 17° von der Zwillingsebene abweichen, ist anzunehmen, dass der Achsenwinkel des Minerals grösser ist (man sollte etwa 80° vermuten).

[2] Dafür spricht auch der niedrige Achsenwinkel. Auf die Diagramme MOUNTAIN's geben die verschiedene Werte nicht einstimmige Resultate, und es ist wahrscheinlich, dass der zweite Feldspat dem Kali-Feldspat näher steht als die dort behandelten Feldspate.

treffs Lichtbrechung geltend macht, indem bei Heben und Senken des Tubus die Schlifffläche sich fein zu falten scheint, lässt sich hiernach leicht als eine sekundäre Entmischung in Kali- und Natronkomponenten erklären. Diese Inhomogenität, die etwa parallell (100) streicht, zeigt mit der Verteilung der Einschlüsse (vgl. oben) keinen Zusammenhang.

Eine andere Frage ist die von der primären oder sekundären Natur der Verwachsung zwischen dem Kali-Natronfeldspat und dem Natron-Kalkfeldspat. Es scheinen mir die Ergebnisse dieser Untersuchung für den ersteren Fall einzutreten: so die primäre Natur dieser Perthitbildung gegenüber dem Zerfall des Kali-Natronfeldspates; so die Beschränkung der submikroskopischen Einschlüsse auf den Kali-Natronfeldspat; so die pegmatitische Verwachsungsart, bei der der Augit für den einschlussreichen Kali-Natronfeldspat in Partieen des Gesamtkristalls vikariieren kann.

Es kann auch von Interesse sein, in diesem Zusammenhang die unten (S. 57, 58) beschriebenen Grundmassenkörner heranzuziehen, die in gleicher Weise zusammengesetzte Antiperthite sind. Bei diesen ist aber der Natron-Kalkfeldspat zonargebaut. In der Erhaltung der Zonarstruktur dürfte man eine Stütze für die Annahme einer primären Natur dieser Antiperthite sehen können.[1]

Es erübrigt noch, etwas über den Randfeldspat zu sagen. In dem normalen Rhombenporphyr mit syenitischer Grundmasse löscht er gleichzeitig mit dem zweiten Feldspat aus, wenn er auch in der äusseren Kante ein wenig schiefer löschen kann. Auf Grund des negativen Charakters und der niedrigen Lichtbrechung ist er als Kalifeldspat anzusehen.

Es wurde oben (S. 49) erwähnt, wie zwischen der wahrscheinlich durch Schmelzung und Wiederverfestigung entstandenen randlichen Einschlusszone und der Hülle der Hauptfeldspat wieder gern ein sehr schmales Band bildet. Dies Band kann — wie es in einer Probe nur 1 1/2 m von dem Salband auf Valö beobachtet worden ist — in eine basische Zone umschlagen. Gegen diese hin geht der Hauptfeldspat, doch erst in der Einschlusszone, in Andesin über. Dann schneidet die basische Zwischenzone mit reinem Andesin alle Partieen des zweiten Feldspats ab, schnell selber in Labrador übergehend (Auslöschungsschiefe auf M — 17°, Char. +), um gegen die scharf einsetzende Kalifeldspathülle ebenso schnell dem Andesin sich zu nähern.

Seltsamerweise passt sich dieser Andesin-Labrador besser den Flächen y des Einsprenglings als den Prismenflächen an. Auf den ersteren bildet er einen nach aussen eben verlaufenden Rand, nur die Rundungen und etwaigen schwachen Einbuchtungen des Kerns durch orientierte Grenzen

[1] Dass sich die fremden Einschlüsse eines Feldspatkorns von einem saureren Feldspat umgeben, kommt auch bei anderen Feldspäten vor als die der Oligoklas-Anorthoklasreihe. In Essexit aus Sölvsberg, Norwegen, beobachtete ich in einem Feldspatkorn von der Zusammensetzung An_{65-95} kleinere, an den Einschlüssen von Augit und Magnetit geknüpfte Partieen eines Feldspats An_{53-55}. Die Albitzwillingsgrenzen durchsetzten beide Feldspate gleich.

ersetzend, hie und da unter Zuhilfenahme kleiner Stufen. Auf den Prismenflächen dagegen bildet er spitze Zacken, die (nach der Hülle zu) in Schnitten nach M nur von y und P begrenzt sind. Dieser Wiederaufbau und Weiteranbau von y — der eine scharfe Messung von der Lage dieser Fläche gestattet — ist eine weitere Stütze für die Auffassung, dass die Rhombenform, die in erster Linie auf der Fläche y beruht, eine Wachstumsform, nicht eine Auflösungsform ist (vgl. oben S. 48). Ein von y und P begrenztes Grundmassenkorn wird S. 57 und 58 beschrieben.[1]

Die Einsprenglinge im Oslofelde.

Wir können jetzt an einen Vergleich mit dem Rhombenfeldspat der Oslogesteine gehen, wie dieser ausser durch ältere Arbeiten durch die Untersuchungen von TÖRNEBOHM, MÜGGE und BRØGGER bekannt geworden ist.[2] Es sei vorbemerkt, dass nach BRØGGER (S. 300 u. 305) die Feldspate des Augitsyenits, des gangbildenden »echten» Rhombenporphyrs und des deckenbildenden s. g. Feldspatporphyrs identisch sind. Zunächst müssen uns jedoch die Beschreibungen über das Ganggestein von Interesse sein. Der klassisch gewordene, teilweise deckenartig ausgebreitete Gang von Tyveholmen ist nun von allen drei erwähnten Forschern untersucht worden, von MÜGGE in Zusammenhang mit Material aus anderen Vorkommen des Oslogebietes, die wenigstens zum Teil Gänge sind.

Die Kristalle werden nur oder überwiegend von den Flächen $\{110\}$, $\{1\bar{1}0\}$ und $\{\bar{2}01\}$ begrenzt. Der Winkel der Spaltflächen P zu M schwankt um 90° mit höchstens 2° Abweichung. BRØGGER hat 90° 5′ gemessen. Auslöschungsschiefe auf P nach MÜGGE 0—2°, nach BRØGGER 0° aber wo Lamellen sichtbar waren höchstens 1—2° für diese. Auslöschungsschiefe auf M nach MÜGGE meist annähernd 0° und 3° nicht übersteigend, nach BRØGGER $5\,^1/_2°$—$6\,^1/_2°$ und doch keine Zwillingslamellen. Auslöschungsschiefe der Lamellen im Schnitt senkrecht P und M nach MÜGGE 5°—18° bei Mittel um $14—14\,^1/_2°$, nach BRØGGER 0°—$22\,^1/_2°$ (beide Grenzwerte BRØGGER's an demselben Kristall beobachtet). TÖRNEBOHM erwähnt (S. 327, 328), dass um die reichlich vorhandenen Einschlüsse die

[1] Aus basischen Gängen habe ich keine zuverlässigen Werte. Nach ein paar Dünnschliffen zu beurteilen sollte hier die Auslöschungsschiefe auf M für beide Feldspate etwas grösser sein (bis —9 bezw. +11).

[2] A. E. TÖRNEBOHM, Mikroskopiska bergartsstudier. I. Rhombporfyren vid Kristiania. G. F. F. Bd II (1874 und 1875), S. 322—329. Referat im N. Jahrb. Min. 1875, S. 552.

O. MÜGGE, Feldspath aus dem Rhombenporphyr von Christiania. N. Jahrb. Min. 1881, 2, S. 107—120.

W. C. BRØGGER, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Universitätsprogram. Kristiania 1882. Das Kapitel Rhombenporphyr von Tyveholmen, S. 220—308.

Ein ausserhalb des Oslogebietes gelegener aber ohne Zweifel dazu gehöriger Rhombenporphyr wird von H. BÄCKSTRÖM behandelt: »Über den Rhombenporphyr aus Brumunthale in Norwegen», Bihang K. Vet. Ak. Handl., Bd 14, Afd. 11, N:o 3. 1888.

Feldspatsubstanz in Schnitten nach M eine andere kristallographische Orientierung zeigt als die Hauptmasse, so auch dass der äussere Rand der Kristalle von fremden Einschlüssen verhältnismässig frei ist. BRØGGER fasst hingegen die Kristalle als homogen auf und bestreitet (S. 259) die Ansicht RATH's, dass der Feldspat des Augitsyenits von Larvik einen perthitischen Bau besitzt.

Es seien hierzu kurz einige Daten aus einem mir zu Gebote stehenden Dünnschliff aus Tyveholmen gefügt. In einem Schnitt annähernd parallell mit M (fast senkrechter Austritt von c) ist die Auslöschungsschiefe für den Hauptfeldspat $-4°$ und für den eingeschlossenen Feldspat wie auch für den schmalen Rand $+6°$ bis $+7°$. Die Lichtbrechung des negativen Hauptfeldspats ist auch für α bedeutend über n des Kanadabalsams. γ des eingeschlossenen Feldspats konnte nicht beobachtet werden, β liegt doch noch deutlich unter n.[1]

Weiter habe ich Spaltblättchen aus zwei auf dem Geologischen Institut befindlichen Gesteinsproben von Rhombenporphyr untersucht von denen die eine, aus nicht näher angegebenem Fundort im Oslogebiet, dem Gangporphyr in Bohuslän sehr ähnelt, die andere, aus Holmestrand im Oslogebiet, den Deckentypus repräsentiert. Die Lichtbrechung des Hauptfeldspats war in beiden Proben für α nur wenig unter, für β beträchtlich über 1,545, und β des zweiten Feldspats lag wenig unter 1,529. Als Auslöschungsschiefe auf M gaben beide Proben für den Hauptfeldspat $4°$ und für den zweiten $7°$ und zwar in entgegensetztem Sinn. Mit der Lichtbrechung zusammengestellt muss nach aller Erfahrung ersterer Wert negativ, letzterer positiv gerechnet werden. (Mit einer Unsicherheit von einem Grad betreffs der Lage der Spaltrisse muss man rechnen.) Der optische Charakter beider Feldspate ist in beiden Proben negativ.

Betreffs der chemischen Zusammensetzung betrachtete man nach den Analysen, die selbstverständlich die durchschnittliche Zusammensetzung des Einsprenglings gaben, diesen früher als Labrador, später als Oligoklas. Auch MÜGGE rechnet (S. 117) sämmtliche untersuchte Rhombenfeldspate des Oslogebietes vorläufig zum Oligoklas, wenn er auch zugibt, dass der Gehalt an Alkalien hoch, an Kalk und einigermassen auch an Tonerde gering gefunden worden ist, wenn man ihn mit der normalen Oligoklaszusammensetzung vergleicht. Mit Betonung dieser Abweichung und des monosymmetrischen Habitus will BRØGGER dem Feldspat unter dem Namen Natronmikroklin eine selbständige Stellung geben. Zum Teil führt er (S. 295) den Kalkgehalt auf eingeschlossenen Augit zurück. Die Ansicht BRØGGER's hat auch in die petrographischen Handbücher Eingang gefunden, wobei doch der von ROSENBUSCH gegebene, gleichbedeutende Name Anorthoklas mehr angewandt wird.

Aus dem Vergleich der zitierten optischen Daten mit den meinigen

[1] Ich habe später Gelegenheit gehabt, zehn Dünnschliffe (Sammlung TÖRNEBOHM's) aus verschiedenen Fundstellen des Oslogebietes zu sehen. In allen diesen zeigen die Einsprenglinge den oben beschriebenen antiperthitischen Bau.

stellt es sich heraus, dass erstere sich auf den Hauptfeldspat beziehen. Nur BRØGGER's Nullwert als teilweise Auslöschungsschiefe im Schnitt senkrecht P und M dürfte sich auf eingeschlossene Partieen des zweiten Feldspats bezogen haben, die man in diesem Schnitt nur durch konoskopisches Bild oder Beckes Linie von dem Hauptfeldspat unterscheiden kann. Durch meine Beobachtungen über Vorzeichen, optischen Charakter und Lichtbrechung ergänzt, können die angeführten Werte nach heutigen Tabellen über die Optik der Feldspate zur Bestimmung dienen. Die von MÜGGE ermittelten Auslöschungsschiefen ergeben einen Oliogoklas von den Möglichkeiten 25 bis 33 % Anorthit; die von BRØGGER aus Tyveholmen angeführten Werte geben sogar einen Anorthitgehalt von 37 % einstimmig an, was näher dem Andesin entspricht. Der eingewachsene Feldspat, der nur von TÖRNEBOHM als ein selbständiger, integrierender Teil des Kristalls anerkannt worden ist, von dem aber keine Werte in der Litteratur vorliegen, ist offenbar derselbe Kali-Natronfeldspat wie in Bohuslän.

Für die Abweichung der Analysenergebnissen von der normalen Oligoklaszusammensetzung ist offenbar in erster Linie der eingeschlossene Feldspat verantwortlich. Eine Stütze dafür können wir sogar unter den alten Analysenergebnisse finden. Bei einer der von MÜGGE benutzten Analysen (von FISCHER ausgeführt, MÜGGE S. 116) wurden von der gepulverten Probe (aus Tyveholmen) die »stark kaolinisierten, spez. leichteren Körner» (als 2,651) entfernt. Es ist deutlich, dass dabei, je nach der Feinheit der mechanischen Trennungsmethode und der Grobheit der Zusammenwachsung, der selbständige Kali-Natronfeldspat entfernt wurde. Hier ergab die Analyse einen kalireichen Oligoklas von der Zusammensetzung $Or_{21} Ab_{55} An_{24}$ oder, Or unberücksichtigt, $Ab_{70} An_{30}$.[1]

Die Untersuchung hat dargetan,

1) dass die Kristalle einen antiperthitischen Bau besitzen, dessen kleinerer Teil von einem pertitisch zuweilen zerfallenen Kali-Natronfeldspat (Natron-Orthoklas), dessen grösserer Teil hingegen von Oligoklas-Andesin (mit einem gewissen, noch nicht bestimmbaren Kalianteil)[2] bestehen;

2) dass die Rhombenfeldspateinsprenglinge der bohuslänischen und Oslo-Vorkommen identisch sind.

Die Grundmasse (Bohuslän).

Nach den Kartenerläuterungen bekommt man die Auffassung, dass die Grundmasse des bohuslänischen Rhombenporphyrs nicht einen syeni-

[1] BRØGGER hat schon (S. 294) auf die Verkleinerung des Kalianteiles durch diese Separation aufmerksam gemacht. Dass BRØGGER mit diesem Hinweis das für seine Annahme einer Natronmikroklinzusammensetzung belästigende Ergebnis der Fischerschen Analyse zu beseitigen versucht, steht kaum mit seiner Auffassung der Kristalle als homogen in Einklang.

[2] Als ein Glied der Oligoklas-Anorthoklasreihe MOUNTAIN's betrachtet ist dieser Feldspat frei von Kali (vgl. S. 51 Fussnote).

tischen sondern einen diabasischen Charakter besitze. Für die südlichsten der auf Blatt Uddevalla fallenden Gänge trifft dies zu. Für die bedeutende, das Blatt Fjellbacka durchlaufende Gangmasse gilt diese Charakteristik nicht. Nur vereinzelt, in auskeilenden Enden oder schmäleren Partieen, ist die Grundmasse »dunkel, schwarzgrün» (Erl. Blatt Fjellb. S. 29). Sonst trägt sie hier eine violettgraue Farbe und die Einsprenglinge heben sich von ihr nur durch ihre grossen Spaltflächen ab. Dem Meerwasser ausgesetzte Flächen zeigen — und zwar sowohl Grundmasse alls Einsprenglinge — einen blauvioletten Schiller. Sonst nimmt das Gestein durch Verwitterung eine bräunliche Farbe an, wobei die Einsprenglinge hellbraun werden. Die hellere Farbe in dieser Gegend steht auch mit einem auffallenden morphologischen Zuge in Zusammenhang: anstatt zu Klüften erodiert zu werden, wie es zu Blatt Uddevalla nur teilweise richtig bemerkt worden ist, so ragt hier der Küstengang wie eine Mauer hoch über den umgebenden Granit empor. Das weit sichtbare Seezeichen Valö Sadlar mit dem Seevermessungssignale wird gerade von dem Rhombenporphyr aufgebaut. Sogar auf dem Blatt Uddevalla fand ich in dem äussersten Schärenhof einsame Klippeninseln von Rhombenporphyr bestehen, und der höchste Punkt Sotehuvuds erwies sich in dem Rhombenporphyrgange belegen. Die stattlichen Gangwände bei Vägga und Näverkärr (Sektion Uddevalla) werden in anderem Zusammenhang besprochen werden.

Ausserdem dass die Feldspateinsprenglinge einen sehr grossen Teil, zuweilen die Hälfte, der Gesteinsmasse ausmachen, wird auch der überaus grösste Teil der Grundmasse von Feldspat gebildet.[1] Dem nächstwichtigsten Gemengteil, dem Augit, kommt hier bei weitem nicht dieselbe Bedeutung wie in den Diabasen zu. Andere wesentlichen Bestandteile sind Biotit, Magnetit, Olivin und Apatit. In sehr kleinen Mengen kommt Akmit, so auch Hornblende verschiedener Art vor. Als ausfüllende Massen spielen Quarz, Kalzit und verschiedene Glimmermineralien einschliesslich Chlorite eine grosse Rolle.

Das *Gefüge* der Grundmasse ist meistens das richtungslos körnige bei sehr kleinem Korn. Nur wo der Feldspat gegen Quarz grenzt, zeigt er Kristallform. Wo das Korn etwas grösser wird, was seltsamerweise oft in den seitlichen Partieen der Fall ist und wahrscheinlich mit einer mehr basischen Zusammensetzung in Zusammenhang steht, da geht die Struktur in die hypidiomorph körnige über, indem der Augit und der hier verzwillingte, basische Feldspat, so auch ein Teil des saureren Feldspats

[1] Diese Untersuchung der Grundmasse bezieht sich in erster Linie auf den auf Blatt Fjellbacka fallenden Gangteil. Nachträglich habe ich im Feld erweiterte Untersuchungen gemacht, nach denen es sich herausgestellt hat, dass die Hauptgänge auf Blatt Uddevalla makroskopisch denjenigen der Fjällbacka-Gegend sehr ähnlich sind und im allgemeinen nicht so basisch wie es aus dem spärlichen Material der Geolog. La. A. zu schliessen wäre. Zu einer mikroskopischen Untersuchung meines neuen Materials habe ich nicht Gelegenheit gehabt.

selbständig wird. Die Zwischenräume sind gefüllt teils von Feldspat, der an den verzwillingten Leisten orientiert gewachsen ist, teils von einer Zwischenmasse, die aus Quarz, Kalzit und einer Reihe von farbigen, gewöhnlich blätterigen Mineralien besteht. Obgleich diese drei Glieder alle in einer Probe zu sehen sind, ist der einzelne Zwischenraum gewöhnlich nur von einem gefüllt. Die in die Zwischenräume hinausragenden Feldspatsäulen sind sehr oft nur Skelette, indem sie unter vollständigen, geraden Umrissen einen oft sehr grossen Hohlraum zeigen, der von der einbettenden Masse erfüllt ist.

Die ausfüllenden farbigen Mineralien sind folgende: Pennin, Klinoklor, Delessit, Biotit und grüne Hornblende. Oft bilden sie Sphärolithe oder unregelmässige Aggregate, Pennin und Klinochlor ausserdem feinschuppige Massen, die grüne Hornblende, wenn in Quarz oder Kalzit eingeschlossen, auch einzelne gut entwickelte Individuen. — In den basischen Gangteilen des Blatts Uddevalla besteht der farbige ausfüllende Teil hauptsächlichst aus Delessit. Quarz und Kalzit sind in den südlichsten Gängen hier nicht beobachtet worden.

Da Kristallumrisse, Spaltrisse und Zwillingsgrenzen meist fehlen, so ist der *Feldspat* sehr schwer optisch zu bestimmen. Der Dünnschliff aus Valö, Gangmitte (Gangbreite 30 m), zeigte nur drei Körner, wo in dem ganz kleinen, verhältmässig hoch lichtbrechenden Kern Albitlamellierung deutlich zum Vorschein kam. Ein solcher Kern schien ein Labrador zu sein. In demselben Schliffe wurden 50 Körner auf Mineralcharakter untersucht und negativ befunden. Hiernach dürfte der Albit nicht ausgebildet sein. Wo der Achsenwinkel geschätzt werden könnte, zeigte er sich meist um 70°. Der kleinere Achsenwinkel des Anorthoklases war in einigen Fällen möglicherweise vorhanden, wie auch das allgemeine Aussehen — geringe Doppelbrechung, getrübte Substanz, Neigung zu Mikroperthit — das Vorkommen von Anorthoklas wahrscheinlich machte. In der besser auskristallisierten Grundmasse der seitlichen Partieen treten Albit- und Albit-Karlsbaderzwillinge auf, wie es aus einem Schliffe 1,5 m von dem Kontakte hervorging. Ihr Kern besteht in der Mitte gewöhnlich aus Labrador oder Andesin, geht aber gegen den Rand in Oligoklas über. Hier setzt, oft mit scharfer Grenze angewachsen, ein viel niedriger brechender, dem Anorthoklas sehr ähnlicher Feldspat ein, der gewöhnlich sehr getrübt, auch etwas inhomogen und nicht selten sehr fein gestreift ist. Im Schnitt senkrecht a löscht er an der Innenseite mit 6°, an der Aussenseite mit 14° Schiefe aus und zeigt einen Achsenwinkel weniger als 70°. Dieser Feldspat tritt auch selbständig auf, zeigt sich aber auch dann spät ausgeschieden, da er gewöhnlich gegen die Zwischenmasse grenzt oder in derselben schwimmt. Sehr häufig sind in dieser Grundmasse auch Durchwachsungen. In demselben Schliffe ist eine solche Partie nach M geschnitten (c des Oligoklases und des Orthoklases tritt senkrecht aus). Es ist dies eine Verwachsung von derselben Art wie die Einsprenglinge. Die Umrisse sind aber hier von P und y gebildet, in

voller Übereinstimmung mit der oben angegebenen Tendenz der Einsprenlinge in deren letzten Epoche (nach der Korrosion). Der hoch brechende Feldspat (α bedeutend höher als n des Kanadabalsams) löscht in dem Kern -17, am äussersten Rande $+4$ schief aus und ist also zonar gebaut von 52 % bis 23 % Anorthitgehalt. In diesem ist der getrübte, gefärbte, niedrig brechende Feldspat ($\beta < n$ des Kanadas), mit Augit alternierend, pegmatitisch eingewachsen. Seine Auslöschungsschiefe beträgt $+8°$. Dank der verhältnismässig groben Struktur bildet er ziemlich grosse Flächen und es ist bei starker Vergrösserung leicht zu sehen, dass dieser Feldspat nicht homogen ist sondern eine Aufteilung in sehr feine Lamellen oder Schnüre von verschiedener Lichtbrechung zeigt, die sehr regelmässig parallel mit der Achse c gestreckt sind. Es ist dies offenbar eine sekundäre Entmischung des Kali-Natronfeldspats, in welchem Prozess der Natron-Kalkteil keinen Anteil hat. Die Pegmatitstruktur ist dagegen ziemlich sicher primär. Ausser den Gründen, die bei der Besprechung der Einsprenglinge dafür angeführt wurden, kommt hier die schöne Zonarstruktur dazu. Das rhombische Korn wird von einer mächtigen Hülle umgeben, die es mit der übrigen Grundmasse verschweisst. Diese Hülle wird von demselben, in Zerfall begriffenen Kalinatronfeldspat wie der eingewachsene gebildet, unter derselben Orientierung und Charakter, nur ist die Auslöschung hier $+12°$. Der Kali-Natronfeldspat ist also während der Kristallisation zu grösserem Natrongehalt gegangen, wie auch die Natron-Kalkkomponente. Parallel den optischen Achsen (also etwa nach P) geschnitten, löscht der Kali-Natronfeldspat parallel aus und gehört darum möglicherweise zu der monoklinen Serie.

Mit besonderer Rücksicht auf die sehr dichte Grundmasse der Gangmitte wurde auch eine andere Methode versucht. Kleine Partieen von reiner Grundmasse wurden gepulvert und in eine Reihe Indikatoren von verschiedener aber konstanter Lichtbrechung eingebettet, und jedesmal die Anzahl Feldspatkörner gezählt, die ohne Orientierung höher oder niedriger brechen. Die Ergebnisse sind in einer Tabelle zusammengestellt, in welcher der Küstengang auf Blatt Fjellbacka von zwei Proben aus Valö repräsentiert wird, die aus denselben Handstücken stammen wie die oben besprochenen Dünnschliffen, eine aus der Gangmitte und eine 1,5 m von dem Kontakte.

Es scheint die Tabelle mit dem Fehlen optisch positiven Feldspats schwer vereinbar, indem die dritte Abteilung ja dem Albit entspricht. Man könnte nun die Erklärung dieses Widerspruches in der Unvollkommenheit der Methode suchen, die eventuell vorhandene Lücken nicht sicher angibt (da die in verschiedenen Mischungen gezählten Körner nur teilweise dieselben waren). Ich möchte aber annehmen, dass diese Stufe der Tabelle hier wirklich vertreten ist und zwar von einem kalireichen Oligoklas. (Über die Richtigkeit dieser Annahme siehe S. 68 Fussnote.)

Soweit die Tabelle einen quantitativen Ausdruck geben kann, besitzt rund $^3/_4$ des Grundmassenfeldspat aus Valö, Gangmitte, eine Licht-

brechung niedriger als die des Albits, während die Randpartie mehr basisch ist. Aus Hasselö bei Smögen auf Blatt Uddevalla, wo dieser grosse Küstengang im Süden unter grosser Verschmälerung in das Meer

Lichtbrechung	Oslogebiet unbek. Lokal %	Valö bei Fjällbacka		Hasselö, Smögen (Bl. Uddevalla) %
		Gangmitte %	Kontakt %	
< 1,528	9	50	5	0
1,528 bis 1,532	43	28	19	12
1,532 » 1,538	32	12	36	13
1,538 » 1,545	16	10	29	30
> 1,545	0	0	11	45

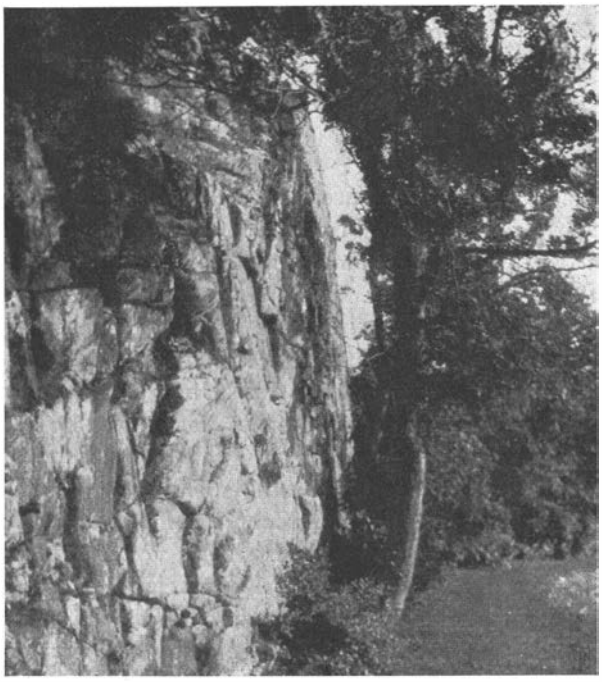
ausläuft, ist daneben eine Probeserie gestellt, die den Übergang zu Diabas zeigt. Der Grundmassenfeldspat ist hier gut leistenförmig und besteht in dem Kern aus Labrador von 50 % Anorthitgehalt (1,1′ ... 26°, 2,2′ ... 10°; 1,1′ ... 26°, 2,2′ ... 12°; 1.1′ ... 24 ½°, 2,2′ ... 18 ½°; Max. Auslösch. in der Zone senkrecht M 28°). Ein Dünnschliff der Geologischen Landesanstalt aus der etwas nördlicheren Insel Tryggö, wo der Gang 30 m mächtig ist, vermittelt den Übergang zu dem Gestein der Fjällbackagegend, indem die Grundmasse fast dieselbe Ausbildung hat wie sie oben aus der Seitenpartie auf Valö beschrieben wurde.[1] Der Kern eines albit- und teilweise periklinlamellierten Karlsbaderzwillings, der senkrecht M und ziemlich senkrecht P der einen Hälfte geschnitten ist, zeigt bei einer mittleren Zusammensetzung von $Ab_{44}An_{56}$ (1,1′ ... 30°; 2,2′ ... 16 ½°) von der Mitte zu der Kante einen Übergang von 64 zu 28 % Anorthitgehalt.[2] An diesen Kern sind die beiden niedriger brechenden Anwachszonen mit scharfer Grenze gefügt. Die annähernd senkrecht P geschnittene zeigt fast senkrechten Austritt von $\mathfrak{a}$ als spitze Bisektrix und eine Auslöschung von 6°, die nach wenig deutlichen Spaltrissen nach P negativ ist (P:M etwa 87°). Dieser Feldspat hat nicht immer einen so kleinen Achsenwinkel und senkrecht $\mathfrak{a}$ so niedrige Interferenzfarbe wie der selbständig in der Grundmasse auftretende und teilweise in der Quarz-

[1] Ich habe später Tryggö besucht und dabei gefunden, dass das Gestein dem der Fjällbackagegend sehr ähnlich ist, ziemlich hell, reich an Einsprenglingen, in der Gangmitte fast dicht, in den Seitenpartien feinkörnig. Es scheint mir also wahrscheinlich, dass das Handstück der Geolog. Landesanstalt, von dem der Schliff hergestellt ist, nicht in der Gangmitte sondern an einer Seitenpartie geschlagen sei. Im Ganzen dürfte also das Gestein von Tryggö nicht viel basischer sein als das von Valö bei Fjällbacka. Dasselbe gilt von den nördlicheren Gangpartien auf Blatt Uddevalla, auf Sotehuvud. — Die Gangbreite auf Tryggö konnte ich von 45 auf 30 m berichtigen.

[2] Ein anderer Doppelzwilling enthielt nur 35 % Anorthit (1,1′ ... 16, 2,2′ ... 9°). In dieser Lage löschte die Anwachszone 4 bis 5° schief aus.

masse schwimmende, der als Anorthoklas bezeichnet werden darf. Vielleicht steht der angewachsene Feldspat dem Albit-Oligoklas näher, was bei der mangelnden Kenntnis dieser Feldspatserie noch nicht bestimmt werden kann. Durchwachsungen von Kali-Natronfeldspat und Natron-Kalkfeldspat kommen auch hier vor.

Aus noch typischem Rhombenporphyr von mittelgrauer Farbe und sehr feinkörniger Gangmitte besteht der ein paar km östlicher verlaufende Gang, den ich auch in das Meer habe verfolgen können. Sein Verlauf geht aus der Karte (Taf. II, Fig. 3) hervor. Seine Breite ist auf dem



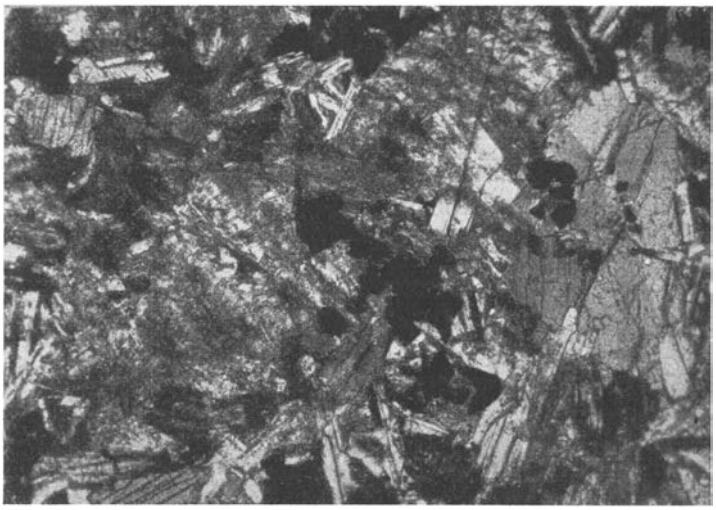
Verf. phot. $^{26}/_{6}$ 26.
Fig. 15. Partie von der Rhombenporphyrwand bei Vägga.

Festland, wenn er nicht verzweigt ist, 45 m; das Felseneiland Ö von Rammen gibt als Minimibreite 40 m, die langschmale Felseninsel N von Svartskär 48 m an. Seiner ganzen Streckung entlang zeigt er sich sehr widerstandskräftig, ja er scheint in dieser Hinsicht den Granit zu übertreffen. Bei Vägga bildet sein westlicher Kontakt eine kilometerlange, teilweise etwa 15 m hoch aus dem Ackerboden fast senkrecht emporragende Wand, nach der das Bauerndorf seinen schon aus der Wikingerzeit bekannten Namen haben dürfte (Fig. 15).[1] Bei Näverkärr (Taf. II,

[1] Gemäss SNORRE STURLASSON wurde 963 König Tryggve bei Vägga ermordet und in dem noch stattlichen Steinhügel auf Tryggö begraben.

Fig. 3), auf der Landzunge O von Malmön, bildet der östliche Kontakt eines Rhombenporphyrganges einen vielleicht noch stattlicheren Absturz, hier völlig senkrecht. Vielleicht ist es nur ein Zweig dieses Ganges, der mit 15 m Breite die Landspitze SSO von hier durchzieht (Fig. 45, S. 156).

Weiter gegen Süden sind, soweit ich kenne, antiperthitische Einsprenglinge eine Seltenheit. Wenn Einsprenglinge auftreten, bestehen sie aus einem basischen Plagioklas. Auf Stora Kornö ist der hier übersetzende Gang nur etwa 5 m breit. Die Farbe ist dunkel grünlichgrau. Die Menge an Augit ist viel grösser als in früher besprochenen Gängen, mit der des Feldspats sogar ebenbürtig. Anorthoklastische Anwachs-



Verf. phot.

Fig. 16. Grundmasse des Rhombenporphyr-Diabas-Ganges bei Grundsund. Sanduhr-Augit (der grosse rechts nach (100) verzwillingt), Plagioklas, Erz, Delessit (als Ausfüllung). Nic. + (den Bildrändern ||). Vergr. 30 ×.

zonen sind nicht zu sehen. Viele Merkmale des Gesteins, besonders bezüglich des Augits, lassen doch die Zugehörigkeit zu dem Rhombenporphyr deutlich erkennen. — Auf Gåsö, SW von Lysekil, sieht man zum letzten Mal im Granitgebiet den Porphyrgang. Hier ist er verhältnismässig breit, 16 à 17 m. Die Farbe ist mittelgrau, indem der Augit zurücktritt. Schöne basische Feldspatleisten, deren Zusammensetzung zu $Ab_{37}\,An_{63}$ gemessen wurde (1,1′ . . . 35°, 2,2′ . . . 18°), sind von etwas Anorthoklas seitlich umwachsen, dessen Achsenwinkel um a höchstens 40° (für 2 V) ist. — Weiter gegen Süden, im Gneisgebiet, wird der wieder sich verengende Gang dunkler und dem Vorkommnis auf Stora Kornö ähnlich (Fig. 16).

Auch die wenig mächtige nördlichste Gangabteilung (mittlere Breite 4 m, höchste 8 m) in der Nähe von Strömstad besitzt, wenigstens in dem

nördlichsten Drittel, eine mehr basische Grundmasse. Auf Süd-Hälsö, wo der Gang im Norden endet, ist die Gangbreite 1 bis 1,2 m. An dem Südufer besteht er hier aus einem dichten, einsprenglingsfreien Diabas mit selbständigen kleinen Augitkörnern. Auf der Mitte der Insel ist er bis an den Kontakt an langen, schönen, rhombischen Einsprenglingen ziemlich reich. Daneben kommen aber kleinere Einsprenglinge von Bytownit ($1,1' \ldots 38°$, $2,2' \ldots 24°$), Augit und zu Talk und Magnetit umgewandeltem Olivin vor. Die Grundmasse besteht aus Labrador von 50 % Anorthitgehalt ($1,1' \ldots 24°$, $2,2' \ldots 18°$; $1,1' \ldots 25°$, $2,2' \ldots 17°$) in wahrscheinlich anorthoklastischer Hülle, aus iodiomorphem Augit, Magnetit, Quarz und Kalzit nebst einem kleinen kryptokristallin erstarrten Basisrest. Wo der Gang mit 80 cm Breite im Norden endet, ist das Gestein fast schwarz und dicht. Trotz der langen, schönen Feldspatleisten, die Karlsbaderzwillinge bilden (Einsprenglinge fehlen) ist der Augit nicht ophitisch sondern bildet kleine rundliche Körner, die mehr oder weniger zu Aggregaten vereinigt sind. Der Erzanteil wird teils von isometrischen Magnetitkörnern, teils von sehr zarten Gittern von Magnetit (ev. Ilmenit) gebildet.

In dem Rande des Rhombenporphyrganges auf Hasselö, wo die Probe dicht am Salband genommen wurde, hat das Gestein dasselbe Aussehen; nur ist der Augit unter mehr stengliger Ausbildung für bestimmte Partieen optisch einheitlich orientiert, worin man eine Anlage eines ophitischen Gefüges sehen kann.

Der Charakter des Salbandtypus ist hier angeführt worden, um die grosse Übereinstimmung mit kleineren, unten zu besprechenden Diabasgängen zeigen zu können, so auch die durchgehende Unähnlichkeit mit den oft sehr schmalen Gängen des Madeirits und Limburgits klar zu machen, die sowohl im Norden wie im Süden die Rhombenporphyrgänge innig begleiten (vgl. oben S. 40).

Der *Augit* des bohuslänischen Rhombenporphyrs zeigt ziemlich kräftige Farben in gelb und rosa. Bei vorwiegend prismatischer Ausbildung sind die Formen $\{100\}$ gleich oder ein wenig besser entwickelt als die Flächen $\{010\}$. Ausser den prismatischen Spaltrissen sind die Risse nach (010) gut, jene nach (100) weniger gut entwickelt. Zwillungsbildung nach (100) ist nicht ungewöhnlich. Der Augit zeigt einen besonders bei den basischen Gängen stark hervortretenden Sanduhrbau (Fig. 16). Der Winkel (c : c) ist in der Anwachszone der Pyramiden um 5° kleiner als in der Anwachszone der vertikalen Flächen. Als Mittel können 46° bezw. 51° angeführt werden. Es liegt aber eine beträchtliche Bisektrizendispersion vor $c : c_\varrho < c : c_\nu$. Die ansehnliche Dispersion der optischen Achsen macht sich hauptsächlichst um die Achse B geltend. Der Winkel der optischen Achsen ist nicht so gross als man erwarten sollte. In einem Dünnschliff aus Tjärnö, Blatt Strömstad, wurde E zu 45,5 gemessen, was bei $n = 1{,}7$ $2V = 52$ entspricht; und in dem Präparat einer diabasähnlichen Variante aus Orust, Blatt Uddevalla, wurde $2E$ zu 85° bestimmt, was $2V = 47°$ entspricht. Andere gemessene oder geschätzte Winkelwerte — alle Schliffe

wurden in dieser Hinsicht untersucht — liegen zwischen den angeführten, meistens in der Nähe des kleineren.

Die Absorptionsverhältnisse dieses Augits sind sehr eigentümlich, wenn man von der üblichen Auffassung ausgeht.

In Schnitten parallel der Achsenebene (010) zeigt sich gar kein Farbenwechsel sondern nur gelblich Rosa mit Eindruck von rosa, orange

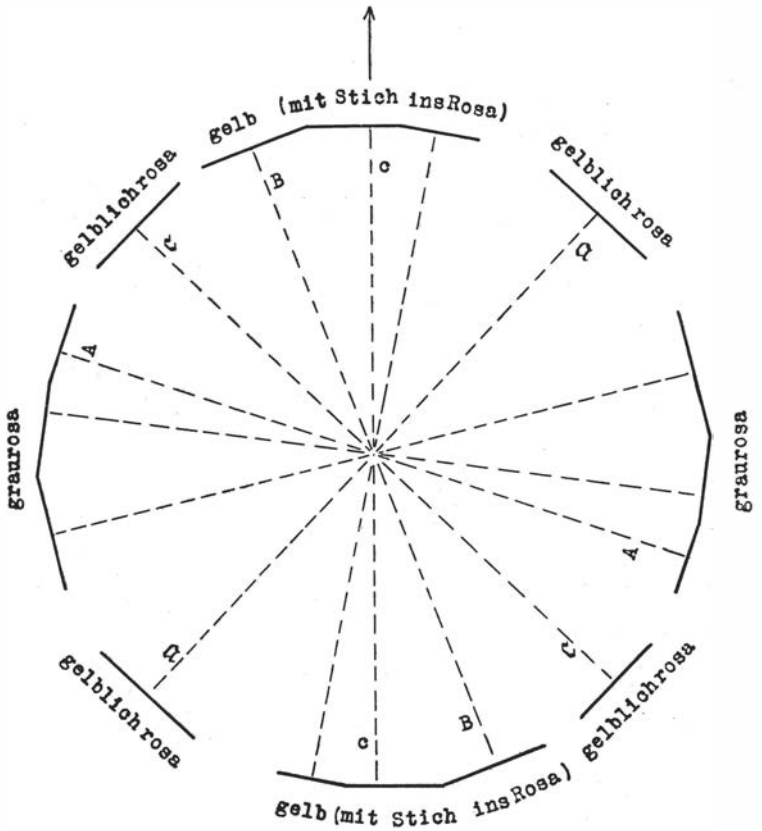


Fig. 17. Die Lagen der untersuchten Schnitte in der b-Zone und die darin beobachteten Farben der parallel (010) schwingenden Strahlen. Parallel b = 𝔟 schwingende Strahlen sind in allen Schnitten gelblichrosa wie auch alle Strahlen im Schnitt parallel (010). Schliff 2429 Grundsund.

und etwas grünlich. Auch in Schnitten senkrecht zu c und 𝔞 ist Pleochroismus kaum erkennbar. Die Farbe ist hier derselbe. Alle Schnitte, die senkrecht zu B oder c gelegen sind, geben aber parallel der Achsenebene ein ins Rosa spielendes Gelb, alle Schnitte, die senkrecht zu A oder parallel (100) getroffen haben, parallel der Achsenebene graurosa (oder violettgrau),[1] um für beide Fälle senkrecht zur Achsenebene gelblich

[1] In dieser Lage erscheint das Kristall abgemacht am dunkelsten. Hinsichtlich der verschiedenen Farbenqualitäten ist es aber schwierig zu entscheiden, ob auch die Intensität der Absorption hier grösser ist.

Rosa zu zeigen. Die Figur 17 ist nach den Beobachtungen am dem Schliff 2429 aus Grundsund, Blatt Uddevalla, gezeichnet, gilt aber für den Rhombenporphyr überhaupt.

Eine Erklärung dieses Verhältnisses durch ein Vorkommen zweier Augite — was mein erster Gedanke war — sollte von der unmöglichen Voraussetzung ausgehen, dass in jedem Dünnschliff der pleochroitische Augit nur nach (100) oder senkrecht zu c geschnitten, der nicht pleochroitische dagegen nur senkrecht zu a, b oder c geschnitten sei. Eine einfache Drehung der Absorptionsachsen könne die Sache ebenso wenig erklären, da die Schnitte nach (010) nicht zwischen gelb und violett (graurosa) pleochroitisch sind. Seitdem ich auch an den Pyroxenen des Madeirits, der Hunne-, Kinne-, Konga, Åsby- und Hälleforsdiabase dieselben Absorptionsverhältnisse gefunden habe — jedoch oft ohne die grauviolette Farbe auf (100), die wahrscheinlich auf Ti-gehalt beruht — müssen diese als eine für monokline Pyroxene allgemeine Erscheinung angesehen werden und die häufigen Angaben der Farben von a, b und c wertlos sein.[1]

Trotz des ziemlich kleinen Winkels der optischen Achsen, der auf etwaige Kalkarmut deutet, zeigt sich der Augit in seinem violetten Anstrich, seiner grossen Bisektrizendispersion und seinem Sanduhrbau als ein titanreicher basaltischer Augit. Und die grosse Auslöschungsschiefe macht eine Beimengung des Ägirinmoleküls höchst wahrscheinlich.

In sehr kleinen Individuen und sehr spärlich treten in verschiedenen Proben aus Blatt Fjellbacka einige Mineralien auf, die nichts desto weniger von grossem Interesse sind, wenn es gilt, die Zugehörigkeit dieses Gesteins zu der Eruptivprovinz von Oslo festzustellen.

Das eine Mineral lässt sich trotz seiner geringen Dimensionen — 0,005 × 0,100 mm — sehr leicht als *Akmit* bestimmen: ausgesprochene Nadelform

[1] Anomale Absorptionsverhältnisse bei Pyroxen sind früher von H. BACKLUND beobachtet worden (Tschermaks Min. Petr. Mitt. Bd 26, 1907, S. 364). BACKLUND ist geneigt, die Anomalie hinsichtlich seines Falles in einer Drehung des Absorptionsellipsoides zu suchen.

Meine obige Darstellung wurde d. 2. III. 1926 in der Geol. Sektion in Upsala vorgetragen. Während der Drucklegung (nachdem das Kliché zu Fig. 17 schon hergestellt war) langte in dem hiesigen Institut die Arbeit von M. STARK, »Die Augite in den Gesteinen der Euganeen» (N. J. Beil. Abt. A. 1926) an, wo S. 5 genau dieselben Verhältnisse angeführt werden, wenn auch mit anderen oder anders ausgedrückten Farben.

STARK deutet keine Erklärung an. Herr Prof. BACKLUND hat freundlichst meine Aufmerksamkeit auf die Untersuchungen P. GAUBERT's gelenkt, nach welchen bei farblosen Mineralien durch Faserbildung ein Pseudo-Pleochroismus bewirkt werden kann (P. GAUBERT, Sur le polychroism, C. R. Akad. Sci. 1909, so auch Aufsätze in Bull. Soc. Fr. Min.). Es ist denkbar, dass durch polysyntetische Zwillingsbildung bei den Pyroxenen die Absorptionsverhältnisse verändert werden können. Da eine Zwillingbildung nach (001) — welche man wohl als Erklärung der Basisstreifung annehmen muss — oder nach (100) — welche der Orientierung der Absorptionsrichtungen im Verhältnis zur Vertikalachse besser entspräche aber noch nicht bekannt ist — einen Pleochroismus im Schnitt ⊥ b sollte erkennen lassen, so hätte man eine durch die gleichmässige Entwickelung beider Zwillingssysteme entstandene Faser ‖ b anzunehmen. Hier sind wir aber völlig auf dem Boden der Vermutung.

mit Pyroxendurchschnitt und Schalenbau, negativer Charakter der Hauptzone bei nur wenige Grade schiefer Auslöschung für die die Hauptmasse bildende Aussenschale (3° in annäherndem Normalenschnitt gefunden), schiefer für die innere Schale; Farbe hell gelbbraun bis grünlich, Doppelbrechung viel höher als die des Augites.

Die anderen sind eine Reihe von *Hornblenden*, die auf Valö alle zusammen auftreten.

1. Eine ist nur in dünnen Individuen durchsichtig und zwar unter rotbrauner Farbe. Pleochroismus konnte nicht festgestellt werden. Die Doppelbrechung kann nicht sehr hoch sein, da die Farbe keine Veränderung beim Einschalten des Analysators erleidet. Die Auslöschungsschiefe ist beträchtlich, wenigstens 20°, wahrscheinlich grösser. Eine genaue Messung derselben ist, wie auch eine optische Orientierung überhaupt, in einem gewöhnlichen Schliffe kaum möglich. Die durchsichtigen Stengel oder Blättchen sind nämlich so dünn, dass man nur die optischen Erscheinungen des über- oder unterliegenden Minerals erfährt. Schon bei einer Dicke von etwa 0,003 mm, einem Zehntel derjenigen des Präparates, ist die Farbe wie die einer Kastanie. Die Spaltrisse sind klar erkenntlich, und der Querschnitt zeigt die Form der Amphibole. Das Mineral ist mit dem Akmit vergesellschaftet und ist mit diesem gesetzmässig verwachsen, gewöhnlich in der Weise, dass senkrecht zu einem Hornblendestengel eine Anzahl gleich grosser, unter sich paralleler Akmitnadeln gestellt sind. Diese Hornblende, die sowohl in den Einsprenglingen, besonders in deren Randzone, wie in den Apatitkörnern gesehen worden ist und damit wahrscheinlich die älteste Ausscheidung darstellt, dürfte *Aenigmatit* sein.

2. Die zweite Hornblende ist braun: $\mathfrak{c}$ tief braun mit einem violetten Stich, $\mathfrak{a}$ hell gelblich braun, $\mathfrak{b}$ tief braun (da $\mathfrak{a}$- Schnitt nicht beobachtet worden ist, so ist indessen das relative Verhältnis von $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ nicht sichergestellt), hat symmetrische Achsenebene, sehr grossen Achsenwinkel, negativen Charakter, $\mathfrak{c} : c > 35°$ (Auslöschungsschiefe 35° in einem Schnitt, der etwa 30° schief zur Achsenebene aber wahrscheinlich in der Prismenzone liegt), Doppelbrechung hoch (zu 0,040 geschätzt); macht entweder in der richtungslos körnigen Struktur ein selbständiges Glied aus oder liegt in Quarz idiomorph eingebettet. — Ein Korn (Valö) von nur 0,04 mm Länge, das die rhomboidische Form des Schnittes (010) schön zeigte, dürfte mit $\mathfrak{a}$ hell rötlich gelb, $\mathfrak{c}$ tief rötlich violett und ziemlich hoher Doppelbrechung derselben Hornblende angehören. Die Auslöschungsschiefe $\mathfrak{c} : c'$ von 50° im stumpfen Winkel β weist auf den *Katophorit* hin. An dem Korn haften sehr kleine Körner, die dem Akmit ähneln.

3. Die nächste lässt sich von der zweiten nicht streng unterscheiden und macht dazu möglicherweise nur eine Variante aus. Sie ist violett grün, $\mathfrak{b}$ sehr tief, $\mathfrak{c}$ mittel und $\mathfrak{a}$ hell, ins gelbliche ($\mathfrak{a}$-Schnitt nicht beobachtet). Die Auslöschungsschiefe ($\mathfrak{c} : c$) beträgt mehr als 30° — gute Schnitte wurden nicht gefunden. Diese Hornblende wird in Zwischenräumen gesehen, wo sie in Quarz eingebettet liegt, so auch in den Quarz-

partieen der richtungslos körnigen Grundmasse. Mit der zweiten Hornblende kommen Verwachsungen vor.

4. Die vierte steht der *gemeinen grünen Hornblende* am nächsten. Sie zeigt $\mathfrak{b}$ tief grün mit Stich ins Braune $> \mathfrak{c}$ grün $> \mathfrak{a}$ hell grünlich gelb, $\mathfrak{b} = b$, $\mathfrak{c} : c = 18°$ im stumpfen Winkel β; $\gamma - \alpha$ etwa 0,025 bis 0,030; zeigt pleochroitische Höfe, so auch Flecke von Biotit und Chlorit, in welche sie übergeht; tritt in Zwischenräumen auf, wo sie, in Kalzit oder Quarz eingebettet, zuweilen an dem Augit als endliche Fortsetzung orientiert angewachsen ist, oder macht selbst, unter sphärolitischer Form, die letzte Ausfüllung aus. Es stimmt hiermit überein, dass — im Gegensatz zu den oben besprochenen Hornblenden — diese nur in den seitlichen Partieen des Ganges beobachtet worden ist, wo es grosse Zwischenräume gibt und wo die hydrothermale Phase an Bedeutung gewinnt.

Der bohuslänische Rhombenporphyr erweist sich durch einen gewissen, oft sehr beträchtlichen und nur den basischsten Gängen fehlenden Gehalt an Alkalifeldspat, durch den wahrscheinlich ägirinhaltigen Titanaugit, durch ausgesprochen alkalische Kleinmineralien wie Akmit, Aenigmatit und Katophorit, als der Alkalireihe angehörig.

Bei der Beurteilung der durchschnittlichen Azidität des bohuslänischen Rhombenporphyrs muss man sich das Verhältnis vor Augen halten, dass die basischen Gänge zwar eine ziemlich grosse Verbreitung haben, wegen ihrer geringen Breite aber als Massenanteil sehr geringfügig sind, mit den mächtigen saureren Gangstrecken Fjällbacka—Grebbestad und Vägga—Malmöfjord verglichen.

Die Grundmasse des Oslo-Rhombenporphyrs.

Die Grundmasse des norwegischen Rhombenporphyrs wird von MÜGGE und BRØGGER nur kurz behandelt. Die ausführlichste Beschreibung gibt TÖRNEBOHM und in den früheren Auflagen seiner »Physiographie» ROSENBUSCH. Betreffs des Feldspats stimmen die drei letztgenannten Autoren (MÜGGE äussert sich darüber nicht) darin überein, dass von diesem — der nach allen vier Autoren leistenförmig ist — ein Teil eine feine Zwillingsstreifung zeigt, die meisten Individuen aber eine solche entbehren oder nicht zum Vorschein kommen lassen. Die Deutungen des Feldspats sind aber sehr verschieden. MÜGGE (S. 118) und TÖRNEBOHM (S. 323) haben sich für Plagioklas entschieden, BRØGGER dagegen für Natronmikroklin (S. 297), alle in der Meinung, dass der Grundmassenfeldspat derselbe wie der Einsprenglingsfeldspat sei. ROSENBUSCH beschrieb in seiner ersten Auflage[1] die Grundmasse als vorwiegend aus Orthoklas mit sehr spärlichem Plagioklas bestehend, in der zweiten und dritten Auflage spricht er nur von Feldspat, und in der vierten Auflage ist die Beschreibung des Rhombenporphyrs weggefallen.

Fast ebenso verschieden sind die Angaben über die Struktur. MÜGGE

[1] Diese Auflage kenne ich nur durch das Zitat BRØGGER's auf Seite 297. In der zweiten Aufl. siehe Teil II, Seite 432 ff., in der dritten Teil II: S. 787 ff.

beschrieb diese als »typisch diabasartig» mit dem Augit nebst spärlichen Glimmerblättchen zwischen den Plagioklasleisten eingeklemmt, »die Maschen des Netzes ausfüllend». TÖRNEBOHM gibt dagegen an, dass der Feldspat gleichsam eine Grundmasse bildet, in welcher die anderen Mineralien eingebettet liegen, und dass der Augit teils mit ziemlich wohl ausgebildeter Kristallform, teils wie unregelmässig begrenzte »Kristalloiden» auftritt. ROSENBUSCH äusserst sich in folgender Weise: »Die Structur der Grundmasse, in welcher oft eine deutlich fluidale Anordnung der Feldspathleisten wahrnehmbar ist, klingt bisweilen an diejenige sehr augitarmer Diabase an: umsomehr so, je länger leistenförmig die Feldspathe sind. Bei kurzrectangulärer Ausbildung dieser nähert sich die Structur derjenigen mancher glimmerarmer syenitischer Lamprophyre.»

Der mir zu Gebote stehende Dünnschliff aus Tyveholmen stimmt mit der ziemlich ausführlichen Beschreibung TÖRNEBOHM's aus derselben Fundstelle gut überein. Die Grundmasse ist besser auskristallisiert als in den zentralen Teilen der Gänge auf Blatt Fjellbacka, und der Feldspat bildet hauptsächlichst Karlsbaderzwillinge mit leistenförmigen Durchschnitten, ohne jedoch den Zonenbau zu zeigen, der die Feldspatleisten aus den seitlichen Partieen jener Gänge auszeichnet. Meistens sieht man keine Albitlamellierung. Unter dem Vorbehalt, den die Unsicherheit in der Bestimmung der Auslöschungsschiefen der sehr feinen Lamellen bedingt, sind Doppelzwillinge von etwa 30 % Anorthitgehalt in ein paar Fällen angetroffen; doch dürften die meisten auf Grund der — auch im Schnitt senkreckt zu $\mathfrak{a}$ — parallelen Auslöschung ein *Oligoklas* von etwa 20 % Anorthitgehalt sein, was auch mit der Lichtbrechung übereinstimmt, da α gleich oder etwas höher als n des Kanadabalsams ist. Dass die Feldspatleisten in den meisten Fällen keine Albitlamellierung zeigen, sollte nach TÖRNEBOHM teils auf der parallele Auslöschung, teils auf der Feinheit der Lamellen im Verein mit schiefem Schnitt beruhen. Ohne Zweifel kann hierdurch eine vorhandene Lamellierung unserer Beobachtung oft entzogen werden. Eine sehr grosse Menge gewöhnlich säuliger und nicht selten zu Karlsbaderzwillingen ausgebildeter Körner gehören aber sicher der *Anorthoklasreihe,* sowohl nach dem etwas inhomogenen (kryptoperthitischen) und getrübten Aussehen so auch nach dem oft sehr kleinen Achsenwinkel und niedrigen Lichtbrechung zu urteilen. Bei der Untersuchung letzterer erwies sich in einem Falle γ fast gleich n des Kanadabalsams, was von einem Übergang spricht. 46 beliebig ausgewählte, auf Mineralcharakter untersuchte Körner erwiesen sich aber alle negativ. Albit scheint also nicht vorzukommen.[1]

[1] Die Dünnschliffe TÖRNEBOHM's aus norwegischen Fundstellen haben die angeführten Beobachtungen bestätigt. Besonders gestatten ein paar Proben aus Tyveholmen, in welchen die Grundmasse weniger zersetzt ist als in den anderen Proben und zugleich noch besser auskristallisiert ist als in meiner obigen Probe, einen Einblick in die gegenseitige Beziehung des Kali-Natron- und des Natron-Kalkfeldspates.

Kryptoperthitstreifung zeichnet nicht nur die später auskristallisierten, nicht verzwillingten kleinen Körner sondern auch einzelne Karlsbaderzwillinge aus. Sogar bei den homogen erscheinenden Zwillingen sieht man unter starker Vergrösserung sehr oft

Als ausfüllende Zwischenmasse ist nur ein heller Glimmer, wahrscheinlich Serizit, vorhanden, der auch in dem Feldspat, wie in Bohuslän besonders in dem Kalifeldspat der Perthite, auftritt; er ist farblos oder grünlich, mit einer Doppelbrechung bedeutend höher als die des Augites, zeigt die kleinste Elastizität in der Hauptrichtung. Quarz und Kalzit fehlt.[1]

Der *Pyroxen* ist kaum besser ausgebildet als in den feinkörnigen Vorkommen Bohusläns. Die kleinen Körner sind oft zwischen den Feldspatleisten eingeklemmt oder von der serizitischen(?) Zwischenmasse zerfressen. Der Augit ist tiefer gefärbt, zeigt aber betreffs sowohl Auslöschungsschiefe und Dispersion wie auch betreffs Absorptionsverhältnisse genau dieselben Merkmale wie der bohuslänische. Die kräftigere Farbe lässt noch deutlicher als in entsprechend dünnen Schliffen aus Bohuslän erkennen, wie das Violettbraune, das in den Schnitten senkrecht a, b und c unveränderlich erscheint, in Schnitten senkrecht a oder parallel (100) ins Gelbe bezw. Bläuliche übergeht, wenn die Achsenebene von senkrechter zu paralleler Lage mit dem Polarisator gedreht wird. In bezug auf Achsenwinkel wurde E zu etwa 47° gemessen, welcher Wert bei $n = 1{,}7$ $2V = 54°$ entspricht. Nach Korrektion für die Schiefe der Schnittlage bekommt man $2V = 53°$ als ungefähren Wert. Bei der schlechten kristallographischen Ausbildung ist Sanduhrbau, wenn auch zuweilen deutlich vorhanden, nicht hervortretend. Sanduhrbau wurde indessen auch bei dem hier spärlich auftretenden Biotit ($2E$ fast 50°) beobachtet.[2]

eine schwache Kryptoperthitstreifung fleckenweise auftreten und zwar in der Regel an einem Ende oder gegen eine Kante. Eine Albitstreifung, die gewöhnlich von derselben Zartheit ist wie die der Einsprenglinge, kann ausnahmsweise das ganze Korn hindurch auszeichnen. Gewöhnlich ist eine derartige Streifung, wenn sie überhaupt auftritt, auf eine kleine zentrale Partie beschränkt. Periklinstreifung tritt nicht selten hinzu. An einem allerdings nicht genau orientierten Schnitt war der Winkel zwischen den Albit- und Periklinlamellen ein rechter.

Die Grenze des einen Präparates gegen den Kanadabalsam verläuft an einer Stelle etwa nach einer Karlsbaderzwillingsgrenze. Hier zeigt in beiden Auslöschungslagen die Mitte eine beträchtlich höhere, die beiden Enden eine beträchtlich niedrigere Lichtbrechung als der Kanadabalsam. An zwei dazwischenliegenden Punkten stimmt die Lichtbrechung des Feldspats mit dem des Kanadas überein. Innerhalb des Feldspats ist keine Lichtbrechungsgrenze zu finden und die kleine Auslöschungsschiefe schwankt in dem ganzen Korn um höchstens 2°. In der Mitte ist aber eine kleine diffus begrenzte Partie bei starker Vergrösserung zu sehen, wo ein sehr zartes, mikroklinähnliches Albit-Periklingitter erkennbar ist, und in dem einen Ende ist Kryptoperthitstreifung fleckenweise erkennbar.

Es ist also ausser allem Zweifel gestellt, dass ein versteckter Zonarbau vorliegt, indem der zuerst ausgeschiedene Oligoklas durch Hinzutreten von Kali in Anorthoklas hinüberfliesst.

In der Präparatsammlung TÖRNEBOHM's kommt ein Schliff, VII 5, von Rhombenporphyr vor, aus Block von Skaumsaas, Gemeinde Asker, Norwegen, wo die Grundmasse die fast felsitische Dichte der bohuslänischen zeigt. Dank dem sehr reichlich vorkommenden, intersertalen Quarz bekommt der Feldspat oft selbständige Formen, die sich aber nie über quadratische oder sehr kurz rektanguläre Durchschnitte erstreckt.

[1] Über Quarz in dem norwegischen Rhombenporphyr vergleiche den letzten Punkt voriger Fussnote.

[2] In Zusammenhang mit den dunklen Mineralen sei erwähnt, dass ROSENBUSCH (3. Aufl. II: 787) in der Grundmasse norwegischer Rhombenporphyre eine katophoritähnliche Hornblende beobachtet hat (vgl. oben S. 65).

Ausser diesem Dünnschliff habe ich auch eine Pulverprobe von der Grundmasse des früher erwähnten Handstücks aus unbekannter Fundstelle im Oslogebiet betreffs Lichtbrechung untersucht. Wie die früher (S. 59) angeführte Tabelle zeigt, nimmt an Azidität der Grundmassenfeldspat der betreffenden Probe zwischen denjenigen der beiden Proben aus Valö bei Fjällbacka eine Zwischenstellung ein.

Diabase, die zu dem Ganggefolge des Rhombenporphyrs gehören.

Diabasgänge geringer bis mässiger Breite sind als Begleiter der Rhombenporphyrgänge nicht selten. Sie sind nicht nur geographisch und geologisch sondern auch petrographisch mit dem Rhombenporphyr so nahe verknüpft, dass sie ohne Zweifel aus derselben Eruption stammen. Zu diesem Ausspruch berechtigen in erster Linie die beobachteten Übergangsformen und die innerhalb vieler Vorkommen verfolgbaren Übergänge. Auch wenn ein unzeifelhafter Diabas vorliegt, findet man den sanduhrgebauten Titan-Augit mit grosser Auslöschungsschiefe und mässigem Winkel der optischen Achsen, der weniger bei dem typischen Rhombenporphyr — weil der Augit dort nur untergeordnet auftritt — als bei den Übergangsformen einen so hervortretenden Zug bildet. Sporadisch können auch Rhombenfeldspateinsprenglinge in typisch diabasischen Gängen auftreten.

Mehrere der schon angeführten Gänge könnten mit ebenso grossem Recht hier behandelt werden. Dies gilt z. B. von den auf Kornö und südlicher fallenden Gängen, siehe oben S. 61. Die hier getroffene Wahl ist in dem Wunsch begründet, bei der Behandlung des Rhombenporphyrs teils dessen Variationsbreite zu zeigen, teils ausreichendes Augitmaterial zu haben, und doch diesen Diabasen als ein Gegenstück zu den anderen Diabasen eine selbständige Überschrift zu geben.

Auf Blatt Strömstad gehört — ausser kleinen Parallelgängen des Rhombenporphyrs — der als Augitporphyr in der Erläuterung erwähnte 0,9 m breite Gang auf *Furholmen* hierher, der N 5° W streicht und 60° gegen W einfällt. Gewöhnlich sind die Gänge steiler.

Auf Blatt Fjellbacka sind zwei eingelegt worden (Köttön und Anrås). Zwei fand ich auf *Havsten*, an dem nördlichen Ufer, einen auf *Midskär* NW von Valö. O von Homburgö und *Slottet* fand ich einen 12 m breiten Gang, der in N—S:licher Richtung etwa 500 m weit an Felsplatten verfolgt wurde und unter der Erdbedeckung wahrscheinlich dem Talboden entlang wenigstens bis Rörvik verläuft (die neue Fahrstrasse geht in diesem Tal). Unter den spärlich auftretenden Einsprenglingen sind auch Rhombenfeldspatkristalle beobachtet.

Dem letzten Gang sehr ähnlich — vielleicht etwas heller — ist der von mir auf Blatt Uddevalla 1 km S von *Tossene* Kirche gefundene. Der sichtbare Kontakt des wahrscheinlich über 10 m breiten Ganges ver-

läuft N 15° W. SSO von hier sind auf *Förnäs* beim Ufer des Åbyfjord (Skuteviks udde, O von k in Lerbäck der geolog. Karte) zwei parallele Gänge von mir beobachtet worden, die von grossem tektonischen Interesse sind. Sie verlaufen beide N 35° W. Ihre Breite ist bezw. 1,8 und 0,2 m. Unter den spärlichen Einsprenglingen finden sich in den beiden Gängen halb resorbierte Körner von Rhombenfeldspat, was auch mikroskopisch bestätigt worden ist.

Die von mir in der Gegend von Örnfjord gefundenen Diabasgänge sind auf der Karte Taf. II Fig. 3 ersichtlich. Der Gang *Malmön—Kjeö* ist 4 m breit. Die Gänge auf den Inseln in Örnfjorden sind unbedeutend. Der südliche auf *Grötö* erreicht doch $2^1/_2$ m Breite. Dieser wurde mikroskopisch untersucht. Sein Augit stimmt mit dem des Rhombenporphyrs in jeder Hinsicht überein. Der höchstens fussbreite Gang auf der Insel S von Grötö enthielt an einer Stelle, wo er nur 10 cm breit war, einen typischen, langgestreckten Rhombenfeldspateinsprengling von 2 cm Länge.[1]

Einige Gänge in der Nähe von *Smögen* zeigen einen grösseren oder kleineren Basisrest. Ihre Mineralien sind, wenn bestimmbar, ein klarer Plagioklas von der Zusammensetzung $Ab_{36}An_{64}$ (Mittel von vier Messungen) und ein dunkler säuliger bis stengliger Augit nebst Erz. Der Augit ist tief braun; nur im Querschnitt sind die parallel der Achsenebene schwingenden Strahlen gelb. 2 E wurde zu 80° geschätzt (2 V 45°). Bisektrizendispersion ist auffallend. Sanduhrbau fehlt. Mit wachsender Breite des Ganges nimmt auch das Korn und die Kristallinität zu. Der schmalste Gang, der auf Hållö, besteht aus vielfach skelettgewachsenem Plagioklas und einer braungrünen Basis, die zum Teil in den Feldspatleisten eingeschlossen ist. In der Basis beobachtet man Skelette und Gitter von Erz, wahrscheinlich Titanomagneteisen, ebenso hellere Mikrolithe, die sich hie und da zu Stengeln vergrössern. Diese bestehen aus Augit und sind innerhalb eines Feldes optisch gleich orientiert. Der Gang aus Grinnholmen bildet einen Übergang zu dem auf Hasselö, wo man von der Basis nur einzelne kleine Zwickel uud in dem Feldspat eingeschlossene kleine Partieen findet. Der Augit zeigt auch hier stenglige Ausbildung. Von diesem Gang geht eine fussbreiter Apophyse aus, die sich dem Rhombenporphyrgang nähert, ohne ihn doch zu erreichen. Das Gestein dieser Apophyse ist dem des Hållö-Ganges völlig ähnlich, nur zeigt der Schliff auch eine Pseudomorphose eines korrodierten Olivinkornes. Nun ist es in den Sahlbändern des Rhombenporphyrs sehr gewöhnlich, dass der Feldspat Basiseinschlüsse besitzt, der Augit kräftiger gefärbt wird und Nadeln und Gitter von Erz, ebenso Blasenräume hinzukommen. So auch hier, indem ich an den Wänden desselben Klufttales, in dem der Rhombenporphyr kleine Felsenplatten bildet, Reste eines

[1] Dies wiederholte Auftreten der Einsprenglinge in sehr kleinen Gängen beweist, dass sie in der Tiefe ausgebildet wurden.

dichten Gesteins gefunden habe, das mit dem der erwähnten Apophyse und des Hållö-Ganges identisch ist (vgl. S. 62).

Endlich habe ich in der Nähe von *Käringö* einen 6 m breiten Diabasgang entdeckt, der ausnahmsweise vereinzelte Rhombenfeldspateinsprenglinge führt. Er verläuft über Vallerö, Tornö und Vedholmen, hauptsächlichst in N—S-licher Richtung. Auf der Westseite von Vallerö durchschneidet er mit geradem Verlauf mehrmals einen Metadiabasgang (Fig. 1, S. 8). Da er auf Tornö ein Stück SO:lich verläuft, tritt er in den Kontakt des oben (S. 7) erwähnten grossen Metadiabasganges ein, und folgt ihm ein Stück, um etwa auf der Mitte der Insel die Mittelzone desselben Ganges auszumachen. Wo letzterer gegen SSW biegt, setzt der Diabasgang geradlinig gegen Süden fort, durchschneidet einen anderen Metadiabasgang und trifft Vedholmen in dessen nordöstlichem Teil.

Die Stellung der N—S Gänge zum Oslofelde.

Es wurde oben gezeigt, dass die sehr eigentümlichen Einsprenglinge des norwegischen und bohuslänischen Rhombenporphyrs, sowohl nach neuen wie auch nach teilweise neu gedeuteten älteren Untersuchungen identisch sind. Soeben wurde auch die Ähnlichkeit der Grundmasse der beiden Gebiete sowohl betreffs felsischer wie mafischer Gemengteile dargelegt. Die Übereinstimmung der Gesteine darf also als festgestellt angesehen werden.

Zwar hat die Erfahrung vielemal dargetan, wie das Einreihen petrographisch ähnlicher Gesteine in bestimmte Eruptionsepochen irre führen kann: Hier kommen aber drei wichtige Umstände hinzu: 1) Gesteine der Essexitreihe kommen mit dem Rhombenporphyr zusammen in beiden Gebieten vor; 2) Das geologische Auftreten spricht für die Einheit der beiden Gebiete, da der Rhombenporphyr in Norwegen wie in Bohuslän in N—S:lich verlaufenden Spalten auftritt; 3) Die beiden Gebiete sind geographisch so wenig getrennt, dass man behaupten kann, wenn sie nicht durch eine politische Grenze geschieden gewesen wären, so wäre auch nicht die Frage nach ihrer Einheitlichkeit oder Verschiedenheit entstanden. Spuren einer Rhombenporphyrdecke finden sich in unmittelbarer Nähe von Bohuslän. Die Inseln Söstrerne, nur 23 km von Süd-Hälsö, dem nördlichsten bohuslänischen Gangvorkommen, entfernt, bestehen nämlich aus einem groben und teilweise eckigen Konglomerat von Rhombenporphyr. Und auf Süd-Hälsö fand G. DE GEER[1] in dem Rhombenporphyrgang ein Bruchstück eines Rhombenporphyrs von Deckentypus. Bekanntlich liegen im Oslogebiet mehrere Decken über einander und es sollte also, wenn DE GEER's Deutung richtig ist, schon bei der Eruption

[1] Erl. zu Bl. Strömstad, S. 27. — Zum Larvikmassiv ist der Abstand geringer als 40 km.

in der Strömstad-Gegend eine Decke vorhanden gewesen sein. Was die Diabasgänge betrifft, begleitet im Oslofelde eine grosse Anzahl nicht näher beschriebener Diabasgänge den dortigen Rhombenporphyr.

8. Die WNW verlaufenden Gänge im westlichen Schweden.

Im mittleren Bohuslän.

Nicht nur geograpisch sondern auch geologisch und petrographisch scheinen einige Gänge im SO unseres Gebietes eine besondere Stellung einzunehmen. Nach ihrer Streichrichtung können sie WNW-Gänge bezeichnet werden. Sie machen in erster Linie einen Gangstrich aus, der anderthalb Meilen S von Uddewalla das Festland Bohusläns überquert.

Der Torp—Ranneberg-Gangzug.

In der Erläuterung zum Blatt Venersborg (S. 40 und 43) erwähnt LINDSTRÖM in Zusammenhang mit dem Hunnediabas ein Vorkomnis bei Stora Torp (Ytter Torp der Karten) N von Hjärtum Kirche. Auch FRÖDIN[1] hat diese Lokalität beschrieben. Der kleine Hügel dicht bei dem Hofe ist von einem etwa 13 m breiten, WNW verlaufenden Gang durchsetzt. Dieser wird in seiner Längsrichtung von kalzitzementierten Brecciezonen durchzogen. Auch der Gneisgranit (der NNO streicht und gegen WNW fällt) und der Pegmatit (der zu der grossen Pegmatitzone gehören dürfte) werden von WNW verlaufenden, oft kalzitzementierten Spalten durchsetzt, an deren Wänden man unter günstigen Umständen Gleitstreifen beobachten kann, die vorzugsweise eine horizontale Stellung zeigen. Kleine Nebengänge des Diabases verlaufen auch in dieser Richtung. In N bis NO, besonders N 40° O streichen dagegen quarzzementierte Spalten und kleine Quarzbrecciеplatten, die steil gegen O oder SO abfallen (auch saiger sind) und zuweilen horizontale Rutschstreifen zeigen. Zwei solche Platten, eine mit N:licher, die andere (10 cm dick) mit NO:licher Richtung, sind auch in dem Diabasgang beobachtet worden. Nach Kreuzungen, die über das relative Alter der beiden Systeme Auskunft geben könnten, wurde aber in dem zum Grossteil erdbedeckten Hügel vergebens gesucht. Der Diabas zeigt, auch gegen den Pegmatit, dichte Kontakte.

Etwa 600 m N 55° W von dem Gangstück bei Torp tritt der Gang unter dem Abfall des Waldweges wieder auf einige m zu Tage. Er zeigt 10 m Breite, enthält ein Bruchstück von dem Nebengestein (Gneisgranit), ist sehr zerspaltet und wird etwa in der Mitte von einer Kalzit-

[1] G. FRÖDIN, Jordskreden och markförskjutningarna i Göta älvs Dalgång. Medd. Kungl. Vattenfallsstyrelsen N:o 19 (1919) S. 6.

breccie in seiner Längsrichtung durchzogen. Etwa 30 m näher Torp war bei meinem Besuch ein zufälliger Aufschluss geschaffen, der den NO:lichen Kontakt getroffen hatte. Der Aufschluss war von zwei saigeren Wänden begrenzt, von welchen jede anderthalb m von dem Kontakte stand. Die Wand innerhalb des Ganges erwies sich gleichzeitig als die Wand eines dünnen Kalzitganges, der N 52 bis 65° W verlief; sie zeigte deutlich horizontal gestellte Rutschstreifen. Die Wand innerhalb des Nebengesteins war eine N 45° W streichende, horizontal gestreifte Kluftfläche in einer wahrscheinlich gleich streichenden Mylonitplatte. Die zwischen diesen Wänden liegende Masse war zu wenigstens zwei m Tiefe leicht zersplittert. Die nicht allzu wenigen Stücke lagen in situ, und man konnte noch die Kontakte unterscheiden. Das Nebengestein bestand an dem Kontakt aus normalem Gneisgranit und Pegmatit. Erst in der unmittelbaren Nähe der Mylonitplatte beobachtete man aus Mylonit bestehende Stücke. Hie und da waren noch — auch zwischen Mylonitstücken — Reste einer Kalzitzementierung zu sehen. Die Mylonitplatte erwies sich damit älter als die Kalzitbreccie. Es war dagegen nicht möglich, direkte Beweise für ihr höheres Alter auch im Verhältnis zu dem Diabasgang zu erhalten. Dafür sprechen aber zwei Umstände. 1) Die Kalzitbreccie dürfte mit dem Diabasgang tektonisch und magmatisch eng verknüpft und also nicht viel jünger sein als dieser. 2) Vor der Entstehung der Kalzitbreccie war der Diabasgang intakt. Es ist aber kaum möglich, dass eine Mylonitisierung, die quer zu der Struktur das Nebengestein innerhalb eines Meters Breite zur Unkenntlichkeit und zu grosser Dichte verändert hat, den Gang (und besonders dessen Kontakte) unberührt gelassen hätte.

Geht man in der Streichrichtung weiter, trifft man 3 km von Torp, zwischen den beiden hohen Bergen Vargklintarne, wieder den Kalzitbrecciierten Diabasgang, der fortwährend etwa N 55° W streicht (Breite etwa 15 m). Nur auf einer kurzen Strecke an der Ostseite des Passes ist der Gang ersichtlich. Sehr kleine Reste seines dichten Kontakts wurden aber an den Wänden des weiter verlaufenden Klufttales bis an den kleinen See W von Holmevatten — auch an Pegmatit — vereinzelt gefunden.

Weiter gegen NW habe ich den Gang nicht verfolgen können. Die Aussichten sind auch in diesem Terrain sehr klein. Anderthalb Meilen weiter entfernt finden wir aber, N 69° W von dem eben behandelten Gange, auf ein paar kleinen Inseln bei Ranneberg W von Resteröd Kirche einige Diabasvorkommnisse, die schon von LINDSTRÖM in der Erläuterung zum Blatt Uddevalla (S. 40 und 43) erwähnt werden. Drei verschiedene Gänge sind an diesen Schären beobachtet worden:

	Breite	Streichen
Källsholm, Südende	> 9 m	N 80° W
» Westseite	0,4 »	N 80° W
Norra Björningen	0,8 »	N 70 bis 90° W

Der Hauptgang wird in seiner Längsrichtung von einer kalzitzementierten Breccie durchzogen. Der Gneis fällt 40° gegen W. Er wird von einer kleinen Breccie mit Kalzit in N 84° W durchsetzt. Ein Quarzgang und eine quartzverkittete Spalte verlaufen dagegen N 84, 83° O, eine andere Spalte (mit Quarz?) aber in N 15° W. Von dem kleinen Diabasgang werden zwei kleine Gänge abgeschnitten, ein Erzgang mit Quarz, Pyrit, Kupferkis und vielleicht Bornit, der gegen O 30° fällt, und ein saigerer Pegmatitgang, der N 38° O streicht. Der Gang auf Norra Björningen zeigte senkrecht zum Kontakt Spalten, die die Drehungen des Ganges mitmachten. Andere Spalten, die konstant N 55 bis 60° O verliefen, setzten oft in dem Gneis fort. Eine Spaltenzone des Gneises in N 5 bis 10° O schien jünger als der Gang zu sein. In N 75° W verläuft ein Quarzgang, der steil gegen NNO fällt. Er ist senkrecht zur Parallelstruktur des Gneises, der 20° gegen SSW einfällt. Der Diabasgang ist dagegen saiger.

Petrographisch zeigen die Gänge grosse Übereinstimmung, wenn auch meine Probe aus Vargklintarne so auch die aus Norra Björningen zuviel zersetzt waren um eine eingehendere Untersuchung des ursprünglichen Charakters zu gestatten.

Der *Plagioklas* enthält bei Torp 53 bis 65 % Anorthit (nach der Methode MICHEL-LEVY's als Mittel des Kornes) mit einem Mittel bei 57 % An, auf Källsholm 45 bis 62 % mit Mittel bei 55 % An. Eine Messung an einem nicht besonders geeigneten Schnitt aus Vargklintarne ergab 56 %. Der Plagioklas bildet Leisten, zwischen denen der *Augit* eingeklemmt liegt. Dieser ist von rotbrauner Farbe. Sanduhrbau fehlt ihm ganz, und die Bisektrizendispersion ist geringfügig. Die Auslöschungsschiefe ($c : c'$) wurde an einem einigermassen nach (010) geschnittenen Zwilling zu 43° ermittelt, und der Winkel der optischen Achsen meistens zu 80 bis 85° ($2V = 45$ bis 47°) gemessen oder geschätzt, einmal zu 70° ($2V = 40°$) geschätzt.[1] In beschränktem Masse ist eine Riefung nach der Basis durch dunkelbraune Streifen ersichtlich. Spaltrisse nach (100) scheinen ziemlich häufig zu sein. Die Absorptionsverhältnisse sind dieselben wie sie oben bei dem Rhombenporphyr erwähnt wurden, doch ist die bläuliche Farbe auf der Fläche (100) nicht beobachtet.

Der Pyroxen macht überall nur den kleineren Teil der farbigen Gemengteile aus. In dem Gestein von Vargklintarna und Norra Björningen ist sogar kein Pyroxenkorn mehr zu finden. Er ist von *Mineralien der hydrotermalen Phase* ersetzt worden. Diese bilden wie der Pyroxen eine Ausfüllung zwischen den Feldspatleisten, dazu aber auch rundliche Partieen (Olivinpseudomorphosen?), die in den Augit und Feldspat eingreifen. Sie bestehen hauptsächlichst aus Delessit (opt. neg.; einachsig; $\mathfrak{c}$, parallel der Faserachse, bläulich grün, $\mathfrak{a}$ gelblich braun; Doppelbrechung zu 0,012 geschätzt), auch aus etwas Biotit, grüner Hornblende und Aktino-

[1] Mit der Universalmethode wurde in demselben Schliffe für $2V$ 43°, 44°, 44° und 45,5° erhalten.

lith. Die Eisenerzkörner sind von Titanit und Leukoxen begleitet. Bei Vargklintarne sind die sekundären Produkte, unter denen auch Kalzit reichlich vertreten ist, von kleinen weiss reflektierenden Punkten durchspickt. Auf Källsholm treten rundliche Partieen von Talk mit reichlich Magnetitpulver auf, die wahrscheinlich aus einem eisenreichen Olivin stammen. An allen Fundorten ist Kies beobachtet. Quarz ist nur bei Torp in einzelnen Körnern vorhanden. Frische kleine Ägirin(?)nädelchen sind in Feldspat eingebettet gefunden. Apatit ist vorhanden.

Der Gang zu Kvistrum.

Durch ein in den Sammlungen der Geol. Landesanst. aufbewahrtes, in den Tagebüchern nicht erwähntes Handstück (von G. DE GEER geschlagen) wurde meine Aufmerksamkeit auf einen Gang bei Qvistrum gelenkt, den ich im Felde wiederfinden könnte. Genau auf der Grenze der Blätter Uddevalla und Fjellbacka erscheint in der hohen, senkrechten Bergwand an der Ostseite des Flusses ein Gang, der schief aussetzt und von oben bis unten eine sehr wechselnde Breite zeigt, 4 bis $^1/_2$ m und weniger. Die schwierig zu ermittelnde Gangrichtung schien zunächst N 30° W zu sein. Der Gang ist teilweise unzerstört, teilweise kataklasverschiefert (unter Ausbildung von Chloritschölen) und brecciiert (mit Kalzit- und Quarzverkittung). Diejenige Talspalte, in die der Gang hier austritt, gehört zu einer der bedeutendsten Breccienzonen Bohusläns. U. d. M. erwies sich das Gestein bedeutend feldspatreicher als die südlicheren Gänge und der Plagioklas sauer (vereinzelt sogar antiperthitisch) bis intermediär. Der Augit ist zu wenig ausgebildet um näher bestimmt werden zu können. Olivinpseudomorphosen kommen vor.

Die WNW-Gänge in der Gegend von Göteborg.

Um womöglich weitere diagnostische Anhaltspunkte zu erlangen, habe ich mich an Dr. H. E. JOHANSSON gewandt, der südlicher in Bohuslän gleich streichende Gänge gefunden hat, welche die eines älteren Diabases durchsetzen.[1] Unter den Dünnschliffen, die mir Dr. JOHANSSON in entgegenkommender Weise zur Verfügung stellte, zeichnen sich zwei durch so grosse Frische aus, dass der Olivin noch unzersetzt ist.

Diese Präparate sind: ein aus dem schon während der ersten Kartierung bekannten Vorkommen bei Höga, Torsby, und ein aus einem Lokalblock W:lich von Tuve Kirche. Auch ein von Lundby Kirchspiel WNW von Ardal stammender Schliff erwies sich auffallend frisch.

[1] H. MUNTHE, H. E. JOHANSSON und R. SANDEGREN, Göteborgstraktens geologi. Göteborg 1924, S. 66. Betreffs der Stellung dieser Diabase sagt JOHANSSON (S. 68), dass sie in ihrem petrographischen Charakter den mittelschwedischen präkambrischen Diabasen unzweifelhaft am nächsten kommen, dass aber die handgreifliche Übereinstimmung der Gänge in Auftreten und Streichrichtung mit den »Kongadiabasen» Skånes für ein jüngeres, postsilurisches Alter spricht.

Der Tuve-Gang.

Die erstgenannten Fundstellen gehören beide dem etwa 100 m breiten sog. Tuvegang an und ihre Gesteine sind einander sehr ähnlich. Die salischen Gemengteile nehmen grob geschätzt, $^3/_5$ des Volumens ein. Darunter findet sich in kleiner Menge Quarz und Anorthoklas (bezw. Kryptoperthit). Die *Plagioklas*leisten enthalten 61 bis 67, im Mittel 63 % Anorthit bei zonarem Bau. Unter den femischen Gemengteilen nimmt der *Olivin* ebenso grossen Raum als der Pyroxenanteil ein. Die allerdings sehr kleine Krümmung des Achsenbalkens in Schnitten senkrecht zu einer optischen Achse liess das Feststellen des negativen optischen Charakters des Olivins zu. Von seinem Eisengehalt spricht auch die Menge von Magnetitstaub, der sich immer abscheidet, wo der Olivin in Umwandlung begriffen ist. Auch der stets (wenn auch untergeordnet) vorhandene *Hypersthen* ist eisenreich ($2V_a 52°$, $54°$, $V_a 26°$). Den wegen grosser Unregelmässigkeit in Auslöschung schwerbestimmbaren monoklinen Pyroxen will ich weiter unten besprechen. Er ist intersertal bis ophitisch. Zuweilen tritt er in pegmatitischer Verwachsung mit dem Feldspat auf, der dabei den Zonenbau beibehält. Karlsbaderzwillinge können hierdurch abgeschnitten werden. Olivin und Plagioklas beeinträchtigen sich gegenseitig. Der reichlich vorkommende Olivin ist in allen Mineralen (auch in Eisenerz) eingeschlossen angetroffen. Kleine Ägirin(?)nadeln sind in dem jüngsten Feldspat beobachtet. *Anorthoklas* und *Quarz* machen, zum Teil in granophyrischer Verwachsung, die jüngste Ausscheidung aus. Eisenerz ist reichlich vertreten. Kies ist, besonders bei einer zersetzten Probe dieses Ganges, nicht ungewöhnlich.

Die Farbe des *monoklinen Pyroxens* ist die gewöhnliche, etwa gelblich Rosa, in diesem Gang ziemlich kräftig und rötlicher als in den übrigen zu diesem Zuge gehörigen Gängen. Der Pleochroismus scheint derselbe wie bei dem Torpgang zu sein. Die Spaltrisse sind hauptsächlichst mit den beiden Prismenflächen aber auch mit der Längsfläche und einigermassen mit der Querfläche parallell. Eine Riefung nach der Basis ist zuweilen sehr hervortretend. Die Auslöschungsschiefe zeigt sich sehr unbestimmt. So unduliert in einem Korn von Ende zu Ende die Auslöschungslage (c') zwischen 33° entfernten Extremen, wie Fig. 18 links zeigt. (Das Interferenzbild ist in allen Teilen des Kornes das gleiche mit der Schnittnormale zwischen der optischen Normale und einer optischen Achse, weshalb die Drehung hauptsächlichst in der Schliffebene stattfinden dürfte.[1]) Teils beobachtet man einen allmählichen, teils einen sprungweisen Übergang. Letzterer geschieht teils an unregelmässig verlaufenden, bruchähnlichen Linien, die aber nicht offen (nicht bei gewöhnlichem Licht erkennbar) sind, teils an parabelförmigen, an Sanduhrbau erinnernden Grenzen, die ebenfalls nur zwischen gekreuzten Nicols hervortreten. Im letzteren

[1] Ein um 40° gebogenes Korn zeigte auch, auf dem Universaltische geprüft, eine nur geringfügige Schwankung der Achsenebene (8°).

Falle ist die maximale Abweichung unmittelbar innerhalb der Parabel zu finden. Es kommen auch wirkliche, offene Sprünge vor, die nicht nur das Augitkorn überqueren sondern auch ein halb eingeschlossenes Olivinkorn und teilweise die Feldspatkörner durchsetzen. Bei diesen Sprüngen bemerkt man keine sprunghafte Veränderung in der Auslöschungslage. Dagegen verändern hier die Spaltrisse, die meistens geradlinig sind, gleichsinnig mit c′ ihre Richtung, deren Schwankung auf 12° beschränkt ist, Fig. 18 rechts. Die Spaltrisse setzen nicht über einen Sprung fort, sondern werden auf der anderen Seite von anderen ersetzt, ohne dass irgend eine Dislokation vorliegt. Sie sind also jünger als die offenen Quersprünge,

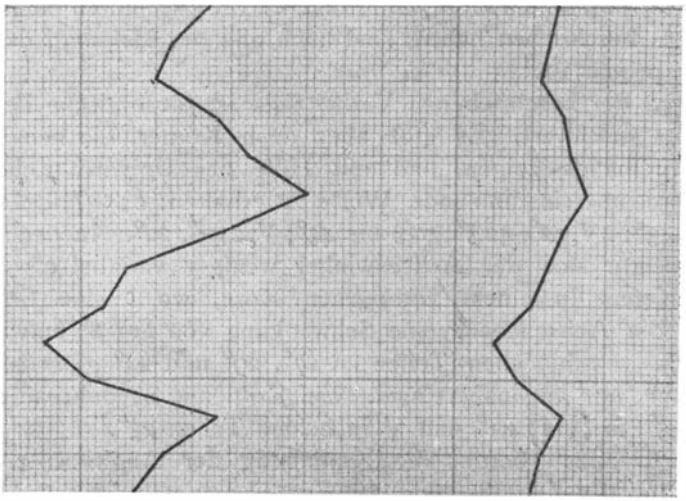


Fig. 18. Schwankung in der Lage von c′ (links) und Spaltrissen (rechts) in einem Augitkorn. Tuvegang. Die wagerechten Linien bezeichnen Punkte auf der Vertikalachse des Kristalls. In wagerechter Richtung bezeichnet 1 mm 1° Drehung. Die Auslöschungsschiefe (auf die Spaltrisse bezogen) wird von dem wagerecht abgelesenen Abstand der beiden Kurven angegeben.

die ihrerseits jünger als die Unregelmässigkeit der Auslöschung sind. Es geht aus dem Diagram Fig. 18 hervor, wie die Auslöschungsschiefe (c : c′) von den betreffenden Spaltrissen gemessen, von 37 bis 60° schwankt. Wenigstens in erster Linie beruht diese Schwankung offenbar auf dem Streben der Spaltrisse nach gradlinigem Verlauf und ihre daraus folgende Unfähigkeit, in jedem Punkt des krummen Kornes ihre kristallographisch bestimmte Stellung einzunehmen.

In Körnern, wo offene Sprünge fehlen, sind auch die Spaltrisse krumm. Ihre Krümmung beträgt im allgemeinen etwa die Hälfte von der Drehung der Auslöschungslage. Nur einmal (Billdal-Gang) habe ich eine gleich grosse Krümmung von Spaltrissen und Schwingungsrichtungen gefunden und zwar von 52°. In der Mitte des Kornes fällt die optische Normale mit der Schnittnormalen zusammen, in den beiden Enden ist sie in der

Richtung der Spaltrisse nach aussen überkippt. Die Krümmung ist also auch in einem zu diesem senkrechten Schnitt gross.

Ist die Deformierung eine Druck- oder eine Wachstumserscheinung? Auch Plagioklaskörner können in diesen Schliffen beträchtlich gebogen sein. Diejenigen Plagioklaskörner, die an besonders deformierte Augitkörner grenzen, sind aber nicht gebogen. In einem nicht deformierten Plagioklaskorn eingeschlossen, wurde ein sehr gebogenes, kleines Augitkorn beobachtet, was die primäre Natur der Verbiegung beweist. In feinkörnigen Proben des Diabases aus Kinnekulle und Billingen, wo man einen deformierenden Druck kaum annehmen kann, ist, wie unten beschrieben werden soll, die Krümmung des Augites noch viel kräftiger. FROSTERUS, HÖGBOM und HOLMQUIST, die vor dreissig Jahren die Krümmung des Augites beschrieben haben, sind auch alle der Meinung, dass die Erscheinung primär ist.[1]

Wegen der beschriebenen Verhältnisse ist die optische Bestimmung des Augits erschwert. Es gibt aber auch Körner, die keine oder nur wenige Anomalien zeigen, und mit Hilfe des Universaltisches gelang es, mehrere übereinstimmende Werte zu erhalten: c : c (Mittel 7 Bestimmungen) 43°; $2V_c$ 42°, 42,5°, 40,5 bis 45°; V_c 21,5°, 22°. In den unruhigen Körnern zeigte sich der Achsenwinkel weniger variabel als die Auslöschungsschiefe. In einem verbogenen Korn, wo c eine Schwankung von 42°, die Achsenebene eine Schwankung von nur 8° aufwies, wurde V (c : A) in verschiedenen Teilen zu 27°, 29° und 24° gemessen, welche Werte doch nur angenähert sind. Ein Korn mit Sanduhrbau zeigte c : c in {110} 45°, in {$\bar{1}$11} 41° und V in beiden Teilen 23°.

Wahrscheinlich beruht die Krümmung der Augitkörner auf einer Unfreiheit bei der Kristallisation des Erstarrungsrests, der sowohl zu einem Ausgleich wie zu einer Entmischung nur wenig Gelegenheit gehabt hat.

Die Billdal- und Heden-Gänge.

Die am besten erhaltenen Proben aus den beiden südlichsten Gängen, an der Grenze zwischen Västergötland und Halland, sind den eben beschriebenen Proben des Tuveganges sehr ähnlich. Im Ganzen sind sie etwas saurer. Zwei Bestimmungen des Plagioklases bei dem Hedengang ergaben $55^1/_2$ und 37 % An. Dazu kommen ziemlich bedeutende parallel auslöschende Anwachszonen sowie viel Mikropegmatit. Der Olivin ist in Talk und Magnetit umgewandelt. Der Augit scheint, soweit er noch erhalten ist, derselbe wie in dem Tuvegang zu sein, wenn auch weniger rötlich gefärbt.

---

[1] B. FROSTERUS, Om en diabas i Föglö i åländska skärgården. G. F. F. Bd 15 (1893) S. 278.

A. G. HÖGBOM, Om postarkäiska eruptiver inom det svensk-finska urberget. S. G. U. Ser. C N:o 132 (1893) S. 21. Auch in G. F. F. Bd 15.

P. J. HOLMQUIST, Om diabasen på Ottfjället i Jämtland. G. F. F. Bd 16 (1894) S. 186.

In dem zum Billdal-Gang gehörigen Vorkommen bei Lindome Station ist das Gestein unter Ausbildung von Hornblende, Epidot und Chloritmineralien sehr verändert. Der Pyroxen ist völlig verschwunden. Der Quarz ist undulös. Der reichlich vertretene Feldspat besteht zum mehr als die Hälfte aus Kryptoperthit. Das Gestein ist ein typischer Monzonit.

Der Slottsskogen-Gang.

In dem Dünnschliff aus dem ziemlich sauren Gestein in Lundby, das dem mittleren schmäleren sog. »Slottsskogsgång» angehört, fand ich drei zur Ausscheidungsfolge und zum äusseren Charakter deutlich verschiedene Pyroxene. Der braun gefärbte jüngste zeigt 2 E etwa 70° (2 V 40°) bei symmetrischer Lage der Achsenebene und c : c etwa 44°, der nächst ältere, hellere, einen sehr kleinen Achsenwinkel bei deutlich normalsymmetrischer Stellung der Achsenebene und c : c etwa 41°, — es liegen also *zwei Hypersthenaugite* vor. Der älteste Pyroxen ist optisch negativ und zeigt auch in solchen Schnitten, wo die angewachsenen Pyroxene maximale Auslöschungsschiefe haben, parallele Auslöschung. Er ist also ein rhombischer Pyroxen mit c = c. Mit der Aufstellung TSCHERMAKS, bei welcher der spitze Prismenwinkel nach vorn kommt und die Fläche (100) Verwachsungsebene mit derselben Fläche des monoklinen Pyroxens wird, ist a = b, b = a, a rötlich braun, b gelb, a und b > c (fast farblos). 2 E um a beträgt etwa 120° (2 V 60°).[1] Dieser Pyroxen ist somit *Hypersthen*. Trotz der Mannigfaltigkeit des Pyroxenanteils kommen auch kleine Partieen von Talk mit reichlich Magnetitpulver vor, welche zuweilen ziemlich deutlich die Form und Sprünge des *Olivins* zeigen. Der *Feldspat* dürfte als Mittel, die parallel auslöschenden oligoklastischen (vielleicht in Anorthoklas übergehenden) Anwachszonen ausgenommen, nur 47 % Anorthit enthalten. 55 % An sind ein paar mal beobachtet worden (Methode Michel-Levys). Dazu kommt der anorthoklastische Feldspat, der mit Quarz zusammen den letzten Kristallisationsrückstand ausmacht. Dieser Feldspat, teilweise auch der letzte Oligoklas, ist durch kleine Einschlüsse getrübt; sonst ist der Feldspat völlig klar und farblos.

Der Olivin scheint das älteste Silikatmineral gewesen zu sein. In allen Pyroxenarten wurden seine Resten gefunden. In dem Hypersthen sind oft die Enden der nächsten Plagioklasleisten eingewachsen. Doch behaupten sowohl dieser wie auch die anderen Pyroxene je nach ihrem Alter einigermassen ihre Selbständigkeit in dem Drang zur säuligen Ausbildung. Stengel der beiden früheren Pyroxene sind zuweilen sogar grösser als die Feldspatleisten (vgl. den fast porphyrischen Diabas in Halleberg). Als Akzessorien treten Apatit, wie auch vereinzelte, verschwindend kleine Nädelchen von Ägirin(?) auf.

[1] Auf dem Universaltisch zeigte ein anderes Korn 2 V_a 57°.

Die WNW-Gänge in Dalsland.

Die Billingsfors-Gänge.

Gehen wir anderseits von dem Gangzuge des mittleren Bohusläns gegen Norden, so finden wir in Dalsland auf dem im Jahre 1870 erschienenen geologischen Blatt Baldersnäs[1] eine Zone basischer Gesteine, die WNW verläuft und in die Dalformation (siehe oben S. 29) eingreift. Der westliche, gangförmige Teil ist auf der Karte und in der Erläuterung als Hyperit, der östliche, innerhalb der Dalformation fallende Teil als Diorit bezeichnet. In seiner Monographie der Diabas- und Gabbrogesteine führt TÖRNEBOHM[2] jenen Teil zu dem Hälleforsdiabas; diesen unterscheidet er aber bestimmt von jenem und vergleicht ihn mit dem Kongatypus.

Angesichts dieser Sachverhältnisse habe ich folgende Fragen aufgestellt. 1) Können trotzdem die verschiedenen Teile dieser Zone petrographisch und geologisch zu einer einheitlichen Gangformation zusammengeführt werden? 2) Sind in diesem Falle die Windungen[3] und Abbrüche des östlichen Gangteiles auf eine Deformierung zurückzuführen, — ist mit anderen Worten der Gang im Verhältnis zur Dalformation orogenetisch?

Ich habe zuerst die petrographische Seite der ersten Frage aufgenommen und die betreffenden Schliffe der Geologischen Landesanstalt einschliesslich derjenigen aus TÖRNEBOHM's Sammlung, insgesamt 11 Stück, mikroskopisch untersucht.

Unter denjenigen Schliffen, die den Haupttypus der als Hyperit bezeichneten Gänge darstellen, zeigt N:o 7801 von der W-Seite des Kanals NW von Billingsfors das am besten erhaltene Gestein. Die felsischen Gemengteile nehmen den grössten Raum ein. Fünf gemessene *Plagioklas*leisten enthalten 53 bis 61 mit Mittel 58 % Anorthit. An zwei anderen Schliffen dieses Typus wurde 55 bezw. 54 % An erhalten. Dazu kommen nicht unbedeutende, parallel auslöschende Anwachszonen, die teilweise ein kryptoperthitisches Aussehen zeigen, sowie *Mikropegmatit* und reiner *Quarz*. Der *Olivin* ist im Verhältnis zu dem Augit in Gleich- oder leichtem Übergewicht. Er ist hauptsächlichst in Magnetit und Talk, selten in Serpentin, zuweilen in Magnetit und ein orangegelbes bis orangebraunes Mineral umgewandelt. Kies ist in den ehemaligen Olivinkörnern hin und wieder gefunden. Olivin und Plagioklas beeinträchtigen sich gegenseitig. Der *Augit* ist interserthal oder mit dem Feldspat pegmatitisch verwachsen. Er ist von derselben, schwer bestimmbaren Farbe (etwa gelblich Rosa) wie in den WNW-Gängen von Bohuslän-Halland. Nur im Schnitt senk-

[1] S. G. U. Ser. Aa N:o 35.

[2] A. E. TÖRNEBOHM, Sveriges viktigare diabas- och gabbrobergarter. K. Vet. Ak. Handl. Bd 14 N:o 13 (1877) S 19.

[3] Diese kommen besonders auf der Übersichtskarte über die Gesteine vom östlichen Dal, S. G. U. Ser. Ba N:o 3 (1870), zum Vorschein.

recht zu der Achse B (und c) ist er pleochroitisch, indem die parallel der Achsenebene schwingenden Strahlen hier reiner gelb erscheinen. Seine Auslöschungsschiefe (c : c) beträgt 44°, und 2 E wurde zu 85° gemessen (2 V 47°). Als *akzessorische Bestandteile* treten Apatit (ziemlich reichlich) und vereinzelte Ägirin(?)-nädelchen auf. Das Eisenerz ist von Titanit begleitet. Der recht unbedeutende *Biotit* scheint zu den jüngsten primären, wenngleich schon aus der hydrothermalen Phase hervorgegangenen Mineralien zu gehören. Der Plagioklas ist durch stark licht- und doppelbrechende kleine Schüppchen getrübt.

Zu diesem Typus gehören mit einer Ausnahme alle Dünnschliffe aus dem als Hyperit bezeichneten Teil des Ganges. Diese Ausnahme bildet der Schliff 2487 (N von Höljerud), wo die mafischen Gemengteile den grössten Raum einnehmen. Trotzdem fehlt Olivin. Der *Augit* ist ophitisch und teilweise pegmatitisch mit dem Plagioklas verwachsen. Ein Korn von 12 mm Länge ist 20° gebogen, sonst sind Verbiegungen nicht beobachtet. Der *Feldspat* ist derselbe wie bei dem Haupttypus. An einem senkrecht zu a geschnittenen Korn wurden folgende Messungen über die Auslöschungsschiefe gemacht.

Kern, Mitte	31°	im spitzen Winkel	60 %	Anorthit
» Mittel	26°	» »	50	»
» Rand	16°	» »	33	»
Anwachszone, innerer Teil	8°	» stumpfen »	13	»
» äusserer »	0°		Anorthoklas(?)	

Quarz und *Mikropegmatit* spielen hier etwa dieselbe Rolle wie bei dem Haupttypus.

Drei Schliffe gehören dem als Diorit bezeichneten Teil des Ganges an, näher bestimmt dem s. g. Kasberget bei Billingsfors, wo das Korn etwa halb so gross ist. Keine Spuren von Olivin sind hier beobachtet. Die mafischen Gemengteile, die nur etwa den siebenten Teil ausmachen, bestehen ausser aus Eisenerz hauptsächlichst aus einer faserigen, grünen Hornblende, wahrscheinlich *Uralit* (kleinste Elastizität in der Hauptrichtung, hier grün, senkrecht dazu hell gelblich braun). Hie und da sieht man in den Uralitpartieen kleine Reste der Augitkörner, aus denen sie entstanden sind. Es lässt sich an diesen feststellen, dass der Pyroxen von *zwei Hypersthenaugiten* vertreten ist. Der eine entspricht dem in den anderen Schliffen gewöhnlichen. E wurde zu 45° za. gemessen (2 V 50°). Der andere, der farblos und wie es scheint höher lichtbrechend ist, zeigt einen sehr kleinen Achsenwinkel (2 E zu 32° gemessen, was 2 V 18° entspricht) bei normalsymmetrischer Stellung der Achsenebene. Die Auslöschungsschiefe konnte nur annäherungsweise bestimmt werden, da die Schnitte teils nicht genau parallel der Symmetrieebene waren, teils die tiefblaue Interferenzfarbe zeigten. An dem hellen wurde für c : c′ 39 und 40°, an dem anderen 42° gefunden. Beide scheinen selbständige Form

gehabt zu haben; der hellere bildet einfach nach (100) verzwillingte Säulen (in einigen Fällen haben diese möglicherweise den Kern des anderen Pyroxens gebildet). Die Zersetzung wird bei beiden von einer intensiven Riefung nach der Basis eingeleitet. Bei der Uralitbildung gehen diese wieder allmählich verloren, da die Hornblendefaser parallel c des Augites stehen. Doch entsteht oft bei der Zersetzung des hellen Pyroxens eine opake, dunkelbraune Substanz, in welcher das von den ursprünglichen Basisrissen gebildete Fischgrätenmuster zu sehen ist, gerade wie bei stark zersetzten Proben des Hunnediabases, an den das Gestein auch sehr erinnert.

Der *Plagioklas* wurde, abgesehen von parallel auslöschenden Anwachszonen, zu An_{50-58} bestimmt. *Anorthoklas*, bezw. Kryptoperthit oder sogar Antiperthit ist reichlich vorhanden. Er ist wie gewöhnlich jünger als der Plagioklas und teilweise mit dem Biotit, Quarz, Kalzit und (spärlichen) Delessit noch gleichzeitig, welche Mineralien in den Zwischenräumen primär (obwohl nach der Uralitisierung) ausgeschieden sind. In Quarz und Kalzit bildet er schachtelähnliche Skelette. *Granophyrische Verwachsung mit Quarz* ist sehr verbreitet, zumal der Quarz sehr reichlich vorkommt. Als akzessorische Mineralien treten auch hier Apatit und Ägirin(?)-nädelchen auf.

Eine chemische Analyse des Gesteins von Kasberget wird in der Kartenerläuterung S. 90 angeführt. Nach dieser sollte die Feldspatzusammensetzung etwa $Or_2Ab_3An_1$ sein, der Augit nur den dreissigsten, der Quarz den fünfzigsten Teil des Feldspats erreichen. (Die mafischen Silikate sind dabei als Augit gerechnet, von der Zusammensetzung, die MERIAN im Hunnediabas fand und wie bei diesem Gestein angeführt werden soll.) Können wir von dieser alten Analyse keine Genauigkeit verlangen — die Menge von Augit (wie auch von Quarz) ist ja nach den Mikropräparaten grösser[1] — so bestätigt sie doch den Befund, dass der Feldspat, obschon er als Labradorit auszukristallisieren anfing, sehr alkalisch und zwar kalireich ist. Das Gestein dürfte demgemäss am richtigsten als *Quarzmonzonit* bezeichnet werden.

Obwohl das Gestein des Kasberget sich deutlich von dem westlicheren Teil des grossen Ganges unterscheidet, indem es keinen Olivin, dagegen aber einen kleinachsigen Hypersthenaugit führt, kann man doch seine Zusammengehörigkeit mit demjenigen des westlichen Gangteiles kaum verleugnen. Das Gestein ist salischer. Dass dabei der Olivin von Hypersthenaugit ersetzt wird, ist weniger auffallend, als dass er an einer Stelle des sonst homogenen westlichen Gangteiles, wo die mafischen Gemengteile überwiegen, verschwindet. Es stimmt auch mit meiner Erfahrung sowohl an den WNW-Gängen der Göteborger Gegend als besonders an dem Kinnekullediabas überein, dass der Pyroxen,

[1] Wahrscheinlich verbirgt sich in der hohen Zahl für Tonerde etwas Magnesia, vielleicht auch etwas Titansäure. Wird 1 % des Gesteins von der Tonerde auf die Magnesia übergeführt, so erhalten wir, ohne dass der Anorthitgehalt wesentlich verkleinert wird, schon die doppelte Menge von Augit ($^1/_{17}$ der Feldspatmenge).

wenn die mafischen Gemengteile an Menge zurücktreten, sich idiomorph entwickelt. Beide Gangteile führen überall primären Quarz in granophyrischer Verwachsung, so auch die akzessorischen Ägirinnädelchen. Makroskopisch sind die Unterschiede nicht auffallend. Beide Gesteine scheinen dieselbe Geschichte durchlebt zu haben. Beide zeigen parallele Risse, die sämtliche Mineralien, auch die sekundären, durchsetzen und mit Kalzit und Chlorit gefüllt sind; der Quarz ist aber nur ausnahmsweise schwach undulös. Es ist nicht ausgeschlossen, dass das Gestein von Kasberget der Dalformation seine Azidität verdankt, mit deren Quarzitsandstein es in Berührung tritt. Letzteres Gestein dürfte leichter als der Gneis zerbröckelt und resorbiert werden. Es sei jedoch auf die ähnliche Entwickelung des Göteborger Diabases in dem »Slottsskogsgang» bei Ardal hingewiesen.

Seitdem die obigen Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung niedergeschrieben wurden, habe ich während des Sommers 1926 Gelegenheit gehabt, diese basischen Gesteine auch feldgeologisch zu studieren. Die Resultate sind folgende.

Das monzonitische Gestein fand ich in dem Gipfel des Kasberget bei Billingsfors, der den Aussichtspunkt der Gegend ausmacht und also eine ziemlich grosse Höhe erreicht. Gegen unten wird das Gestein immer basischer und an dem Fusse des Berges liegt ein Gestein vor, das dem als Hyperit bezeichneten schon sehr ähnlich ist. Der völlige Übergang vollzieht sich weiter gegen WNW.

Das Kartenbild erwies sich als unrichtig. Sämtliche als Hyperit und Diorit bezeichnete Flächen zwischen Kasberget und dem Kanal bestehen aus Gneis. Nördlicher verläuft aber ein regelrechter Gang von 130 m Mächtigkeit oder etwas darüber, der den Gangteil W von dem Kanal mit Kasberget verbindet, wie aus der Karte Fig. 19 ersichtlich.[1]

Kasberget macht also nur einen Teil des gleich breiten Ganges aus. Bei der (jetzt nicht mehr benutzten) Landstrasse, wo der Gang nur etwa 80 m misst, tritt er in die Gesteine der Dalformation ein. Er entsendet in den Quarzit Apophysen und enthält auch Bruchstücke von diesem. Der Diabas selber ist in der Kontaktzone feinkörnig, doch kaum dicht. Von der hier angenommenen Verwerfung scheint der Gang unberührt. Weiter östlich, in dem steilen Absturz gegen die neue (also auf der Karte nicht eingetragene) Fahrstrasse sieht man an den verschieden orientierten Kluftflächen horizontal verlaufende Streifen. Die ev. weitere Fortsetzung dieses Ganges habe ich nicht verfolgt.

[1] Teilweise beruhen die Fehler auf einer unrichtigen Unterlage. So liegt die zweite Schleuse von Bengtsbrohöljen gerechnet in der Tat viel nördlicher. Gerade wo auf der Sektionskarte das Kartenzeichen für die zweite Schleuse steht, tritt der Diabasgang auf. Sein südlicher Kontakt trifft den Kanal bei dem Punkt, wo die nördliche es nach der Karte tut. Von hier streicht der Gang in der Richtung S 60° O (gegen Kasberget), zuerst bis an das kleine Moor. An der Ostseite des Moores, unmittelbar nördlich von dem als Diorit bezeichneten Berg und an der Westseite des Weges steht eine Felsplatte von 45 m an, die aus demselben Diabas besteht.

Auf der O von Billingsholm gelegenen Landzunge namens Ösan zeigt die Sektionskarte drei kleine Flächen von Grünstein. Die westlichste von diesen ist richtig. Hier verläuft nämlich ein 20 m breiter, die ganze Landzunge aber ohne Abbruch überquerender, W 10° N–O 10° S verlaufender Gang.[1] Das Gestein ähnelt den feinkörnigeren Ausbildungsformen innerhalb des östlichen Teils des grossen Ganges und ist sehr feldspatreich. Kontaktfazies ist nicht ausgebildet. Unter dem Mikroskope

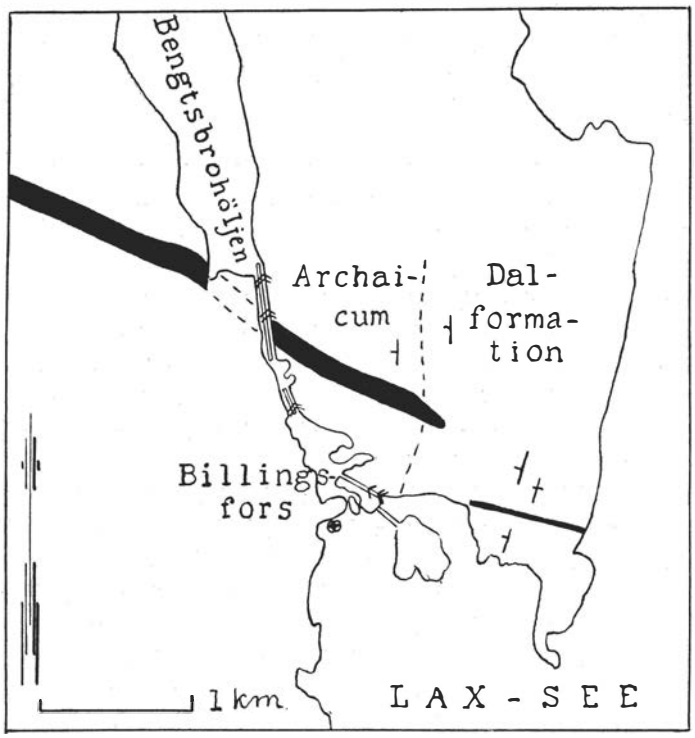


Fig. 19. Das Verhältnis des jüngeren Diabases (schwarz) zu der Dalformation. Massstab 1 : 50000. Kasberget befindet sich N von der untersten (vierten) Schleuse bei Billingsfors und in dem grossen Gange.

erweist sich der *Feldspat* als ein sauerer, teilweise antiperthitischer Plagioklas. Die mafischen Hauptgemengteile sind *Hypersthen* und zwei *Hypersthenaugite*. Olivin fehlt.

Nicht die geringste Verschieferung ist in den Gängen zu sehen. Zwei Spaltensysteme machen sich dagegen geltend. Das dichteste, das wahrscheinlich mit den mikroskopisch beobachteten Spaltrissen in Verbindung steht, geht genau in der Längsrichtung des Ganges, das andere quer dazu.

Wir können jetzt die oben (S. 80) aufgestellten Fragen beantworten.

[1] Die gemessenen Richtungen waren im westlichen Teil W 15° N, im östlichen W 8° N und W 7° N.

Die Grünsteine der Karte in der Billingsforsgegend machen petrographisch und geologisch einen einheitlichen Gangzug aus, der die gefaltete Dalformation durchsetzt, ohne von dem Faltungsdruck beeinflusst zu sein.

Diese Ergebnisse sind auch dadurch von Interesse, dass die Gesteinsvariation des betreffenden Gangzuges derjenigen der oben beschriebenen, gleich verlaufenden Göteborger Gänge somit völlig entspricht.

Die Gänge bei dem See Stora Lee.

Als eine Fortsetzung des grossen Billingsforsganges kommt auf Blatt Strömstad ein Gangstrich vor, der mit NW:licher Richtung den See Stora Lee schief überquert und bis an die Reichsgrenze verfolgt worden ist, ohne jedoch in das norwegische Blatt Aremark aufgenommen zu sein.

Nach der in der Erl. zu Blatt Strömstad (S. 23) angeführten mikroskopischen Untersuchung TÖRNEBOHM's ist das Gestein dieser Gänge, das zwar umgewandelt aber nie verschiefert sein soll, ein Diabas von demselben Typus wie der Olivindiabas des Billingsforsganges.

Die Gänge östlich des Sees Laxsjön.

Östlich des Laxsees gibt die Karte Andeutungen von dem Vorkommen eines ähnlichen Gangzuges, der die OSO:liche Fortsetzung desjenigen von Billingsfors ausmacht. Das erste Vorkommnis liegt anderthalb km NO von Stockedalen, das zweite S von dem kleinen See Skärbotjärn, und das dritte 1 km NO von Sannebol an dem rechten Blattrande, unweit nördlich des grossen Dioritmassivs. An allen diesen drei Stellen werden Gesteine der Dalformation durchsetzt. Alle Fundorte bilden eine WNW verlaufende Linie. In der Nähe des letzten Fundorts hat H. E. JOHANSSON[1], ebenfalls in der Dalformation, einen O—W verlaufenden Diabasgang gefunden. Der Gang S von Skärbotjärn ist in der Erläuterung S. 58 und 92 abgebildet. Ich habe diesem Gang einen kurzen Besuch gewidmet. Er ist von mindestens 10 m Breite und sezt eine weite Strecke gegen SO durch die als Breccie aufgenommene aber sehr erdbedeckte Partie fort. Scharfeckige Quarz- oder Quarzitstücke sind in ihm eingeschlossen. Von Verschieferung ist er völlig frei, auch wo der Gang den mylonitisierten Kontakt zwischen Granit und Schiefer durchsetzt. Das dunkle, feinkörnige Gestein zeigt sich aber unter dem Mikroskop metasomatisch verändert und besonders von Kalzit stark imprägniert. Durch dieses Mineral ist der Pyroxen völlig verdrängt worden. Teilweise ist der Kalzit pseudomorph nach einem säuligen Pyroxen. Spuren von Olivin kommen vor. Näher dem Kontakt enthält der Plagioklas Umvandlungen nach Glaseinschlüssen.

[1] H. E. JOHANSSON, Om kopparmalmsförekomsterna vid Stora Strand i Dalsland. S. G. U. Ser. C, N:o 214 (1909), auch Jahrbuch für 1908.

Von dem Vorkommen NW von Skärbotjärn, bei Långvattnet (siehe die Sektionskarte), besitzt die Geologische Landesanstalt ein Handstück und drei Präparate.[1] Ersteres ist kräftig verschiefert. Der eine Schliff zeigt ein völlig umkristallisiertes, stark verschiefertes Gestein, der zweite zeigt ebenfalls ein völlig umkristallisiertes aber nicht verschiefertes (oder senkrecht zur Verschieferung geschnittenes) Gestein. In dem dritten Schliff ist die Diabasstruktur noch deutlich erkenntlich, indem die Feldspatleisten teilweise erhalten sind; sonst ist das Gestein in Epidot- und Hornblendemineralien umgewandelt. — Dieser in dem archäischen Grundgebirge auftretende Grünstein ist zweifellos älter als die vorher behandelten Diabase.

Der Diabas der Breccie.

Zwischen Skärbotjärn und Tissleskogs Kirche tritt nach der Karte und der Erläuterung (S. 83, 91, 92) mehrorts ein Diabas in der Breccie auf, dessen Bindemittel er ausmachen soll. Eine von den angegebenen Lokalitäten, die Breccienpartie N von dem östlichen Ende des kleinen Sees Elgsjön, habe ich, zwar an einem sehr regnerischen Tage, wiederholt überquert, jedoch ohne einen rechten Eindruck von der eruptiven Natur des Bindemittels gewinnen zu können. Für diese dunkle, dichte, gewöhnlich unregelmässig zugeknetete Matrix, in welche Gesteinsfragmente bis zu den kleinsten Dimensionen reichlich eingeschlossen sind, fand ich die Deutung näher liegen, die TÖRNEBOHM den trappähnlichen Ausbildungsformen der Breccie auf Blatt Upperud (Erl. S. 57 Mitte) gegeben hat — dass sie den feinsten Teil des hauptsächlich aus dem Tonschiefer entstandenen Detritus ausmache.

Die mikroskopische Untersuchung lehrte aber, dass es sich tatsächlich um einen Diabas handelt und zwar, von seinem kleineren Korn abgesehen, von grosser Ähnlichkeit mit dem S von Skärbotjärn bekannten; in demselben Grad wie dieser ist er metasomatisch verändert. Als feinste Adern durchdringt es das Breccienmaterial. In der sonstigen, aus Quarz, Kalzit und Chlorit bestehenden Ausfüllung der Zwischenräume findet man Albitkörner eingebettet. Albit ist auch eins der häufigsten sekundären Mineralien des Diabases, wo er all Pyroxen und Olivin ersetzen kann. Die Breccienspalten des Diabases sind völlig durch Albit verkittet worden. Wahrscheinlich ist der Diabas auch in den stärker gepressten, oft epidotreichen Teilen der Breccie vertreten.

Auf Grund der innigen Durchdringung des Breccienmaterials durch Diabasmagma dürfen wir vielleicht schliessen, dass die Breccie zur Zeit der Eruption noch kaum verkittet war. Der geknetete Zustand zeugt von Bewegungen, die man zunächst mit den Bewegungen zusammenstellen möchte, die nach HÖGBOM's oben (S. 30) zitierter Auffassung die Breccie selbst geschaffen haben und zur Zeit der Eruption schon im Ausklingen begriffen waren.

[1] N:ris 7798, 7799 und 7794.

Die angegebene weite Verbreitung der diabasverkitteten Breccie, zu der auch die von TÖRNEBOHM als trappähnlich angegebene Breccie W von Trollungebyn in Dalskog gehören kann, scheint viele Möglichkeiten für einen näheren Einblick in die tektonische Geschichte zu geben.

Es erhebt sich nun die Frage, wie sich der in der Breccie auftretende Diabas zu den von Faltungsdruck unberührten Diabasgängen verhält. In erster Linie sollte man ein jüngeres Alter für die Gänge vermuten. Das scheint aber nicht notwendig. Die Eruption kann gleichzeitig eingetreten sein, obwohl die als Zufuhrkanäle dienenden Gänge später erstarrt sind, was mit dem gewöhnlichem Fehlen dichter oder sogar feinkörniger Salbänder bei den Gängen in Einklang steht. Oder die Überschiebungen haben länger als die Faltung angedauert. Die Ähnlichkeit des Brecciendiabases mit dem Diabas des Ganges S von Skärbotjärn, sowie die tektonische Übereinstimmung des letzteren Ganges mit den Billingsforsgängen scheint mir für eine Zusammengehörigkeit aller dieser Diabasvorkommnisse zu sprechen.

Die Diabase und die Orogenese der Dalformation scheinen sich also gegenseitig in ihrem Alter gewissermassen bestimmen zu können. Sind die Diabase gleichalterig, so sind sie jung präkambrisch, und unter den Diabaseruptionen jener Zeit dürfte es möglich sein, nach petrographischen Merkmalen die betreffende zu finden.

Vor meiner dalsländischen Reise und also von den zuletzt behandelten Ergebnissen unabhängig habe ich ein Exposé über die schwedischen Diabase gemacht, die in irgend einer Hinsicht mit den Gesteinen der WNW-Gänge Westschwedens vergleichbar sind. Die Trapparten Västergötlands nehmen dabei einen so grossen Platz ein, dass sie in einem eigenen Kapitel behandelt werden müssen.

9. Die paläozoischen Diabase Västergötlands (und Skånes).

Allgemeines.

Geologisches.

Die geologischen Verhältnisse der paläozoischen Diabase Südschwedens sind folgende.[1] Der Hunnediabas überlagert untersilurische, der Kinnediabas obersilurische Schichten (bezw. den unteren und oberen Grap-

[1] E. SIDENBLADH, Några ord till upplysning om bladet »Wenersborg». S. G. U. Ser. Aa N:o 40 (1870).

A. LINDSTRÖM, Beskrifning till kartbladet Venersborg. S. G. U. Ser. Ab N:o 11. Stockh. 1887.

tolithenschiefer), ohne selbst eine obere Altersgrenze zu haben. Der Kongadiabas, der ausnahmsweise, in Konga Klint, deckenartig auftritt, durchsetzt den Gesteinsgrund obersilurischen Alters (Colonusschiefer), ist dagegen nicht im Gesteinsgrund des jüngsten Obersilurs (Klintagruppe) angetroffen. Letzteres Verhältnis ist mehrmals für die Annahme angeführt worden, dass der Kongadiabas älter als die Klintagruppe sei. Die verhältnismässig geringfügige Ausbreitung jener jüngsten Schichten macht aber diese Annahme ziemlich unsicher. Vielleicht ist es nicht ausgeschlossen, dass der die Klintagruppe durchsetzende »Övedsdiabas» als eine mehr effusive Fazies des Konga- oder Kinne-diabases angesehen werden darf, die nur in den der postsilurischen Erdoberfläche am nächsten liegenden Schichten zur Ausbildung kam und mit dieser zum grössten Teil wegerodiert wurde.[1] Erst im Keuper ist eine festere obere Grenze gesetzt, da der Kongadiabas(?) hier Geröll bildet. Der in Skåne auftretende Kinnediabas durchbricht obersilurische Schiefer.[2] Die Gänge der paläozoischen Diabase in Skåne verlaufen NW oder WNW, im Gegensatz zu der Richtung N oder NNO der präkambrischen Diabase. — Ob die Trappdecken Västergötlands effusiv oder intrusiv sind, ist noch eine offene Frage. TROEDSSON[3] tritt neuerdings für Lavaergüsse in durch Erosion entstandene Niederungen ein.

Petrographisches.

In petrographischer Hinsicht ist seit den Arbeiten TÖRNEBOHM's[4] und SVEDMARK's[5] in den siebziger Jahren keine Untersuchung über die

G. HOLM och H. MUNTHE, Kinnekulle. S. G. U. Ser. C N:o 172 (1901).

H. MUNTHE, De geologiska hufvuddragen af Västgötabergen och deras omgifning. G. F. F. Bd 27 (1905) S. 347 ff. Auch in S. G. U. Ser. C N:o 198 (1906).

A. E. TÖRNEBOHM och A. HENNIG, Beskrivning till blad 1 & 2 S. G. U. Ser. Al, a (1904). Diese Zusammenfassung über Skåne wird durch die später erschienenen Kartenbl. m. Erl., S. G. U. Ser. Aa N:ris 138 und 142, ergänzt. Die im letzteren (1920) von H. E. JOHANSSON gegebene Darstellung »Yngre diabaser» wird bes. empfohlen.

[1] Der Dünnschliff des Geologischen Instituts aus Konga Klint erinnert durch Olivin, Glasbasis und Blasenräume sehr an dem Övedsdiabas.

[2] Der grosse Diabasgang bei Bollerup, der nach der Karte (Blatt Simrishamn) NW verläuft und dessen Gestein nach SVEDMARK (Halle- o. Hunnebergs trapp, S. 32, 33) mikroskopisch in allen wesentlichen Teilen mit demjenigen Kinnekulles übereinstimmen soll, durchbricht nach TÖRNEBOHM u. HENNIG (S. 78, wo das Analysenergebnis angeführt wird) obersilurischen Schiefer. — Sämmtliche Angaben über Kinnediabas in Skåne sind jedoch wahrscheinlich einer Revision bedürftig.

[3] G. T. TROEDSSON, Iakttagelser och anmärkningar om diabasens kontaktförhållanden på västgötabergen. G. F. F. Bd 45 (1923) S. 399 ff. Eine Erwiderung von H. MUNTHE im folgendem Bande wird daselbst beantwortet.

[4] A. E. TÖRNEBOHM, Sveriges viktigare diabas och Gabbrobergarter, K. Vet. Ak. Handl. Bd 14, N:o 13 (1877).

[5] E. SVEDMARK, Bidrag till kännedomen om Vestgötabergens trapp. Upsala 1875.

——, Halle- och Hunnebergs trapp. S. G. U. Ser. C N:o 25 (1878).

Diabase Västergötlands ausgeführt worden. Bei der Beschreibung anderer Diabasvorkommen oder für theoretische Behandlung der Pyroxene sind indessen die Pyroxene von Halleberg, dessen Diabas den Hunnetypus in sehr ausgeprägter Ausbildung zeigt, wiederholt Gegenstand vergleichender Untersuchung gewesen, so von MERIAN,[1] HOVEY[2] und BACKLUND.[3] Für seine Arbeit über die kalkarmen Pyroxene nahm WAHL[4] sowohl aus den Diabasen des Hunneberg, Kinnekulle und Billingen wie auch aus dem Kongadiabas des Kongaklints und eines Ganges von Röstånga in Skåne Stichproben betreffs des Winkels der optischen Achsen, den er schätzungsweise angibt. Im nordwestlichsten Skåne hat HENNIG[5] einige hauptsächlich dem Kongadiabas angehörigen Ganggesteine eingehend studiert, geht aber leider auf die optischen Verhältnisse des Pyroxens nicht ein. Endlich hat HADDING[6] die ihrem Alter nach nicht näher bestimmten Tolångamelaphyre (mit dem Övedsdiabas) behandelt.

Die chemischen Analysen[7] zeugen von einer grossen Verwandschaft dieser Gesteine bei einer schwach steigenden Azidität vom Kinne- über den Hunne- zum typischen Kongadiabas. Wenn auch der Gehalt an Sesquioxyden bei dem Kinnediabas etwas grösser als bei dem Hunne- und typischen Kongadiabas gefunden ist, so wird doch der Kinnediabas in derselben Hinsicht von dem von HENNIG und THOMÉ analysierten Kongadiabase übertroffen.

Mineralogisch ist der Hunnediabas wegen seiner beiden monoklinen Pyroxene bekannt, während hingegen der Kinnediabas Olivin führt.

Dass ausser dem eingeklemmten, farbigen Augit auch ein säulig ausgebildeter bei dem Hunne- und teilweise dem Kongadiabas vorkommt, ist schon seit TÖRNEBOHM bekannt. Seine schlanken Säulen sind für den Hunnediabas in struktureller Hinsicht ebenso charakteristisch wie für den Kinnetypus das echt ophitische (poikilophitische) Gefüge ist. Während der jüngere einen mittelgrossen Winkel der optischen Achsen (2 V nach BACKLUND 57° und kleiner) und eine Auslöschungsschiefe (c : c) von 43,5° (BACKLUND) zeigt, so besitzt der ältere einen sehr kleinen Achsenwinkel, der um Null schwankt, indem er sich zuweilen in normalsymmetrischer Lage

---

[1] A. MERIAN, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. N. Jahrb. Min. III. Beilageband (1885) S. 288.

[2] E. O. HOVEY, Über Gangdiabase der Gegend von Rio de Janeiro und über Salit von Sala in Schweden. Tscherm. Min. Petr. Mitt. Bd 13 (1892) S. 213.

[3] H. BACKLUND, Über einige Diabase aus arktischem Gebiet. Ibid. Bd 26 (1907) S. 387.

[4] W. WAHL, Die Enstatitaugite. Ibid. Auch als Habilitationsschrift. Helsingfors 1906. S. 43 und 45.

[5] A. HENNIG, Kullens kristallina bergarter. II. Den postsiluriska gångformationen. Lunds Univ. Årsskrift Bd 35 Avd. 2 N:o 5. Auch als Kongl. Fysiogr. Sällsk. Handl. Bd 10 N:o 5. Lund 1899.

[6] A. HADDING, Iakttagelser över Melafyren i Tolångatrakten. Ibid. Ibid. N. F. Avd. 2 Bd 13 N:o 1 bezw. N. F. Bd 28 N:o 1. Lund 1917.

[7] Die wichtigsten werden von WAHL angeführt.

öffnet (BACKLUND), und eine kleinere Auslöschungsschiefe von 39 bis 40° (BACKLUND). Ein sehr kleinachsiger Pyroxen wurde auch in olivinarmen Proben aus Billingen und Kinnekulle von WAHL beobachtet, ohne dass zwei verschiedene Pyroxene nach den sonstigen optischen Eigenschaften unterschieden werden könnten (nähere Angaben fehlen). Die chemischen Bestimmungen beziehen sich auf den farbigen, eingeklemmten Pyroxen des Hunne- und Kongadiabases und geben ihm eine Stellung innerhalb des von Diopsid, Hedenbergit und Hypersthen gebildeten Dreiecks.[1] Der hellere, säulige Pyroxen muss infolge kleineren Achsenwinkels und gleichzeitig höherer Lichtbrechung näher dem Hypersthen liegen — eine Annäherung an dem Enstatit sollte sowohl erniedrigte Lichtbrechung wie auch stärker erniedrigte Auslöschungsschiefe mitgeführt haben. So mögen die beiden Pyroxene dieser Gesteine als Hypersthenaugite bezeichnet werden.

Der Plagioklas wurde von TÖRNEBOHM auf Grund von Ätzungsversuchen im allgemeinen als Labradorit bezeichnet. SIDENBLADH's Analyse aus Hunneberg ergibt 45 % An, die spez. Gewichtsbestimmung MERIAN's aus Halleberg 55 % An. BACKLUND bestimmte optisch den Plagioklas in Halleberg zu 65 bis 68 % An. Die von HENNIG angeführten optischen Daten des Kongadiabases von Kullen entsprechen nach den heutigen Tabellen (KÖHLER 1923) 62 % An für die Mitte, 53 % An für den Rand grösserer Tafeln und 53 % An für die Leisten.

Kinnekulle.

Um mir eine eigene Auffassung zu bilden habe ich die Dünnschliffe des geologischen Instituts von den betreffenden Diabasen studiert, unter denen sich die Originalschliffe SVEDMARK's befinden. Weiter habe ich aus Kinnekulle und Billingen die Dünnschliffe der Geologischen Landesanstalt durchgesehen, darunter auch die Originalschliffe TÖRNEBOHM's. Es erwies sich hauptsächlich der Trapp von Kinnekulle einer neuen Beschreibung bedürftig.

Aus Kinnekulle liegen im ganzen 12 Präparate vor, die wahrscheinlich eine sehr repräsentative Sammlung ausmachen. Kaum zwei unter ihnen können aus demselben Handstück hergestellt sein. Sie stellen auch

[1] An allerdings sehr unreiner Probe aus grobkörnigem Gestein aus Eldmörjan, Hunneberg (wo nach SVEDMARK der helle Pyroxen nicht vorkommt) machte SIDENBLADH schon vor 1870 eine Analyse, die nach meiner Umrechnung auf Molekularzahlen das Verhältnis $CaO : MgO : FeO = 2 : 2 : 3$ gibt (Gew. verh. 1 : 1 : 2). Die Analyse MERIAN's aus Halleberg, angeblich nur den dunklen Pyroxen betreffend, ergab 2:5:3 (Gew. verh. 1:2:2); dabei wurde 2 Mol. % Fe_2O_3 und ganz unbedeutende Mengen (im ganzen 2%) von Al_2O_3, Na_2O, K_2O und TiO_2 gefunden. Ohne verschiedene Pyroxene zu erwähnen, führt HENNIG eine von ihm und THOMÉ gemachte Analyse aus Kongadiabas bei Kullen an, nach welcher dasselbe Molekularverhältnis 4 : 5 : 4 gleich kommt (Gew. Verh. 3 : 3 : 4). Al_2O_3 betrug 6 Mol. %; andere Oxyde ausser SiO_2 wurden nicht bestimmt.

sehr verschiedene Gesteinstypen dar. Vier von diesen sind dicht und stammen wahrscheinlich aus dem Salbande. Die mafischen und felsischen Gemengteile nehmen hier den gleichen Raum ein. Von den übrigen, die alle ein normales Korn besitzen, sind drei sehr sauer. Die anderen fünf machen eine basische Gruppe aus.

Kinnetypus.

Da die fünf basischen Schliffe dem Kinnetypus (TÖRNEBOHM) entsprechen, will ich mit ihnen anfangen. Die mafischen Gemengteile sind im allgemeinen in bedeutendem Übergewicht. Der Pyroxen, der unter allen Bestandteilen den grössten Raum einnimmt, tritt in grossen, unselbständigen Körnern auf. Zwischen diesen sind die kleinen Erz- und Olivin-Iddingsitkörner zu dunklen Reihen zusammengeschoben, die im Schliff dem unbewaffneten Auge wie Maschen eines Netzwerkes erscheinen. Die Maschen sind in verschiedenen Schliffen verschieden gross, 2 bis 10 mm weit. Nicht immer werden sie von einem sondern zuweilen von zwei oder mehreren Pyroxenindividuen ausgefüllt. Die Plagioklasleistchen liegen in den Pyroxenkörnern regellos aber gleichmässig eingestreut. Sie sind immer von denselben geringen Dimensionen, wie gross die Pyroxenkörner auch sind, und dasselbe gilt von den übrigen Gemengteilen.

Der *Pyroxen*, der Spaltrisse nach den prismatischen Flächen und der Symmetrieebene wie auch einigermassen nach der Querfläche trägt, ist von violettbrauner Farbe ohne Farbenwechsel im Schnitt nach der Symmetrieebene (die gleichfalls Achsenebene ist) oder senkrecht zu c oder zu der kaum dispergierenden Achse A. Im Schnitt senkrecht zu der Achse B (stärkere Dispersion $\rho > \nu$) ist er dagegen gelb, wenn die Achsenebene parallel dem Polarisator steht. Der Winkel der optischen Achsen wurde im Schnitt senkrecht zu c zu 80° (2E) gemessen (und zwar im dicken Schliff 70 93 der Geol. Landesanst.); etwa diese Grösse wurde auch schätzungsweise wiederholt gefunden. c:c wurde in demselben Schliffe an einem Normalenschnitte von einer Zwillingsgrenze aus beiderseits zu 44° gemessen. Bisektrizendispersion ist erkennbar. In allen diesen Schliffen habe ich auch ein fast einachsiges Interferenzkreuz beobachtet. Bald handelt es sich nur um ein sehr kleines, eingeklemmtes Korn, bald zeigt ein kleiner Teil eines normalen Kornes ganz unvermittelt den sehr kleinen Achsenwinkel. Aus dem Schliffe TÖRNEBOHM's III 99, einem der basischsten, ging die wahre Natur dieser Erscheinung deutlich hervor. Hier besteht ein grosses Korn, das allein eine »Masche» ausfüllt, aus beiden Pyroxenen in grob pegmatitischer Verwachsung. Den kleinsten Teil nimmt der kleinachsige ein, der hauptsächlichst zu der Peripherie verwiesen ist. Das ganze Korn wird von denselben Spaltrissen, sowohl nach (110) und ($1\bar{1}0$) wie nach (010), durchsetzt. Die kleinachsigen Teile sind etwas heller und zeigen höhere Lichtbrechung. (Bei der Umrechnung der Winkelwerte nehme ich doch für beide $n=1{,}7$ an.) Die Ebene der optischen Achsen ist

bei dem dunklen Augit (mit dem grösseren Achsenwinkel) symmetrisch, bei dem helleren normalsymmetrisch.

Bei Normalstellung ist in dem dunklen Augit die Spur der Achsenebene scheinbar 8° (tatsächlich 4 1/2°) von der Schnittnormalen entfernt, und dieselbe Schiefe zeigt bei dem hellen Pyroxen die homologe Spur der Ebene $\mathfrak{b}\,\mathfrak{c}$. Letztere Spur ist bei dem dunklen Pyroxen scheinbar 11 1/2° (tatsächlich 6°) von der Schnittnormalen entfernt, aber die homologe Spur bei dem hellen (hier Achsenebene) scheinbar 16 1/2° (tatsächlich 9 1/2°). Da die Schnittnormale näher der Achse A als der Achse B des dunklen Pyroxens gelegen zu sein scheint, bedeutet diese Differenz, dass die Auslöschungsschiefe des helleren Pyroxens um 3 1/2° kleiner als die des dunklen ist. Der Achsenwinkel des helleren Pyroxens wurde in diesem Schnitte zu 30° (2 E) (17° 2 V) gemessen, welcher Wert einer sehr kleinen Korrektion für die angegebene Schiefe der Schnittlage bedarf. Der Winkel des dunklen Pyroxens schien mit dem früher (siehe oben) unter besseren Umständen zu 80° 2 E (etwa 45° 2 V) gemessenen übereinzustimmen.[1] Nach diesem Befund war es nicht schwer, auch in anderen Schnittlagen das Vorkommen zweier Pyroxene in paralleler Verwachsung festzustellen. Es ist eine sehr häufige Erscheinung. Da der hellere Pyroxen ohne Kristallbegrenzung bald peripherisch, bald zentral in dem dunkleren auftrittt (nur selten sanduhrähnlich mit demselben verknüpft ist, SVEDMARK's Schliff 5) und da beide gegen den Feldspat völlig unselbständig sind, müssen sie gleichzeitig ausgeschieden sein.

Die *Plagioklasleistchen* enthalten in allen diesen Proben als Mittel mehr als 70 % Anorthit. Die »feinmaschigen» zeigen daneben ein kleines Quantum saureren Feldspats bis Anorthoklas, der mit ein wenig Quarz zusammen auftritt. Die »grobmaschigen» Proben entbehren sowohl saureren Feldspat wie auch Quarz. Ihre Plagioklasleistchen, deren mittlere Zusammensetzung $Ab_{26}An_{74}$ ist, zeigen einen anfänglich inversen Zonenbau. So steigt in dem Dünnschliff SVEDMARK's n:o 5 der Anorthitgehalt, der im Kern 53 bis 55 % beträgt, in einer Zwischenzone auf 92 bis 94 %, um gegen die Kante wieder auf etwa 55 % zu sinken. Der Schliff TÖRNEBOHM's III 99 zeigt einen in der Zwischenzone wenigstens auf 84 % gesteigerten Anorthitgehalt. Die kalkreiche Zone ist wahrscheinlich mit dem Ausscheiden des Olivins gleichzeitig.

Der *Olivin* ist grösstenteils umgewandelt und zwar in Iddingsit. Wenn er frisch ist, zeigt das Achsenbild eine schwach negative Krümmung. *Delessit* kommt in kleinen Mengen vor, meistens intersertal, oft

[1] TÖRNEBOHM's Schliff IV 86 aus Billingen zeigt einen ähnlichen Pyroxendurchschnitt. Hier wurde in derselben Weise der Unterschied betreffs Auslöschungsschiefe zu 3 1/2° bestimmt, und der Winkel der optischen Achsen in normalsymmetrischer Lage zu 32° 2E (18° 2 V) gemessen. Bei dem zentralen Austritt der Achsenebene und einer scheinbaren Abweichung der Mittellinie von nur 13° (tats. 7°) ist die Korrektion praktisch gleich Null. — Es verdient erwähnt zu werden, dass unter allen von mir untersuchten Proben des Kinnetypus diese den höchsten Betrag an Olivin zeigte.

mit etwas Quarz zusammen. Apatit tritt sehr spärlich in Stengeln auf. Ägirin(?)-nädelchen wurden nur ausnahmsweise in einem Schliffe gefunden.

Monzonit.

Drei Schliffe — SVEDMARK n:o 6, Geolog. Landesanst. 22: 90, Geolog. Instit. Sv. A. VIII: 23 — aus Kinnekulle weichen von dem Kinnetypus (TÖRNEBOHM) bedeutend ab. Man bemerkt dies schon mit unbewaffnetem Auge, da die farblosen Gemengteile in grossem Übergewicht sind. Unter den farbigen Gemengteilen fehlt der Olivin. Der Pyroxen ist nicht in hinreichender Menge da, um die grossen, die Feldspatleisten einschliessenden Körner bilden zu können. Die folgenden Angaben beziehen sich in erster Linie auf das Präparat des Instituts, das von der frischeren Probe hergestellt ist.

Der Pyroxen besteht zum grossen Teil aus Säulen eines rhombischen *Hypersthens*, $\mathfrak{b} = a$ (TSCHERMAK's Aufstellung) gelb, $\mathfrak{a} = b$ rötlich, $\mathfrak{c} = c$ fast farblos, $2E$ um $\mathfrak{a}$ etwa mit der Apertur des Objektivs, 120° ($2V$ 60°), zusammenfallend. Zuweilen ist eine kleine bis 10° betragende Auslöschungsschiefe vorhanden. Der *monokline Pyroxen* tritt *in zwei Modifikationen* auf, die beide den Hypersthen flankieren und daneben auch freie oder aggregierte, oft ziemlich selbständige Körner bilden. Die eine zeigt einen kleinen Achsenwinkel ($2E$ etwa 35° d. i. $2V$ 20°) in normalsymmetrischer Lage, die andere $2E = 75°$ ($2V$ 42°) in symmetrischer Lage. Da der Schliff nach der derzeitigen Unsitte sehr dünn ist, kann man die Pyroxenarten nicht nach Farbe oder Lichtbrechung auseinanderhalten. In gut orientierten Schnitten nach (010) habe ich auf Grund der Interferenzfarbe einen 41° auslöschenden Zwilling mit eingeschlossenem Hypersthen als den normalsymmetrischen, einen 44° auslöschenden ebensolchen als den symmetrischen angesehen, alles $\mathfrak{c} : c$. Ersterer zeigte in völlig frischer Substanz eine durch Beckes Linie markierte sehr feine Riefung nach der Basis, die dem anderen fehlte.

Uralitbildung ist besonders bei dem Hypersthen häufig ($\mathfrak{c}$ grün, $\mathfrak{a}$ gelblich grün). In dem Schliff SVEDMARK's ist dieser grösstenteils durch Uralit ersetzt.

Die *Plagioklasleisten* enthalten im Mittel 53 $^1/_2$ % An. Der höchste gefundene Anorthitgehalt ist 59 %. (Methode Michel Levys, Korr. 1923). Sie sind sehr reich verzwillingt und zeigen Anwachshüllen von einem *Anorthoklas* bzw. Kryptoperthit, dessen Natronglied etwa Oligoklas sein dürfte. Dieser tritt auch selbständig auf. Ein Mosaik von Anorthoklas bzw. Kryptoperthit, *Quarz*, *Kalzit*, *Hornblende* und *Biotit*, alle gleichzeitig erstarrt, macht die letzte Ausfüllung aus, die beiden ersteren oft unter Implikationsgefüge. Anorthoklas und Quarz enthalten als Einschlüsse unbestimmbare Partikelchen niedrig lichtbrechender Substanz. Die Akzessorien sind Eisenerz, Apatit und Ägirin(?)nädelchen.

Wie aus den obigen Beschreibungen hervorgeht, ist die Übereinstimmung mit dem Gestein von Kasberget (S. 81), dessen Analyse einen Monzonit ergab, so gross, dass letzterer Name auch hier der geeignetste sein dürfte.[1]

Salbandtypus.

Die vier feinkörnigen Proben schliessen sich dem basischen Typus an. An *Erz* und *Olivin* (Iddingsit) zeigen sie etwa denselben Gehalt wie dieser. Der Pyroxen tritt aber zu Gunsten des Feldspats zurück. Der *Quarz* erscheint allgemeiner. Kurz, die mafischen und felsischen Gemengteile sind in Gleichgewicht. Der *Feldspat* erreicht teilweise einen Anorthitgehalt von 70 %, der saurere Feldspat spielt aber hier eine grössere Rolle als bei dem normalkörnigen basischen Kinnediabas. (So zeigt ein Korn, dessen Kern 71 % aufweist, im Mittel nur 48 % An.). Die *beiden Pyroxene* des letzteren Gesteins sind vertreten. Wenigstens der kalkreichste unter ihnen (2 E zu 80° geschätzt) tritt intersertal auf. Bei dem Schliffe 70 95 der Geol. La. A., der nicht wie die drei Schliffe TÖRNEBOHM'S dicht, sondern feinkörnig bezeichnet werden darf und einen Übergang zum normalkörnigen basischen Gestein zeigt, ist das Gefüge schon ophitisch. Bemerkenswert ist aber hier die sehr starke Deformation des Pyroxens. Die Verbiegung eines Kornes wurde auf den Spaltrissen zu 50°, auf der Auslöschungsschiefe zu 90° gemessen. In einem anderen Falle, wo Spaltrisse fehlten, wurde mittels der Auslöschung eine Verbiegung von 117° gemessen. Ein ähnlicher Fall wurde oben, S. 76, besprochen.

Kluftorte.

Betreffs der Kluftorte innerhalb der Decke sind die Angaben leider sehr mangelhaft. Es geht jedoch hervor, dass das grobmaschigste Gestein aus dem Gipfel stammt, dass die Maschen gegen unten kleiner werden, und dass die feinkörnigen Proben das untere Salband vertreten. Über die Lage des monzonitischen Gesteins fehlt aber jede Notiz.[2]

---

[1] Wahrscheinlich ist es dieses Gestein, dem SVEDMARK 1875 die Seiten 16 bis 22 widmet. Die frischen Teile des Hypersthens deutet er als Olivin.

[2] Nur zwei Schliffe aus Kinnekulle, beide TÖRNEBOHM's, tragen über den Kluftort eine Notiz. Der eine, III 99, der dem basischsten und zugleich dem »grobmaschigsten» Gestein angehört, trägt die Worte »toppen af Kinnekulle» und der andere, III 89, der ein sehr dichtes Gestein zeigt, die Angabe »lilla ryggen S. om högsta delen af Kinnekulle» Gemäss HOLM und MUNTHE (S. 65) ist an letzterer Lokalität der Trapp nicht fest anstehend gefunden. Dass erstgenannter Schliff in der Tat aus dem obersten Teil der Trappdecke stammt, wird von der Probeserie TÖRNEBOHM's aus Billingen bei Skövde bestätigt. Von den drei Schliffen dieser Serie trägt der »grobmaschigste», IV 86, der III 99 völlig entspricht, die Worte »översta delen av berget», der »mittelmaschige» IV 52, der unter den »mittelmaschigen» basischen Schliffen Kinnekulles Gegenstücke hat, die

Beziehungen des Monzonits zum Kinnetypus.

Es wird aus der obigen Beschreibung ersichtlich, wie auf Kinnekulle der als Kinnediabas bekannte Gesteinstypus ein viel saureres Gegenstück hat, das andere mineralogische und strukturelle Merkmale zeigt. Dem ersteren kommt der weitaus grösste Betrag der kieselsäurearmeren, schwereren Mineralien — aller Olivin, der meiste Magnetit und Pyroxen — so auch die kieselsäureärmste, schwerste Feldspatkombination zu. Das Fehlen von Angaben über verschiedene Ströme oder durchsetzende Gänge in der Decke des doch viel besuchten klassischen Berges macht es wahrscheinlich, dass scharfe Gesteinsgrenzen fehlen und dass die Eruption einheitlich war. Auch petrographische Tatsachen scheinen mir dafür Belege darzubieten, dass eine Differenzierung sich in der Decke vollzogen hat und zwar — wenigsten zum Teil — nach dem Anfang der Krystallisation. So steht betreffs Azidität die Kontaktfazies zwischen dem sauren und dem basischen Gestein, wenn auch dem letzteren am nächsten.

Auch betreffs der Art der Differenzierung können gewisse Schlüsse gezogen werden. Denken wir uns die zuerst ausgeschiedenen Kristalle von der Gravitation beeinflusst in dem Falle, dass das Magma schwerer als der Plagioklas ist. Gegen ein Sinken von Erz-, Olivin- und Pyroxen- steht dann ein Aufsteigen von Plagioklaskörnern. Wegen der zunehmenden Viskosität können aber von Pyroxen- und Plagioklaskörnern nur die erstausgeschiedenen Glieder bei dem Platztausch in Frage kommen. Der sinkende Pyroxen wäre also ein kalkfreier und vielleicht ein sehr kalkarmer, während hingegen der ev. aufsteigende Plagioklas ein relativ kalkreicher sein müsste. Das feldspatreiche Gestein sollte also — dem tatsächlichen Verhältnis entgegengesetzt — das kalkreichste sein.

Ist nun das saure Gestein in Kinnekulle fest anstehend — und das dürfte man aus dem Umstand schliessen dürfen, dass die drei Besucher, welche Proben davon heimgebracht haben, nichts anders erwähnen — so wird es durch die präzise Angabe über das basischste Gestein als von dem Gipfel bzw. dem obersten Teil stammend deutlich, dass das leichte Gestein nicht über dem schweren liegt. Auch die feldgeologischen Tatsachen verbieten also die gemachte Annahme einer Anreicherung des leichten Feldspats nach oben durch Gravitation.

Wollen wir anderseits annehmen, dass der Feldspat durch das Magma hat sinken können, was in Anbetracht des viel niedrigeren spez. Gewichts des Gesteins in flüssigem Zustand möglich wäre,[1] dann sollte das feld-

Notiz »25 f. ofvan skiffern» und IV 99, der in aller Hinsicht, auch betreffs der Deformation des Pyroxens, mit dem gröbsten unter den feinkörnigen, intermediären Proben aus Kinnekulle, 70 95, identisch ist, die Aufschrift »5 f ofvan Skiffern». Es wird hierdurch auch höchst wahrscheinlich, dass die sehr feinkörnigen Schliffe aus Kinnekulle aus der Nähe der unteren Kontakte stammen.

[1] L. L. FERMOR, On the basaltic Lavas penetrated by the deep Boring for Coal at Bhusawal, Bombay Presidency. Records Geol. Surv. India, Vol. 58 (1925) part 2 S. 217.

spatreiche Gestein am Boden auch die Olivin- sowie die früheren Erzkörner beherbergen; was wiederum auf den Widerspruch der Tatsachen stosst.

Die andere Möglichkeit einer fraktionierten Kristallisation, eine Diffusion der schwerlöslichen Substanzen gegen die Abkühlungsflächen, scheint als Erklärung nicht glücklicher. Wegen seines Gehaltes an Olivin und Erz sollte dann das basische, pyroxenreiche Gestein das diffundierte Material aufweisen. Die Konzentration des letztausgeschiedenen Pyroxens auf Kosten des früher ausgeschiedenen Plagioklases steht aber mit diesem Prinzip in schlechter Übereinstimmung.

Da durch keinen der besprochenen Vorgänge die vorliegenden Gesteinstypen des Kinnekullediabases hervorgegangen sein können, muss eine (von der Gravitation unabhängige) Magmenscheidung angenommen werden. Durch die erste Auskristallisation wurde indessen die Differenzierung des Magmas akzentuiert, indem in dem feldspatarmen Gestein der Feldspat vor dem Pyroxen, in dem feldspatreichen gleichzeitig mit und nach dem Pyroxen ausgeschieden wurde.

Halle- und Hunneberg.

Von dem Hunnediabas besitzt das Geologische Institut 6 Dünnschliffe und ein Handstück. Unter den ersteren veranschaulichen zwei, SVEDMARK's N:o 2 und 3, die groben, doleritischen Partieen bzw. die sehr dichte Kontaktfazies, die vier anderen den normalkörnigen Diabas.

Normaler Hunnetypus.

Die Schliffe 1 und 4 SVEDMARK's aus Eldmörjan (Hunneberg) und Munkesten (Halleberg) sind ziemlich saure Diabase, in denen die felsischen Gemengteile wohl den grösseren Raum einnehmen, die *Plagioklasleisten* (abgeschen von Anwachszonen) einen mittleren Anorthitgehalt von 49 bzw. 51 % zeigen und Quarz eine grosse Rolle spielt. Der helle, höher lichtbrechende *Pyroxen,* der mit dem dunklen als Gemengteil fast ebenbürtig ist, tritt als porphyrische Säulen oder Stengel auf. Zuweilen sind diese von Plagioklasleistchen durchkreuzt, und nicht selten sind sie randlich von den Körnern des dunklen Pyroxens in ihrem Wachstum gehemmt. Letzterer Pyroxen tritt nur in sehr kleinen Körnern auf, die Aggregate bilden, aber nicht selten selbständige Formen aufweisen. Bald beeinträchtigen sie den Plagioklas, bald sind sie intersertal. Irgendwelche orientierte Verwachsungen der beiden Pyroxenglieder wurden nie beobachtet. Als Auslöschungsschiefe (c : c) des hellen Pyroxens wurde unter sehr günstigen Umständen 40,5° gefunden. Die optischen Achsen,

die immer einen kleinen Winkel zeigten,[1] wurden nur in normalsymmetrischer Stellung beobachtet. Bei dem dunklen Pyroxen war es nicht möglich die Auslöschungsschiefe genau zu bestimmen, weshalb ich für diesen auf die Bestimmung BACKLUND's zu 43,5° verweise. Der Achsenwinkel wurde zu etwa 80° 2 E bestimmt (2 V 45°). Die im vorigen bei den Pyroxenen in Bohuslän (Rhombenporphyrgänge, WNW : Gänge) und Kinnekulle nachgewiesenen eigentümlichen Absorptionsverhältnisse machen sich auch hier geltend, indem im Schnitt senkrecht zu der Achse B (oder der Vertikalachse) die sonst violettbraune Farbe ins Gelbe übergeht, wenn die Strahlen parallel (010) schwingen. Es scheint dies auch für den hellen Pyroxen in Schnitten senkrecht zu der Vertikalachse zu gelten, was doch weniger leicht festzustellen ist. Die *Akzessorien* sind Eisenerz, Apatit und (höchst untergeordnet) Ägirin(?)nädelchen.

Diesen beiden Schliffen am nächsten kommt der »Sv. A. VIII: 22 Mossebobrotten, Hunneberg» bezeichnete. Der Plagioklas ist basischer, im Mittel von 61 % Anorthitgehalt. Der Gegensatz der beiden Pyroxene in der Ausbildung ist, wenn auch sehr ausgesprochen, nicht ebenso scharf wie im vorigen Falle. Vielleicht tritt der hellere Pyroxen etwas zurück.

Ein abweichender Typus.

Der vierte normalkörnige Schliff stammt von FUESS. Er zeigt ein noch basischeres Gestein, in dem nicht nur der *Plagioklas* als Mittel 65 % An enthält sondern auch die mafischen Gemengteile schon etwas grösseren Platz einnehmen. Der Zuwachs an Menge betrifft fast ausschliesslich den normalsymmetrischen (kleinachsigen) *Pyroxen,* der den symmetrischen ganz überflügelt hat. Der Farbenunterschied ist hier nicht genug gross um als Unterscheidungsmerkmal zu dienen, indem ersterer (2 E in normalsymmetrischer Lage 34°) ebenso dunkel wie der andere ist. Die Säulenform ist bei dem kleinachsigen Augit kaum mehr zu erkennen. Dieser bildet grosse (2 mm) Körner, die mehrere Feldspatleistchen einschliessen. Daneben beherbergen sie tropfenähnliche, nicht orientierte Einschlüsse eines Pyroxens, dessen Achsenwinkel zu 80° (2 E) geschätzt wurde. Die Lage der Achsenebene konnte an diesen kleinen Körnern nicht bestimmt werden; in der Lichtbrechung schien aber dieser Pyroxen am nächsten mit dem symmetrischen von gleichem Achsenwinkel übereinzustimmen, der als sehr kleine Körner und Aggregate ausserhalb der grossen Pyroxenkörner zwischen den Feldspatleistchen auftritt und einmal als unregelmässige eckige Partie in einem der grossen Pyroxenkörner orientiert eingewachsen gefunden wurde, vielleicht gleichzeitig mit dem letzteren ausgeschieden, wie beim Kinnediabas. Die *Magnetitkörner* erreichen dieselbe Grösse wie die Pyroxenkörner und enthalten wie diese

[1] Über diesen Winkel hat BACKLUND, a. a. O., eine sehr wertvolle Untersuchung gemacht (vgl. oben S. 89).

Plagioklasleistchen und tropfenähnliche Pyroxenkörner, deren Achsenwinkel (2 E) zu etwa 80° geschätzt wurde. Zuweilen im Pyroxen angetroffene farblose Einschlüsse hoher Lichtbrechung, die doch grösstenteils in eine grüne Substanz umgewandelt sind, können möglicherweise Olivin sein. Das Maschengefüge des Kinnediabases kommt garnicht vor.

Was in dem letzten Schliff auffällt, ist nicht nur das grosse Übergewicht des kalkärmsten Pyroxengliedes sondern vielmehr der in diesen Trapparten sonst nie beobachtete Fall, dass ein Teil des kalkreicheren Pyroxengliedes älter als das kalkärmere erscheint. Hier lässt sich die Gravitationsdifferenzierung nicht ebenso leicht wie bei dem Diabas von Kinnekulle abweisen. Man könnte sich den Vorgang in folgender Weise denken. Die zuerst ausgeschiedenen kalkärmeren Pyroxenkörner wurden durch Sinken hier angereichert und aufgelöst. Danach sanken auch eine Anzahl der kalkreicheren Pyroxenkörnchen, die aber nur angeschmolzen und abgerundet wurden, bevor die Kristallisation des kalkärmsten Pyroxens und des Magnetits endgültig eintrat. Erst hiernach kristallisierte in üblicher Weise das kalkreichere Pyroxenglied als Körnchen und Aggregate aus.

Die geringfügige chemische Variation beruht aber wahrscheinlicher auf einer Magmenscheidung (eine mineralogische Verschiebung kann dadurch bedingt sein, dass ein Teil des Kalkgehaltes an den Plagioklas statt an den Pyroxen gebunden ist). Und die Einschlüsse des kalkreicheren Pyroxens in dem kalkärmeren können dann einfacher so gedeutet werden, dass beide etwa gleichzeitig als kleine Körner ausgefallen sind, dass aber die Körner des kalkärmeren, die geringer an Zahl waren, schneller wuchsen und dass somit vereinzelte, noch kleine Körner des kalkreicheren Pyroxens eingeschlossen wurden. (Es liegt nicht so nahe, an eine tropfenförmige Ausscheidung zu denken.)[1]

---

[1] Sämtliche Autoren, die den Diabas Hunnebergs behandelt haben, sprechen von grobkörnigen Partieen, deren geologisches Auftreten nicht klar gemacht ist. Nach SVEDMARK und TÖRNEBOHM enthalten diese nicht »Salit». Einige grosse Blöcke von Hunnediabas, die ich bei Torp in Hjärtum antraf, enthielten Teile von grobkristallinen Partieen. Hier waren u. d. M. »Salit»-Säulen und -Stengel in langgestreckten Partieen des farbigen Pyroxens eingeschlossen, welche nach Aussen keine selbständigen Begrenzungen zeigten und teilweise (neben Mikropegmatit) die Zwischenklemmung der Plagioklasleisten ausmachten.

Diese grobkörnigen Partieen, die sich strukturell durch eine bessere Auskristallisation des zweiten Pyroxens, petrographisch durch einen kleineren Anteil des hellen Pyroxens auszeichnen, sind nicht unwahrscheinlich Ausscheidungen von derselben Art wie die von HOLMQUIST aus Åsbydiabas erwähnten (S. G. U. Ser. C, N:o 181, S. 82).

Das scharf angrenzende, feinkörnige Gestein erwies sich als mit dem oben zuletzt beschriebenen Typus identisch.

Rückblick.

Untersuchte Dünnschliffe von den Trapparten Västergötlands.

	Die Plagioklasleisten		
	Anzahl bestimmte Körner	Mittlerer Anorthit-Gehalt	Anorthit-reichstes Korn
Monzonit aus Kinnekulle			
fels > maf, viel Anorthoklas u. Quarz, auch Oligoklas. Hypersthen. Zonare Verwachsung der Pyroxene.			
N:o 22 90 des Geol. La. A.	1	47	
Sv. A. VIII: 23 des Geol. Inst:s	7	53½	59
Sv. A. IX: 23, SVEDMARK N:o 6?	3	54	58
Halle- und Hunneberg			
fels ≷ maf, oft viel Quarz Keine orientierte Verwachsung der Pyroxene. Der kalkärmere der älteste.			
Hunneberg (Eldmörjan). SVEDMARK N:o 1	5	49	64
Halleberg (Munkesten). » » 4	4	51	60
Hunneberg Sv. A. VIII: 22	9	61	68
» » IX: 9, FUESS	3	65	67
Diabas aus Kinnekulle, »Kinnediabas»			
fels < maf, Olivin, kein oder wenig Quarz. Gleichzeitige Ausscheidung der Pyroxene.			
N:o 70 93 des Geol. La. A.	2	70½	71
» 111 92 » » »	1	71	71
Sv. A. IX: 8 » » Inst:s, FUESS	3	72	74
TÖRNEBOHM III 99, anfangs inverser Zonenbau bis An_{84}	2	72	73
SVEDMARK N:o 5 » » » » An_{94}	3	74	76

Die vorstehenden Untersuchungen über die Diabase Västergötlands und besonders Kinnekulles ergeben in der Hauptsache folgendes.

1. Der Pyroxen des Kinnetypus (TÖRNEBOHM) ist derselbe wie derjenige des Hunnediabases — ein Hypersthenaugit, der teils den Winkel der optischen Achsen von 80° (2E), teils den gewöhnlich normalsymmetrisch gestellten sehr kleinen Achsenwinkel (2E zu 30° und 32° in normalsymmetrischer Lage gemessen) besitzt. In ersterer Modifikation zeigt er eine Auslöschungsschiefe (c : c) von 44°, in letzterer eine um 3 oder 4 Grad kleinere. Letztere Modifikation zeigt die höhere Lichtbrechung und die hellere Farbe.

2. Der Hypersthenaugit ist auch in dem Kinnetypus (wie in allen Gesteinen Kinnekulles) immer in beiden Modifikationen vertreten. Wäh-

rend bei dem Hunnediabas die hellere gewöhnlich etwas älter sein dürfte, sind hier beide gleichalterig. Spricht schon der Umstand, dass im Hunnediabas so auch in den anderen hier untersuchten Diabasen mit zwei oder mehreren Pyroxengliedern Achsenwinkelwerte in symmetrischer Lage zwischen za. 0° und 70° (2E) nicht angetroffen sind, für das Vorhandensein einer hier vorhandenen Mischungslücke in der isomorphen Serie, eine Lücke, welche besonders durch ASKLUND's Arbeit bekannt geworden ist[1], so wird durch die gleichzeitige Ausscheidung der beiden Pyroxenglieder des Kinnediabases dieses Gebiet beschränkter Mischbarkeit handgreiflich. Der verhältnismässig grobe, wenn am besten entwickelt pegmatitische Verband macht es wahrscheinlich, dass die Spaltung primär ist.

3. Unter den untersuchten Proben von Kinnekulle vertreten einige ein hier bisher nicht bekanntes, feldspatreiches und kalkarmes Gestein von monzonitischem Charakter, wo ausser den üblichen Hypersthenaugitgliedern auch Hypersthen auftritt. Die gegenseitigen Beziehungen der beiden Gesteine sprechen für eine Magmenscheidung. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass der saure Diabas als Ausscheidung in dem basischen auftritt.

4. Wie aus der Tabelle hervorgeht, schaltet sich der Hunnediabas bezüglich Basizität zwischen den beiden Gesteinen des Kinnekulle ein. Er ist selber einigermassen differenziert. Der Plagioklas des Kinnediabases, wo mafische Gemengteile überwiegen und etwas Olivin dazukommt, ist basischer als der des basischsten Hunnediabases. Der Plagioklas des Monzonits ist nach der Tabelle zwar nicht saurer als der des saureren Hunnediabases. Der grosse Betrag an Oligoklas als Anwachszonen (in der Tabelle nicht berücksichtigt) und an Anorthoklas macht aber den Feldspatanteil im Ganzen saurer, wie das Gestein auch durch grösseren Quarzgehalt und Übergewicht der felsischen Gemengteile überhaupt saurer ist als der Hunnediabas. — Gegen diesen Hintergrund wollen wir nun die Zusammensetzung und das Auftreten des Pyroxens betrachten.

5. Zwar sind die Pyroxenglieder in den verschiedenen Diabasarten Västergötlands überall dieselben, nur mit der Ausnahme, dass bei dem Monzonit noch der Hypersthen dazukommt. Durch verschiedene Proportionen zwischen diesen kommt aber eine Schwankung in der Totalzusammensetzung des Pyroxens zustande. Bei dem Hunnediabas ist eine etwaige Differenzierung so geringfügig, dass sich eine Regel betreffs der Schwankung nicht ohne ein viel grösseres Material aufstellen lässt (die gefundenen Werte scheinen anzudeuten, dass die Kalkmengen des Pyroxens und des Plagioklases hier entgegengesetzt schwanken können). Betreffs der Kinne-Gesteine ist es aber klar, dass bei Monzonit mit dem kalkärmeren Feldspat der Pyroxen sehr kalkarm, bei dem Diabas mit dem kalkreichen Feldspat der Pyroxen beträchtlich kalkreicher ist. Der Hunnediabas als Ganzes genommen dürfte sich auch in dieser Hinsicht zwischen den bei-

[1] B. ASKLUND, Petrological studies in the neighbourhood of Stavsjö at Kolmården. S. G. U. Ser. C N:o 325 (1925) S. 78.

den Gesteinen des Kinnekulle einschalten lassen. Dass die verschiedenen Pyroxenglieder bei den sauren und intermediären Gesteinen sukzessiv, bei dem basischen gleichzeitig ausgeschieden sind, dürfte auch von der chemischen Zusammensetzung abhängig sein. Nicht nur in diesen Trappdecken, sondern auch bei den Diabasgängen in der Göteborger Gegend und der Billingsforsgegend haben wir also die Regel gefunden, dass die basischen Magmen zuerst die felsischen, die sauren Magmen zuerst die mafischen Mineralien ausscheiden wollen.

10. Diabasgesteine ausserhalb Westschweden, die Analogien zu den westschwedischen WNW-Gängen zeigen.

Die Essexite des Oslo-Feldes.

Eine vorläufige Mitteilung über die interessante Gesteinsserie der Essexite im Oslogebiete gab BRØGGER 1893.[1] Der Name Essexit wurde mit dem Kataloge aus dem Jahre 1906[2], statt Olivin-Gabbro-Diabas, eingeführt. Aus der Beschreibung geht hervor, dass das Gestein chemisch und mineralogisch sich kaum von einem gewöhnlichen Olivindiabas unterscheidet.

Zum Vergleich sind hier die publizierten Analysen von Oslo-Essexiten und von schwedischen präkambrischen Åsbydiabasen angeführt. Rechts in jeder Gruppe nimmt ein Gestein als Olivinmonzonit eine Sonderstellung ein. Von besonderem Interesse sind die Proportionen zwischen Alkalien und Kalk, die als Gewichtsverhältnisse der Oxyden angeführt werden. Ohne Inbegriff der Olivinmonzonite entsprechen sich die Mittel dieser Proportionen für die beiden Gruppen völlig.

Betreffs Struktur und mineralogischer Zusammensetzung hat schon TÖRNEBOHM[3] die völlige Ähnlichkeit des Essexites mit dem Åsbydiabas hervorgehoben. Orthoklas ist zwar in geringer Menge in verschiedenen Proben des Essexites nachgewiesen. Auch der in der Analyse N:o V vertretene Åsbydiabas enthält aber nach WINGE 3,5 % Orthoklas. Bemerkenswert ist es, dass das Gestein von Sölvsberget, das der mittleren Zusammensetzung der Gesteinsserie entspricht, rhombischen Pyroxen (Bronzit oder Hypersthen), wenn auch in sehr kleiner Menge, führt.

Um optische Daten für den monoklinen Pyroxen zu erhalten, habe ich unter den sehr einheitlichen Dünnschliffen des hiesigen Instituts zwei

---

[1] W. C. BRØGGER, The basic eruptive rocks of Gran. Quarterly Journal Bd 50 (1894) S. 15.

[2] ——, Eine Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. Nyt Mag. f. Naturvidensk. Bd 44 (1906) S. 113.

[3] A. E. TÖRNEBOHM, Diabas- und Gabbrobergarter. K. Vet. Ak. Handl. Bd 14 N:o 13 S. 34.

	Essexite aus d. Oslofelde				Schwedische präkambrische Diabase			
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	47,90	43,65	47,00	49,25	45,64	46,54	45,31	50,35
TiO_2	1,91	4,00	2,30	1,41	1,84	0,96	—	0,30
Al_2O_3	16,55	11,48	15,20	16,96	15,61	16,88	24,11	15,76
Fe_2O_3	5,67	6,32	5,69	15,21	2,17	3,20	8,24	2,32
FeO	7,50	8,00	6,59		14,97	7,41	6,47	7,30
MnO	0,60	Spur	0,26	Spur	0,28	—	—	0,35
BaO	—	—	—	—	0,02	—	—	—
MgO	4,44	7,92	8,76	3,00 za.	7,60	9,77	4,49	7,40
CaO	9,35	14,00	12,60	7,17	7,04	9,54	8,08	10,12
Na_2O	3,23	2,28	1,45	4,91	1,68	3,14	1,66	2,75
K_2O	2,08	1,51	0,66	2,01	1,29	0,63	0,27	3,89
H_2O	0,20	1,00	0,30	0,30 za.	0,72	0,69	0,70	0,45
P_2O_5	0,32	Spur	Spur	0,76	0,42	Spur	—	0,39
$CaCO_3$	—	Spur	—	Spur	—	—	—	—
S	—	—	—	—	0,19	—	—	—
Cl	—	—	—	—	0,06	—	—	—
Fl	—	—	—	—	0,19	—	—	—
	99,75	100,16	100,81	100,99 za.	99,72	98,76	99,23	101,38
$\frac{Na_2O + K_2O}{CaO}$	0,57	0,27	0,17	0,97	0,42	0,40	0,22	0,66
		0,34				0,35		

I. Essexit aus Tofteholmen, Oslofelde (BRØGGER, Eruptivgesteine des Kristianiafeldes III S. 83).
II. » » Brandberget
III. » » Sölvsberget } Oslofelde (Quarterly Journ. Bd 50 S. 19).
IV. Olivinmonzonit aus Dignaes
V. Olivindiabas aus N. Ulfön bei Nordingrå (SOBRAL S. 95).
VI. » » Breven in Närike (G. F. F. Bd 18 S. 195).
VII. » » Tiberget in dem Dalasandstein } (BRØGGER, Eruptivgesteine des
VIII. Olivinmonzonit aus Smälingen, Dalarne } Kristianiafeldes II S. 46).

aus Sölvsberget untersucht (in denen ich nicht Orthoklas oder Hypersthen beobachtete). Für zwei getrennte Pyroxen-Partieen, die wahrscheinlich ein Korn bildeten, erhielt ich $c : c$ 43,5° bei $2V_c$ 45,5° und $c : c$ 42,5° bei $2V_c$ 47°. Ein Korn mit sanduhrähnlicher Felderteilung ergab für $2V_c$ in dem kräftig gefärbten Teil $\{100\}$ 41,5° und in dem helleren Teil $\{\bar{1}11\}$ 45,5° mit 2° niedrigerer Auslöschungsschiefe in $\{\bar{1}11\}$ als in $\{100\}$. Die Dispersion um die Achse B ($\rho > \nu$) ist besonders im letzteren Korn ausserordentlich gross (auf 6° geschätzt). In verschiedenen kleineren, wenig dispergierenden Körnern wurde $2V_c$ zu 47°, 47°, 50,5° gemessen. Die Farbe ist rötlich violett und gelblich. Teilweise ist der Pyroxen ophitisch. Der

Plagioklas erwies sich ziemlich kalkreich, 62 bis 70 % An. Als Kern oder, in grösseren einschlussreichen Körnern, als mittlere Zone, tritt ausserdem Anorthit (An_{95}) auf. Seine Ausscheidung dürfte gleichzeitig mit dem kalkfreien Olivin sein.

Der Vergleich mit den unten angeführten Daten aus dem Åsbydiabas wird den Ausspruch TÖRNEBOHM's von der völligen Ähnlichkeit unter dem Mikroskope bestätigen.

Einen Unterschied dürfte man aber in der Variationsbreite finden können. Die Essexite gehen in Pyroxenite und Hornblendeessexite über[1], was von dem Åsbydiabas nicht bekannt ist. Dieser geht seinerseits oft in Monzonite (von 58—60 % SiO_2) über, was von dem Essexit hingegen nicht bekannt ist. Eine saure, quantitativ wenig bedeutende Randfazies, die in Brandberget Adern in dem Essexit bildet, wird als Åkerit charakterisiert.

Unter den eigentlichen Åkeriten (quarzführenden Augitsyeniten) des Oslofeldes, die 1890 unter der dritten Eruptivreihe beschrieben wurden, findet man ein als Hypersthenåkerit bezeichnetes Gestein, das wegen seiner monzonitischen Zusammensetzung eine Sonderstellung in der Gruppe einnimmt.[2] Es könnte dies in diesem Zusammenhang von Interesse sein, da in dem Katalog 1906 die Åkerite mit den Essexiten zu der ersten Reihe zusammengeführt wurden. Auf der Karte 1917[3] wurden sie aber zu der zweiten Eruptivreihe gestellt.

Schwedische präkambrische Diabase.

Der Åsbydiabas in Dalarne (Dalekarlien).

Wir wollen uns nun den schwedischen Olivindiabasen zuwenden, die im allgemeinen für postjotnisch gehalten werden. Nach seinem Alter sicher bestimmt ist nur der teilweise in dem jotnischen Dalasandstein intrusiv auftretenden Åsbydiabas, TÖRNEB.[4], der als Geröll in dem untersilurischen Konglomerat zu Lockne in Jämtland gefunden worden ist.[5]

---

[1] Schon das in der Analyse II vertretene Gestein steht an der Grenze zu Pyroxenit.

[2] W. C. BRØGGER, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge etc. Zeitschr. f. Kryst. Bd 16 (1890) S. 51 und Analyse III S. 50.

[3] W. C. BRØGGER und J. SCHETELIG, Kristianiafeltet. Rektangelbladene Kristiania og Hönefoss samt ... Norges Geologiske Undersökelse. 1917.

[4] A. E. TÖRNEBOHM, Om Sveriges viktigare Diabas- och Gabbrobergarter. K. Vet. Ak. Handl. Bd 14 N:o 13. (1877).

Derselbe, Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergsbyggnad. Ibidem, Bd 28 N:o 5 (1896). S. 10—17.

R. LOOSTRÖM, Åsbydiabasens fältgeologi. G. F. F. Bd 41 (1919) S. 513—520.

[5] A. G. HÖGBOM, Om postarkeiska eruptiver inom det svensk-finska urberget. G. F. F. Bd 15 (1893) S. 36. Auch S. G. U. Ser. C. N:o 132. Nach S. L. TÖRNQUIST, Bergbyggnaden i Siljansområdet, S. G. U. Ser. C N:o 57 (1883) S. 13, 38 und 58, und A. E. TÖRNE-

Der Åsbydiabas ist der Typus eines ophitischen Olivindiabases. Eine Variante mit hellerem Augit und Olivin ist der nördlicher im Sandstein analog auftretende Särnadiabas, TÖRNEB. Dieser führt zuweilen Quarz und kann dabei den Olivin verlieren.[1] Als eine saure Variante des Åsbydiabases dürfte wohl auch der über ihn im Sandstein auftretende Diabas angesehen werden, der dem Särnadiabas ähnelt aber statt Olivin rhombischen Pyroxen führt (Centrala Skandinaviens bergbyggnad, S. 16).

Das geologische Institut besitzt einige Dünnschliffe von Åsbydiabas. Der Augit hat dieselbe Farbe wie auch dieselben Absorptionsverhältnisse wie in den WNW-Gängen. In Schnitten senkrecht zu der Achse B zeigt sich also deutlicher Pleochroismus zwischen violettbraun und gelblich senkrecht bzw. parallel zur Achsenebene. Besonders in Schliffen, wo der Augit etwas dunkler und vielleicht rötlicher[2] erscheint, kommt eine Art Sanduhrbau zutage, indem Partieen eines Schnittes, die den Anwachszonen der Pyramiden zu entsprechen scheinen, viel heller sind und eine etwas höhere Interferenzfarbe zeigen. Ein Unterschied in der Auslöschungsschiefe ist kaum merkbar. Es war jedoch wegen Mangel an Schnitten nicht möglich, die letztere in dem normalen Åsbydiabas zu bestimmen. Der Achsenwinkel wurde aber zu 80° (2E) gemessen. Auch höhere Werte wurden beobachtet. Die Dispersion ist kräftig $\rho > \nu$, auch macht sich eine Bisektrizendispersion recht stark geltend. Der Olivin ist schwach negativ. Das ophitische Gefüge ist zuweilen mit pegmatitischer Verwachsung zwischen Plagioklas und Augit verbunden.

Die erwähnten Schliffe stammen von dem Dorfe Åsen, von dem das Gestein seinen Namen hat. Diese Lokalität liegt ausserhalb des Sandsteingebietes, in dessen Unterlage, dem Porphyr. Nach LOOSTRÖM bildet der Diabas hier einen sehr (3 1/2 km) breiten Gang, der teils gegen Norden sich allmählich verschmälert, teils gegen Süden ohne Abbruch bis in den Sandstein verläuft, wo er in horizontale Lager übergeht.

Die erwähnten olivinfreien, quarzführenden Varianten habe ich nicht gesehen, da es in der Sammlung des Instituts keine Schliffe aus dem Sandsteingebiet gibt. Dagegen gibt es aus dem Porphyrterrain zwei aus LOOSTRÖM's Proben hergestellte Schliffe, die sich durch das Vorkommen

---

BOHM, Om Sandstensbäckenet i Gästrikland, G. F. F. Bd 3 S. 418 soll im Siljansgebiet (Dalekarlien) der Asbydiabas den Orthocerenkalk durchsetzen und auch ein Bruchstück von ihm enthalten. Es mag hierzu bemerkt werden, teils dass in dieser Gegend der Gebirgsgrund sehr schlecht entblösst ist, teils dass zu dieser Zeit der Dalasandstein und also auch der Åsbydiabas als silurisch aufgefasst wurde. Bei einem Strassenbau ist die betreffende Lokalität zerstört worden.

[1] A. G. HÖGBOM sieht darin das Ergebnis einer Resorption von Quarz aus dem Sandstein. (Precambrian Geology of Sweden. Bull. G. I. Ups. Bd 10 S. 7.) Wie unten gezeigt werden soll, nimmt der Diabas auch in dem archäischen Grundgebirge eine ähnliche Ausbildung an, weshalb es dem Verf. nicht zwingend erscheint, eine Resorption als Erklärung der Quarz führenden Variante anzunehmen.

[2] Die Farbe übertrifft doch nicht die des Pyroxens in dem oben (S. 76) beschriebenen Tuvegang, wo ebenfalls eine an Sanduhr erinnernde Erscheinung bemerkt wurde.

eines sehr hellen, hoch lichtbrechenden, fast einachsig erscheinenden Pyroxens neben dem gewöhnlichen auszeichnen. Einer von diesen stammt von Boselberg, also dem nördlichen Teil des Ganges, der andere ist mit dem Namen Brunsberg bezeichnet und stammt wahrscheinlich aus einer Apophyse oder einem Parallelgang unweit des Dorfes Åsen.

Das Gestein von Boselberg weicht sonst nicht von dem allgemeinen Åsbytypus ab. Es ist sehr umgewandelt, und es ist nicht möglich zu entscheiden, wieviel von den sekundären Produkten von Olivin oder von anderen Mineralien stammt. Der helle Pyroxen geht in ein feinfaseriges, dunkelbraunes Mineral über, das parallel c des Pyroxens orientiert ist. Beide Pyroxene bilden Zwischenklemmung. Der dunkle, der die weit grössere Menge ausmacht, ist dabei deutlich ophitisch. Da die beiden Pyroxene, wenigstens in dem jetzigen Zustand des Gesteins, nicht in Kontakt treten, ist es nicht möglich, ihr gegenseitiges Alter ganz bestimmt zu entscheiden. Sie können sich aber in dieser Hinsicht, wenn überhaupt, nur wenig unterscheiden. Bei dem farbigen Pyroxen wurde 2E zu 75 und 80° bestimmt. Als Auslöschungsschiefe zeigte ein nicht genau orientiertes Korn der farbigen Variante 43° (Kontrolle an Basisriefung).

Das Gestein von Brunsberg führt viel Quarz und kalireichen Feldspat in schöner granophyrischer Verwachsung (letzteren auch als Anwachszonen). Die dunklen Gemengteile sind auch an Menge etwas zurückgetreten. Der Olivin bildet idiomorphe kleine Körner. Die beiden Pyroxene sind im Ganzen genommen gleichalterig. Sie sind auch mit dem Feldspat ungefähr gleichzeitig. Dasselbe Korn des dunklen Pyroxens, das an einem Ende ausgezeichnet ophitisch ist, kann an dem anderen säulig ausgebildet sein. Eine kurze, nach (100) einfach verzwillingte und von Basisrissen ziemlich reichlich durchsetzte Säule, die von dem farblosen, hoch lichtbrechenden Pyroxen flankiert war, besass eine für Messung der Auslöschungsschiefe sehr geeignete Lage. Diese betrug für den farbigen Pyroxen 44° (c : c) und für den farblosen etwa 40°. Der ophitische Augit ist öfter gebogen. Kleine akzessorische Ägirin (?)nädelchen wurden in diesem Schliff beobachtet.

Der Åsbydiabas an der Küste Nordschwedens.

An der Ostküste, bei Nordingrå in Ångermanland, kommt ein Diabas von Åsbytypus intrusiv in jotnischem Sandstein und in dessen subjotnischer Unterlage vor. Das Gebiet ist von LUNDBOHM, HÖGBOM und SOBRAL beschrieben worden.[1] Der ophitische, mittel- bis grobkörnige

[1] HJ. LUNDBOHM, Berggrunden i Vesternorrlands län. S. G. U. Ser. C, N:o 177. Stockholm 1899.

A. G. HÖGBOM, The Igneous Rocks of Ragunda, Alnö, Rödö and Nordingrå G. F. F. Bd 31 (1909) S. 347—376.

JOSÉ M. SOBRAL, Contributions to the Geology of the Nordingrå Region. Upsala 1913.

Olivindiabas zeigt durch wechselnde Menge der eingehenden Mineralien eine ziemlich grosse Variation. Dazu kommt, dass durch Assimilation von Granit und Sandstein oft Kalifeldspat und Quarz aufgenommen wird, so dass monzonitische oder sogar adamellitische, von Granophyr gekennzeichnete Gesteine entstehen, in denen der Olivin gewöhnlich wegfällt, zuweilen aber von Hypersthen ersetzt wird. Optische Konstanten sind für den Augit nicht angeführt. Sein Pleochroismus ist nach SOBRAL (S. 93) »more perceptible in directions oblique to the axis». Ein kleines Vorkommen ausserhalb Sundsvall wird von HOLMQUIST beschrieben.[1]

Die Olivin- und »Enstatit»-Diabase Smålands.

In Småland und Blekinge treten Diabase auf, die trotz petrographischer Variationen eine geologisch einheitliche Gruppe bilden. Sie streichen N bis NNO, durchsetzen die Almesåkraformation, wo sie auch Decken bilden, und führen von Almesåkra bis nach der Blekinger Küste gelegentlich reichlich Einschlüsse von Quarzit von dem Typus der Almesåkraformation. Diese besonders von EICHSTÄDT, MOBERG und HEDSTRÖM[2] beschriebenen Gänge bestehen teils aus Olivindiabasen vom Åsbytypus, teils aus »Enstatitdiabasen». Oft führen sie viel Quarz mit Granophyr. Ein besonderes Interesse ist an den grossen Karlshamnsgang geknüpft, indem die Beschreibung MOBERG's (S. 26) einen salitartigen Hypersthenaugit deutlich erkennen lässt. Es mag weiter bemerkt werden, dass nach W hin der Diabas braunpigmentierten Plagioklas enthält.

Der Hälleforsdiabas.

Aus dem mittleren Schweden sind die Hälleforsdiabase, TÖRNEB., bekannt, die O—W verlaufende Gänge bilden.

Schon TÖRNEBOHM gibt zu, dass der einzige Unterschied zwischen diesem und dem Åsbytypus nur in dem Erhaltungszustand liegt, was besonders den Olivin betrifft, der in dem Åsbydiabas im allgemeinen frisch, im Hälleforsdiabas dagegen gewöhnlich umgewandelt ist. Letzterer soll zuweilen Schriftfeldspat enthalten. Zu diesem Gangsystem gehört auch

---

[1] P. J. HOLMQUIST, Om Rödöområdets rapakivi och gångbergarter. S. G. U. Ser. C. N:o 181. 1899. S. 82.

[2] F. EICHSTÄDT, Om kvartsit-diabaskonglomeratet i Småland och Skåne. S. G. U. Ser. C. N:o 74. 1885; auch in G. F. F. Bd 7 S. 605.

——, Pyroxen och amfibolförande bergarter från mellersta och östra Småland. Bihang K. Vet. Ak. Handl. Bd 11 N:o 14, 1887.

J. C. MOBERG, Untersuchungen über die Grünsteine des westlichen Blekinge etc. S. G. U. Ser. C. N:o 158 (1896).

H. HEDSTRÖM und C. WIMAN, Beskrifn. till Blad 5. S. G. U. Ser. A 1,a 190 (1906) S. 69—81.

H. HEDSTRÖM, The pebblediabas of Brevik. G. F. F. Bd 32 (1910) S. 1031—35.

der gemischte Gang von Breven, der von Åsbydiabas über Monzonit in Granit übergeht und somit mehr an die subjotnischen Gesteinen erinnert.[1]

Der Hälleforsdiabas ist mit Sedimentgesteinen nicht in Kontakt angetroffen. Nach STOLPE führt ASKLUND (S. 279) an, dass ein Gang von Hälleforsdiabas einige Gänge des Bronzitdiabases Östergötlands durchsetzt, der nach ASKLUND (siehe unten S. 110) subjotnisch ist.

Die Bronzit- und Olivindiabase Bergslagens.

In dem mittelschwedischen Bergbaugebiet, »Bergslagen», hat TÖRNEBOHM[2] die NNW:lich verlaufenden Grünsteingänge in zwei geographisch und petrographisch verschiedene Gruppen eingeteilt, die beide jünger als der Hyperit des hier im Westen angrenzenden »Järngneisgebietes» sind.[3] Das Gestein der westlichen Gruppe, das aus dunklem Plagioklas, monoklinen und rhombischen Pyroxen besteht, nennt er Hyperitit, später Bronzitdiabas; die östliche Gruppe, die er als die jüngste ansieht, besteht aus Olivindiabas. Für die Altersgruppierung scheint das Aussehen der Salbänder bestimmend gewesen zu sein, indem die der Bronzitdiabase als dioritisch und teilweise schieferig, die der Olivindiabase als aphanitisch beschrieben werden.

Einige neue Monographien über hiesige Gegenden von GEIJER, SUNDIUS und MAGNUSSON[4] behandeln auch die Diabasgänge. GEIJER's Gegend, Riddarhyttan, liegt weit im Osten. Der hier in N:lich verlaufenden Gängen auftretende Diabas wird von ihm als Åsbydiabas charakterisiert. Nur vereinzelt kommen Quarz und Kalifeldspat in granophyrischer Verwachsung vor und Hypersthen wird nicht erwähnt.

SUNDIUS' Gegend, Grythyttefältet, fällt unmittelbar an die Ostseite

---

[1] K. WINGE, Om diabas-granitgången vid Brefven. G. F. F. Bd 18 (1896) S. 187—200. Analysen siehe oben S. 102 und unten S. 114.

[2] A. E. TÖRNEBOHM, Öfverblick öfver Bergbyggnaden inom Filipstads Bergslag eller Färnebo Härad. 1877.

——, Beskrifning till Geologisk Öfversigtskarta öfver Mell. Sveriges Bergslag. Bl. 1, 4 und 7, 1881. Vgl. auch die Abhandl. über Diabas und Gabbrogesteine S. 42.

[3] Als Hyperite wurden von TÖRNEBOHM die schwarzen Pyroxengesteine bezeichnet, die besonders längs der Ostgrenze der westschwedischen Gneisarea Lagergänge bilden und gegen den Kontakt in schiefrigen, granatführenden Amphibolit übergehen. Sie werden von dunklem Plagioklas, Hypersthen und Augit charakterisiert. Auch Olivin ist ein häufiger Bestandteil und ist gegen den Plagioklas von Reaktionszonen umgeben.

In der Altersfrage der Hyperite wird gewöhnlich angeführt, dass sie den kalevischen (?) Horrsjöbergskomplex durchsetzen, selber aber von Granitpegmatiten durchsetzt werden. Nach H. E. JOHANSSON, der die Hyperite als syngenetisch mit den archäischen Gneisen auffasst, bestehen aber die den Horrsjöbergkomplex durchsetzenden Gänge aus Bronzitdiabas (Vortrag April 1927, G. F. F. Bd 49 H. 2).

[4] P. GEIJER, Riddarhytte Malmfält. Kungl. Kommerskollegium Beskr. över mineralfyndigheter N:o 1. Stockh. 1923. S. 40—41.

N. H. MAGNUSSON, Persbergs Malmtrakt etc. Ibid. N:o 2. Stockholm 1925.

N. SUNDIUS, Grythyttefältets Geologi. S. G. U. Ser. C, N:o 312. 1923.

der Grenze TÖRNEBOHM's zwischen dem »Bronzit»- und Olivindiabase und sollte also Olivindiabas aufweisen. Nach SUNDIUS führt er fast immer Hypersthen, der mit Olivin und monoklinem Pyroxen kombiniert ist, und der Olivin kann vereinzelt fehlen. SUNDIUS hat festgestellt, dass der Hypersthen mit dem rhombischen Pyroxen der TÖRNEBOHM'schen Dünnschliffe von dem »Bronzitdiabas» identisch ist. Der monokline Pyroxen ist nach SUNDIUS ein etwas Ti-haltiger Diopsidaugit ($2V_\gamma$ etwa 55 bis 60°, c : c 41°). Der Olivin ist schwach negativ. Die Menge von Olivin und Hypersthen, die gegenseitig wechselt, ist im Allgemeinen, zusammen genommen, etwa gleich gross wie die des monoklinen Pyroxens. Ein wenig Kalifeldspat und Quarz ist regelmässig anwesend, zuweilen etwas Kalzit.

MAGNUSSON's Gegend fällt gerade auf die Grenze TÖRNEBOHM's zwischen den beiden Diabasarten. Er unterscheidet hier einen östlichen Typus gleich dem von SUNDIUS beschriebenen; einen westlichen, olivinfreien, etwas Hypersthen-führenden Typus, der mit TÖRNEBOHM's »Hyperitit» oder »Bronzitdiabas» identisch ist; und einen »Übergangstypus» ohne Olivin aber mit viel Hypersthen. Der monokline Pyroxen ist in allen Typen derselbe. Der Plagioklas zeigt im W stärkeren Zonarbau. Der Quarzgehalt steigt gegen Westen.

Es ist also durch MAGNUSSON und SUNDIUS festgestellt, dass zwischen Olivin- und »Bronzit»-, besser Hypersthendiabas, ein Übergang vorliegt, den MAGNUSSON einer sukzessiven Veränderung des Magmas, das die Gangspalten gespeist hat, zuschreibt. Einen wesentlichen Altersunterschied zwischen den verschiedenen Diabastypen scheinen die beiden Verfasser nicht annehmen zu wollen.

Was das absolute Alter betrifft, wurden die Gänge von den beiden letzterwähnten Forschern nur als postarchäisch angegeben, weil sie serarchäische Granite (in dem Sinn: Filipstadsgruppe) durchsetzen. Zu seiner Abhandlung über die Bruchspalten Östergötlands hat ASKLUND (S. 283) eine Übersichtskarte über die Diabasgangsysteme des südöstlichen Schwedens gegeben, dessen NW-Ecke in die Bergslagsgegend eingreift. Es zeigt sich hier, wie die Gangrichtung kontinuierlich von der O—W:lichen der sörmländischen Hälleforsdiabasgänge über NW zu NNW oder N in Bergslagen dreht. Sie nähert sich somit der N- bis NO-lichen Richtung des grossen Åsbydiabasganges in Dalarne Sprechen diese tektonischen Verhältnisse bestimmt für ein postjotnisches Alter sämtlicher Bergslagsdiabase, so zeigt anderseits schon der Parallelismus der jüngeren Gänge mit den Hyperiten, wie sich ungleichalterige Gänge einer gegebenen Tektonik anpassen können. Ein postjotnisches Alter der Olivindiabasgänge schliesst also nicht ein höheres Alter für die Bronzitdiabasgänge aus, die auch eine andere Zugstrasse einschlagen.

Die Bronzitdiabasgänge westlich des Vättersees.

Aus dem westlichen Bergslagen (Wärmland) streichen die Bronzitdiabasgänge gegen S längs der von Hyperiten und Protoginverschieferung bezeichneten Grenzzone zwischen dem westschwedischen Gneisgebiet und dem ostschwedischen Granit-Porphyr-Leptitgebiet. Zuweilen gehen sie in Olivindiabase über (Blatt Furuholmarne u. Otterbäcken), zuweilen können sie kalkarme monokline Pyroxene führen (Töreboda, Karlsborg, Jönköping[1]), zuweilen sind sie als Uralitdiabase ausgebildet (Töreboda). Daneben zeigen sie Beziehungen zu den Hyperiten, denen sie sowohl hinsichtlich Mineralzusammensetzung und Farbe (dunkle Pigmentierung der Plagioklaskerne) wie auch sekundärer magmatischer Prozesse (doppelter Reaktionszonen zwischen Olivin und Plagioklas) oft ähneln. Auf Sektion Väse führt ALVAR HÖGBOM die Bronzitdiabase zu den Hyperiten mit der Motivierung, dass eine Trennung nicht möglich ist. Im Allgemeinen lassen sich aber die Bronzitdiabase von den Hyperiten durch ihr geologisches Auftreten unterscheiden. Besonders ist dies auf Blatt Jönköping der Fall, wo nach HEDSTRÖM z. T. glasige Bronzitdiabase verschieferte Hyperite durchsetzen. Es ist jedoch bemerkenswert, dass hier die Bronzitdiabase nur mit dem Hyperit, nicht aber mit dem in derselben Sektion auftretenden und beschriebenen Almesåkradiabas (siehe oben) verglichen werden, wie auch in der Einleitung (S. 30) unter den Diabasgängen zwei verschiedene Altersgruppen vermutet werden.

Gegen S hin setzen die Bronzitdiabasgänge längs der Ostgrenze des Gneisgebietes bis nach Skåne fort. Es ist von Interesse, dass die Olivindiabase in Blekinge gegen W hin nach MOBERG einen Typus annehmen, der zu den Bronzitdiabasen Analogien zeigt (durch braunpigmentierten Plagioklas).

Von der Protoginverschieferung sind die Bronzitdiabase im allgemeinen unbetroffen. Aus Bl. Furuholmarne und Karlsborg führt doch H. E. JOHANSSON Beispiele einer teilweise weitgehenden Verschieferung an.

Wie aus dem hier gegebenen Referat hervorgeht, ist die Stellung der Bronzitdiabase der geologischen Grenzzone noch nicht völlig aufgeklärt. Es hängt dies mit der Unsicherheit in einigen stratigraphischen und tektonischen Fragen in der Vättergegend zusammen. Wichtige Umstände sprechen für ein subjotnisches Alter, ein postjotnisches Alter erscheint aber nicht ausgeschlossen.[2]

---

[1] Betreffs der letzteren Lokalität siehe SUNDIUS, Grythyttefältets Geologi. S. 251.

[2] Als Protoginverschieferung wird eine zonenweise auftretende kataklastische Verschieferung unter Ausbildung von Serizit, Epidot und Zoisit bezeichnet, die besonders die geologische Grenzzone zwischen Ost- und West-Schweden kennzeichnet. Nach A. GAVELIN* ist sie jünger als die Almesåkraformation aber älter als die Visingsöformation,

* Ett nytt postarkäiskt eruptivområde i norra Småland. S. G. U. Ser. C N:o 241 (1912). Vgl. Erl. Blatt Jönköping S. 91—96 und Sitzungsbericht G. F. F. Bd 40 (1918) S. 487.

Die Bronzitdiabase Östergötlands.

Die Bronzitdiabase Östergötlands, die tektonisch eine einheitliche Gruppe bilden, zeigen nach der zusammenfassenden Beschreibung ASKLUND's[1] eine beträchtliche Variation. In ihrer typischen Ausbildung führen sie als mafische Gemengteile grünliche, ziemlich idiomorphe (nur selten ophitische) Hypersthenaugite, darunter öfters kleine Stengel eines salitartigen. Zuweilen führen sie Einsprenglinge von Hypersthen und Labrador. Breitere Gänge, die eine mikropegmatitische Ausfüllungsmasse zeigen, sind sehr uralitisiert. Vereinzelt gehen die normalen Pyroxen-

---

welche letztere nach S. ROSÉN* abgemacht präkambrisch und wahrscheinlich jotnisch, nach GAVELIN* altkambrisch ist. GAVELIN bringt weiter (wie früher TÖRNEBOHM) diese Protoginverschieferung mit der protoklastischen Verschieferung des Katapleitsyenits an der Ostseite des Vättersees in Verbindung, der nebst dem benachbarten Orthophyr von GAVELIN (unter Beistimmung von HÖGBOM, Fennoskandia S. 80) als mit den subjotnischen Rapakivigesteinen ungefähr gleichzeitig angesehen wird. Da die Bronzitdiabase teilweise von der Protoginverschieferung betroffen sind, sollte ihnen dasselbe Alter zukommen.

Sowohl hinsichtlich der Streichrichtung wie der ausgebildeten Struktur und Mineralien (ausser den oben erwähnten auch örtlich Manganmineralien) dürfte diese Kataklasverschieferung mit der algonkischen Verschieferung der archäischen Unterlage der Dalformation gleichzeitig sein. Es ist besonders H. E. JOHANSSON, der der Protoginverschieferungszonen des Gneisgebietes und der nördlicheren Teilen der Grenzzone Aufmerksamkeit gewidmet hat (Bl. Töreboda, Furuholmarne, Karlsborg). Hinsichtlich der Sektionen Mässvik (S. 20), Värmlandsnäs (S. 23) und Lidköping (G. F. F. Bd 41 S. 343 u. 344) hebt er den erwähnten Zusammenhang hervor.

Die Dal- und Almesåkraformationen sind also hiernach beide älter als die Protoginverschieferung und zwar, als Konsequenz der dem Katapleitsyenit von GAVELIN gegebenen Altersstellung, älter als Rapakivi und also jatulisch. HÖGBOM (Fennoskandia S. 43) fasst jedoch die Almesåkraformation als jotnisch auf (er dürfte also nicht die Presswirkungen in dieser Formation als mit der Protoginverschieferung identisch ansehen), und SEDERHOLM** will ihr neuerdings eine Zwischenstellung zwischen der von ihm und HÖGBOM als jatulisch aufgefassten Dalformation und den jotnischen Sandsteinformationen geben.

Von der hier besprochenen Protoginverschieferung unterscheidet GAVELIN teils eine ältere, mehr regionale und mit Umkristallisation verbundene Verschieferung Westschwedens, die in der Grenzzone die ostschwedischen Granite vergneist und teilweise auch die zu dieser Zeit (vgl. S. 107 Fussnote) empordringenden Hyperite metamorphosiert haben (von HÖGBOM wird diese im Vorbeigehen als kalevisch bezeichnet), teils die jüngeren Verwerfungen, durch welche die Visingsöformation erhalten worden ist und der Vättergraben also angelegt wurde. Als Konsequenz der Resultate ROSÉN's findet HÖGBOM*** es nötig, die Einsenkung der Visingsöformation zu einer so frühen Zeit zu verlegen, dass die nicht eingesenkten Teile der Formation schon vor dem Kambrium wegerodiert gewesen waren.

[1] B. ASKLUND, Bruchspaltenbildungen im südöstlichen Östergötland etc. G. F. F. Bd 45 (1923) S. 260, 262, 275, 279—81.

* Sitzungsbericht G. F. F. Bd 47 (1925) S. 365.
** In SALOMON, Grundzüge der Geologie II S. 55 (1926).
*** De hängande dalarne kring Vättern. Ymer 1926 S. 159. Vgl. Fennoskandia S. 81.

diabase in ophitische Olivindiabase mit mehr rötlichen Pyroxenen über. Die Olivinkörner sind dann zuweilen von einem Reaktionssaum umgeben.

Diese NW streichenden Diabase Östergötlands werden von ASKLUND mit den früher archäisch angesehenen Uralitdiabasen Smålands zu einer subjotnischen Gruppe zusammengestellt.

11. Die Stellung der WNW-Gänge West-Schwedens.

Dass der petrographische Charakter innerhalb geologisch einheitlicher Diabasvorkommen einer grossen Schwankung unterliegt, geht dreimal aus meiner Untersuchung (hinsichtlich der Gänge bei Göteborg, bei Billingsfors und der Decken Västergötlands) wie auch aus den referierten Untersuchungen ausserhalb West-Schwedens widerholt hervor. Diese Tatsache verlangt Vorsicht bei der Anwendung der Diabase zu stratigraphischem Zweck. Man muss möglichst viele geologisch zusammengehörige Vorkommen kennen, ehe man mit einiger Wahrscheinlichkeit aus petrographischen Gründen ein bestimmtes Alter vermuten kann.

Die monoklinen Pyroxene und die Diagnose.

Für diagnostische Zwecke sind seit TÖRNEBOHM und besonders während der letzten zwanzig Jahre die monoklinen Pyroxene viel verwertet worden. Der Erwartung, die ich auf diesen Gesteinsbestandteil hegte, entsprechen aber die Ergebnisse nur teilweise.

Der sehr kalkarme monokline Pyroxen (»Salit») hat zwar eine beschränkte Verbreitung; sein bekannter Bereich ist aber durch diese Untersuchung erweitert worden, und sein Auftreten in vereinzelten Gängen kann nicht als Beweis für irgend welche Altersstellung angewendet werden. Wie BACKLUND und WAHL gleichzeitig zeigten, kann bei Zonarbau der Winkel der optischen Achsen bei diesem Pyroxen einer beträchtlichen Schwankung unterliegen. Die hier gefundenen optischen Werte lassen aber unter den verschiedenen Vorkommnissen keine Verschiedenheiten erkennen. Als Auslöschungsschiefe wurde 40 à 41° (c : c), als 2 V 17 à 18° in normalsymmetrischer Lage erhalten.

Der weniger kalkarme aber ebenfalls zu den kalkarmen (Hypersthenaugiten) gerechnete Pyroxen mit 2 V 40 bis 47° (nur selten darüber) und c : c 42—44° erweist sich als der gewöhnliche Diabas-Pyroxen, der in fast allen unseren Diabastypen vorhanden ist, unabhängig davon, ob ein anderes Magnesia-Eisen-Silikat in der Form des Olivins, des Hypersthens oder des sehr kalkarmen Hypersthenaugites anwesend ist oder nicht. Die angegebene Schwankung ist von Zonarbau oder sanduhrähnlicher Felderteilung bedingt, sonst erweist sich die Kombination 2 V 45° und c : c 43,5° ziemlich konstant. Jedenfalls sind die Mittel zwischen den verschiedenen Vorkommnissen einander unerwartet gleich.

Nur in den Gesteinen der N—S-Gänge Bohusläns zeigt der Pyroxen andere Konstanten: in dem Rhombenporphyr und seinem Diabas eine höhere Auslöschungsschiefe (einen alkalinen Charakter), in den ultrabasischen Gesteinen dazu einen höheren Achsenwinkel, der in der Nähe von 60° liegt (und einen höheren Kalkgehalt andeutet). Bemerkenswert ist es, dass der Pyroxen des Essexites, aus welchem die genannten ultrabasischen Gesteine mit grosser Wahrscheinlichkeit stammen, mit dem hier als üblicher Diabasaugit betrachteten übereinstimmt und keine Alkalinität verrät. Die Alkalinität des Pyroxens bei den ultrabasischen Spaltengesteinen dürfte darum in Zusammenhang mit der Feldspatarmut stehen, indem bei weniger Kieselsäure sowohl Kalk wie Alkalien in dem Augit statt im Feldspat gebunden werden.

Die eigentümlichen Absorptionsverhältnisse, die ich erst bei dem Pyroxen des Rhombenporphyrs fand und für diagnostische Zwecke auszunutzen versuchte, erwiesen sich allgemein verbreitet.

Trotz der optischen Ähnlichkeit, die (von den N—S-Gängen Bohusläns abgesehen) den farbigen Pyroxen der verschiedenen hier behandelten Diabasgesteine auszeichnet, ist es wahrscheinlich, dass der Gehalt an Tonerde schwankt, wie der Gehalt an Titansäure grösser bei dem Pyroxen der basischen, olivinreichen Gesteine erscheint. Vielleicht könnte man zuweilen mit ebenso grossem Recht von Diallag wie von Hypersthenaugit sprechen. Fest steht jedenfalls der kleine Achsenwinkel (von etwa 45° 2 V) als normal.

Beziehungen zu den postsilurischen Diabasgesteinen.

Von dem Diabas der *Rhombenporphyr*-Eruption unterscheiden sich die Gesteine der WNW-Gänge hauptsächlich durch die mangelnde Übereinstimmung der Pyroxene. Die Ähnlichkeit des Haupttypus der WNW-Gänge mit dem *Essexit* des Oslofeldes geht aus den obigen Schilderungen unmittelbar hervor. Auch letztere führen teilweise Hypersthen. Bei beiden Gesteinen kommt es vor, dass ein Alkalifeldspat den Plagioklas randlich umwächst. Die Bezeichnungen Orthoklas oder Anorthoklas brauchen hier keinen wesentlichen Unterschied zu bedeuten. Wenn man von der kleinen Quarzmenge in den WNW-Gängen absieht, dürfte es nicht möglich sein, die beiden Gesteine mikroskopisch zu unterscheiden.

Die monzonitischen Varianten der WNW-Gänge haben aber unter den Essexiten keine völlig entsprechenden Gesteine, indem sie nur durch einen basischen Olivinmonzonit sowie eine åkeritische Grenzfazies vertreten sind, während hingegen die Variation des Essexits sich ebenso weit nach der basischen Seite hin erstreckt, ohne hier Gegenstücke unter den WNW-Gängen zu haben.

Mit dem *Kongadiabas* hat TÖRNEBOHM, wie oben (S. 80) angeführt wurde, das Gestein des Kasbergs verglichen. Seitdem ich in dem

letzteren auch den salitartigen Pyroxen festgestellt habe, könnte man ihn mit ebenso grossem Recht mit dem *Hunnediabas* vergleichen. Das grosse Übergewicht der felsischen Gemengteile wie auch das Auftreten des Hypersthens in einer mit dem Gestein von Kasberget verbundene Variante (dem Gang von Ösan, siehe S. 84) macht aber die Übereinstimmung dieser Monzonite mit dem *Kinnekullemonzonit* vollständig. Mit weniger feldspatreichen Teilen des letzteren ist das Gestein des Slottsskogenganges identisch.

Der olivinführende Haupttypus der WNW-Gänge entspricht unter den Diabasen Västergötlands zunächst dem *Kinnediabas*. In struktureller Hinsicht ist ein Unterschied vorhanden: Das für den Kinnediabas charakteristische Maschengefüge wird nicht bei dem Diabas der WNW-Gänge angetroffen, obwohl in einem Präparat die Augitmenge die Feldspatmenge übertrifft. Dieser Unterschied kann durch Kristallisationsverhältnisse bedingt sein. Nur einmal habe ich bei anderen Gesteinen das Maschengefüge beobachtet und zwar in dem Präparat des geologischen Instituts von dem Diabas der Insel Granholmen im Mälarsee. Da dieser ein effusives Gestein (von dem Öjetypus[1]) ist, so erscheint es möglich, dass das Maschengefüge für effusive Gesteine geeigneter Zusammensetzung charakteristisch ist.

Da Analysen von dem Olivindiabas der WNW-Gänge noch fehlen, so ist es nicht möglich zu entscheiden, inwieweit die mineralogischen Verschiedenheiten nur auf verschiedene Kristallisationsverhältnisse beruhen. Der Olivin und der Hauptpyroxen sind identisch. Der sehr kalkarme Hypersthenaugit des Kinnediabases kommt nicht in dem als Olivindiabas ausgebildeten Teil der WNW-Gänge vor, wenn er auch hier zuweilen (in den Göteborger Gängen regelmässig) durch Hypersthen in kleiner Menge vertreten ist. Anderseits enthält die Hauptmenge der WNW-Gänge viel mehr Olivin als der Kinnediabas. Da ausserdem Quarz vorhanden ist, so kann dieser mit einem Teil des Olivins und des Plagioklases einen sehr kalkarmen Hypersthenaugit äquivalieren. Der restierende Plagioklas dürfte aber nicht so basisch sein wie bei dem Kinnediabas.

Auf Grund der Ähnlichkeit des Olivindiabases der WNW-Gänge mit dem Essexit dürfte man annehmen können, dass falls die Trappdecken Västergötlands effusive Fazies zu den Diabasen jener Gänge ausmachten, diese Trappdecken mit den zum Essexit gehörigen Decken des Oslofeldes mineralogische und strukturelle Ähnlichkeiten aufweisen sollten (unter Rücksichtsnahme auf die viel grössere Mächtigkeit); falls die Trappdecken Intrusivlager mit den WNW-Spalten als Eruptionskanälen darstellten, sollte man eine grössere Ähnlichkeit mit den Gängen erwartet haben, da der Åsbydiabas grösstenteils seinen Charakter beibehält, wenn er als Lager in dem Sandstein auftritt.

In Jämtland ist ein postkaledonischer oder kaledonischer Diabas,

[1] A. E. Törnebohm, Om Granholmen i Mälaren. G. F. F. Bd 4 S. 176 und 187—190.

der *Ottfällsdiabas*, TÖRNEB., bekannt, der teilweise Olivin führt. Petrographisch wie geologisch wurde er eingehender von HOLMQUIST,[1] geologisch auch jüngst von FRÖDIN[2] behandelt. Er ist aber öfter porphyrisch und entbehrt immer Apatit, der in den WNW-Gängen immer reichlich vorhanden ist. Dazu ist sein jüngerer Feldspat stark braunpigmentiert. Überhaupt hat dieser Diabas mit demjenigen der WNW-Gänge nicht viel gemeinsam.

Beziehungen zu den postjotnischen Diabasgesteinen.

Die sicher altersbestimmten postjotnischen Diabasgesteine Schwedens sind ausgeprägte Olivindiabase, die dem Haupttypus unserer Diabase völlig ähneln. Typisch führen sie zwar nicht Quarz, gehen aber sehr oft (auch von den Bronzitdiabasen abgesehen) in quarzführende Varianten über, die zuweilen statt Olivin Hypersthen oder, wie ich bei Varianten des Åsbydiabas fand, den sehr kalkarmen Hypersthenaugit führen können. Es gibt weiter unter den postjotnischen Diabasen monzonitische Ausbildungsformen, die den Monzoniten der WNW-Gänge völlig entsprechen.

	I	II	III
SiO_2	60,16	57,21	57,42
TiO_2	0,20	0,69	—
Al_2O_3	13,18	16,03	17,44
Fe_2O_3	8,88	1,65	—
FeO	3,15	7,38	9,68
MnO	0,22	0,18	—
MgO	1,03	3,36	1,38
CaO	3,89	5,18	5,01
Na_2O	3,42	4,12	3,64
K_2O	3,53	3,50	3,42
H_2O	1,90	0,86	1,34
P_2O_5	Spur	0,20	—
S	—	0,10	—
BaO	—	Spur	—
	99,56	100,46	99,33

I. Monzonit aus dem gemischten Gang von Breven i Närike (nicht sicher postjotnisch) G. F. F. Bd 18 S. 195.
II. » » Svartbergsviken auf Ulfön bei Nordingrå, führt Hypersthen, sicher postjotnisch (SOBRAL, Nordingrå, S. 129).
III. » » Kasberget bei Billingsfors. Magnetit mit dem Magnetstab entfernt.

[1] P. J. HOLMQUIST, Om diabasen på Ottfjället i Jemtland. G. F. F. Bd 16 (1894), S. 175—192.

[2] G. FRÖDIN, Über die Geologie der zentralschwedischen Hochgebirge. Bull. G. I. Ups. Bd 18 (1922) S. 141—156.

Beziehungen zu den subjotnischen Diabasen.

Als Pyroxendiabase mit vielfach Hypersthen oder sehr kalkarmen monoklinen Pyroxenen entsprechen die subjotnischen Diabase sehr wohl den saureren Typen unter den Diabasgesteinen der WNW-Gänge. Sie zeigen auch zuweilen eine mit dem Haupttypus der WNW-Gänge übereinstimmende Ausbildung. Ihr Schwerpunkt fällt jedoch ziemlich weit von dem Schwerpunkt der betreffenden Ganggesteine.[1]

Schlussfolgerung.

Wenn man auf einmal auf die Variation und auf die quantitative Bedeutung der verschiedenen Varianten Bezug nimmt, so entsprechen die Diabase der WNW-Gänge Westschwedens, in ihrer bisher bekannten Umfassung, petrographisch am besten den postjotnischen Diabasgesteinen Schwedens.

[1] Es ist zu vermuten, dass künftige Untersuchungen zwischen meinem bisherigen Gebiet und demjenigen Dr H. E. JOHANSSON's neue WNW-Gänge an den Tag bringen werden. Sollte es sich dabei herausstellen, dass sie mit dem Hakefjordsmassiv verknüpft sind, so wäre somit, auf Grund des ausgesprochen subjotnischen Charakters des letzteren und der daraus folgenden beträchtlichen Verschiebung des »Schwerpunktes» ein subjotnisches Alter für die WNW-Gänge gegeben. Es wäre auch somit das vermutete jatulische Alter für die Dalformation bestätigt (vgl. oben das Kapitel von der Dalformation und S. 109 Fussnote).

Teil II. Spaltentektonik und Bruchtopographie.

12. Allgemeines über Spaltenbildungen.

Die Spalten in Experiment und Theorie.

Wenn wir aus den vorhandenen Spalten auf die bewirkenden Kräfte schliessen wollen, so müssen wir die Erfahrungen aus geologischen Experimenten und technischen Materialprüfungen zu Hilfe nehmen. Erstere wurden besonders von DAUBREE[1] betrieben, sind aber in den letzten Jahrzehnten immer weiter geführt worden. In der Wahl seines Materiales hat MEAD[2] Analogien zu den natürlichen Verhältnissen gesucht: auf eine Kautschukplatte als »the zone of flowage» goss er eine Paraffinschicht als »the zone of fracture».

Einfacher Druck (Kompression).

Die diagonal zum Druck auftretenden Spaltflächen, welche experimentell u. a. von LÜDERS, DAUBREE, HARTMANN und MASON, theoretisch u. a. von MOHR, BUCHER[3] und BRAND behandelt worden sind, sind vielmals bei der Deutung der geologischen Spalten her angezogen worden. Häufig werden sie als LÜDERS' Linien oder MOHR's Flächen bezeichnet. Wie die verschiedenen Dislokationsformen der Erdkruste sich als Mohrsche Flächen deuten lassen, hat ANDERSON 1905[4] sehr anschaulich dargestellt (Fig. 20).

Nach den Ermittelungen der früher erwähnten Autoren ist der Winkel zwischen den diagonalen Spaltflächen von der Sprödheit (nicht von der Härte) des Materiales abhängig; die Sprödheit ist wiederum ein Ausdruck für das Verhältnis zwischen den Zug- und Druckfestigkeiten

---

[1] A. DAUBREE, Études synthetiques de géologie expérimentale. Paris 1879. Deutsch von Gurlt 1880 (Synthetische Studien zur Experimentalgeologie).

[2] W. J. MEAD, Notes on the Mechanics of geologic structures. Journ. Geol. (Chic.) Bd 28 (1920) S. 503—523.

[3] W. H. BUCHER, The mechanical interpretation of joints. Journ. Geol. Bd 28 (1920) S. 707—730. Bd 29 (1921), S. 1—28. Enthält fernere Litteraturangaben.

[4] E. M. ANDERSON, The dynamics of faulting. Edinburgh Geol. Soc. Bd 8 (1905), S. 387—402.

des Materiales. Wird erstere mit Z, letztere mit D und der von dem Druck halbierte Winkel zwischen den diagonalen Bruchflächen Θ bezeichnet, so ist

$$\cos \Theta = \frac{D - Z}{D + Z}.$$

Sind Zug- und Druckfestigkeit gleich, so ist der Winkel also 90°. Bei dehnbarem Material ($Z > D$) wie weichem Stahl, wird er stumpf, bei sprödem Material ($D > Z$) wie Glas, Gesteinen etc. wird er spitz. Ein

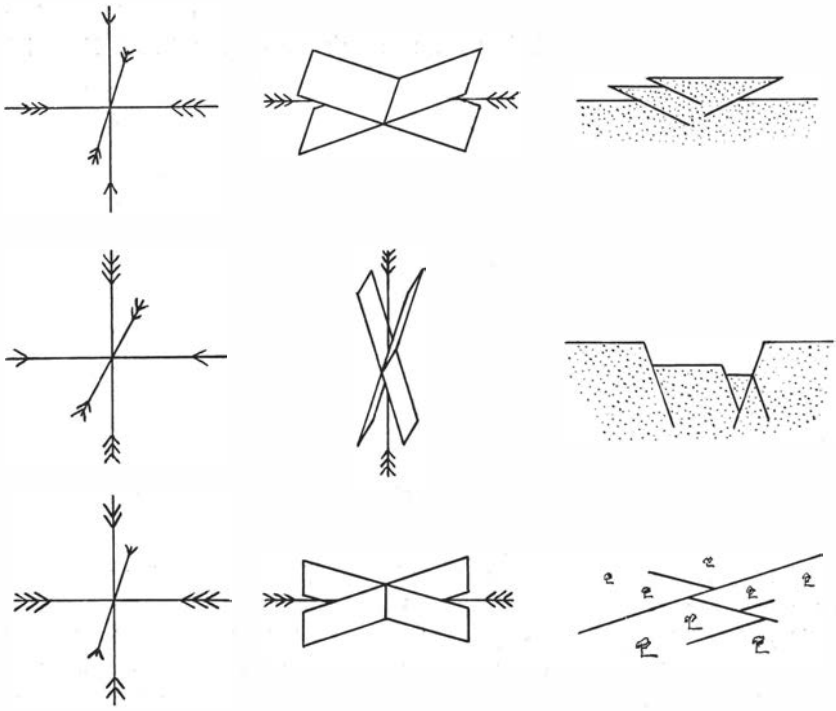


Fig. 20. Die mechanische Erklärung der Dislokationsformen auf Grundlage der mohrschen Flächen. Links in jeder Reihe das Spannungsverhältnis. In der Mitte die Ebenen der maximalen tangentialen Spannung (Ebenen erhaltenen Flächeninhalts). Rechts das Ergebnis Frei nach ANDERSON.

gleitzeitiger Umschlingungsdruck senkrecht zur Hauptdruckrichtung vergrössert den Winkel (der Körper verhält sich also weniger spröd) und umgekehrt.

Graphisch ist das Gesetz in Fig. 21 ausgedrückt. Die Formen der Körper werden hier als Kreise, nach der Deformierung als Ellipsen bezeichnet. Da der dehnbare Körper sein Volumen beibehält, ein spröder dagegen vergrössert, so bilden die Achsen mit erhaltener Länge, längs welcher der tangentiale Druck am grössten ist und der Bruch ent-

steht, bei dem dehnbaren einen stumpfen, bei dem spröden einen spitzen Winkel.

Es ist aber von grossem Gewicht, sich zu vergegenwärtigen, dass der Bruch nach den mohrschen Flächen nur eine alternative Bruchform ist, deren Häufigkeit gewissermassen von den üblichen Versuchsanordnungen bedingt ist. Wenn die Anlegefläche des Probekörpers verkleinert wird, indem statt Würfel eine höhere Säule oder eine Kugel desselben Materials angewendet wird, oder wenn zwischen dem Probewürfel und den Druckplatten der Prüferpresse eine Schmierschicht eingeführt wird — was alles für den Körper eine grössere Gelegenheit zu seitlicher Ausweichung (Querdehnung) bedeutet —, so zerfällt dieser schon bei einer Belastung, die etwa die Hälfte der sonst erforderlichen ausmacht, und zwar nach Spalten, die parallel der Druckrichtung entstehen. Es sei hier

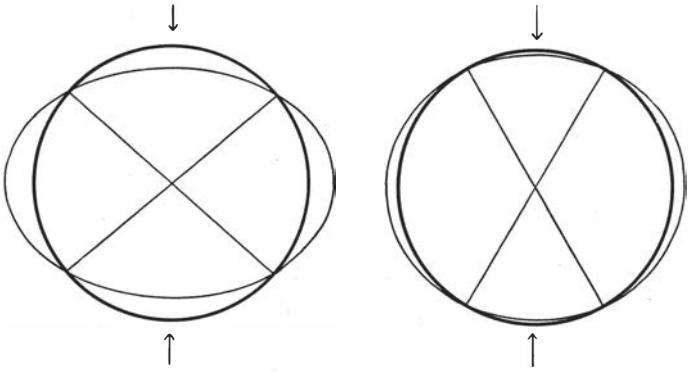


Fig. 21. Das Verhalten eines dehnbaren (links) und eines spröden Körpers (rechts) bei einfachem Druck. Nach BUCHER.

besonders auf die sorgfältig ausgeführten Versuchen FÖPPL's mit geschmierten Druckflächen hingewiesen.[1]

Bei den Experimenten MEAD's traten bei einfachem horizontalem Druck, wenn seine Platte mit der Erdoberfläche verglichen wird, teils »Überschiebungen» die senkrecht zur Druckrichtung streichen, teils Dehnungsspalten parallel der Druckrichtung, teils vertikale, diagonal gestellte Spalten mit horizontalen Verschiebungen auf.

Die diagonalen Druckspaltflächen wurden (nach DAUBREE) schon 1884 von BRØGGER[2] bei einem Versuche, die Spalten des Oslofjordes mechanisch zu deuten, besprochen. ASKLUND[3] hat sie neuerdings zur

[1] A. FÖPPL, Abhängigkeit der Bruchgefahr von der Art des Spannungszustandes. Mitt. aus d. mech. techn. Laboratorium der k. techn. Hochschule München. Neue Folge. Der ganzen Reihe Heft 27. München 1900.

[2] W. C. BRØGGER, Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund—Skien. Nyt Magazin f. Naturvidenskaberne Bd 28, S. 384—388.

[3] B. ASKLUND, Bruchspaltenbildungen im südöstlichen Östergötland etz. G. F. F. Bd 45 (1923), S. 249—285.

Erklärung der sehr regelmässigen Spaltbildungen und Dislokationen des Urgebirges in Östergötland herangezogen.

Zug (Tension).

Bei Tension von Metallen, welche ja eine grosse Zugfestigkeit besitzen, können ebenfalls die diagonalen Bruchflächen (als LÜDERS' Linien) entstehen und zwar mit einem Winkel, der zu dem Druckwinkel desselben Materials das Komplement ausmacht. Der Zug kann also mit dem kleinsten Druck bei der Kompression gleichgestellt werden.

In den meisten Fällen — und immer bei Gesteinen — entstehen aber bei Zug Spalten senkrecht zur Zugrichtung. Auch in diesem Falle entspricht der Zug dem kleinsten Druck bei Kompression. Hinsichtlich der Ergebnisse ersetzen sich also gewissermassen Druck in einer und Zug in einer dazu senkrechten Richtung.

Schub (Rotation).

Den Schub können wir mittelst einer quadratischen Platte veranschaulichen, der wir, um die Beschreibung einfacher zu machen, eine horizontale Stellung geben. Durch gegenseitige Parallelverschiebung zweier gegenüberstehenden Kanten wird die quadratische Oberfläche zu einem Rhombus deformiert. Diese Deformierung wird ermöglicht entweder durch Zugspalten quer zur verlängerten Diagonale, vielleicht im Verein mit »Überschiebungen», die quer zur verkürzten Diagonale streichen, oder durch horizontale Verschiebungen längs Spalten parallel der einen oder beiden Kanten, oder durch alle diese Spalten zusammen, wie sie bei dem Versuche MEAD's entstanden.

Das Ergebnis dieses differentialen Druckes längs zweier Kanten ist also, was die Form betrifft, dasselbe, als ob ein einfacher Druck in der diagonalen Richtung gewirkt hätte. Es kommt aber bei dem Schub eine Lageveränderung hinzu, indem die Diagonalen gedreht werden.

Kreuzbiegung oder Schraubdrehung (Torsion).

Die einfache Biegung spielt bei der Faltung eine grössere Rolle als bei den Spaltenbildungen. Sie setzt sich aus den erwähnten Erscheinungen zusammen.

Seit DAUBREE ist es sehr beliebt gewesen, kreuzende Spalten in der Natur durch Kreuzbiegung (Torsion) zu deuten. Trotz BECKER's Nachweis schon 1894[1], dass DAUBREE seinen Torsionsversuch falsch gedeutet

[1] G. F. BECKER, The torsional theory of joints. Amer. Institute of mining engineers. Transactions Bd 24 (1894), S. 130—138.

hatte, findet man diesen Irrtum noch immer sowohl in neuen Handbüchern wie in einzelnen Monographien. Indem BECKER dickere Glasplatten anwendete, konnte er feststellen, dass die beiden Systeme den verschiedenen Seiten der Platte angehören und als Zugspalten quer zu den verlängerten Diagonalen zu deuten sind. Dasselbe ist von MEAD bestätigt worden. Die Verkürzung der anderen Diagonalen steht mit Druckspalten im Verein; als diagonale Druckspalten (mohrsche Flächen) wurden gewisse Spalten aus dem Versuche DAUBREE's von BUCHER gedeutet, und überdies fand MEAD »Überschiebungen».

Bei Torsion von Platten hat man auch mit einem anderen Faktor zu rechnen, nämlich die Streckung der Randpartieen gegenüber der Mitte, was bei dem Versuche MEAD's von einem Einfluss gewesen zu sein scheint.

Von den technischen Erfahrungen ziemlich unabhängig hat CLOOS bei Studien in Granitmassiven angenommen, dass bei einfachem Druck zwei senkrechte Spaltensysteme entstehen, das eine parallel mit, das andere senkrecht zu dem Druck.[1] CLOOS beruft sich zwar (1921) auf die Technik, nicht aber auf FÖPPL, dessen Experimente die Stütze für das eine System (das in der Druckrichtung) gegeben hat, sondern auf MOHR und leitet von ihm, durch Verkleinerung des spitzen Winkels in der Druckrichtung zu 0° eine Art Stütze ab. Das Spaltensystem senkrecht zur Druckrichtung scheint technisch noch nicht begründet zu sein.

Die Spalten des Gesteinsgrundes.

Wie verworren das Spaltenbild einer Gegend auch erscheinen mag, so ist es jedoch sicher, dass jede Spalte einem bestimmten Zweck gedient hat. Der Zweck aller Spalten ist, eine von den Druckverhältnissen verlangte Formveränderung des Gesteinsgrundes unter möglichst geringem Kraftverbrauch zu gestatten. Aus diesem Prinzipe ergibt sich die Gesetzmässigkeit der Spaltenbildungen. Unter Umständen kann man diese Gesetzmässigkeit gut verfolgen und daraus auf die bewirkenden Ursachen schliessen. In einem alten Gesteinsgrund hat man aber mit vielen spaltenbildenden Epochen zu rechnen. Hier begegnet man nicht nur der Schwierigkeit, die verschiedenen Spaltensysteme zeitlich zu trennen;

[1] H. CLOOS, Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Sammlung Vieweg, Braunschweig. 1921.

——, Tektonik und Magma Bd. I. Abh. d. preuss. geol. Land.-Anst. N. F. H. 89, 1922, mit Beiträgen von vielen Verf.

——, Das Batholithenproblem. Fortschr. d. Geol. und Paläont. H. 1. 1923.

——, Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I. Das Riesengebirge. Berlin 1925.

Sammelreferate sind in Geologische Rundschau 1922 von Bubnoff und in Zeitschr. f. Vulkanologie Bd 8 (1924) von RECK gegeben.

es ist von vornherein anzunehmen, dass die einfachen Gesetze, die bei der ersten Aufspaltung eines Gesteinsgrundes zum Ausdruck kamen, nicht ohne Modifikationen bei den nachfolgenden Spaltenbildungen herrschen. Auf Grund des angenommenen Prinzipes ist es in vielen Fällen mehr ökonomisch, eine Formveränderung durch erneute Bewegungen in einer alten Spalte als durch Aufbrechen neuer Spalten zu effektuieren, auch wenn die alte Spalte nicht die für einen homogenen, ungespalteten Körper gesetzmässig gegebene Richtung besitzt;[1] weiter ist anzunehmen, dass ein in Platten schon aufgespalteter Körper sich leichter quer als schief zu diesen spaltet — sofern die alten Spalten nicht so fest zusammengepresst sind, dass sich der Körper homogen verhält. Bei schiefrigen Gesteinen kommt die Schwierigkeit hinzu, den Einfluss der Struktur zu beurteilen.

Unser Gebiet zerfällt in einen jungarchäischen Granitgrund und einen altarchäischen Gneisgrund. Es ist also möglich, durch vergleichende Studien in diesen Teilgebieten die vor- und nachgranitischen Spaltensysteme zu trennen. Sowohl in dem Granit- wie in dem Gneisgrund sind die Spalten teilweise Eruptivgänge geworden. Dadurch ist es möglich, das Alter einiger Spaltenbildungen oder wenigstens Spaltenbewegungen näher zu fixieren. Spalten, die diese Gänge kreuzen, können weiter als jünger oder älter als diese bestimmt werden. Spalten, die nicht Gänge wurden, können jedoch Minerale führen, die von einer bestimmten vulkanischen Tätigkeit zeugen, und also zu Altersgruppen vereinigt werden.

In Bohuslän und angrenzenden Gebieten sind früher Studien über Spaltenbildungen gemacht worden. BRØGGER's Studien im Oslofelde wurden eben angeführt. In Dalsland wurden während der Kartierung schon in den sechziger Jahren Horizontalverschiebungen dargelegt. Für ein beschränktes Gebiet sind diese auch in Einzelheiten von H. E. JOHANSSON bestätigt worden.[2] Die Arbeit VOGT's über die Bankung des Granits ist schon erwähnt worden. Die Klüftungen Bohusläns erweckten ferner das Interesse G. DE GEER's, als er sich dort in den achtziger Jahren auf Feldarbeiten für das Blatt Strömstad aufhielt. Von einem Vor-

[1] Spalten werden zwar mit der Zeit verkittet. Es hängt jedoch von der Art der Verkittung ab, in welchem Grade das Gestein wieder als »geheilt» angesehen werden kann. In den Gleitharnischen sind gewöhnlich Glimmerminerale ausgebildet, die parallel der Spaltenwand orientiert sind und eine erneute Aufspaltung begünstigen, auch wenn die bei der Bewegung geöffnete Spalte fest verkittet worden ist. Ferner ist eine Spalte keine einfache Bildung. Eine Spalte ist, wie ich unten zeigen will, nur das Endergebnis einer mechanischer Beanspruchung, die einer ganzen Zone um die zu bildende Spalte eine oft mikroskopische Rissigkeit verleihen hat, die immer ein Schwächemoment ausmacht. In anderen Fällen hat eine Beanspruchung nur zu eine Rissigkeit geführt, ohne dass der Zusammenhang durch Spaltenbildung gelöst wurde. Hier ist jedoch für die Zukunft das Gestein für Spaltenbildung parallel der Rissigkeit prädisponiert.

[2] H. E. JOHANSSON, Om kopparmalmsförekomsterna vid Stora Strand. S. G. U. Ser. C. N:o 214 (1909).

trage über Seen und Ebenen im nördlichen Bohuslän liegt ein Referat vor.[1] Bei anderen Gelegenheiten hat er sich über die Küstenlinie ausgesprochen.[2] Einen weiteren Beitrag gaben meine vorläufigen Mitteilungen 1923 und 1924.

13. Die Entwicklung der Bruchlinien.

Die Spaltenzonen.

Es gibt vereinzelte Spalten. Die ältesten Spalten des Bohusgranits treten gern vereinzelt auf. Viel häufiger ist aber, und zwar besonders bei den jüngeren Spalten, ein geselliges Auftreten in Zonen. Diese scheinen von Anfang an Zonen gewesen zu sein. Von grossem Interesse ist es, die Spaltenzonen in ihrer ersten Anlage zu studieren und ihre Entwicklung zu verfolgen.

Man erblickt zuweilen eine Reihe paralleler, verhältnissmässig offener Spalten von nur Fusslänge, deren Streichen diagonal zur Längsrichtung der Reihe ist, Fig. 22 g. Sieht man genau nach, so findet man gewöhnlich in der Längsrichtung der Reihe verlaufende, haarfeine Risse, zuweilen eng geschlossene Spalten, Fig. 22 c f h. Ausnahmsweise können sie durch eine distinkte Spalte ersetzt werden, Fig. 22 a.

Die Deutung dieser komplexen Spaltenzonen ist sehr einfach.[3] Das Gebiet der Zone ist in dem von den Pfeilen angegebenen Sinn einer Rotation unterworfen gewesen. Die kurzen, offenen, diagonal gestellten Spalten sind die senkrecht zur verlängerten Diagonale entstandenen Zugspalten; die eng geschlossenen Längsspalten sind die Blattverschiebungsspalten. Beide dienen demselben Zweck, einer Rotation, und können für einander vikariieren, wie aus Figg. 22 i k hervorgeht und im vorigen Kapitel theoretisch erörtert worden ist.[4] Für die beiden Landblöcke, die von der Zone begrenzt werden, bedeutet die Bewegung eine gegenseitige Verschiebung. Weil diese Bewegung aber nicht nach einer bestimmten Spalte vor sich ging sondern von einer fussbreiten Zone vermittelt wurde, so ist diese für sich betrachtet ein Rotationsgebiet.

Sehr auffällig ist aber das häufigeVorkommen auch eines zweiten, mit dem vorigen gegensinnigen Systems diagonal gestellter Spalten, deren

[1] G. F. F. Bd 13 (1891) S. 299.

[2] Congr. Int. C. R. XI:e Sess. 1910 S. 858 und G. F. F. Bd 40 (1918) S. 882.

[3] Vgl. E. Cloos in Tektonik und Magma I.

[4] Dass Längsrisse allein auftreten, dürfte sehr häufig sein. Sie werden aber nur beobachtet, wenn sie von den mehr sichtbaren diagonalen Spalten begleitet werden.

Die diagonal gestellten Zugspalten dürfen nicht mit den Lüdersschen Linien verwechselt werden, die zuweilen auf Grund ihrer diagonalen Stellung zum (einseitigen) Druck als diagonale Spalten bezeichnet werden. Hier sind es die Längsspalten, die einer Lüders'schen Linie entsprechen. Siehe oben bei Schub.

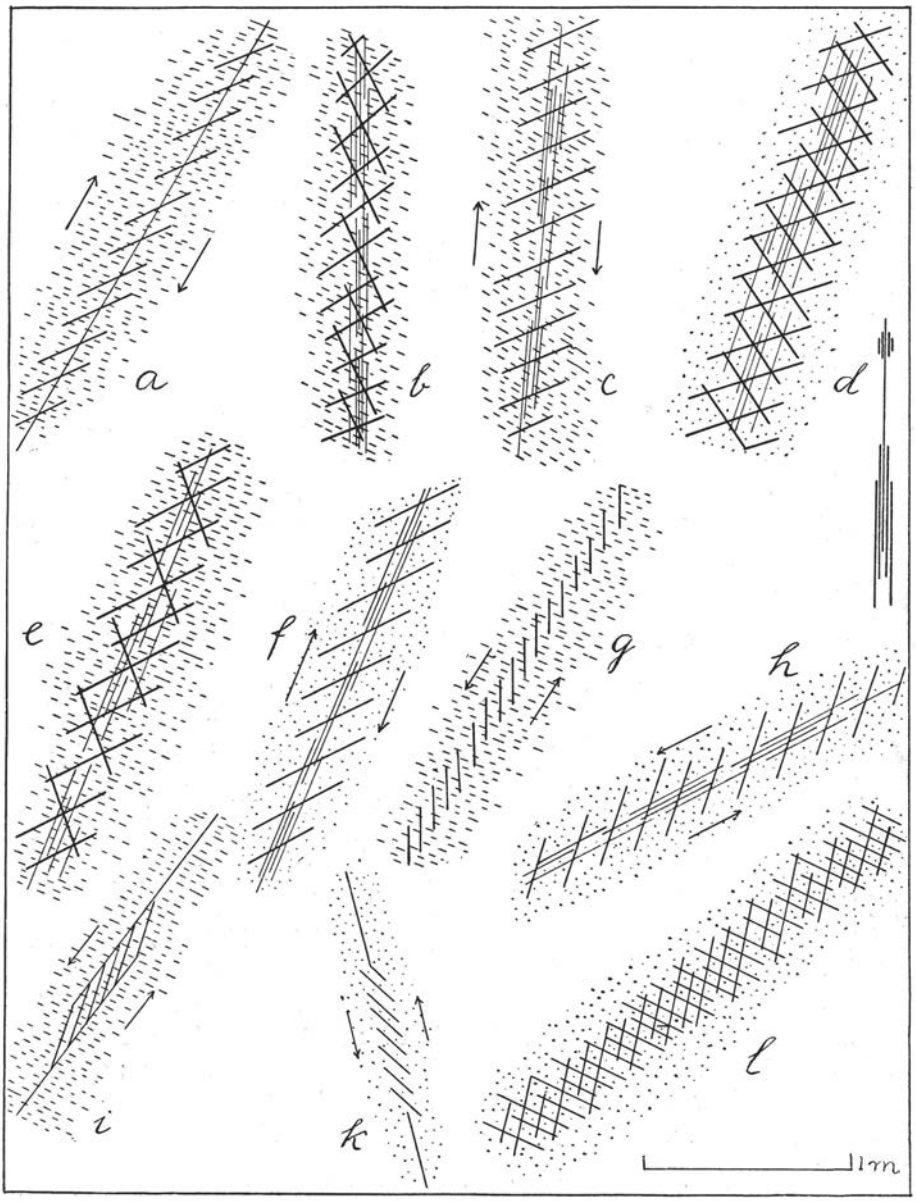
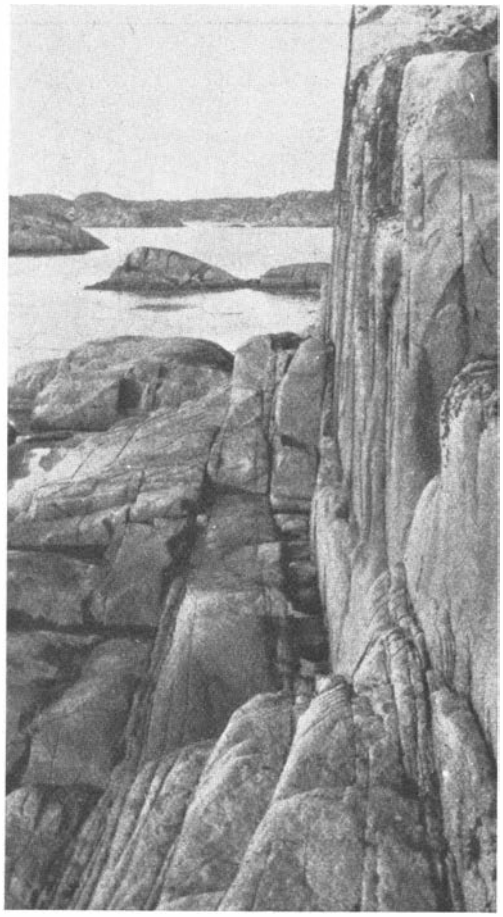


Fig. 22. Winkeltreue Abbildungen komplexer Spaltenzonen im Bohusgranit in ihrer wahren Orientierung. Das Streichen einer senkrechten Fluidalstruktur ist in vorkommenden Fällen angegeben. Pfeile geben die vermutete Bewegung an. Fig. e vertritt 5 identische Fälle aus derselben Örtlichkeit. 1922 gez.

a—f Holmen Grå, Bezirk 2
g Hållö » 4 a.
h Testholmen » 4 b.
i, k, Aleviken » 3
l Lilla Kornö » 4 a.



Verf. phot. 28/8 1926.

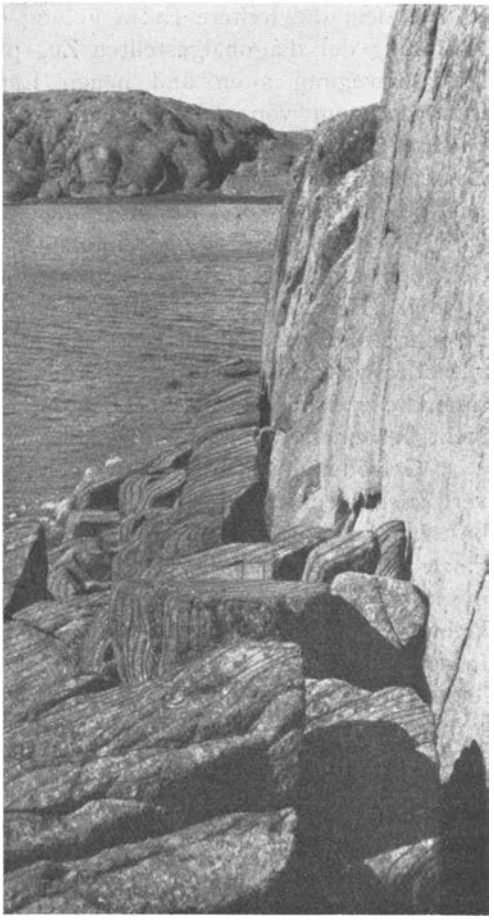
Fig. 23. Typische Spaltenzone. Richtung etwa N 35° O. Insel in Örnfjord.

Ähnlichkeit mit denen des ersteren Systemes dieselbe Deutung verlangt. Hier ist also die Bewegung rückläufig gewesen. Vielleicht hat sogar eine Schütterung stattgefunden. Dass diese komplexen Spaltenzonen nicht die einzigen Beispiele rückläufiger Bewegungen ausmachen, zeigt folgende Beobachtung. An der Westseite von Smögen sah ich eine wahrscheinlich zu dem ältesten, schiefgestellten System gehörende Gleitfläche, die ein einsames Riesenkorn von Feldspat quer durchsetzte. Trotz eines vorzüglichen Streifenharnisches war eine Dislokation des erwähnten Kornes nicht makroskopisch nachweisbar. An benachbarten Gleitflächen, durch welche Schlieren abschnitten worden waren, wurden ähnliche Beobachtungen gemacht.[1] Man hat also in vielen Fällen mit einem Hin und Wieder zu rechnen. Auch dürfte man kaum als zufällig ansehen können, dass die Summe deutlicher Bewegungen oft gleich Null ist. Bei einem Studium der Spaltenzonen wird man bald finden, dass der Zusammenhang des Gesteins oft nicht gelöst ist, in dem die einzelnen Spalten in festem Gestein blind enden, so z. B. bei c und f—k Fig. 22; wenn die anderen hier abgebildeten Spaltenzonen in den betreffenden Schnitten eine Trennung bedeuten, so können sie nach dem einen Ende, nach oben oder

[1] Schölbildungen ohne Dislokation werden von P. J. Holmquist, G. F. F. Bd 43 (1921) S. 232, und G. de Geer, G. F. F. Bd 48 (1926) S. 485 angeführt. Folgende Worte Holmquist's in Übersetzung verdienen wiedergegeben zu werden: »Die Schöle stehen oft mit Verwerfungen in Verbindung. Fast ebenso oft findet man indessen, dass eine Verschiebung in irgend einer Richtung den Schöl entlang nicht nachgewiesen werden kann, trotz der kräftigen mechanischen Verrückungen, die in der Ausfüllungsmasse des Schöls stattgefunden haben, wodurch deren Stoff zur Unkenntlichkeit zermalmt (und chloritisiert) worden sein kann.» Die begleitenden Bilder zeigen, dass es nicht an abgeschnittenen Gängen oder Kontakten gefehlt hat, die eine stattgefundene Verschiebung hätten registrieren können.

nach unten in festem Gestein verklingen. Betreffs der unten zu behandelnden Gleitspalten ist dies Verhalten häufig. Es sind dies initiale Verwerfungsklüfte.

Der eben angeführte Umstand, dass die initialen Dislokationsspalten blind enden, gibt an, dass die Deformierung des Gesteins nur teilweise durch sie effektuiert werden kann und dass der andere Teil der Deformierung plastisch sein muss. Bei festem, sprödem Gestein ist die plastische Deformierung elastisch. Denken wir uns ein Gebiet von einseitigem, anhaltendem Druck beansprucht. Die Ausbildung initialer Dislokationsspalten in Form einfach komplexer Spaltenzonen ist im Gange je nachdem die Zug- und Schubfestigkeiten überschritten werden. Von Zeit zu Zeit geschehen hie und da plötzliche Durchbrüche, indem Spalten auftreten, welche früher isolierte Spalten oder Spaltenzonen in Verbindung bringen. Solche Durchbrüche bedeuten für benachbarte Spaltenzonen eine momentane Entlastung des Druckes, die, wenn das Gestein elastisch ist, als ein Rückstoss wirkt. Auf diese Weise dürften wir die Entstehung des zweiten Systems diagonal gestellter Spalten in den komplexen Spaltenzonen erklären können, Fig. 22 b d e l.



Verf. phot. 27/8 1926.

Fig. 24. WNW-Spaltenzone mit diagonalspalten (retouchiert). Westseite von Malmön.

Denken wir uns, dass die Spaltenzone Fig. 22 h nicht einen wagerechten, sondern einen senkrechten Schnitt darstellt. Wir erblicken dann darin die beiden ältesten Spaltensysteme des Granits, die Muskovit- und Gleitspalten (siehe nächstes Kapitel). Bei diesen wurde nie ein zweites System diagonal gestellter Zugspalten beobachtet, die von Rückstössen zeugen würden, wahrscheinlich weil das Gestein zu dieser Zeit zu wenig elastisch war.

Die theoretische Verwertbarkeit der komplexen Spaltenzonen ist aber hiermit nicht erschöpft. Ich will in diesen den Ursprung aller Friktionsbreccien und Mylonite sehen. Denken wir uns nämlich die Beanspruchung anhaltend und verstärkt, so muss diese sehr verschiedenen Erfolg haben,

je nachdem die weitere Entwickelung der Spaltenzone durch fortgesetzte Eröffnung der diagonalgestellten Zugspalten oder durch fortgesetzte Differentialbewegung alten und neuen Längsspalten entlang vor sich geht, was wiederum von dem Verhältnis zwischen Zug- und Schubfestigkeit bestimmt werden dürfte. In ersterem Falle muss der Vorgang zu einem Losreissen äquidimensionaler Bruchstücke und Zermalmung führen, woraus die richtungslose Reibungsbreccie entsteht. In dem letzteren Falle wird das Gestein der Zone in immer zahlreichere und dünnere parallele Scheiben aufgeteilt, bis endlich der lamelläre, an Schiefer erinnernde Mylonit (Hartschiefer) geschaffen ist. Die erstere Entwickelungslinie ist in dem Bohusgranit nicht viel frequentiert, gewinnt vielleicht in dem Gneisgebiet etwas an Bedeutung. In der Regel sind es die parallelen Längsrisse, die zu schönen Spaltenzonen entfaltet sind. Fig. 23 zeigt die typische, nicht besonders reichlich entwickelte Spaltenzone des Bohusgranits.

Gewöhnlich ist die Entwickelung mit der Ausbildung einer Unzahl vertikaler, ziemlich dünner Platten beendigt, die aus unzerstörtem Gestein bestehen. Als schöne Beispiele solcher Spaltenzonen können die Kålhagsklova auf Hållö und die Klova auf Klovskär angeführt werden. Erstere misst 20, letztere 3 m Breite. Es gibt innerhalb dieser Zonen wieder kleinere, wo die Spalten unter vorzüglichem Parallelismus sehr dicht stehen. In solchen zählte ich am ersteren Platz auf 70 cm Breite 70 Spalten, am letzteren auf 40 cm 60 Spalten, d. i. eine mittlere Breite der Platten von 1 bezw. $^2/_3$ cm. — Auf Süd-Hälsö bei Strömstad begegnen wir einer weiteren Entwickelungsstufe. Die 3 bis 4 m breite Zone, in welcher die grosse Seeräuberhöhle durch die Meeresbrandung angelegt worden ist, hat aus der Ferne betrachtet das Aussehen eines Ganges. Sie ist zu ihrer vollen Breite ausserordentlich gleichmässig in etwa 1 mm dicke Lamellen aufgeteilt (die Zone fällt steil gegen WSW und die Spur der Rutschstreifen auf die Vertikalebene 30° gegen NNW). — An der NO-Seite der Pegmatitzone der Uddevallagegend endlich sind die Gesteine teilweise zu einer richtungslosen Reibungsbreccie, teilweise zu einer Schieferplatte durch Differentialbewegungen ausgequetscht. In dieser hat der Pegmatit selbst einen grossen Anteil; man kann alle Übergänge von ungestörtem Pegmatit durch immer dünner lamellierten Pegmatit zu sehr dichtem Hartschiefer verfolgen (vgl. S. 10).[1]

Bei den üblichen Spaltenzonen, die sich in der Topographie geltend machen, beobachtet man gewöhnlich nur Längsspalten. In einzelnen Fällen sind aber auch die Diagonalspalten zu sehen. So zeigt Fig. 24 eine N 75° W verlaufende Spaltenzone mit N 15° streichenden, ebenfalls

[1] Von den neueren Arbeiten, welche die grossartigen Mylonitbildungen der skandinavischen Gebirgskette behandeln, seien die von P. Quensel in Bull. G. I. Ups. Bd 15 (1916) und von P. J. Holmquist in G. F. F. Bd 47 (1925) erwähnt. Ohne mich auf diese Hochgebirgsbildungen einzulassen, finde ich mich jedoch veranlasst, gegen Holmquist's mechanische Auseinandersetzung insofern Einspruch zu erheben, als er die Möglichkeit einer Hartschieferbildung durch differentiale Gleitungen verneint; nach Holmquist S. 197 sollte durch diese eine stenglige Struktur erzeugt werden.

vertikalen diagonalen Spalten, die die 40 m lange Platte (in der Mitte des Bildes) durchsetzen, nicht aber in die Wand fortsetzen und in der entgegengesetzten Richtung bald verklingen. Eine benachbarte Zone gleicher Orientierung zeigte dasselbe Verhältnis.

Man könnte zwar annehmen wollen, dass die diagonalen Spalten zu dem N-System gehören. Dagegen spricht aber nicht nur ihre Beschränktheit auf das Gebiet der Zone: auch bei der NO-Zone Fig. 23 treten, wenn auch spärlicher, Spalten von derselben Art auf, die also etwa O streichen, was sonst keine frequentierte Richtung ist.

Die Spaltenzone Fig. 24 ist von besonderem Interesse, da es mir hier gelang, in der verwitterten Wand Spuren wagerechter Rutschstreifen zu finden. Es bestätigt dies die theoretisch berechtigte Annahme, dass die Spur der diagonalen Spalten an den Längsrissen bezw. Längsspalten senkrecht zur Bewegungsrichtung steht. Die diagonalen Spalten können als Bewegungsindikatrix Rutschstreifen ersetzen und haben insoweit den Vortritt vor diesen, als sie auch den Sinn der Bewegung angeben.

Reibungsbreccien.

Die Reibungsbreccien des Gebietes sind gewöhnlich von Quarz, oft von Kalkspat verkittet; andere Mineralien sind sehr selten. Unter dem Mikroskop erweisen sie sich oft regeneriert, was wie BRÖGGER und HÖGBOM gezeigt haben eine häufige Erscheinung ist. Aus mehr als hundert Örtlichkeiten innerhalb unseres Gebietes sind Breccien notiert worden.

Eine besondere Erwähnung verdient ein merkwürdiges Brecciengestein, das ich an den beiden Ufern des kleinen Fjordsees Tosteröds Vatten W von Berfendalen (Bezirk 4) fand. Scharf abgegrenzte, centimeterdünne, schwarze Gänge, die gewöhnlich den WNW-Spalten des Granits folgten, gaben den bestimmten Eindruck eines glasig erstarrten Effusivgesteins. Wo der Granit bei zusammentreffenden Spalten brecciiert war, erwiesen sich die Trümmer von dem schwarzen Gestein verkittet. In der Tat wurden auch die Gänge nur in der Nähe von Breccien angetroffen. Der ganze Talboden kann als eine Breccie aufgefasst werden. Die Seefläche liegt 120—130 m unter dem Peneplan.

U. d. M. löst sich die Masse nicht auf und erscheint in dicken Schliffen opak. Sie macht den Eindruck eines Staubs, der teils aus hellen, teils aus schwarzen oder dunkelbraunen Partikelchen bestehen, alle von gleichmässiger Feinheit und gleichmässig verteilt, Fig. 25. Aus dieser Grundmasse heben sich in einigen Partieen kleine Splitter von Quarz, Mikroklin, Plagioklas und Biotit hervor, die gern in Zügen auftreten und somit an ein Fluidalgefüge erinnern; zuweilen auftretende Schlierenbildungen in der Grundmasse sind nicht so hervortretend, dass eine Fliessbewegung notwendig anzunehmen sein dürfte. In den makroskopischen Breccien sind diese Splitter grösser, liegen dicht, ohne Orientierung und geben dem Gestein ein porphyrisches Aussehen, während die Grundmasse ihre

Gleichmässigkeit beibehält, Fig. 26. Hohlräume sind nicht sicher nachgewiesen; spärlich auftretende hohlraumähnliche Bildungen können auch als durch Chlorit und Kalzit verdrängte Biotitsplitter oder durch Kalzit verdrängter Plagioklas gedeutet werden (solche Verdrängungen kommen tatsächlich vor). Sichere Korrosionserscheinungen können nicht nachgewiesen werden. Vereinzelte Vorkommen kleiner Bruchstücke einer dunkleren oder helleren, aber sonst völlig ähnlichen Grundmasse haben sowohl unter Eruptivgesteinen (S. 27) wie unter den Reibungsbreccien Gegenstücke, Glassplitter von wahrnehmbarer Grösse fehlen, weshalb eine Tuffnatur dieses Gesteins sich nicht beweisen lässt. Das spez. Gewicht wurde an einschlussfreier Probe zu 2,620 bestimmt.

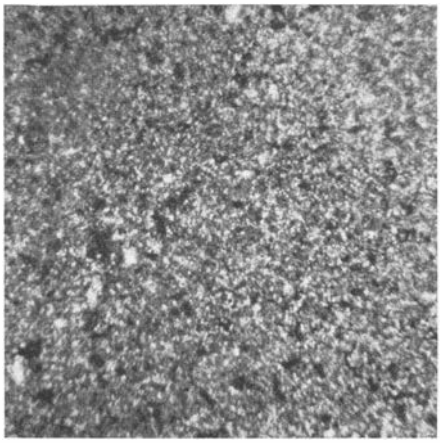


Fig. 25. Gangbildendes Brecciengestein. Tosteröds Vatten. Dünner Schliff in gewöhnl. Lichte. Vergr. etwa 300 ×.

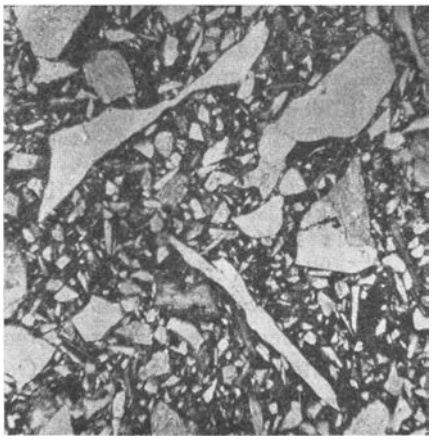


Fig. 26. Gangbildendes Brecciengestein als Verkittung in einer Granitbreccie. Tosteröds Vatten. Gew. Licht. Vergr. 25 ×.

Es ist deutlich, dass die Einschlüsse sehr örtliche Bildungen sind. Dafür spricht sowohl ihr ausgesprochen granitischer Charakter, ihr Auftreten fast nur in Granitbreccien und die sehr bröckelige Form der Splitter, die keinen erwähnenswerten Transport haben mitmachen können, Fig. 26.

Die Schwierigkeiten bieten sich bei der Deutung der Grundmasse. Da man auch hier keine ausgeschiedenen Mineralkörner entdecken kann und die Partikelchen, wenn sie gross genug sind, um dem Auge einen Eindruck ihrer Form geben zu können, zunächst als Trümmer wirken, so darf man keine Möglichkeit zur Erklärung des ganzen Gesteins als Breccie unversucht lassen. In einigen Dünnschliffen von gewöhnlichen Reibungsbreccien habe ich einzelne Partieen gefunden, die ein mit der betreffenden Grundmasse identisches Aussehen zeigen. Es gilt also in erster Linie, die Homogenität durch ganze Gänge hindurch zu erklären.

Wie in einem Vortrag 1924 ausgeführt, möchte ich mir den Vorgang in folgender Weise vorstellen. Wenn kleine Bruchstücke in Gesteins-

klüfte hineinfallen, so müssen sie bei den Bewegungen des Gesteinsgrundes wie in einer Mühle zerrieben werden, ohne auf die Salbänder der Kluft, die als Mahlsteine wirken, einen wesentlichen Einfluss ausüben zu können. Zwischen den erhalten gebliebenen Wänden sedimentiert das Mehl. Seine schwarze Farbe dürfte von der feinen Verteilung der farbigen Gemengteile herrühren, unter welchen sich in diesem Granit auch Magnetit findet (in einem nahebelegenen Steinbruch, bei Berg, beobachtet). In den Breccien wurden aber bei jeder Bewegung neue Bruchstücke abgebrochen, die sich mit dem Mehl mengten. Die abgerundete Form der eiergrossen Trümmer in einigen Breccien, die somit einem Konglomerat ähneln, zeugt auch von anhaltenden Bewegungen.

Nun ist es zwar bemerkenswert, dass der Kalzit, der viele Mineralsplitter verdrängt hat und in den Breccien dieses Tales das häufige Bindemittel ausmacht, nicht ein so lockeres Material impregniert hat. Es ist aber wahrscheinlich, dass das Mehl stark zusammengepresst war und zu seiner Diagenese selber das wesentliche Material spendete. Hier könnte nun der Einwand erhoben werden, dass das Gestein eine Schiefrigkeit völlig entbehrt; es kann aber dies auf dem Material beruhen, das nicht gern Schiefrigkeit annimmt.[1]

14. Die ältesten Spalten des Bohusgranits.

Die Pegmatitgänge.

Die Pegmatit- und Aplit-gänge bezeichnen offenbar die ältesten Spaltenbildungen des Granites. Es wäre darum zu erwarten, dass man aus der Orientierung dieser Gänge die frühesten Druckverhältnisse ablesen könnte. In dem Inneren des Granitmassives ist Pegmatit überhaupt selten; fast nur in den Randpartieen tritt er auf und bildet hier meistens flache Lager, welche in einem anderen Zusammenhang besprochen werden sollen. Die spärlichen steileren Gänge zeigen die verschiedensten Fallrichtungen und Fallgrade; auch die Streichrichtungen der steilen bis saigeren Gänge lassen keine Regelmässigkeit erkennen, Fig. 27 links. Wahrscheinlich hatten zur Zeit der Pegmatitintrusion die Erstarrungsspannungen eine grössere Bedeutung als der orientierte, tektonische Druck.

[1] Brecciengänge sind aus Dalarne von HEDSTRÖM beschrieben worden, der geneigt ist sie auf Schlammvulkane zurückzuführen (G. F. F. Bd 16, S. 585); andere, ähnlich auftretende Gesteine sind auf ein durch Reibungswärme örtlich regeneriertes Magma zurückgeführt worden, siehe CLOUGH, MAUFE and BAILEY in Quart. Journ. Bd 65 (1909) S. 611—75, HALL und MOLENGRAAFF in Shaler Mem. Ser., Verhand. k. Akad. Wet. Amsterdam. 2. Sekt. XXIV N:o 3, 1925, S. 93—114. Das Gestein von Tosterödsvatten ist offenbar von derselben Natur wie das von H. BACKLUND in Centrabl. Min. 1913 S. 595 aus Argentinien beschriebene, auf das meine Aufmerksamheit gelenkt wurde erst nachdem die obige Schilderung in 2. Korrektur vorlag.

Die Muskovitzugspalten.

Von den Pegmatitgängen abgesehen zeigen die Spalten des Bohusgranites grosse Regelmässigkeit. Zwei Gruppen lassen sich durch ihre Eigenart von den übrigen leicht unterscheiden und sind auf das Granitgebiet beschränkt. Sie werden hier im Anschluss an meine ersten Tagebücher (von 1921 und 1922) als Muskovitzug- und Gleitspalten bezeichnet, welche Namen den Vorteil haben, dass sie das Charakteristische hervorheben, ohne der Deutung vorzugreifen.

Die Muskovitzugspalten zeichnen sich teils durch ihren pneumatolytischen Mineralinhalt, teils durch ihre Dehnung bei geringer Länge aus.

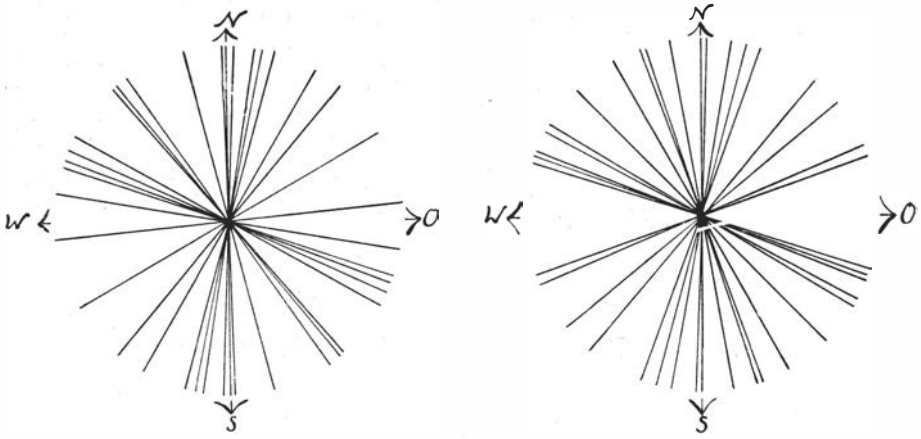


Fig. 27. Streichrichtungen der gemessenen Pegmatitgänge steiler bis saigerer Stellung im Bohusgranit (links) und im Gneisgebiet (rechts).

Sie streichen NNO (Fig. 28) und sind annähernd senkrecht, in der Regel zeigen sie einen WNW-lichen Lotwinkel[1] von etwa 15°.

Unter den Mineralien ist in erster Linie der Muskovit charakteristisch, der grobe, nach allen Richtungen hin orientierte Blätter bildet (er unterscheidet sich also deutlich von dem Serizit, der in den Rutschharnischen vieler Spaltflächen eingemengt ist). Der Quarz tritt meist als Bergkristall auf, Schwefelkies ist sehr häufig und zeigt die Oktaederform, oder, wo das Wachstum durch die Spaltenwände gehemmt war, eine rechteckige Plattenform. Von den Steinhauern werden diese Spalten oft »svavelstick» genannt.[2] Zuweilen sieht man Abdrücke nach Oktaedern oder quadratische Rahmen, welche möglicherweise aus Flusspat bestanden haben; letzteres Mineral wurde in einigen Fällen (Bezirk 2 und 4) angetroffen. Ein Teil des Feldspats der Spaltenwände scheint zuweilen der

[1] Als ein Ausdruck für den Begriff eines Pendelausschlages von der senkrechten Lage aus (dem englischen Bergmannswort *hade* entsprechend) ist hier Lotwinkel versuchsweise angewendet; der Lotwinkel bildet das Komplement zu dem Fallwinkel.

[2] Schwedisch; deutsch etwa »Schwefelstich».

pneumatolytischen Phase anzugehören. Kalzit ist selten und abgemacht später als wenigstens Muskovit und Quarz. Axinit (?) wurde in einem Falle beobachtet (spez. Gew. 3,468).

Die Dehnung, die sich an der freien Mineralbildung kundgibt, wird um so auffallender, wenn man auf die kleine Länge der Spalten Bezug nimmt. Wenn sie auch 5 m oder vielleicht mehr erreichen können, sind sie oft nur fuss-, ellen- und meterlang. Da diese Spalten nicht nur in allen untersuchten Bezirken des Granitgebietes sondern auch in allen deren Teilen beobachtet worden sind, so ist es offenbar, dass der Granit durch diese Spalten in der Richtung WNW—OSO gestreckt worden ist.

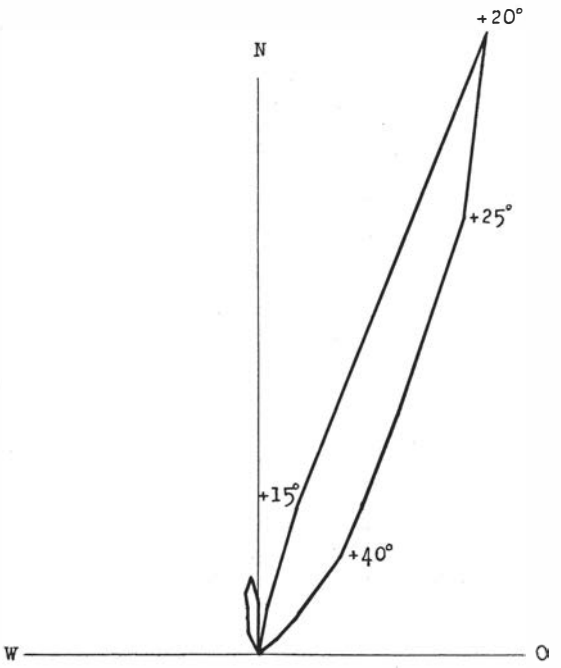


Fig. 28. Das Streichen der Muskovitzugspalten, sämtliche Bezirke. Die Spalten der westlichen Quadranten gehören der Gehend Hunnebostrand—Ulebergshamn, Bez. 3, an.

Innerhalb sämtlicher Granitbezirke sind ferner gleich orientierte Spalten von demselben Charakter gefunden, nur mit der Ausnahme, dass kompakter Quarz die einzige wahrgenommene Ausfüllung ausmacht. Sie sind gewöhnlich nur von Fusslänge; die Dehnung hat aber hier ein noch grösseres Mass erreicht als bei den soeben beschriebenen. Eine Spalte von nur 1 m Länge zeigte in der Mitte etwa 5 cm Breite. Auf Halsarhuvud auf Öddö kommen sie auch in der nächsten Umgebung des breiten Rhombenporphyrganges zahlreich, aber nicht in diesem vor. Auf Halsarholmen N davon sind zwei hierher gehörige Spalten — darunter die eben erwähnte von 5 cm Breite — von einem schmalen Gang von Madeirit durchsetzt. Wenn die letztgenannten geologischen Verhältnisse nur ein prädevonisches Alter beweisen, so weist die starke Dehnung auf einen Grad von Plastizität, die der Granit nur in einem sehr frühen Stadium gehabt haben kann. Sie können deshalb ohne Bedenken mit den Muskovitzugspalten zusammengeführt werden.[1]

[1] Da die Spaltwände dieser völlig verkitteten Spalten in der Regel nicht blossgelegt sind, so kann ein geringer Gehalt an Muskovit der Aufmerksamkeit leicht entgehen.

Die Gleitspalten.

Die Gleitspalten sind eng geschlossen; ihre Wände sind Rutschflächen. Sie streichen wie die Muskovitzugspalten, haben aber ein flaches Einfallen gegen WNW. Das obere Diagramm Fig. 29 zeigt teils die

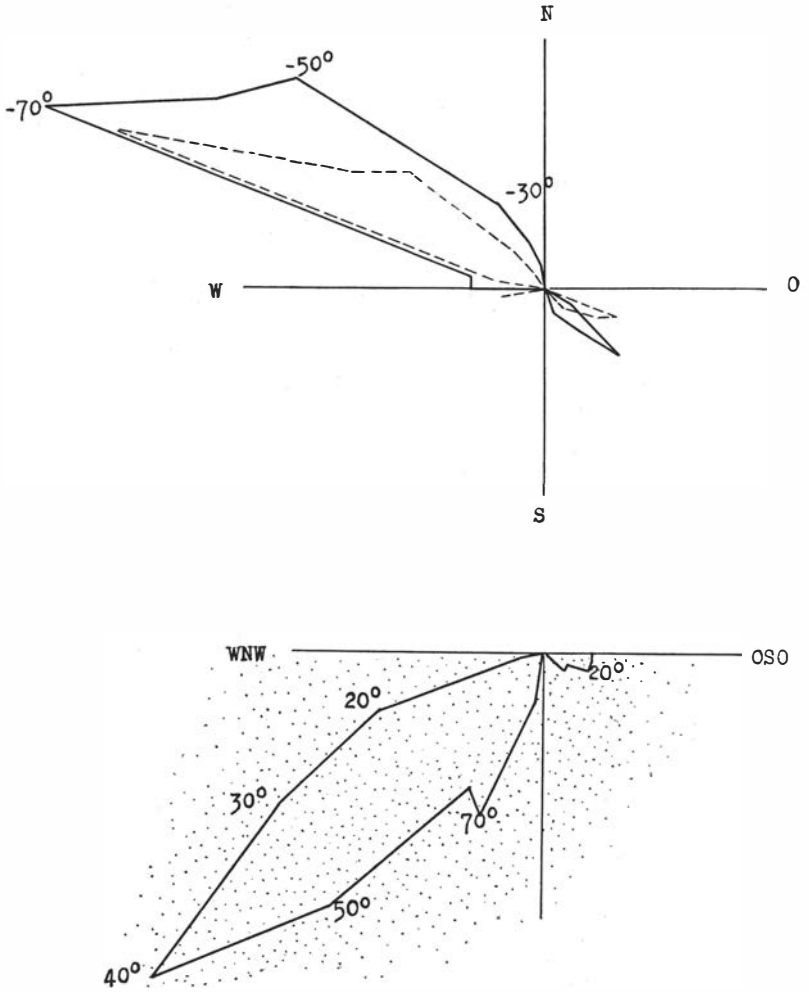


Fig. 29. Oben die Fallrichtung der Gleitspalten (ausgezogen) und die Spur ihrer Rutschstreifen auf der Horizontalebene (gestrichelt). Unten die Fallgrade der Gleitspalten. Bohusgranit, Bez. 4 und der südliche Teil des Bez. 3. Die südostwärts fallenden Spalten gehören einem Berge bei Ulebergshamn Bez. 3 an. Anzahl gemessener Spalten 83. Muskovitzugspalten mit Rutschstreifen sind hieher geführt worden (sie veranlassen die Anschwellung des Falldiagrammes bei 70°).

Fallrichtung der Spalten teils die Richtung ihrer Rutschstreifen. Dass die Figur der Rutschstreifen kleiner ist als diejenige der Fallrichtungen, beruht darauf, dass erstere erst von 1922 an besonders gemessen wurden;

früher wurde nur notiert, dass die Rutschstreifen in der Fallrichtung verliefen. Die Figur zeigt auch eine fast völlige Übereinstimmung zwischen Fallrichtung und Rutschstreifen. Bei Ulebergshamn (Bez. 3) haben die Gleitspalten ein sehr flaches, teilweise östliches Einfallen. Das untere Diagramm zeigt die Fallgrade. Die meisten fallen mit 40° gegen WNW ein. Das kleine Maximum bei 70° beruht darauf, dass alle Muskovitzugspalten mit Rutschstreifen hieher gerechnet sind (siehe unten); zu diesen gehören eigentlich die steileren Spalten als 60°.

Nicht nur die Rutschstreifen geben die Bewegung an, sondern auch eine Streckung und Auswalzung der Oberflächenschicht der Spaltenwände. Als eine Seltenheit kommt eine Quarzschicht vor. Dagegen ist an den Wänden der Gleitspalten ein fleckenweises Auftreten von Quarz normal. Nur an einzelnen Punkten und zwar infolge von Unebenheiten haben also die Spalten normal geklafft. Das vereinzelte Auftreten des Muskovits wird weiter unten besprochen werden.

Es dauerte sehr lange, bis ich Schnitte finden konnte, welche den Sinn der Bewegung sicher angaben. Teils ist nämlich das Gestein sehr homogen, teils sind die Spalten so eng geschlossen, dass man fast nur blossgelegte Liegendflächen wahrnimmt. Wenn es endlich gelang, einen Schnitt zu finden, der eine Bewegung hätte sicher angeben können, so konnte es eintreffen, dass trotz vorzüglicher Rutschstreifen, ein Bewegungsresultat nicht vorlag.

Auf Grund dieser Verhältnisse war es notwendig, eine Methode zu benutzen, welche an einer blossgelegten Liegendfläche den Sinn der Bewegung bestimmen liesse. Einige solche Wände zeigen hie und da flache Buckel, deren eine Seite von einer örtlichen Quarzverkittung eingehüllt ist. Es ist deutlich, dass diese Quarzpartie die Lage der dem Buckel entsprechenden Beule des Hangenden und somit die relative Verschiebung angibt.

Solche Beobachtungen ergaben eine positive Bewegung, was insofern auffallend war, als das flache Einfallen der Spalten zunächst eine negative Bewegung hätte vermuten lassen (Vgl. S. 116 und Fig. 20). Von 1922 an hatte ich zahlreiche Gelegenheiten, die Annahme einer positiven Bewegung auch an Profilschnitten zu bestätigen, indem abgeschnittene Pegmatit- und Aplitlager sich positiv dislozíert erwiesen. Besonders schön ging dies aus dem Befund bei Dingle hervor (Bez. 4), wo ein schlierenartiger Gang eines feinkörnigen Granites durch mehrere Gleitspalten (mit etwas idiomorphem Muskovit und Rostflecken nach Pyrit) abgeschnitten ist; ihre Rutschstreifen sind der in Fig. 30 abgebildeten Wand parallel (die Kluftwand verläuft N 65° W und die Streifen projizieren sich auf die Horizontalebene in N 55–75° W). Das Hangende der obersten Spalte ist wegerodiert und das Liegende der untersten bildet den etwas bedeckten Boden, an dem der Gang nicht deutlich erkennbar ist. An drei zwischenliegenden Spalten sind aber positive Verschiebungen von 15, bzw. 2 und 8 cm deutlich ablesbar. — Auf der Inselgruppe Brandskären

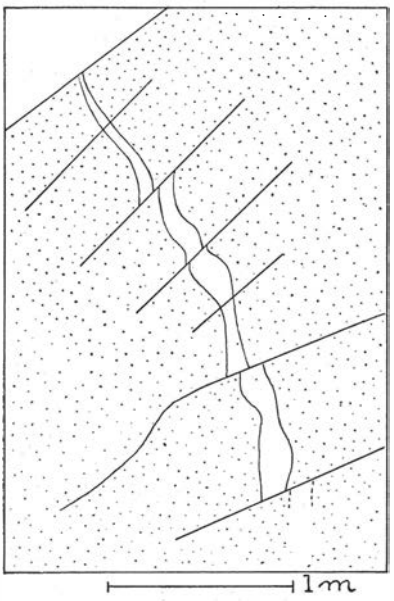


Fig. 30. Senkrechte Wand, von SSW gesehen. Bohusgranit, nahe seinem östlichen Kontakt (Steinbruch W von Dingle und Kärrby, Nordseite der Autoverkehrstrasse Dingle-Gravarne). 1923.

(Bez. 4) wurden positive Verschiebungen bis 2 m, auf Klovskär bis $^1/_2$ m an dislozierten Pegmatitlagern gemessen.

Insgesamt sind in 8 Fällen Verschiebungen durch Dislozierung abgeschnittener Lager gemessen und in 3 besonders notierten Fällen an Quarzverkittung bestimmt worden; das macht 11 Fälle positiver Bewegung; in 3 Fällen war trotz vorzüglicher Rutschstreifen und abgeschnittener Lager kein Resultat der Bewegung ersichtlich, und in keinem Falle konnte eine Überschiebung festgestellt werden.

Die Gleitspalten sind überall innerhalb des Bezirk 4 und des südlichen Teils des Bezirk 3 vertreten; nördlicher sind sie bisher nicht beobachtet worden, was teilweise auf der mehr summarischen Untersuchung dieser Gegenden beruhen kann.

Was das Alter der Gleitspalten betrifft, so stellt es sich einerseits heraus (Hållö und Klovskär), dass sie vor der Bewegung längs der N-Spalten und vor der Eruption des essexitischen Gesteins aktiv waren, anderseits dass sie jünger als der Pegmatit sind. Das Ausklingen der Spalten in massivem Granit auch bei messbaren Bewegungen weist auf eine nicht unbeträchtliche Plastizität des Materiales hin, was für ihr hohes Alter angeführt werden könnte. Es muss nun von grösstem Interesse sein, das Verhalten der Gleitspalten zu den Muskovitspalten zu untersuchen.

Die Beziehungen zwischen den Zug- und den Gleitspalten.

Man merkt zuweilen, dass an Gleitspalten, besonders an solchen mit verhältnismässig grossem Fallwinkel, auch der grobblättrige Muskovit auftritt, wie man anderseits an Muskovitzugspaltenwänden, die nicht saiger sind, sondern einen Lotwinkel von 15° oder mehr zeigen, unter der unzerstörten Muskovitbedeckung Gleitflächen mit senkrechten Rutschstreifen beobachten kann (diese Muskovitzugspalten sind in die Diagramme der Fig. 29 eingetragen). Der Übergang, der durch dieses Verhalten angedeutet wird, tritt sehr deutlich in der Talenge zwischen Gravarne und Väjern (an der Landstrasse) hervor, Fig. 31. Spaltenflächen geringen Einfallens zeigen kräftige Rutschstreifen und als Regel keinen Muskovit;

je nachdem aber der Fallwinkel wächst, nimmt die Harnischbildung ab und die Muskovitbildung bis zu reinen Muskovitspalten zu (dies kann auch bei einer und derselben krummen Spaltfläche festgestellt werden und bildet einen neuen Beweis dafür, dass die Bewegung an den Gleitspalten positiv gewesen ist). Wo reine Muskovitzugspalten mit reinen Gleitspalten zusammentreffen, enden gewöhnlich die ersteren an den letzteren; die von den Gleitspalten gebildeten Platten werden somit durch die Muskovitzugspalten in Blöcke geteilt. — Bei Näset wurde eine typische Muskovitzugspalte beobachtet, die gegen unten mit scharfer Ecke in eine ebenso typische, gleich streichende Gleitspalte überging.

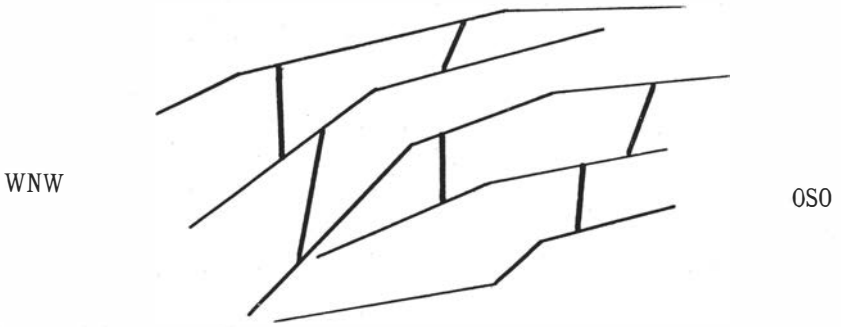


Fig. 31. Skizze eines WNW—OSO-lichen Vertikalschnittes aus dem Passe N von Gravarne, Bez. 4. Die Dicke der Linien gibt die Menge Muskovit an.

Was bedeuten die Zug- und Gleitspalten?

Nachdem also festgestellt worden ist, dass die Muskovitzug- und die Gleitspalten gleichzeitig sind, so kann man von beiden mit Gewissheit aussagen, dass sie jünger als Pegmatit und Aplit, aber älter als alle anderen innerhalb des Granites beobachteten Ganggesteine (Madeirit, Limburgit und Rhombenporphyr) sind. Von den Pegmatitgängen abgesehen können wir die Muskovitzug- und die Gleitspalten als das älteste Spaltensystem des Granites ansehen, das nicht lange nach der Verfestigung des Gesteins, während der pneumatolytischen Phase des Granites entstand. Sie bedeuten — zum Teil — eine Streckung des Granites in WNW—OSO. Die Erklärung des stumpfen Winkels in der (vertikalen) Druckrichtung könnte in der wenig spröden Natur des Gesteins zur Zeit der Ausbildung dieser Spalten gesucht werden. Es ist aber nicht notwendig, dass das System der Druckachsen senk- bezw. wagerecht gestanden hat. Es kann nach OSO gekippt gewesen sein, so dass die Streckungsachse nach WNW in die Höhe ragte. Werden die Muskovitzugspalten als die reinen Dehnungsspalten angesehen, so gibt deren Lotwinkel auch den Lotwinkel der stehenden Druckachse und das OSO-liche Einfallen der Streckungsachse an. Der Lotwinkel der Muskovitspalten schwankt im allgemeinen zwischen 0° und 20° WNW. Es ist von grossem Interesse,

dass bei Ulebergshamn, Bezirk 3, wo die Gleitspalten (mit etwas Quarz und Muskovit und mit beibehaltener Richtung der Rutschstreifen) oft horizontal sind oder in ein OSO-liches Einfallen übergehen (ihr Fallwinkel schwankt zwischen 15° WNW und 25° OSO), auch die Stellung der Muskovitspalten ebensoviel von ihrem gewöhnlichen abweicht, indem ihr westlicher Lotwinkel auf 30, 40, 50° oder ausnahmsweise noch mehr an wächst, ohne dass Rutschstreifen entstehen, was sonst schon bei einem Lotwinkel von 20°, wenn nicht früher, eintrifft. Man muss also bei Ulebergshamn eine örtliche, kräftigere Kippung des Systems der Druckachsen annehmen, wie Fig. 32 veranschaulicht. Die Bewegung in den flachen Spalten bei Ulebergshamn ist höchst wahrscheinlich auch hier eine Gleitung des Hangenden gegen WNW gewesen. Für die Gleitspalten, welche

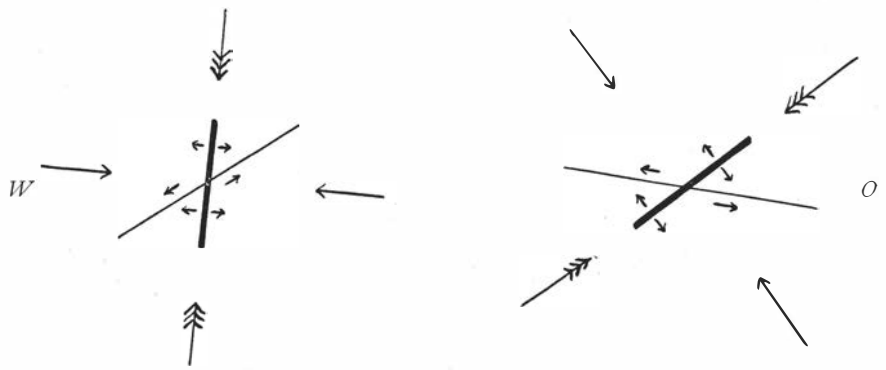


Fig. 32. Die gegenseitige Beziehung der Zugspalten (dick) und der Gleitspalten (dünn) teils im allgemeinen (links), teils bei Ulebergshamn (rechts) und der bewirkende Druck unter Voraussetzung eines einfachen Druckes (grosse Pfeile). Mittlerer Druck ist senkrecht zur Bildebene gedacht. Die Bildebene ein O—W-licher Vertikalschnitt. Die kleinen Pfeile geben die Bewegung an.

3 bis 25° gegen OSO fallen, ist diese Bewegung der üblichen Regel gemäss als negativ zu bezeichnen, wird aber laut der hier angewendeten Betrachtungsweise positiv.

Hiernach gibt es aber nur einseitige Gleitspalten. Die Formveränderung des Granites war nicht eine einfache Streckung unter einfachem Druck sondern ein Schub (eine Rotation), indem die höheren Teile in Verhältnis zu den unteren nach WNW verschoben wurden. Nehmen wir an, dass dieser Schub aus einer Gleitung der Decke über die Unterlage bestand, und dass der Granit aus oben S. 21—24 angeführten Gründen eine flach gegen O oder OSO einfallende Platte bildet, so kann diese Bewegung durch Fig. 33 links veranschaulicht werden. Um aus einem so gerichteten Schub die Bewegungen innerhalb des Granites herzuleiten, müssen wir einen Belastungsdruck annehmen, der jedoch geringer ist als derjenige, der für eine Deformierung durch einfachen Druck erforderlich gewesen wäre. Die Stellung des Spaltensystemes bei Ulebergshamn, Fig.

33 rechts, gibt aber an, dass hier, wahrscheinlich durch eine örtlich wirkende, zur Zeit der Erstarrung bestehende Gewölbespannung der Belastungsdruck aufgehoben war (vgl. Kap. 17).

Erst mit der Annahme eines Schubes wird ferner das seltsame Verhältnis verständlich, dass diejenigen Muskovitzugspalten, die einen grossen Lotwinkel haben, unter den erhaltenen pneumatolytischen Kristallen Rutschstreifen in der Fallrichtung aufweisen. Sie müssen also als Gleitspalten entstanden sein und erst durch den fortgesetzten Schub überkippt worden sein, bis ihre Stellung besser mit derjenigen der Zugspalten übereinstimmte. Die Kippung braucht keineswegs so gross gewesen sein wie 45° (der ungefähr Winkel zwischen den Muskovit- und Gleitspalten); es handelt

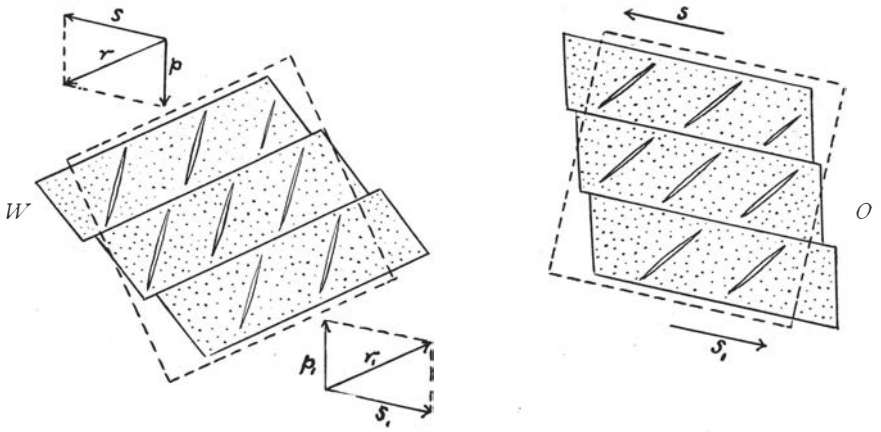


Fig. 33. Die Druckverhältnisse zur Zeit der Entstehung der Zug- und Gleit-Spalten teils im allgemeinen (links), teils bei Ulebergshamn (rechts) *unter der Voraussetzung eines Schubes.* Die Stellung der Quadrate ist parallel den wirkenden Kräften gewählt, die man sich an den oberen und unteren Kanten der Quadrate angebracht denken muss (der Deutlichkeit halber sind sie freistehend eingetragen). s und s_1 sind die Schubkräfte, p und p_1 der Belastungsdruck und sein Gegendruck, r und r_1 die resultierenden Schubkräfte. Die Bildebene ein etwa O—W-licher Vertikalschnitt.

sich wahrscheinlich nur um einen kleineren Teil dieses Betrages, bei dem eine Gleitspalte von grossem Einfallen in eine Muskovitspalte von grossem Lotwinkel übergeht.

In diesem Zusammenhang könnte es von Interesse sein, etwas Näheres von der Stellung der Explosionsröhren bei Lysekil zu erfahren (S. 24). Während der Drucklegung des ersten Teils hat Herr A. JOHANSSON auf mein Ersuchen freundlichst eine Messung ausgeführt. Leider soll jetzt nur ein kleiner Teil einer Röhre für eine Böschungsmessung zugänglich sein. Hier fand Herr JOHANSSON auf 35 cm Höhe eine Kippung gegen W von 6 cm. (Der Durchmesser war dagegen an vielen Röhren ersichtlich und schwankt zwischen 80 und 150 cm.)

Es ist möglich, dass in den weniger untersuchten, nördlichsten Teilen von Bohuslän, wo Gleitspalten bisher nicht beobachtet worden sind, solche tatsächlich auch fehlen. Die Stellung der beobachteten Muskovitspalten

mit ihrem WNW-lichen Lotwinkel deutet aber analoge Verhältnisse mit den südlichen Teilen des Granitgebietes an. Von der norwegischen Seite erwähnt RIIBER[1] Spalten mit Muskovit, die nach der gegebenen Charakteristik mit den alten Zug- und Gleitspalten Bohusläns Analogien zeigen; ihre Orientierung wird nicht angegeben.[2]

15. Die jüngeren vertikalen Spalten des Bohusgranits.

Charakter.

Streichen.

Nachdem wir die ältesten Spalten des Bohusgranits erledigt haben, können wir dessen jüngere, vertikale Spalten — es sind dies alle anderen Spalten mit Ausnahme der mehr oder weniger wagerechten Bankfugen — zusammen betrachten. Die Verteilung derselben auf die verschiedenen Himmelsgegenden geht aus den folgenden Diagrammen Fig. 34—37 hervor. Gemeinsam den Diagrammen ist eine grosse Menge von Spalten in dem NW-Quadranten und eine kleinere Menge in dem NO-Quadranten. Die O-W-liche Richtung ist fast frei, und die N-Richtung ist auffallenderweise wenig frequentiert mit Ausnahme des Bezirks 4 a, wo die Spaltmasse des NO-Quadranten den Meridian erreicht. (Inwiefern die gemessenen Spalten Gangspalten ausmachen, ist aus den Diagrammen ersichtlich.) Es ist diese Verteilung ziemlich unerwartet, da die auf der Karte hervortretenden Leitlinien der Topographie NO-liche »Fjordspalten» und N bis NNW-liche »Küstenspalten» sind, um die treffenden Bezeichnungen G. DE GEERS zu benutzen.

---

[1] C. C. RIIBER, Norges Granitindustri. N. G. U. N:o 12 (1893), s. 27.

[2] Etwa gleichzeitig mit mir (die meinem Aufsatz aus dem Frühsommer 1923 zu Grunde liegenden Feldarbeiten wurden ohne Kenntnis der Cloosschen Arbeiten ausgeführt und ein Diagramm der Gleitspalten im Frühjahr 1922 einer Examensarbeit beigefügt) hat H. CLOOS Rutschflächen in Granit gefunden, die er als Streckflächen bezeichnet (Streckung und Rutschstreifen im Granit von Zobten in Schlesien, Abh. preuss. Geol. La. A. N. F. H. 89, 1922, S. 103). Diese unterscheiden sich von den bohuslänischen durch ihr schwankendes Streichen, dagegen sind ihre Rutschstreifen konstant in der Streckrichtung orientiert. Die einseitige Orientierung der bohuslänischen Gleitspalten und ihre Verknüpfung mit gleichzeitigen Zugspalten (zu denen völlige Gegenstücke bei Zobten zu fehlen scheinen) zu einem mathematisch genauen Schubsystem, veranlasst mich einen Schub als Erklärung anzunehmen. In seinen letzteren Arbeiten hat CLOOS seinen Gleitspalten eine Rolle für eine Hebung des Massives zugeschrieben. Was den Bohusgranit betrifft, wird ein derartiger Versuch von den Tatsachen zurückgewiesen, dass die Gleitspalten sowohl an dem Ostrande wie an dem Westrande des Massives dieselbe Stellung und denselben Bewegungssinn zeigen.

Rutschstreifen.

Schon die vertikale Stellung der Spalten (Fallen selten weniger als 70°) lässt vermuten, dass sie von tangentialen Spannungen bewirkt sind. Die autentische Auskunft darüber geben uns die Rutschstreifen, die in in den meisten Fällen, ja in der Regel eine flache Stellung haben. Eine einfache Rechnung auf Grundlage der untenstehenden Tabelle ergibt, dass im Granitgebiet an 95 % der Kluftflächen mit beobachteten Rutschstreifen diese eine Böschung kleiner als 45° haben und dass in 86 % der Fälle die Streifen weniger als 20° fallen. In der Tabelle sind die Rutschstreifen tragenden Kluftwände auf die drei Hauptrichtungen verteilt, die sich aus der Einteilung in »Fjord»-, »Küsten»- und NW-Spalten ergeben. Die Verteilung auf die vier Sektoren des Rutschstreifeneinfallens ist in allen drei Gruppen etwa dieselbe.

Der Grad des Einfallens der Rutschstreifen an vertikalen Kluftwänden in dem Granit.

Grad des Fallens der Rutschstreifen	Anzahl gestreifter Kluftwände			
	mit dem beiläufigen Streichen:			Summe
	NW	N	NO	
0 bis 20°	41	21	34	96
20 » 45°	4	1	4	9
45 » 70°	1	1	1	3
70 » 90°	—	1	2	3

Ein weiteres Zeugnis von flach gerichteten Bewegungen geben die oben behandelten komplexen Spaltenzonen, die alle zu den jüngeren vertikalen Spaltensystemen geführt werden müssen.

Verkittung.

Legen wir zu den horizontalen Bewegungen noch die bekannte, auch von den Sprungrosen angegebene Tatsache hinzu, dass die Gangeruptive die Nordspalten bevorzugen, so wäre es sehr verlockend, in dem gegebenen tektonischen Bild das Ergebnis eines einfaches Druckverhältnisses zu sehen, in welchem die Gänge Zugspalten in der Hauptdruckrichtung sind, die NO- und NW-Spalten die Lüdersschen Flächen darstellen.

Eine derartige Folgerung wäre aber durchaus voreilig. Die untenstehende Tabelle sagt nämlich deutlich aus, dass der Mineralinhalt der Spalten

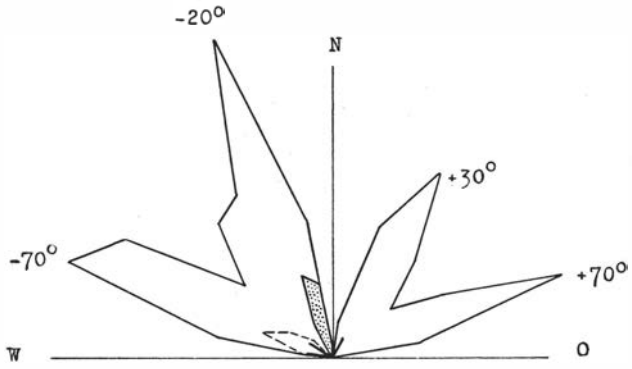


Fig. 34. Die Richtungsfrequenz der vertikalen Spalten des Bezirks 2, nach 105 Messungen. Punktierte Fläche nebst drei kurzen Strahlen geben die eingerechneten Gangspalten an. Durch gestrichelte Umrisse ist die Lage der Klüftbarkeit in 7 Steinbrüchen in dem östlichen Teil des Bezirks dargestellt.

auf die verschiedenen Richtungsgruppen sehr ungleich verteilt ist. Während die NO-Spalten ganz überwiegend quarzzementiert sind, so erweisen sich dagegen die NW-Spalten durchgehends von Kalzit verkittet. Die N-Spalten schliessen sich dabei den NO-Spalten an. Da diese Verschiedenheit innerhalb sämtlicher Bezirke, auch innerhalb sehr enger Grenzen gilt, ja sogar bei sich kreuzenden Spalten beobachtet werden kann, muss sie ein ungleiches Alter andeuten.

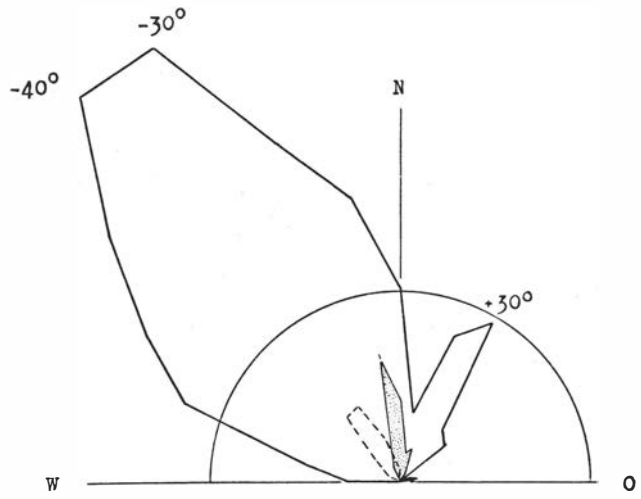


Fig. 35. Die Richtungsfrequenz der vertikalen Spalten des Bezirks 3, nach 424 Messungen. Gemessene Gangspalten sind eingerechnet (punktierte Fläche). Die Klüftbarkeitsbeobachtungen, 28 Steinbrüche vertretend, sind in der gestrichelten Zunge enthalten. Der Halbkreis gibt das Mittel der Spalten an.

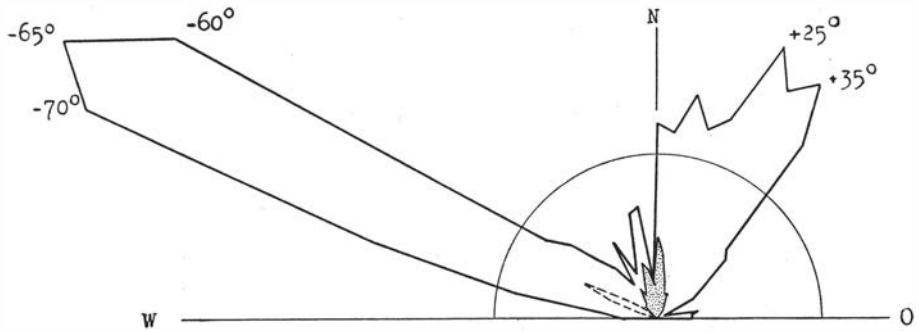


Fig. 36. Die Richtungsfrequenz der vertikalen Spalten des Bezirks 4 a, nach 720 Messungen. Getüpfelte Fläche gibt die eingerechneten Gangspalten an. Mit gestrichelten Umrissen ist in doppeltem Masstab die Orientierung der Klüftbarkeit bezeichnet (11 Steinbrüche). Der Halbkreis gibt das Mittel der Spalten an.

Die Verteilung von Quarz und Kalzit als verkittende Mineralien in den verschiedenen vertikalen Spaltengruppen des Bohusgranits.

	NW	N	NO
Quarz	—	4	81
Kalzit	36	1	8

Die Art des Auftretens.

Ein weniger handgreiflicher, aber doch merkbarer Unterschied zwischen den verschiedenen Spaltensystemen liegt in dem Auftreten der Spalten. Während die WNW-Spalten ziemlich gleich verbreitet sind, wenn auch gewöhnlich in kleinen Zonen, so sind die N- und NO-Spalten fast nur auf grosse Zonen beschränkt. Wenn auf Smögen die WNW- und die N-

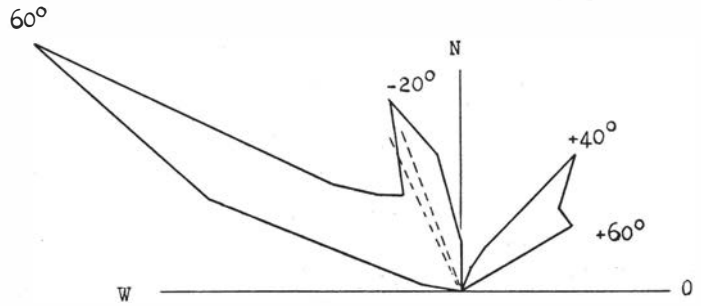


Fig. 37. Die Richtungsfrequenz der vertikalen Spalten des Bezirks 4 b, nach 77 Messungen. Die Klüftbarkeitsrichtung ist nur in zwei Steinbrüchen in der Nähe der Stadt Lysekil beobachtet worden, wo NNW-Spalten herrschen (der rapakiviartige Gåsögranit, der den Hauptteil des Bezirks 4 b ausmacht, wird kaum verwertet).

Spaltenzonen etwa die gleiche Grösse zeigen, so bedeutet dies für die ersteren ein Maximum, für die letzteren ein Minimum, mit den gewöhnlichen Verhältnissen verglichen.

Die relativen Altersverhältnisse.

Die Beziehungen zu den älteren Spalten.

Die Bezeichnung jüngere Spalten ist mit drei Umständen begründet. Diese Spalten sind in der Regel lang durchsetzende Spaltenzonen, was eine sprödere Beschaffenheit des Gesteins andeutet, als dieses zu der Zeit besass, wo das Schubsystem der Zug- und Gleitspalten enstand; sie entbehren pneumatolytische Mineralien; sie erweisen sich bei Kreuzungen mit den Muskovitzug- und den Gleitspalten als die jüngeren.

Das Verhältnis der N-Spalten und ihrer Eruptive zu den Zug- und den Gleitspalten wurde schon bei diesen behandelt. Entlang den WNW-Spalten sind (z. B. auf Malmön) die Muskovitzugspalten zuweilen verschoben. Die NO-Spalten sind auf Grund des ähnlichen Streichens etwas schwieriger von den älteren zu trennen. So fand ich z. B. in der grossen Spaltenzone des Åbyfjords mehrere mit Muskovit eingestreute Spalten und in einer solchen wagerechte Rutschstreifen. Bei näherer Untersuchung zeigte es sich aber, dass die Muskovitzugspalten N 20° O, in einem Falle N 25°O streichen, während die Fjordspalten N 40 bis 45° O verlaufen. Erstere waren auffallend klein und gedehnt — eine ellenlange Spalte mass 2 cm Breite — während letztere sich lang durchsetzend, geharnischt und oft gestreift erwiesen. Die gestreifte Muskovitzugspalte endlich war von Quarz kompakt ausgefüllt und die Bewegung, die die Streifen an der Quarzfüllung erzeugt hatte, war offenbar sekundär und stand mit einer Verlängerung der Spalte, wahrscheinlich bei der Entstehung der Fjordspalten, in Zusammenhang. Da die Muskovitzugspalten, ziemlich gleichmässig verteilt, überall auftreten, müssen sie ja auch in den Zonen der jüngeren Spalten zu erwarten sein.

Auf Långerammen NW von Malmön treten Gleitspalten, die hier gegenüber den Muskovitzugspalten in Übergewicht sind, in einer sehr kräftigen Fjordspaltenzone auf, die den SO-lichen Teil der Insel einnimmt. Es waren hier infolge eines im Vergleich mit den Gleitflächen gleichsinnigen, wenn auch steileren Fallens der Fjordspalten und in Verbindung damit oft mangelnder Horizontalität ihrer Rutschstreifen die Verhältnisse so unklar, dass ich der Insel einen erneuten Besuch widmete. Es zeigte sich, dass hier wie anderswo zwei selbständige, ihrem Alter nach verschiedene Spaltensysteme (das WNW-liche ungerechnet) vorliegen. Betreffs des Streichens gilt derselbe Unterschied wie oben bei Åbyfjord. Während die Rutschstreifen der Gleitflächen etwa in der Fallrichtung, NW bis WNW, streichen, so projizieren sich die der mehr NO-verlaufenden

Fjordspalten in der Richtung WSW bis SW. Wo eine quarzgefüllte Fjordspalte eine Gleitfläche durchsetzt, befinden sich die beiden Teile der letzteren auf Grund der Dicke des Quarzganges nicht länger in derselben Ebene. Die wichtigste Beobachtung war indessen, dass offene Fjordspalten, die zuweilen muskovitführende Gleitflächen durchschneiden, frei von Muskovit sind. Auf der benachbarten Insel Långö fallen schon die Fjordspalten entgegengesetzt zu den Gleitflächen.

An einer Lokalität fand ich die Deutung schwieriger. Da sie eine leicht zugängliche Kreuzungsstelle verschiedenalteriger, gut entblösster Spalten ausmacht, will ich sie kurz beschreiben.

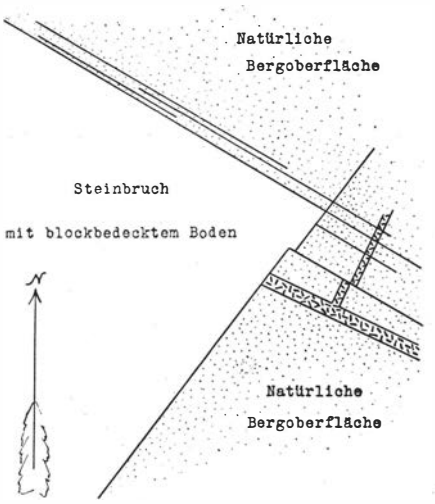


Fig. 38. Erklärung siehe im Text.

Unweit W von der Stadt Lysekil, N von Pinnevik, ist ein kleiner Sportplatz belegen. Wo das enge Tal »Munkviksmulen» von diesem gegen NW bis WNW ausgeht, liegt an der Ostseite ein kleiner Steinbruch, der gegen NO und SO von hohen Spaltenwänden begrenzt wird, Fig. 38. Die N 37° O streichende, etwa 80° westwärts einfallende Wand zeigt Rutschstreifen, die etwa 20° SW-wärts einfallen, und hat einen Belag von Chlorit und Muskovit. Der Muskovit zeigt eine auffallende Abhängigkeit von einem in der Wand austretenden Pegmatitgang, in dessen Nähe er sehr reichlich auftritt, um nach beiden Seiten hin allmählich abzunehmen.[1]

Die N 60° W streichende Wand wird von einer typischen Spaltenzone der NW-Spalten gebildet. Während der Pegmatitgang etwa 70° NO-wärts einfällt, sind die Spalten fast saiger. Sie sind durchgehends mit Kalzit verkittet, der sogar kleine Platten von 5 bis 10 mm Mächtigkeit bildet. Die Wand, welche Reste einer 5 mm dicken Kalzitschicht trägt, zeigt keine Rutschstreifen, sondern eine Art Federfiguren, die zuweilen an den NW-Spalten sichtbar sind und auf eine Tensionsspannung deuten. Dass aber Horizontalverschiebungen in der Zone vorgekommen sind, kann man an einer dazu gehörigen, wenn auch ein paar m seitwärts, unweit des Pegmatitganges gelegenen kalzitverkitteten Spalte sehen, welche eine Apophyse des Pegmatitganges disloziert hat. Durch dieselbe Spalte

[1] Wie sich der Muskovit zu den Rutschstreifen verhält, kann ich nicht aus meiner Notiz (von 1921) ersehen und ist vielleicht auch nicht zu sehen. Gemäss meiner Erinnerung ist der Muskovit nicht grob rosettenartig angewachsen, auch nicht in feinverteilter Form mit dem Harnisch intim verwachsen, sondern als weit sichtbare Blätter an die Wand angeklebt.

ist die N 37° O verlaufende Wand und zwar mit demselben Betrag — 6 bis 7 cm — verschoben worden, Fig. 38.

Die NW-Spalten sind also jünger als die NO-Spalte und zwar um so viel, dass während der Zeit die den Granit durchströmenden Lösungen einen völlig veränderten Charakter erhalten hatten.

Die Schwierigkeit ergibt sich erst bei der Frage, zu welchem System die NO-Spalte gehört. Mit den jüngeren NO-Spalten hat sie nur die etwa wagerechten Rutschstreifen gemeinsam. Befremdend ist hingegen nicht nur der Muskovit eines Teils der Spaltenwand, sondern auch das vereinsamte Auftreten, welch beide Kennzeichen auf die Muskovitzugspalten hinweisen. Mit diesen übereinstimmend zeigt sie auch einen NW-lichen Lotwinkel (von 10°). Falls wir annehmen können, dass der Muskovit aus dem Pegmatitgang ausgelaugt und in der Spalte sekundär abgesetzt worden ist, so kann die Spalte jedes Alter haben. Sonst erscheint die Deutung notwendig, dass eine echte Muskovitzugspalte von der Grösse, die von der Muskovitausbreitung angegeben wird, nachträglich durch NO-Druck vergrössert worden ist.

Die zuletzt beschriebene Spalte erschüttert jedenfalls nicht die allgemein gefundene Regel, dass die jüngeren NO-Spalten eine von den Muskovitzugspalten streng geschiedene Gruppe ausmachen.

Das Verhältnis der N- zu den NO-Spalten.

Es ist schon angeführt worden, dass die N-Spalten in Ausbildung und Zementierung mit den NO-Spalten übereinstimmen. Zu mindesten innerhalb des Bezirks 4, den ich am eingehendsten studiert habe, gilt auch, dass die N- und NO-Spalten ineinander fächerförmig übergehen. Im westlichen Teil der Spezialkarte von Smögen (Taf. II, Fig. 2) streichen die Spaltenzonen N 5° O, die östlicher gelegene Rombenporphyrspalte verläuft N 15° O und der Sund an der Ostseite der Karte N 20° O. Letzterer steht mit gleich gerichteten, sehr ausgeprägten Spaltenzonen und Spaltentälern dieser Gegend in Verbindung (Taf. II, Fig. 3). In Örnfjord zeigen die hier herrschenden NNO-Spalten Übergänge sowohl zu den N- wie zu den NO-Spalten. Betrachten wir den ganzen Bezirk 4, können wir eine Drehung der Fjordzonen von N 20° O in der Gegend von Smögen bis N 50° O in der Lysekilgegend verfolgen.

Das Verhältnis der NW-Spalten zu den N- und NO-Spalten.

Spaltenkreuzungen, die über das gegenseitige Alter der jüngeren Spalten Auskunft geben können, bin ich sehr eifrig nachgegangen und zwar besonders in dem Örnfjord, wo reichlich entwickelte NO- und NW-Spalten sich kreuzen; eine einwandfreie Bestimmung erhielt ich nicht. Aus der Art des Auftretens, aus der Verkittung und aus den Druckverhältnissen im Vergleich zu den alten Schubspalten können dagegen ge-

wisse Schlüsse gezogen werden, auf welche jedoch, in einem Schlusskapitel zurückzukommen ist.

Ich will hier eine Spaltengruppe erwähnen, die ich in den Steinbrüchen des nördlichen Teiles von Malmön, Bezirk 4, beobachtete und die sich nicht unter die hier sonst erörterten unmittelbar einreihen lässt. Diese Spalten streichen NNO, zeigen aber einen sehr schwankenden, bald östlichen, bald westlichen Lotwinkel. Ihre Flächen sind nicht selten geglättet, mehr ausnahmsweise kann man aber Rutschstreifen feststellen und zwar in wagerechter Stellung. Als Verkittung führen sie zuweilen fleckenweise etwas Kalzit und stimmen somit mit den WNW-Spalten überein, zu deren System sie möglicherweise als eine Art Verbindungsspalten gehören. Zu dem System der N- und NO-Spalten gehören sie nicht. Und mit den Muskovitzugspalten, welche sie infolge ihres schwankenden Lotwinkels schneiden können, haben sie nur den Kalzit gemeinsam (an einer solchen Kreuzung wurde Kalzit in beiden Spalten, in der Muskovitspalte als deutlich letzte Ausfüllung — nach Muskovit und Quarz —, beobachtet).

Das Verhältnis der N- und NO-Spalten zu den Ganggesteinen.

Der Umstand, dass die devonischen Eruptivgesteine nur aus den »Küstenspalten», nicht aus den »Fjordspalten» bekannt waren, hat die naheliegende Vermutung veranlasst (G. DE GEER 1891), dass letztere eine jüngere Spaltenbildung ausmachten. Auf Grund erweiterter Kenntnis über das Auftreten dieser Eruptive kann ich nun diese Annahme berichtigen.

Der Rhombenporphyr ist fast nur auf die N- (im Bezirk 2 NNW-) Richtung beschränkt, wie aus der untenstehenden Tabelle hervorgeht (vgl. die Diagramme Fig. 34—36, wo jedoch auch die ultrabasischen Gesteine vertreten sind).

Anzahl Laufmeter der Rhombenporphyr- und Diabasgänge in verschiedenen Kompassstrichen.

Bezirk	NW	N 34° W	NNW	N 11° W	N	N 11° O	NNO
2	—	—	10,000	4,000	100	—	—
3	—	—	1,400	2,800	9,000	600	—
4 a	10	30	2,500	3,600	7,700	4,650	20
4 b	—	—	—	700	—	—	—

Die sehr lang durchsetzenden Rhombenporphyr- und Diabasgänge setzen offenbar einen Zug voraus. Bei Studien der Gangspalten findet

man aber, dass diese nur ausnahmsweise den Charakter von Zugspalten haben. An den Seiten des Ganges findet man die gewöhnlichen Spaltenzonen der in Kap. 13 besprochenen Art, von welchen zuweilen Gesteinsplatten in den Gang hineinragen oder eine Zweiteilung des Ganges veranlassen. Auf Grötö in Örnfjord fand ich in der Granitwand des Diabasganges unter Schuppen wagerechte Rutschstreifen, in der Granitwand des Porphyrganges zu Näverkärr unter einer Granitplatte Streifen, die 10 bis 20° S fielen. Alles spricht dafür, dass dem Rhombenporphyr und Diabas zwar durch Dehnung Platz geschaffen wurde, dass aber in den meisten Fällen nicht neue Spalten entstanden, sondern alte Druckspaltenzonen zu klaffenden Klüften gedehnt wurden. Das Auftreten des Ganges in einer Spaltenzone erklärt die sehr seltsame Erscheinung, dass die Wand von der Erosion durch Talbildung an der Seite manchmal schön hervorpräpariert wird, in einigen Fällen bis etwa 20 m Tiefe, ohne dass ein Zoll von der Gangbreite verloren geht (Vgl. S. 60 mit Fig. 15). Zuweilen findet man dagegen an der Porphyrwand dünne Granitplatten wie angeklebt.

Dies Verhältnis im Verein mit der ebenfalls früher angeführten Tatsache, dass der Rhombenporphyr, wo Seitentäler fehlen, in der Regel sich über das Granitterrain erhebt (auf Röö z. B. 15 bzw. 13 m über die höchsten Punkte des Nebengesteins), verbietet die Annahme, dass die zuweilen vorkommende, streckenweise Auswitterung des Rhombenporphyrganges auf einer geringeren Widerstandfähigkeit dem Granit gegenüber zurückzuführen sei. Es dürfte hier die ältere Spaltenzone des Granits verantwortlich sein. Bei einer von vielleicht zwei begleitenden Klufttälern einsetzenden Erosion kann auch der Rhombenporphyr der Zerstörung anheimfallen, besonders wenn er mehr als gewöhnlich verklüftet ist. So ist der über Sotehuvud verlaufende Gang stückweise wegerodiert worden, trotzdem dass er noch den höchsten Punkt dieser kleinen Halbinsel (die Ziffer 60, Taf. III) aufbaut und somit die Höhe des Peneplans bezeichnet. Nur bei den Diabasgängen (die basischen Abarten des Rhombenporphyrs einbegriffen) hat man mit einer geringeren chemischen Widerstandsfähigkeit gegen die Erosion als einem mitspielenden Faktor für die Zerstörung der Gänge zu rechnen.

In Bezirk 4 und 3 habe ich an einigen Stellen Kreuzungen der Rhombenporphyr- und Diabasgänge mit NO-Spaltenzonen beobachten können. Die kleine Insel S von Grötö in Örnfjord (Taf. II, Fig. 3) besteht, kann man sagen, aus einer kräftigen Spaltenzone mit Quarz, die in N 20 bis 60° O verläuft (Fig. 23, S. 124 vertritt einen verhältnismässig sehr wenig verklüfteten Teil der Insel). Über die Westseite der Insel verläuft ein fussbreiter Diabasgang mit vereinzelten rhombischen Einsprenglingen. Wie sich der im festem Gestein N 10° W streichende Gang verhält, wenn er auf die Spaltenzonen trifft, veranschaulicht Fig. 39 d. In einer N 60° O streichenden Zone folgt er ihren Zugspalten des Schubes, wechselt aber bei den Längsspalten, denen er nur ausnahmsweise und zwar als sehr dünne Scheiben folgt. Einer in N 20° O verlaufenden

Zone folgt er dagegen ziemlich weit. Er zeigt sich dabei von ihrer Blätter-Aufteilung deutlich abhängig. Die Breite des Ganges in den verschiedenen Abschnitten gibt einen Zug etwa quer zur Hauptrichtung desselben an.

In der reich entwickelten Zone des Åbyfjords treten auf »Skuteviks Udde», Förnäs, zwei Diabasgänge mit teilweise rhombischen Augen als deutlich jüngere Bildungen auf. Fig. 39 c zeigt das Verhalten des grösseren Ganges. Die Stellen des Wechsels waren ziemlich bedeckt. Dass es sich aber nur um scheinbare Verwerfungen handelt geht daraus hervor, dass die Fjordspalten, trotzdem dass sie teilweise in kleinen Quarzbreccien übergehen und horizontale Rutschstreifen aufweisen, nicht den Gang durchsetzen, dessen Querspalten ihrerseits an dem Kontakte enden.

An der Südseite von Isviken N von Grebbestad, Bezirk 3, ist der Granitgrund beiderseits des mächtigen Rhombenporphyrganges von quarzzementierten Spalten und Breccienzonen in NNO-licher Richtung durchsetzt, Fig. 39 b. In dem Porphyrgang kommen sie nicht vor. Dagegen ist der Porphyr in ein paar Spalten gegen NNO eingedrungen. Sind bei Isfjord die Kontakte meistens zerstört worden und erdbedeckt, so sind bei Aleviken die Verhältnisse bis in Einzelheiten völlig unverhüllt. Diese Lokalität befindet sich bei dem Sannäsfjord, Bezirk 3, an der nach O auslaufenden kleinen Landspitze, N des Bauerngehöftes Aleviken. Fig. 39 a ist eine Skizze, die keiner weiteren Kommentare bedarf. Der aus Diabas bestehende Gang bildet das auskeilende Nordende des Rhombenporphyrganges (nach der Erläuterung) oder wahrscheinlicher einer linken Verzweigung desselben. Die Lokalität ist von besonderem Interesse, weil deutlich hervorgeht, dass die Quarzfüllung, hier hauptsächlich von einem wirklichen Quarzgang vertreten, zur Zeit der Eruption offenbar schon vorhanden war. — Auf Musö wurden ähnliche Beobachtungen wie bei Isviken gemacht.

An allen gefundenen Kreuzungsstellen zwischen Rhombenporphyrgängen und NO-Spalten erweist sich also der Rhombenporphyr jünger als die letzteren. Es sind auch an keiner Stelle in dem Rhombenporphyr Spuren einer nachträglichen Bewegung den NO-Spalten entlang wahrgenommen worden.

Mit dem Auftreten des Rhombenporphyrs verglichen ist das Auftreten des erst während meiner Arbeiten entdeckten limburgitischen Gesteins von grossem Interesse. Es bildet nie lang anhaltende Gänge, sondern nur ganz kurze Vorkommen, meist innerhalb der grossen Spaltenzonen, von deren Breite es auch nur einen Bruchteil einnimmt. Dies Auftreten lässt vermuten, dass seine Eruption nicht mit einem Zug, sondern mit einer Schubbewegung in den grossen Spaltenzonen in Verbindung stand. Wo die Spalten der Zone nicht parallel waren oder wo die Gesteinsplatten derselben abgerissen wurden, da entstanden bei den Differentialbewegungen Hohlräume, die von dem Limburgit eingenommen wurden. In den N-Spaltenzonen auf Smögen, Hållö und Klåvskär tritt er sporadisch auf;

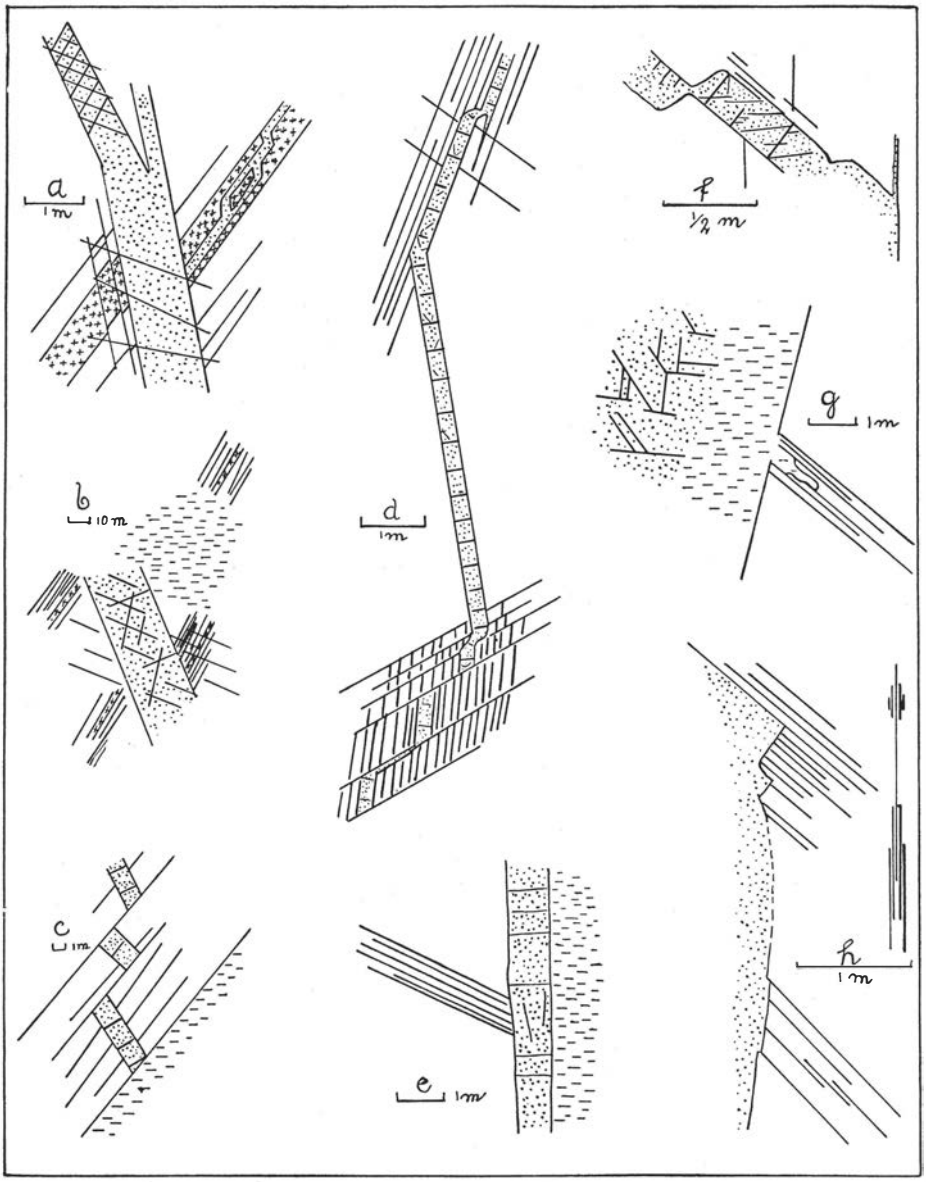


Fig. 39. Winkeltreue Skizzen über die Beziehung des Rhombenporphyrs und des mit ihm vergesellschafteten Diabases zu den NO- (a—d) und den NW-Spalten (e—h). Gesprenkelte Fläche bezeichnet Rhombenporphyr und Diabas, weiss gelassene — Granit, gestrichelte — Erde- oder Wasserbedeckung, gekreuzte — Quarzbreccie.

a Aleviken bei Sannäsfjord, *b* Edsviken oder Isviken, beide Bezirk 3, *c* Skuteviksudde bei Förnäs in Åbyfjord, Bez. 4, *d* die Felseninsel SO von Grötö in Örnfjord, Bez. 4, *e* die W-Seite von Malmön, Bez. 4, *f* Hasselö bei Smögen, O des Rhombenporphyrganges und *g* der Rhombenporphyrgang daselbst, Bez. 4, *h* bei Slottet, O von Homburgö, Bez. 3.

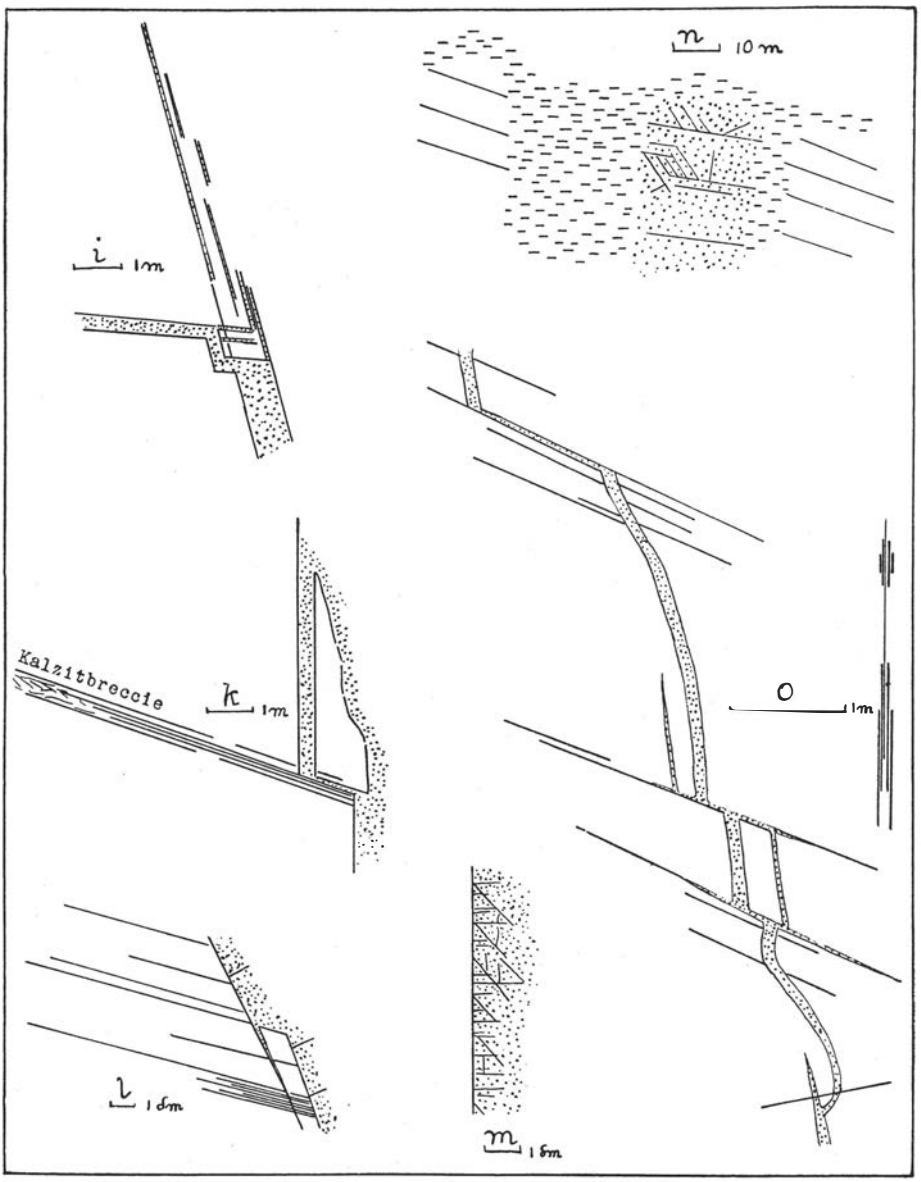


Fig. 40. Winkeltreue Skizzen über die Beziehung des Rhombenporphyrs und des mit ihm vergesellschafteten Diabases zu den NW-Spalten. Bezeichnungen wie bei Fig. 39, von dem diese die Fortsetzung ausmacht.

i N-Ende des Rhombenporphyrganges auf Süd-Hälsö, unmittelbar vor dem Giebel des Bauerngehöftes, Bez. 2, *k—m* Einzelheiten aus dem W-lichem Salband des Rhombenporphyrganges O-lich des Klevekilen, Bez. 4, *n* die Fortsetzung desselben Ganges am Südufer des Klevekilen (bei Vägga), *o* O-liche Apophyse von demselben Gange, wo er im S das Festland verlässt (Vägga).

ebenfalls in der Spaltenzone des Åbyfjords bei Röd, wo er N 25, 50 und 60° O streicht (vgl. das Verhalten des Rhombenporphyrs zu der Spaltenzone des Åbyfjordes, Fig. 39 c). Die sehr dünnen, in kleineren Spaltenzonen auftretenden Gänge auf Stora Kornö und bei Dingle streichen N 20° O.

Die N- und NO-Spalten des Bezirks 4 sind also wenigstens so alt wie der Limburgit — was wieder einen neuen Grund für ihre Gleichwertigkeit ausmacht. Bei Röd und bei Dingle ist der Limburgit von gleich streichenden Spalten etwas brecciiert und bei Dingle, wo der Gang gut aufgeschlossen ist, sieht man an den Spalten des Ganges horizontale Gleitstriemen. An diesen beiden Lokalitäten sind die Brecciespalten von Kalzit zementiert, der wahrscheinlich aus dem limburgitischen Magma stammt.

Man möchte diese Umstände derartig deuten, dass die Spannungen, welche die Spaltenzonen verursacht haben, auch nach der Erstarrung des Limburgites fortdauerten — mit anderen Worten, dass die Entstehung der Spaltenzonen der Limburgiteruption unmittelbar voranging. Die Möglichkeit dieser Annahme, welche von der Deutung des Spaltenquarzes abhängt, wird später erörtert werden.

Aus Bezirk 3 sind keine Gesteine der Essexitreihe bekannt. Im Bezirk 2, der Strömstadsgegend, tritt aber der Madeirit in NNO-, NNW- (3 Gänge) und WNW-Spaltenzonen auf. In einem Falle (Tjurholmen) kreuzen sich ein NNO- und ein NNW-Gang. In der Strömstadgegend ist eine Tension zur Zeit der Eruption nicht zu verleugnen, zumal die Gänge teilweise lang anhaltend erscheinen (Erl. S. 25).

Das Verhältnis der NW-Spalten zu den Ganggesteinen und die Klüftung der Gänge.

Das Verhalten des Rhombenporphyrs zu den NW- bezw. WNW-Spalten schien mir anfangs sehr einfach. Durch den Umstand, dass NW-Spalten im Rhombenporphyr bezw. Diabas ebenso häufig wenn nicht häufiger als im Granit sind und dass diese Spalten zuweilen über den Kontakt verfolgt werden können, glaubte ich zu der Annahme berechtigt zu sein, dass die NW-Spalten des Granits den Rhombenporphyr durchsetzen und also jünger als dieser und damit auch jünger als die N- und NO-Spalten seien. Die zu Grunde liegenden Observationen wurden bei Aleviken (Fig. 39 a) und an der ganzen Gangstrecke von hier über dem Festland, so auch auf Röö (Fig. 41) und auf Valö, alles innerhalb Bezirk 3, ausserdem auch auf Grötö in dem Örnfjord, Bezirk 4, gemacht (vgl. LJUNGNER 1924, S. 90, 103).

Da ich es aber für wünschenswert hielt, keine von den Möglichkeiten, die in dem Vorhandensein der Gangeruptive liegen, zu Altersbestimmungen unverwertet zu lassen, habe ich im Sommer 1926 solche Gangstreckungen untersucht, die ich früher nicht besucht hatte.

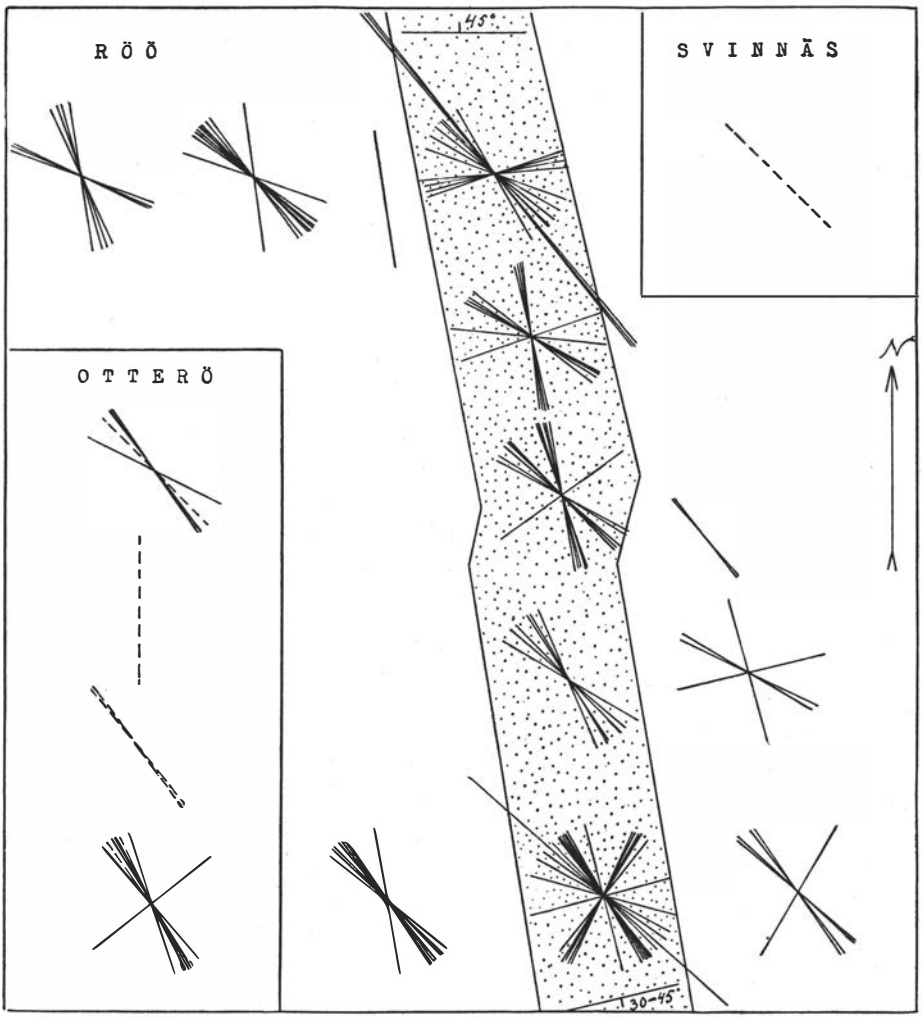
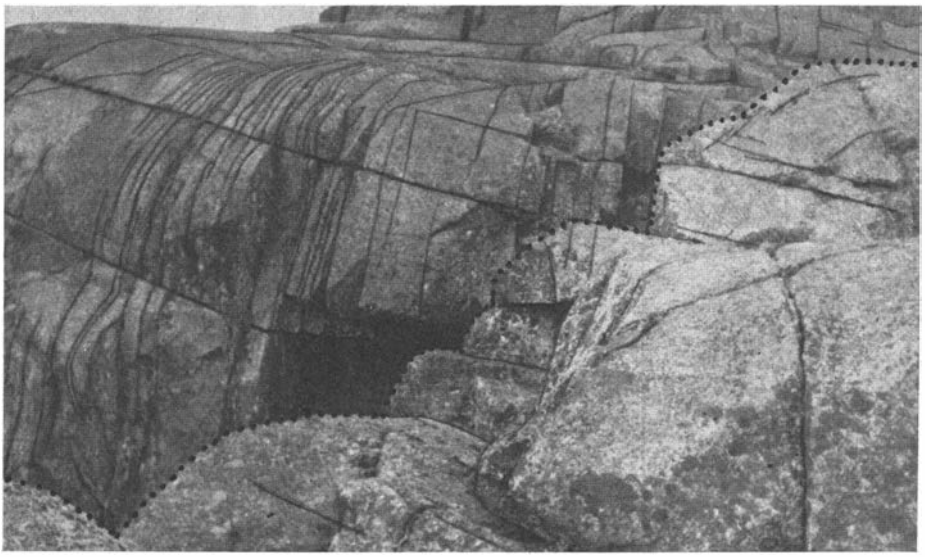


Fig. 41. Spaltenrichtungen auf Röö, Bezirk 3, teils im Rhombenporphyr, teils im Granit. In der linken, unteren Ecke sind die Richtungen der Spalten und (gestrichelt) der Teilbarkeit des Granites auf der mit Röö zusammenhängende Otterö, in der entgegengesetzten Ecke die Teilbarkeit des Granites auf der 1 km entfernten Landspitze Svinnäs eingetragen. Die ausgezogenen Spalten übersetzen den Kontakt 1923 gez.

Eine rasche Wanderung dem Gang von Musö entlang sowie ein Aufenthalt von zwei Tagen auf Homburgö, alles Bezirk 3, bestärkten mich nur in meiner Auffassung (Fig. 42). Bei dem S. 69 erwähnten Gang, den ich O von Homburgö entdeckte, machte ich aber die zu dieser Zeit ziemlich unwillkommene Beobachtung, dass eine sehr reich entwickelte, breite Spaltenzone des NW-Systemes von dem Gang abgeschitten war, ohne irgend eine Fortsetzung in dem Gange zu zeigen. Im Gegenteil beweist der Verlauf der Ganggrenze deutlich das frühere Dasein der NW-Spalten, Fig. 39 h.

Die Untersuchung des Gangteiles über Sotehuvud und Tryggö (den südlichsten Teil des Bezirks 3) gab ziemlich dürftige Resultate, weil die Kalzitspalten des Granites hier im Übergangsgebiet zwischen der rein NW-lichen Richtung im Norden und der WNW-lichen im Süden ungewöhnlich schlecht entwickelt sind. Dasselbe kann von dem Gangteil bei Vägga, Bez. 4 (siehe Taf. II, Fig. 3), gesagt werden. An dem Südende der letzten Gangstrecke auf dem Festlande fand ich WNW verlaufende Spalten, die sich sowohl im Granit wie im Gange gut entwickelt und in ihrer Richtung völlig übereinstimmend zeigten. Sehr überraschend war es nun wahrzunehmen, dass diese WNW-Spalten des Granites, die eine



Verf. phot. $^{20}/_{8}$ 1926 (nachgebessert).

Fig. 42. NW-Spalten auf Homburgö. Im Vordergrund Granit, im Hintergrund Rhombenporphyr. Aufnahme etwa gegen WNW.

Fortsetzung derjenigen des Porphyrs zu sein schienen (Kontakt schlecht entblösst), von Apophysen des Ganges benutzt worden waren. (Siehe Fig. 400. Der Hauptgang liegt nahe der linken Seite ausserhalb der Figur.)

Von nun an war es mir klar, dass die bisher hauptsächlich benutzte Methode (das Feststellen übereinstimmender Spalten im Gang und Nebengestein) unzuverlässig war und dass man mit der Möglichkeit rechnen muss, dass nicht nur die O—W-Spalten sondern auch die NW- (hier WNW-) Spalten der Gänge ihr Privateigentum seien. Ich hatte zu dieser Zeit schon bemerkt, dass innerhalb des Bezirks 4, des Gebietes der WNW- (statt NW-)Spalten des Granits, diese schlechter mit den diagonalen Spalten der Gänge korrespondierten als im Bezirk 3, indem ihre Richtung oft mitten in den Winkel zwischen den Diagonal- und Querspalten des Ganges

fiel. Die gute Übereinstimmung an dem Südende der Gangstrecke bei Vägga könnte auf der dortigen Drehung des Ganges in NNW-licher Richtung beruhen.

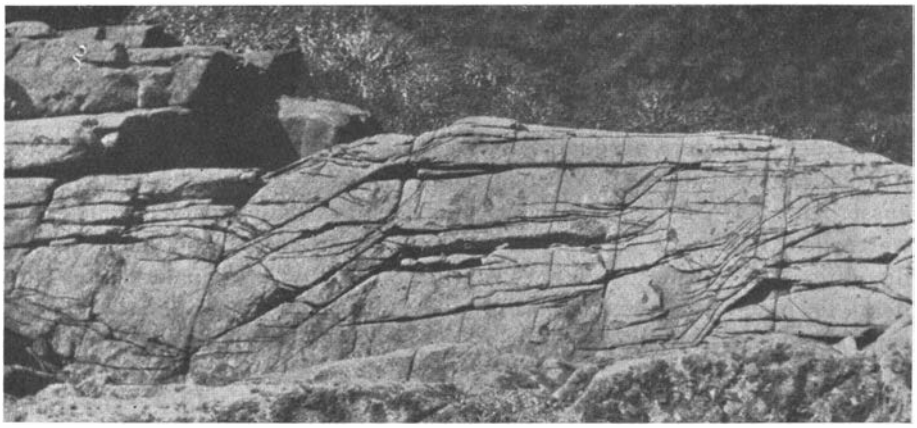
Diese Gedanken wurden zu meiner Arbeitshypothese, für deren Prüfung ich noch 10 Tage im Gebiet der Spezialkarte Taf. II Fig. 3 verweilte.

An dem Nordende der Gangstrecke von Vägga, bei Klevekilen, sind die WNW-Spalten des Granites wieder gut entwickelt — es ist dies offenbar eine Bedingung für die Talerosion, durch welche der Gang abgeschnitten worden ist. Hier streicht der Gang aber nicht wie im Südende N 20° W sondern N 10° O. Die Diagonalspalten des Ganges fallen hier darum viel zu nördlich, um mit den WNW-Spalten des Granites zu korrespondieren, Fig. 40 n. Näher der Richtung der letzteren fallen die Querspalten des Ganges, die genau senkrecht zur Gangrichtung stehen. Auch diese weichen indessen 10 bis 13° von den Granitspalten ab, sind ausserdem regelmässig von Quarz gefüllt und besitzen auch das Aussehen von Zugspalten.

Auch an der nördlicheren Gangstrecke, längs der Ostseite von Klevekilen, sind die WNW-Spalten des Granites gut ausgebildet, führen ausserdem am Ufer noch Kalzit. Der ebenfalls nahe dem Ufer liegende westliche Kontakt ist an einigen Stellen gut entblösst. Von hier stammen die Fig. 40 k bis m. In Fig. k und l sind die WNW-Spaltenzonen von dem Porphyr benutzt worden, und in diesen beiden Zonen ist Kalzit zurückgeblieben. In Figur k liegt sogar eine kalzitverkittete Reibungsbreccie vor. Diese Zone setzt an der entgegengesetzten Seite des Ganges als ein Klufttal fort, zu dem der Gang eine Schwelle bildet. Die damit zunächst übereinstimmenden Spalten des Ganges sind unbedeutende Diagonalspalten von 10° nördlicherem Streichen. — Nur ganz ausnahmsweise und dann wahrscheinlich sekundär findet man an dieser Gangstrecke die Granitspalten über die Kontakte fortgesetzt.

Die Rhombenporphyrinsel O von Höge Rammen (südliche Forsetzung des Ganges von Vägga) ist von den drei kräftigen WNW-Spaltenzonen des 5 m entfernten Höge Rammen, die auf ihr hin streichen, nicht betroffen. Wegen der NNW-lichen Gangrichtung streichen die Diagonalspalten zwar WNW, indem sie dieselbe Drehung mitmachen wie die Quer- und Längsspalten, haben aber ein ganz anderes Auftreten als die erwähnten Granitspalten, Fig. 43. — In dem Spaltennetze der südlicher gelegenen Porphyrinsel in Trillingarne erkennen wir sogleich dieselben Quer-, Längs- und Diagonalspalten, Fig 44. In Übereinstimmung mit der veränderten Gangrichtung, die hier sowohl von dem noch erhaltenen Kontakte, wie auch von der Richtung der langgestreckten Insel und der Lage der südlicheren Porphyrinsel zu N 10° O angegeben wird, ist das Spaltennetz wieder nach O gedreht. Die im Granit N 80° W streichenden Spalten stimmen also betreffs der Richtung hier mit den Querspalten des Ganges gut überein. Letztere führen aber Quarz.

Auf Hasselö liegt der kleine unbedeckte Rest des Rhombenporphyrganges (Siehe Taf. II, Fig. 2 und 3 und Textfig. 39 g) gerade vor einer kräftigen, N 50° W verlaufenden Spaltenzone, ohne von dieser betroffen zu sein, zeigt dagegen kurze Längs-, Quer- und Diagonalspalten. Zwischen diesem Gang und dem etwa 100 m östlicher verlaufenden Diabasgang treten einige Apophysen und Seitengänge des letzteren auf. Einer von diesen kleinen Gängen verläuft ein Stück nach kleineren Spalten N 50°W. Wie Fig. 39 f zeigt, sind dabei seine Quer- und Diagonalspalten mit dem Gang gedreht. Ein anderer kreuzt eine den ganzen Bergblock zwischen den beiden Hauptgängen durchsetzende und noch weiter verlaufende Kluft, die N 65° W streicht, und wechselt bei dieser anderthalb m. Um mich über den Verlauf des Ganges in der Kluft zu unterrichten, veranstaltete



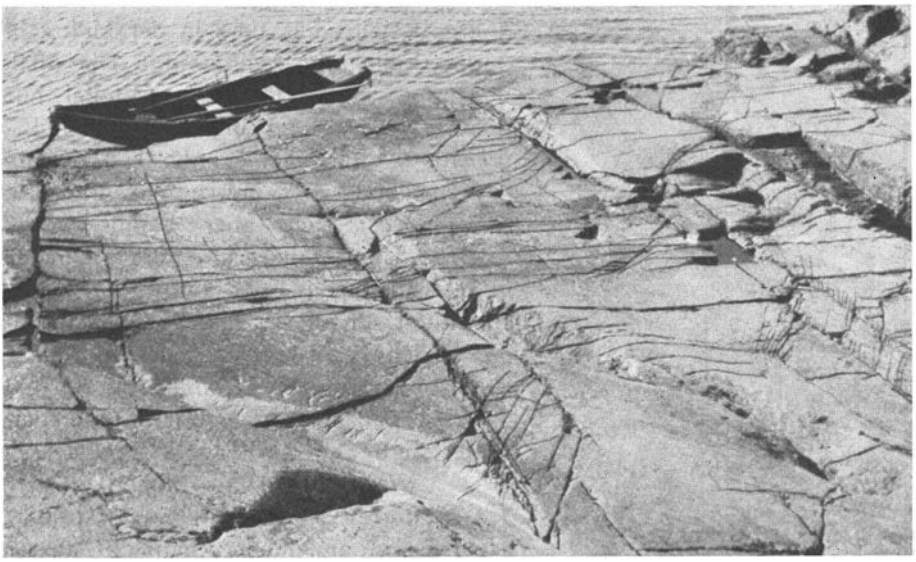
Verf. phot. 29/8 26.

Fig. 43. Längs-, Quer- und linksseitige Diagonalspalten in der Rhombenporphyrinsel an der Ostseite des Höge Rammen im Malmöfjord. Von oben. Rechte Kurzseite des Bildes mit den Querspalten parallel.

ich eine Freilegung des Kluftbodens. Es zeigte sich, dass der Wechsel gegen die Tiefe bald verschwindet, indem der nach O fallende Gang an der Nordseite der Kluft ein stückweise bis auf 0° erniedrigtes Fallen hat. In dem Kluftboden bildet der sorgfältig blossgelegte Gang eine Schwelle, die nicht von der Spaltenzone der Kluft durchsetzt ist — trotz der kräftigen Rutschstreifen der letzteren. Nur sind wie gewöhnlich kleine Quer- und Diagonalspalten vorhanden, und diese stimmen weder in ihrem Fallen noch in ihrem Streichen mit den Kluftspalten überein. Aus der durch eine Kluftspalte entstandenen nördlichen Kluftwand ragt der Gang 10 cm heraus.

An den meistens unbedeutenden Resten des über Malmön und Kjeö verlaufenden Ganges (Taf. II, Fig. 3) wurde mehrmals beobachtet, wie gute WNW-Spalten den Gang nicht durchsetzen. Sehr deutlich ging dies an einer Stelle von Malmön hervor, Fig 39 e.

Bei Näverkärr sind die NW-Spalten ziemlich unbestimmt, indem sie zwischen N 30—65° W schwanken, wie umstehende Skizze (Fig. 45) zeigt. Der im Norden abzweigende Gang folgt sehr reichen Spaltenzonen, die N 45° W, teilweise auch N 35° W verlaufen. Die Kontakte des südlichen Ganges haben einen zick-zack-förmigen Verlauf zwischen einerseits N 20, 25° O und anderseits N 20, 30, 35, 40° W. Auf Grund des Fächerartigen Übergangs innerhalb der NW-Spalten dürften die von dem Porphyr benutzten NW-Spalten als übliche NW-Spalten betrachtet werden. Kalzit



Verf. phot. 29/8 26 (nachgebessert).

Fig. 44. Quer-, Längs- und Diagonalspalten der grösseren Rhombenporphyrinsel (N von Svartskär) in der Inselgruppe Trillingarne im Malmöfjord. Die Querspalten sind mit der linken Kurzseite des Bildes parallel.

wurde nicht beobachtet. Dagegen ist die N 15 bis 25° O verlaufende, in Breccie übergehende Spaltenzone an der Ostseite des kleinen Meerbusens, der ein Diabasgang folgt, reichlich von Quarz verkittet.

Die Ergebnisse der Untersuchung im Bezirk 4 können zunächst so ausgedrückt werden, dass die Gänge zuweilen in die NW-Spalten eindringen und selber von kräftigen NW-Spaltenzonen nicht betroffen sind, während hingegen die Spalten der Gänge zu ihrer Richtung drei fest verbundene und von der Gangrichtung abhängige Gruppen bilden, von denen die eine oder die andere mit den NW-Spalten des Granites gelegentlich übereinstimmen kann. Das fast gänzliche Fehlen des Kalzits in den Spalten innerhalb der Gänge ist eine weitere Stütze für die Trennung der innerhalb der Gänge und ihres Nebengesteins fallenden Spalten.

Es erübrigt zunächst, eine Erklärung für die in den Gängen auftretenden Spalten zu geben. Dass die meistens offenen, oft quarz-

verkitteten Querspalten Zugspalten sind, ist ohne weiteres klar. Von den Längsspalten dürfte man dasselbe annehmen können. Eine Schwierigkeit bieten die Diagonalspalten. Wenn diese primäre Spalten sind, so ist eine dazu symmetrische Gruppe zu erwarten. In der Tat gibt es auch eine solche. Diese kann örtlich sogar die herrschende sein, wie Fig. 47 zeigt, die aus derselben Lokalität stammt wie Fig. 43. Im allgemeinen ist sie aber schwächer ausgebildet. Bei einer Serie Messungen an dem Gang von Vägga, auf der Höhe zwischen der Fahrstrasse und Klevekilen, ergab sich auch, dass in der Mehrzahl der Fälle die rechtsseitige Diagonalgruppe einen kleineren Winkel mit der Gangrichtung bildet als die linksseitige. Bei einer graphischen Zusammenstellung der Messungen, Fig. 46, stellt es sich aber heraus, dass diese Ungleichmässigkeiten mit einer Schwankung in der Lage der Querspalten an dieser Gangstrecke in Zusammenhang steht, indem die beiden Diagonalgruppen symmetrisch zu den ihnen zunächst angehörigen Querspalten sind.

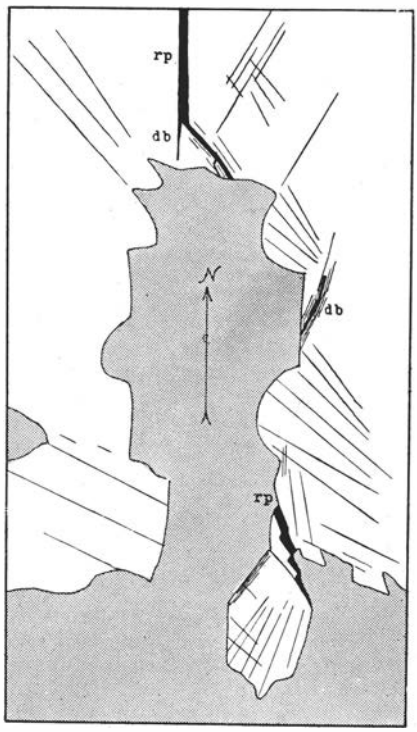


Fig. 45. Spalten- und Gangrichtungen an der Südseite von Näverkärr, O von Malmön. rp Rhombenporphyr, db Diabas. Masstab 1 : 10000. 1926.

Wir müssen also innerhalb der Gänge vier Spaltengruppen als primär angelegt annehmen, nämlich ausser Quer- und Längsspalten zwei Diagonalgruppen. Die Ursache sämtlicher Spalten dürfte Zug sein, wenn auch nur die Quer- und Längsspalten Zugspalten sind. Die Diagonalspalten sind mit den Lüdersschen Fliessfiguren an Metallen zu vergleichen, die nicht nur bei einseitigem Druck sondern auch bei Zug entstehen, siehe oben s. 119.

Warum ist nun aber die linke Diagonalgruppe im allgemeinen die herrschende? Es sind folgende Ursachen denkbar. Eine sehr leichte Schubspannung während der Erstarrung bei der immer die Westseiten nach S geschoben wurden, sollte die Entstehung der linken Gruppe befördert, die der rechten zurückgehalten haben. Eine erneute, leichte Beanspruchung von derselben Art, die die NW-Spalten des Granits erzeugten, können die linken Diagonalspalten der Gänge vergrössert haben. Bei irgend welchen Bewegungen, z. B. epeirogenetischen, dürfte diejenige Spaltengruppe den grössten Dienst geleistet haben, die mit der verbreitetsten Gruppe des Nebengesteins übereinstimmte.

Für das Verhalten, dass die Spalten zuweilen den Kontakt übersetzen, können die beiden letztgenannten Möglichkeiten als Erklärung angezogen werden. Die Erscheinung kann aber auch primär sein. Auf der grössten Insel in Trillingarne V von Malmön herrscht die Morphologie des Ganges noch mehrere m ausserhalb dessen tatsächliche Grenzen, Fig. 48 und 49. Sie äussert sich besonders in einer Tendenz des Granites, nach senkrecht zum Kontakte stehenden und liegenden Flächen zu zerbersten. Diese Kluftflächen haben ein solches gerieftes Aussehen, das in Salbändern gewöhnlich ist und mit einer schieferstiftähnlichen Teilbarkeit zusammenhängt. Offenbar haben die Spannungen des Ganges auf den Granit einen Einfluss geübt. Wir wollen uns diesen Vorgang zuerst ohne Rücksicht auf eine Erwärmung des Granits denken. Die Zugspannungen des Salbandes bedeuteten für den Granit eine Kompressionsspannung längs des Kontaktes. Zu einer Kompression könnte es aber erst kommen, wenn die Zugspalten des Ganges über die Kontakte fortsetzten. Zur gleichen Zeit wurde die Zugspannung des Ganges senkrecht zum Kontakte auch zu dem Nebengestein als eine gleichgerichtete Zugspannung ermittelt. Die entstandenen Spannungen waren also von der Art, dass sie eine Streckung des Granites bewirken könnten. Eine andere Frage ist, ob sie dazu hinreichend waren. Ein Hinweis auf die Tatsache, dass sowohl bei Granit als bei Porphyr die Zugfestigkeit höchstens $^1/_{25}$ der Druckfestigkeit beträgt, macht die versuchte Erklärung unmöglich. Ohne die Granitwand in erwähnenswertem Grade zusammenziehen zu können musste das Salband durch Erzeugung von Zugspalten die von der Granitwand bestimmte Grösse beibehalten. Fig. 40 m zeigt solche Spalten. In dem angeführten Charakter des Granites liegt auch etwas mehr als eine Streckung.

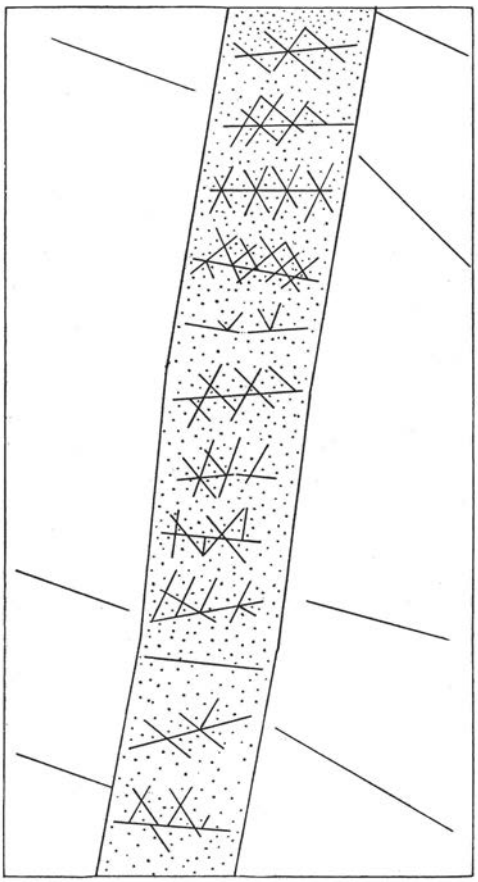
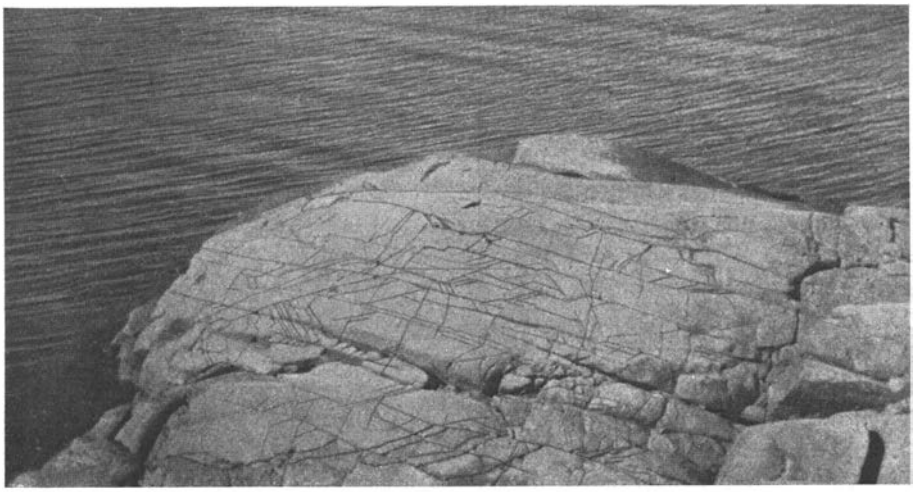


Fig. 46. Spaltenrichtungen in dem etwa 45 m breiten Rhombenporphyrgang von Vägga (getüpfelt) auf der Höhe zwischen dem Wege und Klevekilen und im Granit. Die Diagonalspalten des Ganges sind mit seinen Querspalten gedreht. 1926.

Wir müssen also die Wärmezufuhr des Ganges heranziehen. Diese

hat in dem Granit zunächst eine Volumenvergrösserung bewirkt. Nun könnte man erwarten, dass es für diese Erweiterung Platz gäbe, weil der Granit schon früher, zur Zeit seiner eigenen Erstarrung, ein mindestens ebenso grosses Volumen besass. Die Kontraktionsspalten, durch die sich der Granit einst zusammenzog, waren aber nun mit Pegmatit, Aplit u. a. m. gefüllt. Es ist also dem Granit nichts übrig geblieben als seitwärts, nach der Gangspalte zu, auszuweichen. Der Vorgang ist eine Streckung. Nun tritt die Erstarrung ein. Vielleicht setzt die Erweiterung des Nebengesteins unter dem Einfluss der durch die Erstarrung frei gewordenen Wärme noch eine Zeitlang fort. Durch die Zusammenziehung des Ganges wird dem



Verf. phot. 29/8 1926 (nachgebessert).

Fig. 47. Querspalten und hauptsächlich rechtsseitige Diagonalspalten, erstere mit den grossen, weichen, letztere mit den kleinen, scharfen Wellen des Wassers parallel. Die Rhombenporphyrinsel O von Höge Rammen in Malmöfjord. Vgl. Fig. 43.

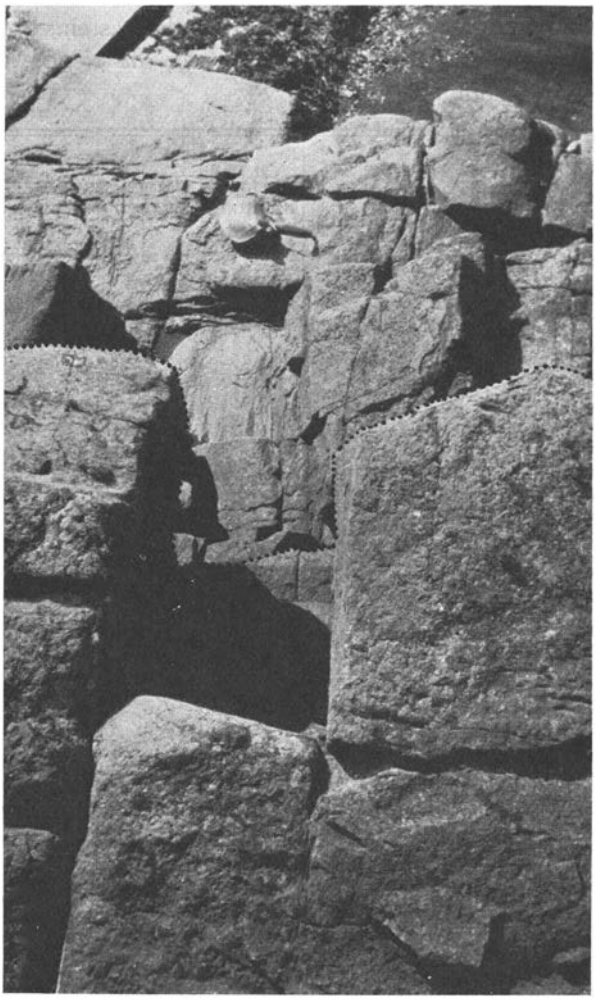
ausweichendem Granit Platz gegeben. Bald wird aber Abkühlung auch für den Granit eintreten. Nun befinden sich Gang und Nebengestein in derselben Lage: Das Volumen wird für den gegebenen Raum zu klein. Zugspalten müssen entstehen. Da der Spannungszustand des Ganges also nicht an dem Kontakte aufhört, sondern erst ein paar Meter ausserhalb derselben zu verklingen beginnt, so setzen alle Gruppen von Erstarrungsspalten über den Kontakt fort. An Fig. 48 sind auch Diagonalspalten in dem Granit ersichtlich.[1]

Dass Sedimentgesteine durch Kontakteinwirken die Morphologie eines Eruptivgesteines annehmen können, ist nicht unbekannt. So teilt

[1] An der beschriebenen Lokalität dürfte die Spaltenzone, in der der Porphyr auftrat, haupsächlich an der entgegengesetzten Seite des Ganges belegen sein, da der Granit dort völlig wegerodiert ist, obwohl der Gang seine ganze Breite (hier 48 m) zu haben scheint.

neuerdings BEADNELL ein Bild mit von einer sehr schönen säulenförmigen Absonderung im nubischen Sandstein, welche Erscheinung B. dem Einfluss eines jetzt wegerodierten, intrusiven Doleritlagers zuschreibt.[1]

Innerhalb des *Bezirks 4* sind die NW- (hier meistens WNW-) Spalten nach der obigen Darstellung älter als der Rhombenporphyr und der ihn begleitende Diabas. Innerhalb des *Bezirks 3* widersprachen sich die Ergebnisse, wie oben berichtet wurde. Umfassenden Beobachtungen an übereinstimmende Spalten in Porphyr und Granit steht eine einzige gegenüber, nämlich die, dass der von mir gefundene Gang O von Homburgö und Slottet eine ausgeprägte NW-Spaltenzone durchsetzt und dabei dieser teilweise folgt (Fig. 39 h). Letztere Observation ist aber von der Art, dass man ihr einen grösseren Wert zuschreiben darf als einer Serie von Spaltenmessungen. Die Erfahrung aus Bezirk 4, wo die NW-Spalten der Gänge als durchsetzende Spalten von derselben Art wie die des Granites zuerst aufgefasst wurden, macht es sehr möglich, dass die innerhalb des Bezirks 3 gemessenen Spalten nur die (hie und da vergrösserten) Diagonalen des Ganges ausmachen. Um diese Möglichkeit weiter zu prüfen, habe ich untenstehende Tabelle zusammenstellt,



Verf. phot. 29/8 26.

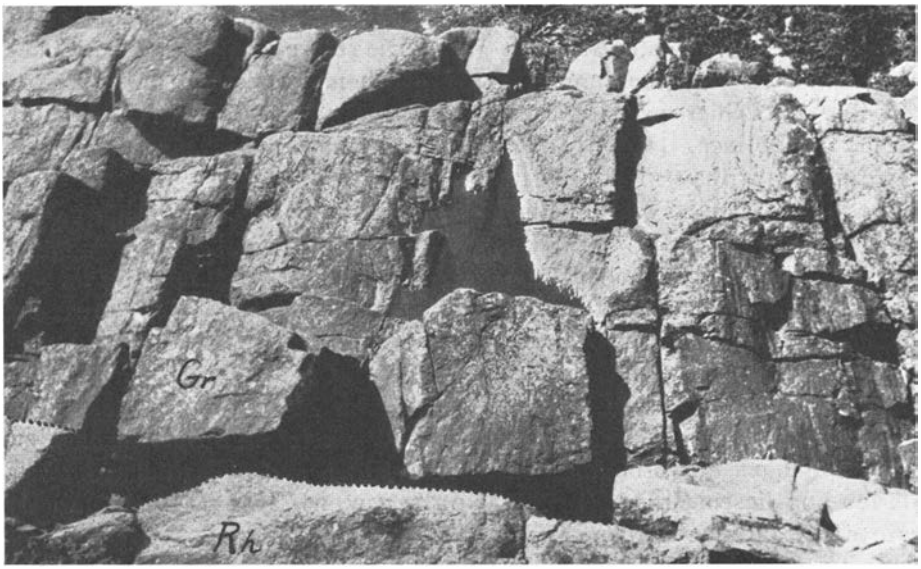
Fig. 48. Kontakteinwirkung des Ganges auf die Morphologie des Nebengesteins. Der Apparat von dem Rande des aufragenden Ganges (im Vordergrund) nach unten gerichtet. Zwischen der Geologentasche und dem Gang ist die schieferstiftähnliche Klüftbarkeit ersichtlich. Etwas rechts von hier sieht man einige Diagonalspalten, die mit einer Kluftfläche in dem Rand des Ganges parallel sind. Die Insel nördlich von Svartskär in Trillingarne, V von Malmön.

[1] BEADNELL, Columnar structure in the Nubian Sandstone. Geol. Mag. 1926, S. 271.

aus der es sich herausstellt, dass die nicht unbedeutende Schwankung in der Lage der NW-Spalten ziemlich gering wird, wenn man sie auf die Gangrichtung bezieht (Die Richtungen sind von N als 0° aus beiderseits gerechnet.) Die am meisten westgedrehten, bei Aleviken, stimmen zwar mit den Spalten des nächsten Nebengesteins überein, dagegen nicht mit der herrschenden Gruppe der Gegend, die N 40° W streicht und den Sannäsfjord bedingt.

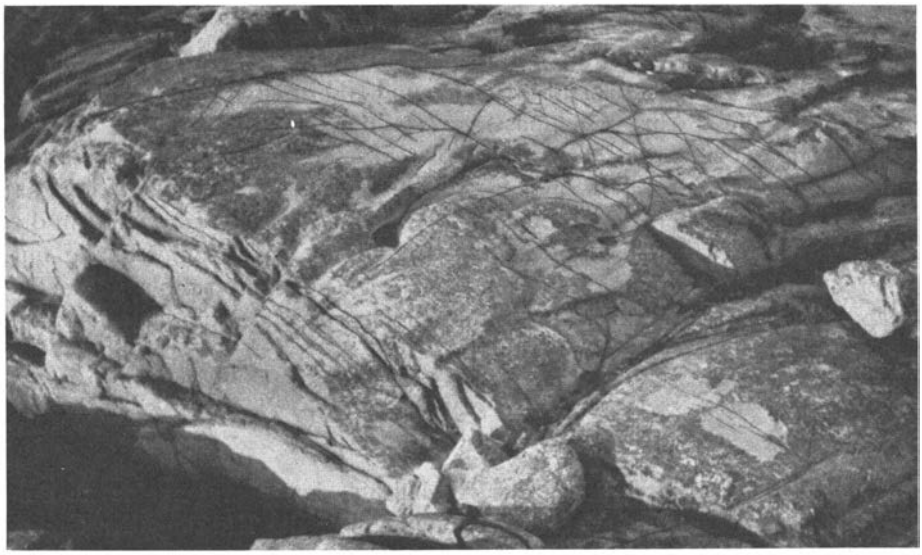
	Gang-Richtung	Längs-Spalten	Quer-Spalten	Diag.-Spalten	Winkel zw. Diagonalspalt und Längsricht.	
					Links	Rechts
Bezirk 3.						
Aleviken, Hauptgang . . .	−25	−22		−75	50	
Edsviken	−25			−70, +10	45	35
Ulmekärr	−15	0	+75	−55	40	
Röö	− 8			−48	40	
Musö		0	+90	−45	45	
Midskär	0			−45	45	
Valö	0			−45	45	
Homburgö, N, vgl. Fig. 50	+ 5?			−33	38?	
» S	+12			−32	44	
Sotehuvud	0?	0	90	−40, +20	40	20
Tryggö N	0	0	90	−40, +30	40	30
» S		+10	−85	−30	35 à 40	
Bezirk 4						
Hasselö	+15	+ 5	−80	−35	50	
Klevekilen Südseite . . .	+10	+15	−80	−35, +40	45	50
Vägga, N von der Fahrstrasse, siehe Fig. 46 .						
Vägga, S von der Fahrstrasse	−10		+83	−60	50	
Vägga, Südende	−20		n. gem.	−65	45	
O des Höge Rammen . .	−20	n. gem.	»	−65	45	s. Fig. 47
Trillingarne	+10	»	−80 à 90	−40	50	
Grötö	−10			−60 à 65	50 à 55	

Um sich für Bezirk 3 der späteren Ansicht von dem höheren Alter der NW-Spalten ohne Vorbehalt anschliessen zu können, hätte ich gern an irgend einer Lokalität das Vorkommen primärer Spalten von diagonaler Stellung feststellen wollen. Eine derartige Beobachtung wurde auch auf der Insel Tryggö gemacht. Diese liegt aber an dem Südende des grossen Ganges, weit ausserhalb der Gegend, wo die frühere Ansicht begründet wurde. Eben aus dieser Gegend besitze ich indessen eine Aufnahme,



Verf. phot. $^{29}/_{8}$ 1926

Fig. 49. Einfluss des Ganges auf die Morphologie des Nebengesteins. *Rh* Rhombenporphyr, *Gr* Granit. Der Apparat von dem Rande des aufragenden Ganges nach unten gerichtet. Rechts unten ein loser Block. Neben diesem sieht man die schieferstiftähnliche Klüftbarkeit. Lokalität etwa dieselbe wie Fig. 48.



Verf. Phot. $^{20}/_{8}$ 26 (retuschiert).

Fig. 50. Primäre Spalten in Rhombenporphyr. Gangrichtung (Kontakt) von der rechten, unteren Ecke zu der linken, oberen Ecke des Bildes. Die untere, linke Ecke besteht aus Granit. Nördliche Landspitze von Homburgö.

Fig. 50, die zu ganz anderem Zweck gemacht wurde aber nichts desto weniger die gewünschte Auskunft gibt. Die sehr gleichmässige Entwickelung der vier Spaltengruppen unter gleichem Winkel stellt es ausser Zweifel, dass hier primäre Spalten vorliegen. Somit ist wohl auch für Bezirk 3 bewiesen, dass die NW-Spalten des Granites älter als der Rhombenporphyr sind.

In Bez. 2 fand ich auf Süd-Hälsö am Nordende des Porphyrganges eine Abzweigung nach einer N 85° W verlaufenden Spaltenzone, Fig. 40 i. Dies ist die einzige Beobachtung über Kreuzungen in diesem Bezirk.

Indem die NW-Spalten sich älter als der Rhombenporphyr erweisen, entsteht die Frage von dem Verhalten der NW-Spalten zu den älteren Osloeruptiven. In Bezirk 4 sind sie zu untergeordnet um eine positive Auskunft darüber geben zu können. Dem Bezirk 3 fehlen sie ganz. In Bezirk 2 endlich sind zwei WNW streichende Spaltenzonen zu Madeiritgängen geworden, nämlich Pers Klova und Halsarholmen. Wir dürfen aus diesem Grund die NW-Spalten wenigstens als ebenso alt wie die Essexiteruption ansehen.

Zusammenfassung des Kapitels 15.

Die jüngeren Spalten des Granites.

Aus den beschriebenen Beobachtungen geht unmittelbar hervor, dass die N- und NO-Spalten ein System ausmachen, die NW-Spalten ein anderes. Beide sind durch horizontale Rutschstreifen gekennzeichnet; die auf grosse Zonen konzentrierten N- und NO-Spalten sind überwiegend mit Quarz, die mehr gleichmässig verteilten NW-Spalten fast durchgehend mit Kalzit verkittet. Beide Spaltensysteme waren bei der Eruption des Rhombenporphyrs und, wenigstens im Strömstadsgebiet, bei der Essexiteruption schon vorhanden. Die essexitischen Gesteine sind an die grossen N- und NO-Spalten gebunden, wo sie in Zusammenhang mit differentialen Bewegungen aufdrangen. Der Rhombenporphyr und seine Diabase (die jüngeren Gesteine) treten vorzugsweise in sekundär gedehnten N-Spaltenzonen auf.

Die Klüftung der Gänge.

Die Untersuchung über das Verhältnis der Ganggesteine zu den NW-Spalten führte zu einer Untersuchung über die Klüftung der Gänge — ein sehr wichtiges Kapitel in der spaltentektonischen Wissenschaft, da oft die ganze relative Altersbestimmung der Spalten eines Gebietes darauf beruht.

Es wurde — nach vielen Schwierigkeiten — bewiesen, dass Eruptiv-

gänge ein sehr charakteristisches, selbständiges Spaltensystem besitzen, das aus Quer-, Längs- und Diagonalspalten besteht. Die selten fehlenden Querspalten sind unzweideutige Zugspalten. Als Zugspalten sind ferner die Längsspalten zu deuten. Diese sind weniger häufig, wahrscheinlich weil der Querzug infolge von Aufklaffen der Spaltenzone, in der der Gang auftritt, teilweise ausgelöst wird. Auf Grund des ungleichmässigen Zuges in Quer- und Längsrichtung entstehen Flächen grösster tangentialer Spannung, denen entlang Diagonalspalten aufreissen um differentiale Bewegungen zu gestatten. In Übereinstimmung mit dieser Deutung liegen letztere Spalten dicht und sind geschlossen. In der Regel ist das komplexe Spaltensystem zur Gangrichtung symmetrisch orientiert; oft ist aber eine örtliche Abweichung vorhanden und zwar für alle Spaltengruppen gleich.

Dank den unverwitterten, vom Meere völlig freigespülten Felsen gelang es mir, eine ansehnliche kontaktmetamorphe Veränderung in der Struktur des Granites von Seiten des Ganges festzustellen. Bei einer Analyse dieser Prozesse wurde gezeigt, dass die primären Spalten des Ganges in die exogene Kontaktzone hinaus fortsetzen müssen.[1]

16. Die Klüftbarkeit des Bohusgranites.

Eine Erscheinung, die mit den Spaltensystemen eng zusammenhängt, ist die Klüftbarkeit (SALOMON) oder Teilbarkeit (CLOOS), das ist die Eigenschaft des Granites, sich in gewissen Richtungen leichter als in

[1] Hinsichtlich Aplit- und Granitporphyrgänge hat H. CLOOS (Abh. Preuss. Geol. La. A. H. 89, 1922, S. 110 und Tektonische Behandlung I, 1925, S. 36) ihre Klüftung nicht auf eine Schrumpfung sondern auf den tektonischen Druck zurückführen wollen. Die Klüftung der Gänge sei also mit der des Granites identisch, nur auf Grund des feineren Kornes reicher entwickelt.

Aplitgänge sind im Bohusgranit in dieser Hinsicht nicht studiert worden. Auf Grund der Erfahrung, dass alle anderen Spalten des Bohusgranites jünger als die Pegmatitgänge sind, will ich CLOOS insoweit Recht geben, dass alle Spalten des Granites auch die Aplitgänge betroffen haben müssen. Älter als die tektonischen Spalten sind aber die Kontraktionsspalten. Wenn man bei Aplitgängen vielleicht keine so kräftige Ausbildung dieses Systemes wie bei jüngeren Gängen erwarten darf, da sie einen weniger erkalteten Gebirgsgrund durchsetzen, so muss man doch meiner Meinung nach auch bei den Aplitgängen dem System der Kontraktionsspalten Rechnung tragen. Dies umsomehr, da die von CLOOS mitgeteilten Abbildungen schöne Analogien mit den meinigen aus den devonischen Gängen zeigen. In der angeführten Arbeit von 1925 gibt CLOOS zwar die Selbständigkeit der diagonalen Spalten in gewissen Fällen zu, will sie aber trotzdem nicht als Kontraktionserscheinung erklären. CLOOS' Fig. 17 Mitte zeigt jedoch, gerade wie Fig. 46 oben, dass alle Spalten der betreffenden Gangpartie eine gleich grosse und gleichsinnige Abweichung von der zur Gangrichtung völlig symmetrischen Lage haben und also auf dieselben Kräfte hinweisen.

anderen spalten zu lassen.[1] Bei der technischen Gewinnung der Granite ist man genötigt, der Klüftbarkeit genau Rechnung zu tragen, und es ist selbstverständlich, dass die Klüftbarkeit auch bei der Denudation eine Rolle spielen kann.

Die Ursache der Klüftbarkeit ist in unserem Lande nicht diskutiert worden, wenn auch die Klüftbarkeitsrichtungen bei geologischen Arbeiten in Granitbezirken zuweilen angegeben werden. Im Auslande dagegen war die Erscheinung schon früh Gegenstand der Erörterung. Ich verweise hier auf die ausführliche Litteraturübersicht T. NELSON DALE'S besonders in seiner letzten Arbeit von 1923,[2] ebenso auf die Arbeiten von H. CLOOS.

Während des Sommers 1923 besuchte ich eine grosse Anzahl Steinbrüche in Bohuslän, um Auskunft über die Natur der Klüftbarkeit zu erlangen. Aus den wichtigsten derselben brachte ich auch orientierte Handstücke mit, welche später mit einem Binokularmikroskop untersucht und teilweise auch zur Herstellung orientierter Dünnschliffe verwendet wurden. Aus der mikroskopischen Untersuchung der rauhen Flächen sind hier einige mittels Zeichenapparat ausgeführte Abbildungen beigefügt, Fig. 52 und 53.

Die liegende Klüftbarkeit.

Bei meinen Untersuchungen in Bohuslän[3] hat sich herausgestellt, dass die liegende Klüftbarkeit (an der norw. Grenze »klov», sonst in Bohuslän, wahrscheinlich durch den Einfluss der blekingschen Arbeiter, »svall» genannt) in feinkörnigen, biotitreicheren Abarten im allgemeinen mit der Orientierung des Biotits, in biotitärmeren und besonders in den porphyrischen Abarten mit der Orientierung der Feldspattafeln (Fläche 010) zusammenfällt. In beiden Fällen ist also die schon 1921 von mir festgestellte Fluidalstruktur des Granits (siehe oben S. 15—21) die Ursache der liegenden Klüftbarkeit.[4] Gewisse Lokalitäten bilden aber eine Ausnahme. Dies gilt von einer Lokalität bei Ulmekärr, Bezirk 3, und besonders von zwei Steinbrüchen an dem Brofjord. Eine von diesen heisst Lahällan, wo die Klüftbarkeit angeblich geringeres Einfallen als die Fluidalstruktur hat. Ohne dass ich dort die Ursache dieses Verhältnisses fand, machte ich in dem benachbarten Steinbruch Rixö eine interessante Beobachtung. Hier fällt eine an dem Biotit leicht erkennbare Fluidalstruktur mit 35 bis

[1] Ich benutze hier den Ausdruck Klüftbarkeit, da er dem nordischen technischen Fachausdruck nahe kommt und sich in Zusammensetzungen abkürzen lässt.

[2] T. NELSON DALE, The commercial Granites of New England. United States' Geolog. Survey Bull. N:o 738, S. 15—26.

[3] Eine Beschreibung aller besuchten Steinbrüche kann hier nicht gegeben werden.

[4] Für den norwegischen Teil des Granitmassives hat schon OXAAL, N. G. U. N:o 76 S. 50 die Aufmerksamkeit auf die Übereinstimmung der Glimmerorientierung und Klüftbarkeit gelenkt. Vgl. LJUNGNER, Bohusläns Granitskärgård 1923 S. 4 (1924 S. 88).

40° ostwärts und wird »svall» genannt. Nicht destoweniger konnte man den Granit horizontal, parallel der Bankung, spalten, wenn man der Schwere der entstehenden Blöcke Rechnung trug. Wenn dies auch ein allgemein benutzter Steinhauerkniff ist, so war es sehr bemerkenswert, dass eine so ausgeprägte Fluidalstruktur wie die hiesige sich derart bezwingen liess. Da ich nach submikroskopischen Rissen suchte, um eine Erklärung der stehenden Klüftbarkeit zu finden (siehe unten) fand ich ein noch mehr ausgeprägtes System solcher Risse in wagerechter Orientierung (vgl. mikr. Unters. Fig. 52 f). Es gibt also hier ausser der stehenden zwei liegende Klüftbarkeiten, eine schiefe und eine wagerechte, erstere von der Fluidalstruktur, letztere von Rissen verursacht (man sprach auch von einem doppelten »svall»). Ohne Zweifel war die liegende Klüftbarkeit bei Lahällan, wo sie von einer weniger ausgeprägten Fluidalstruktur abwich, von einem ähnlichen Rissystem abhängig. An dem nördlichen Ende des Åbyfjords, wo man für den Strassenbau Stein gebrochen hat, sah ich eine flach SO einfallende Feldspatorientierung mit sowohl der Bankung als mit einem deutlichen System von Rissen zusammenfallen. Ähnlich sind die Verhältnisse auf Hållö. Vgl. auch Fig. 52 e aus Krokstrand.

Von der liegenden Klüftbarkeit des Bohusgranites kann also mit Gewissheit gesagt werden, dass sie im allgemeinen mit einer Fluidalstruktur zusammenfällt und auch darauf beruht. In gewissen Fällen ist sie aber von einem Risssystem bedingt, das bald mit der Fluidalstruktur zusammenfällt, bald von dieser abweicht und dann eine flachere Lage als diese einnimmt. Im letzteren Falle beruht es auf der relativen Entwickelung der beiden Strukturen, welche von diesen die Klüftbarkeit beherrscht.

Die stehende Klüftbarkeit.

Die stehende Klüftbarkeit ist im allgemeinen wenigstens sehr nahe vertikal. (An der norweg. Grenze wird sie »villklov», sonst in Bohuslän »klyv» genannt, was also nicht mit dem norwegischen »klov» verwechselt werden darf.)

Die Richtung der stehenden Klüftbarkeit streicht in allen von mir besuchten Steinbrüchen etwa zwischen NNW und WNW. Wenn man in vereinzelten Steinbrüchen den Stein nach anderen Richtungen keilt, so beruht dies darauf, dass die Klüftbarkeit so wenig entwickelt ist, dass man den Stein in jeder beliebigen Richtung teilen kann und darum diejenige Richtung wählt, die für Erlangung rechter Winkel mit anderen Strukturen geeignet ist. Wenn z. B. die liegende Klüftbarkeit kräftig entwickelt ist und eine starke Böschung zeigt, kann man rechteckige Blöcke nur dann erhalten, wenn man in der Fallrichtung der liegenden Klüftbarkeit keilt.

Anfangs suchte ich sowohl Spalten und Klüftbarkeit auf eine stenglige Fluidalstruktur zurückzuführen. Dies gelang mir auch innerhalb eines gewissen Teiles des Bezirkes 4 a. In den übrigen Teilen, wo eine solche

Struktur fehlte, war es nötig, zur Erklärung der stehenden Klüftbarkeit ein Risssystem heranzuziehen, das zuweilen ausserordentlich deutlich, zuweilen sehr verschleiert war. Später gelang es mir, auch an den meisten Örtlichkeiten, wo ich früher die stenglige Struktur als hinreichende Erklärung angesehen hatte, dieselbe Rissigkeit aufzuweisen. Klüftrisse wurden also auf mehr oder weniger allen Lokalitäten innerhalb jedes Bezirkes schon makroskopisch nachgewiesen.[1]

Obwohl die Steinhauer in den meisten Steinbrüchen auf jedem Stein dessen natürliche Orientierung angeben können, so können sie sehr selten aussagen, woraus sie dieselbe ersehen. Zuweilen versteht man aber aus der allgemeinen Ausdrucksweise, worum es sich handelt. Das Gestein (»berget») wird z. B. als mehr oder weniger »öppet på klyven» (deutsch etwa »offen auf der Klüftbarkeit») angegeben. Von einem Berge berichtete man sogar, dass das Gestein «auf die Klüftbarkeit so offen war, dass man ein Messer einschieben konnte». Wenn man aber einmal einen so beschaffenen Berg gesehen hat, so hat man keine Schwierigkeit mehr, die Klüftbarkeit auch bei normal rissigen Gesteinen zu sehen. Schliesslich erlangte ich eine solche Übung, dass ich die Klüftbarkeit in Fällen sehen konnte, in denen sie die Arbeiter selbst nur aus Erfahrung kannten. Respekt bei den Steinhauern verschafft man sich erst, wenn man ohne Anfrage die Klüftbarkeit bestimmen kann.

Es wäre zu erwarten, dass man die Klüftbarkeit nur an Flächen, die mit ihr einen Winkel bilden, erkennen könnte. In der Tat verrät sich eine gute Klüftbarkeit auch an den Spaltflächen nach der Klüftbarkeit und zwar daran, dass diese reich abschuppen. Mit den Händen kann man gewöhnlich mehrere dünne Schuppen losmachen. Ebenfalls zeigt eine Spaltfläche bei guter Klüftbarkeit einen sehr ebenen Verlauf.

Die stehende Klüftbarkeit und die NW-Spalten.

Als allgemeine Regel habe ich gefunden, dass die stehende Klüftbarkeit zu den NW-Spalten der betreffenden Gegend in sehr engen Beziehungen steht. Sehr interessant ist es, die Art der Schwankung der stehenden Klüftbarkeit zu studieren. Das Grenzgebiet zwischen Bezirk 4 a und 3 bietet viele Gelegenheiten dazu. Fig. 51 bezeichnet vier benachbarte Steinbrüche bei Väjern, NO von Smögen. In dem Bruch a finden wir die Klüftbarkeit in N 65° W. Etwas NO von hier kann man in dem Bruch b zwar in N 65° W keilen, ebenso leicht aber in der Richtung N 25° W oder in jeder beliebigen, dazwischen liegenden Richtung. Weiter nach NO liegt der Bruch c, wo die Spalte, wenn man von der Kopfseite (»ända», »tvär», »borst», norw. »bust») keilt, in der Richtung N 15° W

[1] Vgl. E. LJUNGNER, Bohusläns granitskärgård 1924, S. 90 (Fussnote) und 103 (Röö). Für den norwegischen Teil findet man keine Erörterung der Natur dieser Klüftbarkeit.

verläuft, was also als die Klüftbarkeitsrichtung angesehen werden darf (Richtung 1 der Figur). Wenn die Blöcke aber nach der Kopfseite geteilt werden sollen, so gilt es, genaue Vorsichtsmassregeln zu treffen. Es ist nicht hinreichend, einen guten Ritz in der Richtung 3 zu machen und die Keile dicht anzubringen: man muss den Keillöchern eine zur Ritze schiefe Stellung geben, wie die Figur zeigt; sonst schlägt die Spalte in der Richtung WNW (2 der Fig.) auf, welche nichts anderes als die Klüftbarkeit des Bruches a ist, die sich auch hier geltend macht. Man kann auch nach der Richtung 2 statt nach 1 keilen, wenn man von oben keilt. Noch weiter nach NO, im Bruch d, herrscht nur eine und zwar distinkte Klüftbarkeitsrichtung, nämlich N 25° W.

Der Übergang von dem Bruch a zu dem Bruch d hat also nicht durch eine einfache Drehung stattgefunden, wie man erwarten sollte, falls

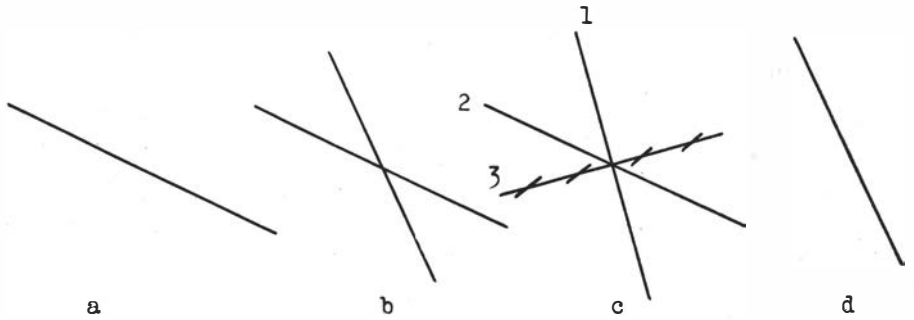


Fig. 51. Die Klüftbarkeitsrichtungen in vier Steinbrüchen bei Väjern, an der Grenze zwischen Bez. 4 a und 3, 1923.

die Klüftbarkeit von irgend einer Parallelorientierung der Mineralien von der Art einer Fluidalstruktur oder Streckung bedingt wäre. Die Klüftbarkeitsrichtungen in b und c sind vielmehr als Strahlenbündel aufzufassen, in denen sowohl die Klüftbarkeitsrichtung des Bruches a wie die des Bruches d vertreten sind, oder als einfache Kreuzungen dieser beiden Richtungen. Sie zeigen somit eine grosse Übereinstimmung mit einem divergierenden Spaltensystem mit dem Hauptgewicht auf zwei Aussenpolen, wie es so häufig bei den jüngeren Spaltenzonen Bohusläns der Fall ist. In a wie auch in c (Richtung 1) wurden deutliche Risse wahrgenommen. Besonders hervortretend sind die Risse unweit N von dem Orte, wo sie sehr bestimmt NW verlaufen wie auch die Spalten.

Wir können noch ein Beispiel anführen, um den Zusammenhang der Klüftbarkeit mit den WNW-Spalten hervorzuheben. Bei Bovallstrand, S des Bottnafjordes, Bezirk 3, wird ein sehr schönes, an Einsprenglingen sehr reiches, porphyrisches Gestein gebrochen. Die grossen Feldspattafeln liegen sehr deutlich orientiert, indem die Flächen (010) eine SW mit 10° einfallende Ebene bilden. Die liegende Klüftbarkeit hat dieselbe Orientierung. Das Gestein besitzt ausserdem eine stehende Klüftbarkeit, welche

die empfindlichste aus meiner Erfahrung sein dürfte und auch an einer Rissigkeit leicht erkennbar ist (Fig. 52 a und b). Wie immer in groben Gesteinen liegen sowohl Bankfugen wie vertikale Spalten wenig dicht, so dass die Blöcke wenigstens ein paar m Höhe und Breite erhalten. Die künstlichen Klüftbarkeitsebenen erweisen sich trotzdem schnurgerade und die Spaltflächen der stehenden Klüftbarkeit schuppen reichlich. Diese wurden zu N 35 bis 40° W und die natürlichen Spalten zu 30 bis 35° W gemessen, was als eine gute Übereinstimmung angesehen werden darf. Da die stehende Klüftbarkeit senkrecht ist, und die liegende 10° gegen SW einfällt. so hat man letztere 10° zu zwingen, was durch Berechnung der Schwere geschieht (das Gestein erscheint also empfindlicher für Teilung längs der Rissigkeit — »mera stritt på klyven» — als längs der deutlichen Fluidalstruktur).

Nur einige km O von Bovallstrand befinden wir uns im Bezirk 4 a mit seiner regelmässig WNW-lichen Richtung der Spalten des NW-Quadranten (allgemein »klyvslag» d. i. Klüftbarkeitsspalten genannt). In einem hohen Berge bei Berg gibt es hier einige Steinbrüche. Die Spalten liegen wegen des feinkörnigeren Gesteins dichter. Die stehende Klüftbarkeit, die auch hier sehr empfindlich ist, verläuft erfahrungsgemäss auch WNW, und in dieser Richtung wurde eine Rissigkeit deutlich beobachtet (vgl. Fig. 52 c). Die Orientierung des Biotits gibt dagegen eine fast wagerechte Fluidalstruktur an, die mit der liegenden Klüftbarkeit gut übereinstimmt.

Wir haben also gesehen, dass eine gute stehende Klüftbarkeit, die von der Fluidalstruktur völlig unabhängig aber einer Rissigkeit parallel ist, den NW-Spalten in ihren Schwankungen von Lokalität zu Lokalität folgt.

Die Spaltendiagramme Fig. 34—37 S. 140 und 141 geben deutlich an, wie die Klüftbarkeitsrichtungen mit den WNW- bzw. NW-Spalten in allen Gegenden übereinstimmen. Betreffs Fig. 37 ist zu bemerken, dass Klüftbarkeitsrichtungen nur in dem Teil des Bezirkes aufgenommen worden sind, wo die Spalten des NW-Quadrants NNW-liche Richtung hatten. Die Klüftbarkeit innerhalb eines Teiles des Bezirks 3 und ihr Verhältnis zu den Spalten wird von der Fig. 41 S. 151 veranschaulicht.

Nun könnte man zwar geneigt sein anzunehmen, dass die Rissigkeit das primäre sei und die Spalten seien auf Grund dieser Prädisposition durch andere, vielleicht exogene Kräfte entstanden. Einer derartigen Annahme widerspricht aber, dass bei den NW-Spalten nicht nur Rutschstreifen sondern auch messbare Verschiebungen und Breccienbildungen beobachtet werden, was auf einen äusseren Druck hinweist. Die beiden Erscheinungen setzen denselben äusseren Druck voraus und dürften also gleichzeitig sein (was jedoch nicht ausschliesst, dass die Risse die initialen Spalten ausmachen können).

Klüftbarkeit und Streckung.

Anlässlich CLOOS' Resultate an deutschen varistischen Graniten, dass die Teilbarkeit auf eine Streckung beruhe, will ich ausser dem schon gesagten einige Worte über Klüftbarkeit und Streckung im Bohusgranit hinzufügen.

Der Gedanke an eine Streckung als Erklärung gewisser Strukturen des Granites ist mir während meiner Arbeiten keineswegs fremd gewesen. Nach meiner Feldarbeit 1921 erörterte ich in einer Examensarbeit die Möglichkeit, die Strukturen auf Hållö teilweise auf eine Streckung des noch nicht völlig erstarrten Gesteins zurückzuführen. Aus Gründen, die oben in Kapitel 4 angeführt wurden, habe ich aber alle im Granit ersichtlichen Parallelstrukturen als Fluidalstrukturen gedeutet. Die Bedeutung dieser Struktur für die liegende Klüftbarkeit wurde oben betont. Bei geeigneter Orientierung kann sie selbstverständlich auch für die stehende Klüftbarkeit wichtig sein. Der Schub, von welchem das älteste Spaltensystem zeugt, war aber offenbar mit einer Streckung verbunden. Es ist selbstverständlich, dass der Deformierung durch Spalten eine Deformierung in den kleinsten Teilen des Granites entspricht (man beachte nicht nur die plastische Form der Zugspalten sondern auch das blinde Enden der Gleitspalten). Diese Streckung scheint aber nicht gross genug gewesen zu sein, um eine ersichtliche Parallelstruktur zu erzeugen, dürfte ausserdem eher eine ebene, flachliegende (als eine stenglige) Struktur bewirkt und somit die liegende Klüftbarkeit verstärkt haben. Trotzdem könnte man zwar die stehende Klüftbarkeit aus dem Grund, dass sie im grossen (Bez. 2 und 4 a) auf die Zugspalten etwa senkrecht streicht, mit der von diesen angegebenen Streckung zusammenstellen wollen. In der Streichrichtung divergierende oder sich kreuzende Muskovitzugspalten wurden aber nie beobachtet, auch nicht bei Väjern, wo die stehende Klüftbarkeit wie oben beschrieben plötzlichen Schwankungen unterliegt; ihr Streichen ist hier das normale, N 20° O. — Etwas nördlicher, halbwegs zu Hunnebostrand, streichen die Muskovitzugspalten N 10° O. — Bei Hunnebostrand ist die stehende (wie auch die liegende) Klüftbarkeit schlecht entwickelt, ja fällt in vielen Steinbrüchen weg. Doch fehlen keineswegs die Zug- und Gleitspalten. Im dem Berge Kvarnberget an der Südseite des Ortes sind die Zugspalten mit regelmässigem Streichen N 5° W reich entwickelt, wenn auch von kleinen Dimensionen. In zwei Brüchen spaltet man in der Richtung N—S, in drei anderen bzw. N 25° W, N 55° W und N 35° O. Wo man in N 55° W spaltet, fand ich Risse, die sich zuweilen zu kleinen Stichen vergrössern, welche mit Kalzit verkittet sind. — An der N-Seite des Ortes streichen die reichlich vorkommenden Muskovitzugspalten schon N 10° W; die vertikalen Spalten des NW-Quadrantes mit wagrechten Rutschstreifen scheinen in zwei gleichwertige Gruppen aufgeteilt, eine in

N 10 bis 30° W und eine in N 60—70° W[1]; Klüftbarkeit keine oder schwache in N 10° W. — Nördlicher, an der N-Seite von Ulebergshamn, ist die stehende Klüftbarkeit in einem Bruche sehr gut und streicht N 30° W wie deutlich sichtbare Risse. In demselben Bruch waren mehrere Muskovitzugspalten zu sehen, und zwar mit dem Streichen N 20° W (die Rutschstreifen einiger Gleitspalten verliefen N 70—80° W).

Es stellt sich also heraus, teils dass eine gute Entwickelung der Zugspalten nicht für eine gute Klüftbarkeit bürgt, teils dass die Zugspalten von Väjern im S bis zu Ulebergshamn im N (9,5 km) eine allmähliche Drehung von N 20° O zu N 20° W erfahren; dass aber die Orientierung der Klüftbarkeit (und der Spalten des NW-Quadranten) unter grossen, ruckweisen Schwankungen von einer zu den Muskovitzugspalten im grossen senkrechten Stellung im S in entgegengesetztem Sinn zu einem Zusammenfallen mit den Zugspalten im N gedreht wird.

Die stehende Klüftbarkeit, die in ihrer Richtung in vielen Gegenden sehr gut mit der von den Muskovitzugspalten angegebenen Streckung übereinstimmt, erweist sich also in den Schwankungen näher mit vertikalen horizontal gerieften Spaltensystemen verknüpft und zwar mit den NW-Spalten (vielleicht auch teilweise mit den N-Spalten).

Mikroskopisches.

Eine eingehendere Untersuchung, an den gesammelten Handstücken angestellt, bestätigte in allem die im Felde gemachten Beobachtungen. Die binokularmikroskopische Musterung der rauhen Flächen gestattete einen guten Überblick über die räumliche Orientierung der Risse. Bei der Feldspatkörnern begegnet man bei dieser Methode der Schwierigkeit, die Klüftrisse von den primären Spaltrissen sicher zu trennen. Die Quarzkörner eignen sich in dieser Hinsicht besser. Fig. 52 gibt auch hauptsächlich die Risse der Quarzkörner an. Die Sprünge des Quarzes setzen sich vielfach in dem Feldspat fort; in 52 a wird sogar ein Magnetitkorn von einem Kluftriss durchsetzt. In feinkörnigeren Gesteinen war es leichter, die Risse durch mehrere Körner zu verfolgen. So zeigt Fig 53, aus Lysekil, wie ein regelmässiges Risssystem viele Körner von Quarz und Feldspat verschiedener Orientierung durchsetzt. Vier von den Rissen gehen durch ein Feldspatkorn, wo sich die Orientierung der beiden primären Spaltrichtungen sicher bestimmen liess (durch Strukturzeichen angegeben; das Korn nimmt etwa den »NW»-Quadranten des Bildes ein). Aus allen Örtlichkeiten wurden Klüftrisse in der Richtung der stehenden Klüftbarkeit gefunden und ausserdem in schon erwähnten Fällen in der Richtung der wagrechten Klüftbarkeit (Fig. 52 e f).

[1] Um darüber sicher zu sein, dass die Spaltengruppe in N 10—30° W tatsächlich als eine Konjugatgruppe zu der WNW-lichen anzusehen ist und nicht zu den N-Spalten gehört, wurde eifrig aber vergebens nach Kalzitverkittung gesucht. Keine Spalten dieser Örtlichkeit wiesen eine Verkittung auf.

Um nun sicher zu sein, dass die Risse nicht durch die Bearbeitung des Gesteins erzeugt worden waren, liess ich einige orientierte Dünnschliffe herstellen. Er zeigte sich, dass die Risse in der Regel von einer kräftig doppelbrechenden Substanz erfüllt waren.

Bei der Untersuchung der Dünnschliffe fand ich in den Quarzkörnern, ausser den Rissen, längs Ebenen angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse mit

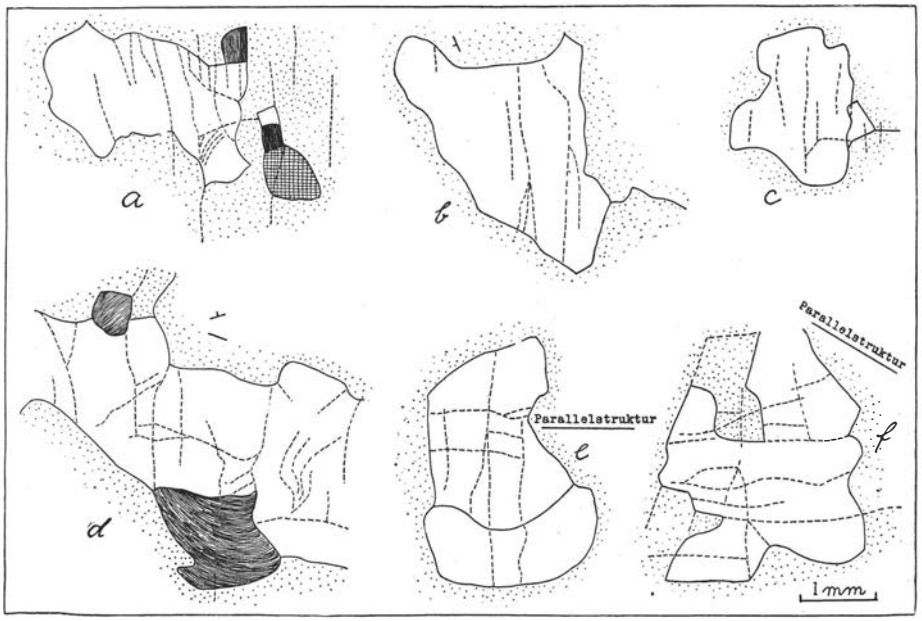


Fig. 52. Klüftrisse (gestrichelt) in Granit nach Beobachtungen auf rauher Fläche (1923). Quarzkörner weiss, Feldspat getüpfelt; deutliche Spaltflächen sind durch Orientierungszeichen angegeben. Biotit schraffiert. Magnetit karriert. Vergröss. 10 ×. *a*–*d* sind Schnitte parallel der flachliegenden Klüftbarkeit (»svall»), *e* und *f* sind vertikale Schnitte senkrecht zu den beiden Klüftbarkeiten. In allen Abb. sieht man die lotrechte Klüftbarkeit (»ståklyv», »villklyv») lotrecht (nach der Orientierung im Felde). In *e* und *f* kommt dazu die wagrechte Klüftbarkeit in wagrechter Stellung und die Parallelstruktur.

a, *b* Bovallstrand, Bezirk 3
c Berg, Tossene, Bezirk 3
d, *e* Enerhogen bei Krokstrand, Bezirk 2
f Rixö (gegen NNW gesehen) Bezirk 4 a.

lebhaft beweglichen Gasblasen und zwar in einer mit den Rissen übereinstimmenden Orientierung, ohne zu wissen, dass schon früher von NELSON DALE[1] solche Ebenen beobachtet und in Zusammenhang mit der Klüftbarkeit gebracht worden waren. In seiner mir neulich bekannt gewordenen Arbeit von 1923 hat DALE die Flüssigkeitsebenen als primär, die Risse als sekundär gedeutet. Trotzdem halte ich an meiner in einer in März 1924 eingelieferten Examensarbeit ausgesprochenen Ansicht fest, dass die

[1] T. NELSON DALE, The chief commercial Granites of Massachusets, New Hampshire and Rhode Island. Un. St. Geolog. Surv. Bull. 354 (1908) S. 42.

von Flüssigkeitseinschlüssen markierten Ebenen geheilte Risse sind. Dies geht schon aus ihrem allgemeinen Aussehen hervor, indem sie den heutigen Rissen völlig ähneln. Sie verzweigen und kreuzen sich wie diese. Wo sie sich spitzwinklig kreuzen, beobachtet man oft einen Wechsel. Wo sie enden, werden die Kavitäten immer kleiner, gerade wie eine Spalte auskeilt. Teilweise setzen sie sich als Risse in den Feldspatkörnern fort. Und innerhalb eines Quarzkornes kann ein Riss mit neugebildeten Mineralien stückweise wiederholt als Ebene für Flüssigkeitskavitäten im kompakten Quarz ausgebildet sein. In Handstücken aus Lysekil fand ich beide Erscheinungen derart in wechselseitiger Vertretung, dass ich an einer rauhen Fläche Risse (Fig. 53), in dem Dünnschliff aber nur Ebenen von Flüssig-

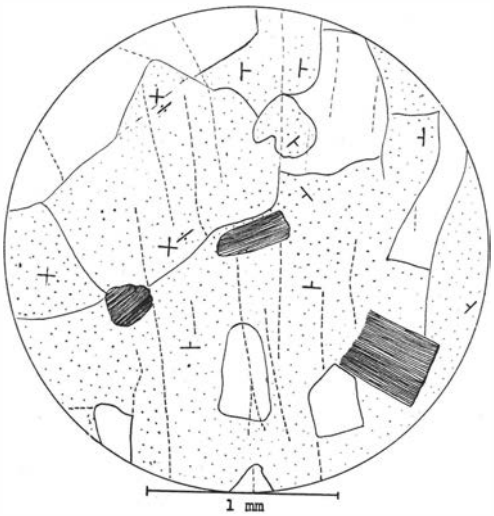


Fig. 53. Risse der senkrechten Klüftbarkeit (gestrichelt), von oben gesehen (Schnitt parallel der wagrechten Klüftbarkeit). Bezeichnungen wie in Fig. 52. Feinkörniger Granit aus Lotsberget, Lysekil (Bezirk 4 b). Nach rauher Fläche 1923 gezeichnet. Vergr. 25 ×.

keitskavitäten beobachtete, und zwar in der Richtung der stehenden Klüftbarkeit. Bei Ulebergshamn und Bovallstrand wurden ausser den Flüssigkeitsstreifen in der Richtung der stehenden Klüftbarkeit auch solche beobachtet, die eine flache Lage einnehmen (in flach orientierten Schliffen beobachtet) und mit der liegende korrespondieren dürften.

Die dünne Flächen vertretenden Streifen der Flüssigkeitskavitäten sind also Risse von derselben Art wie die, welche man schon makroskopisch erblickt. Die Risse wurden aber teilweise, und zwar in den Quarzkörnern, mit Quarz, teilweise mit anderen Mineralien verkittet und die quarzverkitteten Risse in den Quarzkörnern geben sich jetzt nur durch die eingeschlossenen Flüssigkeitsporen zu erkennen. Eine Bestätigung dieser Deutung fand ich, als ich voriges Jahr die S. 80—82 beschriebenen Dünnschliffe aus der Billingsforsgegend, besonders die aus Kasberget, unter-

suchte. Das Gestein erwies sich von parallelen Rissen dicht durchsetzt, welche von Kalzit und Chlorit verkittet waren. Sie durchsetzten alle Mineralkörner einschliesslich die sekundären und solche, die mit den Quarzkörnern gleichzeitig ausgeschieden waren, aber ausschliesslich der Quarzkörner. Bei diesen hörten die Risse plötzlich auf, um auf der entgegengesetzten Seite wieder fortzusetzen. Nur ausnahmsweise waren sie in den Quarzkörnern durch Chlorit oder Kalzit teilweise markiert. Eine eingehendere Untersuchung der Schliffe in dieser Hinsicht, zunächst um Flüssigkeitseinschlüsse zu finden, wurde aufgeschoben, und jetzt stehen mir die Schliffe leider nicht zur Verfügung. Dass aber Flüssigkeitseinschlüsse auch dem postvulkanischen Quarz zukommen, lehrt u. a. die Untersuchung TÖRNEBOHM's über den Quarz der Blasenräume des Madeirites der Strömstader Gegend (siehe oben S. 31).

Es ist offenbar, dass sich die postvulkanischen Lösungen in der Weise differenzieren, dass sich der Quarz an den Quarzkörnern, der Kalzit und Chlorit an den anderen Körnern absetzen. Da der Quarz durch die postvulkanischen Prozesse nicht verändert wird, so kann man die sekundär ausgeschiedene Substanz von der primären nicht unterscheiden.[1] Bei dem Bohusgranit war zur Zeit der Entstehung der Klüftrisse der Kieselsäuregehalt der Lösungen zu gering im Verhältnis zu dem Quarzgehalt des Gesteins, als dass die Risse der Quarzkörner völlig durch Quarz verkittet werden konnten. Nur etwa zur Hälfte sind die Risse des Quarzes durch Quarz verkittet; alle übrigen Teile der Risse des ganzen Gesteins sind durch andere Mineralien verkittet.

Es ist möglich, dass ein Zeitintervall in der Bildung und Verkittung der Risse vorliegt; die alternierende Ausfüllung einiger Risse spricht nicht dafür. Möglicher, ja wahrscheinlich ist ein sukzessiver Vorgang. Jedenfalls dürfte es aber fest stehen, dass sowohl die Streifen der Flüssigkeitseinschlüsse wie die durch stark doppelbrechende Substanzen ausgefüllten Risse sekundäre Erscheinungen sind, deren Genesis identisch ist und deren Bedingung ein Druck ist. Die gleiche Orientierung dieser Bildungen mit tektonischen Elementen des Granites lässt vermuten, dass dieser Druck ein tektonischer war.

Durch den Aufsatz von HOLMQUIST[2] 1926 wurde ich mit den Struktureigentümlichkeiten des Quarzes bekannt, die darin bestehen, dass der Quarz in verschiedenen kristallographischen Richtungen auf äusseren Druck verschieden reagiert. Eine erneute Untersuchung der vorliegenden Dünnschliffe ergab, dass eine einheitliche Orientierung der Quarzkörner

---

[1] Bei dem spilitisch aussehenden Diabas der Breccie der Dalformation waren Spalten durch Plagioklas verkittet, der an den abgebrochenen Tafeln orientiert verwachsen war, so dass man in polarisiertem Lichte die Spalte nicht beobachtete. In gewöhnlichem Lichte trat aber die Spalte durch die klare Beschaffenheit der sekundären Substanz gegenüber der getrübten primären deutlich hervor.

[2] P. J. HOLMQUIST, Zur Morphologie der Gesteinsquarze II. G. F. F. Bd 48 S. 410—428.

nicht vorliegt, und dass die Translationsrichtungen des Quarzes folglich nur, insofern sie mit der Hauptrichtung der Klüftrisse gelegentlich zusammenfallen oder wenig davon abweichen, bei der Entstehung der Rissigkeit von Bedeutung gewesen sind.

17. Die flachliegende Absonderung oder Bankung.

Litteratur.

Eine Erscheinung von ausserordentlich grosser Bedeutung sowohl in technischer wie in morphologischer Hinsicht ist die haupsächlich aus Granitgegenden bekannte Bankung, das ist die flachliegende Absonderung in Platten oder Bänke (schwedisch bank, -ar, als Fachwort unter den Steinbrechern skift, -, oder pall, -ar; die Bankfuge, die jede Bank von ihrer Unterlage trennt, wird in Schweden botten, bottnar genannt).

Über die Natur der wenigstens seit SAUSSURE bekannten Erscheinung sind verschiedene Meinungen ausgesprochen worden. Meine Litteraturkenntniss, die auf Vollständigkeit keinen Anspruch macht, verdanke ich zu sehr grossem Teil den Granitmonographien von T. NELSON DALE.[1] Meine Ergänzungen betreffen hauptsächlich die neuere Litteratur. Von einigen älteren Abhandlungen, welche ich der Vergessenheit habe entreissen können, seien NEWBOLD's und v. BUCH's hervorgehoben.

LEOPOLD V. BUCH's 1844 erschienene Abhandlung hat dadurch besonderes Interesse, dass sie Schweden behandelt und sogar unser Gebiet, im Götaälvtal, berührt. V. BUCH durchreiste im Jahre 1841 Schweden. So vollständig war dieser geborene Neptunist durch die vulkanischen Erscheinungen vorzugsweise des Kristianiafeldes bekehrt worden, dass er nun das ganze fennoskandische Grundgebirge für Silur erklärte, das von dem aus dem Inneren sich hebenden Granit, »durch Eindringung der verändernden Stoffe», umgewandelt worden sei. Die Trappdecken der Berge Västergötlands seien nur ergossene Teile grosser Basaltmassen, die unmittelbar unter den silurischen Schichten lagern und diese vor der Kontakteinwirkung des Granites schützten. Die heutige kleinhügelige Gneisoberfläche Schwedens und Finnlands erinnere nach V. BUCH an die Blasen auf einer zähen Flüssigkeit. Es sei diese Topographie nur die Wiederspiegelung der aufsteigenden Granitoberfläche. Durch die Zusammenziehung der letzteren entstehen die konzentrisch abgesonderten Schalen, die nicht nur die »Granitblasen», sondern auch die gewölbeartig erhobene »Granit-

[1] United States Geological Survey Bulletins 313, 354, 404 und 484 (1907—1911). Bull. 738 von 1923 ist eine Zusammenfassung. DALE kennt auch die norweg. Litteratur.

[2] LEOPOLD V. BUCH, Über Granit und Gneuss vorzüglich in Hinsicht der äusseren Form, mit welcher diese Gebirgsarten auf der Erdfläche erscheinen. Eine in der K. Akademie der Wiss. am 15. Dez. 1842 gelesene Abhandelung. Berlin 1844.

decke», das ist den Gneis, kennzeichnen. Dieser Vorgang sei von Bewegungen zwischen den einzelnen Schalen begleitet, die dadurch gestreift werden. Die oberflächlichsten Teile werden dabei oft zu Felsenmeeren zerlegt. In Schweden, so auch im folgenden Jahre in den Alpentälern, findet er die vorzüglichsten Beispiele dieser Schalenstruktur und macht sich etwas gross über die «etwas kleinlichen» Anschauungen SEFSTRÖM's von der grossen Überflutung und AGASSIZ' von einer ehemaligen grösseren Ausdehnung der alpinen Gletscher als Erklärung der gestreiften Rundhöcker.

Wenn sich auch V. BUCH in dieser Frage auf viele Irrtümer gestützt und glaziale Erscheinungen mit infrakrustalen vermischt hat, so dürfte es doch ausser Zweifel gestellt sein, dass er auch eine wirkliche Bankung in Granit und Gneis wahrgenommen hat. Es ist auch nicht unwahrscheinlich, dass seiner Beobachtung an »Stora Glasbrucksgata» in Stockholm tatsächliche Bewegungen zwischen den Gneisschalen zu Grunde liegen. Ein saigerer Granitgang soll nämlich hier durch die Bewegungen wiederholt dislozíert worden sein.

V. BUCH's Abhandlung ist ferner dadurch von Interesse, dass er sich auf NEWBOLD beruft, der sonst vielleicht vergessen sein würde. Diese schwer zugängliche Arbeit kenne ich nur nach V. BUCH's Referat. »Herr NEWBOLD, ein englischer Offizier, erzählt uns (Asiat. Journ. Mai 1842), dass auf dem Tafellande von Mysore sich Granit-Sphäroiden von allen Grössen aneinander reihen, oft nur wie grosse Beulen, sagt er, — und jede ist auch hier aus concentrischen Lagen zusammengesetzt, ungefähr wie die Blätter einer Zwiebel. — — — Herr NEWBOLD bemerkt ferner, dass auch der Gneuss über dem Granit einer solchen Schalen-Structur unterworfen sei, und daher sich in Beulen oder Späroidalhügel über die Oberfläche erhebe, häufig so, dass die concentrischen Lagen die Schieferung des Gneusses durchschneiden. Die Ursache dieser ausserordentlichen Zusammensetzung, sagt er, ist nicht schwer zu finden, wenn man sich der Versuche von Gregory Watt erinnert, der siebenhundert Centner Basalt zu einer späroidischen Masse zusammenschmolz. Durch schnelle Abkühlung zertheilte sich die ganze Masse in ganz ähnliche concentrische Lagen, und das bestätigen die merkwürdigen und mannigfaltigen Versuche, welche, mit ähnlichen Gesteinen, der Professor Gustav Bischof in Bonn angestellt hat. Die Indier, welche den Granit brechen und bearbeiten, folgen von oben herab einem entgegengesetzten Wege, um grosse Stücke mit gleichlaufenden Flächen zu gewinnen. Sie unterhalten grosse, sehr wirksame Feuer, auf der Oberfläche der Sphäroiden: die ausgedehnte Granitmasse zertheilt sich dann in noch dünnere Schalen, welche sich leicht und mit grosser Regelmässigkeit abheben lassen. Die Stärke des Feuers auf der Oberfläche bestimmt dann die Höhe der Schale, welche man verlangt, und jederzeit ist diese neue Zertheilung den ursprünglichen concentrischen Blättern gleichlaufend.»

Der grösseren Übersichtlichtkeit halber versuche ich die Verfasser nach ihren Ansichten über die Ursachen der Bankung zu ordnen.

I. Zusammenziehung des Gesteins während der Erstarrung oder der darauf folgenden Abkühlung: NEWBOLD 1842 und L. v. BUCH 1844, siehe oben. F. VON ADRIAN (Böhmen) 1863*; J. D. WHITNEY (California) 1865*; J. H. L. VOGT (Süd-Norwegen) 1879, 1881[1], mit Anschluss von G. DE GEER (Bohuslän, Blatt Strömstad) 1902; A. SAUER, (Sachsen) 1889[2]; W. RAMSAY (Kola) 1894[3]; I. LEIVISKÄ (Finland) 1907[4]; H. HAUSEN (Åland) 1910[5]; J. OXAAL (Norwegen) 1916[6] und andere.

Gegen diese Theorie führt GILBERT (siehe unten) an, dass Spalten, die durch Abkühlung von aussen entstehen, eine radiale Stellung einnehmen sollten. NELSON DALE meint, dass hinsichtlich der Belastung, unter welcher der Granit gebildet wurde, und des gradweisen Tempos, in dem sich der Granit darum wahrscheinlich abkühlte, es sehr unwahrscheinlich sei, dass die Temperatur an dessen Kontaktfläche und 100 bis 200 Fuss darunter hinreichend verschieden gewesen sein könnte, um Kontraktionsspalten zu erzeugen. Weiter führt er (1908) an, dass in einigen Fällen die Bankstruktur die Kontakte durchsetzt. Einen ähnlichen Miniaturfall hat aber PIETZSCH[7] auf einen gleichzeitig wirkenden eruptiven Druck zurückgeführt. K. LEITH[8] ist der Meinung, dass Kontraktionsspalten, die bei der Erstarrung von Eruptivkörner entstehen, unregelmässiger und weniger lang durchsetzend sein müssen.

II. Orogenetischer Druck. Im Jahre 1871 erzählt W. H. NILES[9] von merkwürdigen Erscheinungen in Monson, Massachusetts. Ein Gneis mit steil N—S gestellter Schieferung und einer mit der Oberfläche paral-

---

* Nach NELSON DALE angeführt.

[1] J. H. L. VOGT, Granitens og syenitens bænkning i forhold til den nuværende overflade. G. F. F. Bd 4 (1879) S. 420, 239—446.

—— Nogle Bemærkninger om Granit. Forhandl. i Videnskabsselskabet i Christiania aar 1881 N:o 9.

[2] A. SAUER, Erl. zur geolog. Spezialkarte Sachsens. Sekt. Meissen. Blatt 48 S. 26.

[3] W. RAMSAY, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola I. Fennia 11, N:o 2, S. 25, 81, 82. Helsingfors 1894.

[4] I. LEIVISKÄ, Über die Oberflächenformen Mittel-Östbottniens. Fennia Bd 25.

[5] H. HAUSEN, Orografiska studier på Åland med särskild hänsyn till rapakivi-berggrunden och dess förklyftningsförhållanden. Fennia Bd 28, N:o 4.

[6] J. OXAAL, Norsk Granit. N. G. U. N:o 76.

[7] PIETZSCH, Eine zylindrische Absonderungsform in Eibenstocker Granit. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd 67, S. 219.

[8] K. LEITH, Structural Geology, New York 1913.

[9] W. H. NILES, Some interesting Phenomena observed in Quarrying. Proceed. Boston Soc. Nat. Hist. Vol. 14. S. 80—87 (1871).

—— The geological Agency of Lateral Pressure exhibeted by certain Movements of Rocks. Ibidem Vol. 18. S. 272—284 (1876).

—— On some Expansions, Movements and Fractures of Rocks, observed at Monson. Proc. American Ass. Adv. Sci. 22nd Meeting (1873) Part 2, S. 156—163.

lelen Bankung, der hier gebrochen wird, erweist sich als unter lateralem, N—S gerichteten Druck stehend. In dieser Richtung dehnen sich die gewonnenen Blöcke in dem selben Augenblick, wo sie frei werden, aus. Auch zu Zeiten, wo nicht gearbeitet wird, entstehen, oft unter explosionsartigem Schall, N—S verlaufende Spalten oder heben sich die Bänke zu O—W streichenden Antiklinalen, längs deren Rücken gewöhnlich eine Spalte entsteht. Nur durch das Anlegen von O-W-lichen Öffnungen durch die Bänke, was sich sehr schwierig stellt, kann diesen für das Material oft verderblichen Wirkungen vorgebeugt werden. NILES hat auch diejenige Lokalität in Portland, Conn., besucht, von welcher J. JOHNSTON schon im Jahre 1854 ähnliche Phänomene in Sandstein beschrieb, dessen Lager sich, das eine gegen das andere, spontan bewegten. Er konnte dabei feststellen, dass die Richtung des Druckes fast dieselbe sei. Daraus schliesst NILES, dass die bewirkende Kraft an den beiden Lokalitäten identisch sei. Die Seltenheit solcher Erscheinungen sei nach NILES in dem Umstand zu suchen, dass in den meisten Aufschlüssen das Gestein so gespaltet sei, dass es dem Druck nachgeben könne. Im Jahre 1876 berichtet NILES von identischen rezenten, lateralen Druckwirkungen in Sandstein in Ohio und in Kalkstein in Ilinois, beiderorts N—S gerichtet, ebenso in Gneis in Connecticut mit NO—SW-licher Richtung. Nun entwickelt NILES seine Ansicht, dass die Erscheinungen als fortgesetzte Wirkungen derselben tangentialen Kraft aufzufassen seien, die die Kontinente und Gebirgsketten gehoben hat. B. K. EMERSON[1], der 1898 den Steinbruch von Monson behandelt, will in den Erscheinungen nicht die Äusserungen eines rezenten Faltungsdruckes sehen sondern elastische Nachwirkungen einer Querdehnung auf Grund des Faltungsdruckes, der aus einem kambrischen Konglomerat den heutigen Gneis schuf.

Keiner von den erwähnten Forschern hat seine Erfahrungen auf die Genesis der Bankung ausgedehnt. Die geschilderten Ercheinungen scheinen aber auf die Ansicht NELSON DALES einen Einfluss geübt zu haben. Dieser Geologe hat selbst in fast allen Staaten von Neu England rezente Dehnungsspannungen wahrgenommen und referiert eine brieflich mitgeteilte Beobachtung von GILBERT in Georgia. NELSON DALE ist (1907) geneigt, kompressive Spannungen in Zusammenhang mit Faltungsdruck als den allgemeinen Faktor bei der Entstehung der massiven Bankung anzusehen, wenn auch oberflächlich eine dünne Insolationsabsonderung von Bedeutung sein könnte. Die Dome mit ihrer schaligen Absonderung denkt er sich als Antiklinalen in der gefalteten Decke entsprechend. »Die Krustenbewegungen, die die Falten erzeugten, haben auch die Intrusion des Materiales bewirkt, welches unter den Falten die Dome bildeten.»

P. GEIJER[2] hat sich bezüglich eines serarchäischen (postkalevischen)

[1] B. K. EMERSON, Geology of Old Hampshire County, Massachusets. Monographs. United States' Geological Survey, Vol. 29 (1898), S. 63—65.

[2] P. GEIJER, Nautanenområdet. En malmgeologisk undersökning. S. G. U. Ser. C., N:o 283 (1918), S. 34—40.

Granits in Nautanen unweit Gellivaara, Nordschweden, der Ansicht NELSON DALES angeschlossen. Nach GEIJER wurde der Granit in Zusammenhang mit der Faltung in einer Antiklinale intrudiert. Der Faltungsdruck hat noch nach der Erstarrung fortgedauert, was sich in einer stellenweise auftretenden linearen Struktur in dem Granit wie auch in dem Leptit kundgibt. Beide Gesteine zeigen auch die plattige Absonderung.

Mit der Auffassung GEIJER's hat die von H. CLOOS viel gemeinsam.[1] Nach ihm wurde eine primäre Bankung der herzynischen deutschen Granite unmittelbar nach der Erstarrung von dem orogenetischen Druck im Verein mit dem Belastungsdruck, parallel dem ersteren und senkrecht zum letzteren, verursacht. Eine sekundäre Bankung sei von der Erosionsoberfläche aus beeinflusst. Betreffs des Ursprungs der letzteren hat CLOOS keinen bestimmten Standpunkt eingenommen, jedoch sagt er (1925), dass ihm die Entlastung von einer gewissen Bedeutung zu sein scheine.

Der Hypothese NELSON DALES gegenüber führt OXAAL an, dass in den südlichen Teilen des Oslogebietes die Intrusivgesteine eine bankförmige Absonderung zeigen, obschon die Sedimentgesteine, in denen sie auftreten, ungefaltet sind.

III. Belastungsdruck. Wie eben erwähnt, sieht CLOOS in dem Belastungsdruck eine mitwirkende Ursache der Bankung. I. HÖGBOM hat einen östlicher gelegenen Berg desselben Granitterrains, zu welchem das von GEIJER (siehe oben) behandelte Massiv gehört, studiert. HÖGBOM will dem Belastungsdruck eine entscheidende Rolle bei der Entstehung des horizontalen Klüftsystemes zuschreiben.[2] Wie sich CLOOS und HÖGBOM die Möglichkeit dieser Deutung denken, geht aus ihren Arbeiten nicht hervor. Die Hypothese ist auch derjenigen der Entlastung (VII), für welche eine mechanisch annehmbare Erklärung gegeben worden ist, völlig entgegengesetzt.

IV. Dirigierender Einfluss einer gegebenen Struktur auf spätere Vorgänge. G. P. MERRILL (Stone Mountain, Georgia) schreibt 1906[3] den Temperaturschwankungen den aktualisierenden Einfluss zu, setzt aber präexistierende Schwächelinien voraus. Über die Natur der letzteren äussert er 1906 nichts; 1897 hatte er sie als Torsionswirkungen betrachtet, und dieser Ansicht schloss sich T. L. WATSON 1906 an. Betreffs norwegischer Granite, archäischer wie postsilurischer, hebt J. OXAAL 1916[4] hervor, dass die Bankung von der Klüftbarkeit bestimmt wird und dass

---

[1] H. CLOOS, Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig 1921.
—— Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I. Das Riesengebirge. Berlin 1925. S. 140—147.

[2] I. HÖGBOM, Der Berg Luppio. Eine Studie über Klüftung und Glazialskulptur. Bull. G. I. Ups., Vol. 19 (1925). S. 228.

[3] G. P. MERRILL, A treatise on rocks, rockweathering and soils. New York, erste Aufl. 1897, zweite 1906. In der letzten Aufl. S. 230—232.

[4] J. OXAAL, Norsk Granit. N. G. U. N:o 76 (1916). S. 41—53.

diese ihrerseits von der Orientierung der Mineralkörner abhängt, indem diese bei der Kristallisation eine parallele Stellung zur Abkühlungsfläche einnahmen. Die Bankung selbst wurde teils von der Kontraktion während der Abkühlung, teils von Frost und Atmosphärilien bewirkt. Die Richtung der Bankfugen wurde aber immer von der Klüftbarkeit bestimmt.

V. Atmosphärische Temperaturschwankungen und Insolation. Die Ansicht scheint zuerst von N. S. SHALER, nach Beobachtungen an der Küste von Neu England, im Jahre 1869 dargestellt und begründet worden zu sein.[1] H. WARTH berichtet 1895[2] ausführlich von der Anwendung von Feuer bei der Gewinnung von Gesteinsplatten in Indien, ohne diese Erfahrungen geologisch zu verwerten. Die natürliche, nur oberflächliche Bankung dieses Gneisgranites deutet er aber einleitungsweise als Einwirkung der exogenen Temperaturschwankung. Unter nordischen Verfassern spricht J. J. SEDERHOLM[3] 1910 nebenbei die Ansicht aus, dass die Bankung postglazial sei.

J. C. BRANNER[4] erklärt 1896 die Bankung in Granit und Gneis in Brasilien teilweise durch Temperaturschwankungen, hebt aber hervor, dass diese ganz unzureichend sind, da die jährlichen Schwankungen in temperierten Gegenden nach den vorliegenden Untersuchungen über Bodentemperaturen sich nur bis 12 m Tiefe geltend machen und in tropischen Gegenden in viel geringerer Tiefe verklingen müssen. In Neu England hat NELSON DALE noch auf dem Boden 50 m tiefer Steinbrüche Bankung beobachtet.[5]

VI. Chemische Verwitterung: O. HERRMANN (Sachsen) 1899.[6] Schon SHALER hat einer derartige Deutung widersprochen, indem er darauf hinwies, dass die Bänke selber nicht verwittert sind.

VII. Dehnung *(potential expansion or tensile strain)* der Erdbaumassen nachdem die Erosion die belastenden Massen entfernt

[1] N. S. SHALER, Notes on the concentric structure of granitic rocks. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. Vol. 12, Seite 289—293.

[2] H. WARTH, The Quarrying of Granite in India. Nature Vol. 51, S. 272.

[3] J. J. SEDERHOLM, Om de tekniska egenskaperna hos finska graniter. Geol. Komm. i Finland. Geotekn. Medd. N:o 8 (1911), S. 7.

[4] J. C. BRANNER, Decomposition of rocks in Brazil. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 7 (1896), S. 255—314, siehe besonders S. 269—293.

[5] A. E. NORDENSKJÖLD stellte sich einen regionalen, wagrechten Schöl in geringer Tiefe unter der Erdoberfläche vor; dieser sollte durch die exogenen Temperaturschwankungen zustandegebracht sein, durch welche sogar eine örtliche Auffaltung bewirkt werden könnte (Sketch of the Geology of Spitsbergen, Stockholm 1867, S. 39). In seinen letzten Jahren schrieb er diesem Schöl eine grosse Bedeutung für die Wasserführung des fennoskandischen Grundgebirges zu, da viele zu dieser Zeit und zwar teilweise auf Felseninseln im Meere ausgeführte Bohrungen nach Trinkwasser bei etwa 30 m Tiefe einen guten Erfolg hatten (G. F. F. Bd 18, 1896, S. 269—284).

[6] O. HERRMAN, Steinbruchindustrie und Steinbruchgeologie. Berlin 1899. Neue Aufl. 1916 (Nach NELSON DALE angeführt).

hat. Diese Deutung ist 1904 von K. G. GILBERT[1] angesichts der Dome des High Sierras alternativ aufgestellt worden.

OXAAL hat den Einwand erhoben, dass in der skandinavischen kaledonischen Gebirgskette die Bankung der schief gestellten Granitintrusivkörper nicht parallel der Erosionfläche sondern parallel der Kontaktfläche verläuft.

Es ist ohne weiteres klar, dass betreffs der Beziehung zwischen Bankung und Oberflächenformen die Bankung nach den Ansichten I—IV primär entstanden oder angelegt, nach den Ansichten V—VII dagegen durchaus sekundärer Entstehung ist.

Bezüglich unseres Gebietes sind die angeführten Arbeiten VOGTS (1881) und OXAALS von besonderem Interesse, da sie Beobachtungen an dem norwegischen Teil des Bohusgranites (dort Smaalenenes- oder Fredrikshalds-, auch Iddefjordsgranit genannt) enthalten. VOGT teilt eine Karte von der ganzen Umgegend von Iddefjord mit, in der das Einfallen der Bankung dargestellt ist. Er setzt eine weitgehende Übereinstimmung zwischen der Fjordtopographie und der Bankung voraus. Da an der Grenze gegen den Gneis die Fluidalstruktur und die Bankung ihr parallel ist, so wird die Bankung als eine Äusserung der schichtenweisen Erstarrung gedeutet und infolgedessen als ein Indikator der ursprünglichen Oberflächenböschungen des Granites angesehen. Der Iddefjord sei nach dieser Betrachtungsweise schon bei der Erstarrung des Granites angelegt. Nach OXAAL ist die Bankung indirekt von der Abkühlungsfläche abhängig, indem sie von der Parallelstellung der Mineralien (in dem betreffenden Granit: des Biotits) bestimmt wird, und diese ihrerseits parallel der Abkühlungsfläche auskristallisierten.

In meiner vorläufigen Mitteilung (1923) habe ich der Bankung des Bohusgranits eine Seite gewidmet und dabei bewiesen, wie es eine ältere und eine jüngere Bankung gibt, von denen die ältere beweisbar älter als die Erosionsformen, die jüngere wahrscheinlich von diesen abhängig ist. Ebenso habe ich hervorgehoben, dass die Bankung, wenn mit der Topographie übereinstimmend, häufig von der Parallelstruktur und der damit verbundenen Klüftbarkeit abweicht. Bei der eingehenderen Behandlung der Bankung will ich hier auch das Gneisgebiet einbeziehen.

Beobachtungen.

Beziehungen zu Parallelstruktur und Oberflächenform.

Die Karten von Hållö und Smögen (Taf. II) gestatten einen guten Einblick in die Beziehungen der Bankung sowohl zu der Parallelstruktur wie zu den Oberflächenformen. Auf Smögen erweist sich die Bankung,

[1] G. K. GILBERT, Domes and dome structure of the High Sierra. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 15 1904, S. 29—36.

wo nicht die Gneiseinmischung beträchtlich ist (vgl. oben S. 17—19), von der Parallelstruktur unerwartet unabhängig und zwar in dem Streben nach Konformität mit der Oberfläche. Fig. 54 ist ein Bild von dem Verhältnis auf der NW-Seite von Kleven, Fig. 55 von der NW-Seite von Sandö.

Auch wo die Bankung gleiche Fallrichtung wie Parallelstruktur hat, zeigt sie oft einen anderen Fallwinkel. So fällt auf der SO-Seite von Grinnholmen die Struktur 30°, die Bankung nur 10° gegen das Ufer.

Auf Sälö (Tafel II Fig. 1) herrscht eine fast völlige Übereinstimmung zwischen der Bankung und der schildförmigen Oberfläche, obwohl die Parallelstruktur (Streifung und Bänderung) ein regelmässiges SO-liches Einfallen hat. An der W-Seite ist jedoch die Bankung wie auf der Höhe horizontal, siehe Taf. VII Fig. 1. An der NO-Seite, wo Bankung und Parallelstruktur die gleiche Fallrichtung zeigt, divergieren ihre Fallwinkel.

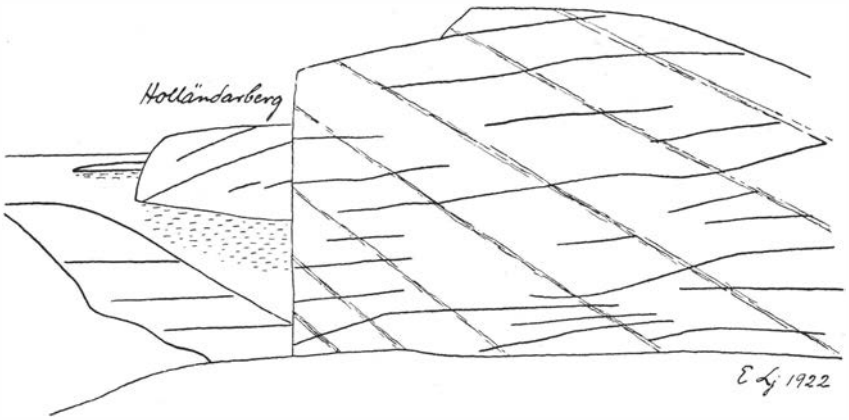


Fig. 54. Die Bankung, wie sie in einer WNW-lichen Kluftwand auf Kleven ausstreicht. Gegen N 35° W, in der Streichrichtung der Biotitstreifung gesehen.

Kålhagshuvud auf Hållö zeigt auch das Einfallen der Bankung nach aussen, während die Parallelstruktur nur im O und S damit übereinstimmt. Alle übrige Teile von Hållö bilden eine Einheit, wo die Bankung von einer zentralen horizontal gebankten Partie aus nach allen Richtungen hin fällt. Die Oberfläche von Hållö Huvud S von Stora Klovan (beiderseits Rävskåran) besteht aus einer einzigen Bankfuge, die bei 10—20° Einfallen ihre Fallrichtung 180° (von OSO bis WNW) dreht, so dass Hållö Huvud mit einem gegen SSW gewandten Pferdehuf zu vergleichen ist. Die einzige Abweichung von der gegebenen Regel ist, dass an dem N-Abfall des Hållö Huvud, gegen die Senke Korset-Snäckevik hin, die Bankung entgegengesetzt (parallel dem Pferdehuf) fällt. Dies Einfallen ist nicht von der Fluidalstruktur bedingt.

Bei der allgemeinen Konformität der Bankung mit den Oberflächenformen ist aber ein Einfluss der Fluidalstruktur nicht zu verkennen. Letztere macht sich darin geltend, dass die Bankung viel schöner und reich-

licher ausgebildet ist, wo die Parallelstruktur mit der Abdachung parallel ist. Die Ostseite von Hållö ist besser gebankt als die Westseite. Auf Kålhagshuvud ist dasselbe Verhältnis sehr augenfällig. Fig. 56 zeigt die sog. Slätte Hälla (vgl. Taf. VIII Fig. 2), eine durch marine Abrasion freigelegte Bankfuge, welche parallel der Orienterung der porphyrischen Feldspattafeln ostwärts einfällt. An der gegenüberliegenden Seite der



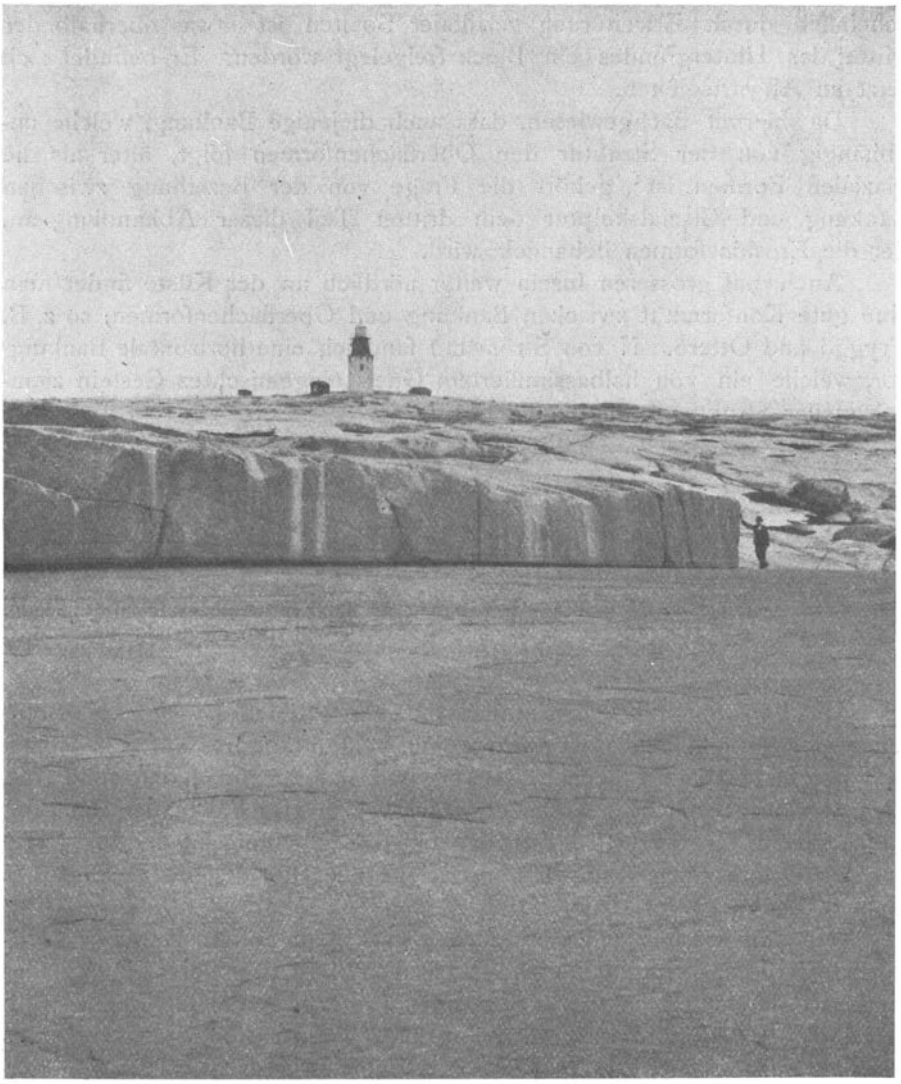
Verf. phot. 15/7 1921.

Fig. 55. NW-Böschung von Sandö bei Smögen, gegen N 20° O. Unten die etwa 40° SO fallende Fluidalstruktur sichtbar. Bankung NW-fallend (eine Fläche fällt mit der Struktur). Glaziale konkave Brüche (durch Festfrierung?) im festen Gestein. Westfallende Flächen rot und glatt, ostfallende hellgrau und mit Flechten bekleidet.

Kluft (Kålhagsklovan), wo die Bankung nach W fällt, ist auch der Einfluss der Struktur in einer teilweisen Umbiegung der Fugen bei dem Ausgehen in die Kluftwand zu ersehen, wie Fig. 57 veranschaulicht. Südlicher, bei L:a Klovan, tritt mitten unter einer ziemlich schlechten, westfallenden Bankung eine ostfallende auf, welche durch konkave Umbiegung in die westfallende übergeht.

Fig. 58 gibt einen Blick über die NO-Böschung des Kålhagshuvud von NO (von Hållö) aus. Die Bankung fällt sowohl im Vordergrund

wie auch im Hintergrund gegen die Kluft und deren nördliche Fortsetzung, die Kålhagsbucht, und ist von der leichten Struktur unabhängig. Das Bild illustriert auch das Verhältnis zwischen Bankung und Glazial-



Verf. phot. 25/8 1920.

Fig. 56. Partie aus der sog. Slätte Hälla, einer durch marine Abrasion freigelegten Bankoberfläche auf der Ostböschung von Kålhagshuvud, Hållö. Gegen O. Vgl. Tafel VIII Fig. 2. Die weggeführten Teile der überlagernden Bank finden sich als Riesenblöcke in der Schlucht (Kålhagsklova) hinter dem Manne. Die Oberfläche schuppt.

skulptur. Die brotlaibartigen Formen der Rundhöcker geben an die Hand, dass die Bankfuge zur Zeit der Glazialerosion schon vorhanden war. Durch vertikale Spalten war ferner die Bank zerstückelt. Darum hat das Eis

Teile der Bank wegschleppen können, wonach die Reste brotlaibartig skulptiert wurden. Dank dem blinden Ende der Bankfuge war ihr Zusammenhang mit dem Anstehenden nicht gelöst worden. (Anzeichen fehlen nicht, dass sich solche Fugen postglazial erweitert haben.) Wahrscheinlich durch Erweiterung vertikaler Spalten ist etwas oberhalb der Mitte des Hintergrundes ein Block freigelegt worden. Er befindet sich jetzt im Abwärtsgleiten.

Da hiermit nachgewiesen, dass auch diejenige Bankung, welche unabhängig von der Struktur den Oberflächenformen folgt, älter als die glazialen Formen ist[1], gehört die Frage von der Beziehung zwischen Bankung und Glazialskulptur dem dritten Teil dieser Abhandlung an, der die Erosionsformen behandeln wird.

Auch auf grösseren Inseln weiter nördlich an der Küste findet man eine gute Konformität zwischen Bankung und Oberflächenformen, so z. B. Tryggö und Otterö. N von Strömstad fand ich eine horizontale Bankung vor, welche ein von halbassimiliertem Gneis eingemischtes Gestein ziemlich steiler Struktur durchschneidet, Fig. 59.



Fig. 57. Skizze über das Verhältnis der Bankung bei der Kluft Kålhagsklovan auf Hållö. Die Fluidalstruktur fällt an beiden Seiten ostwärts. Unmittelbar an der linken Seite ist Slätte Hälla. 1921 gez.

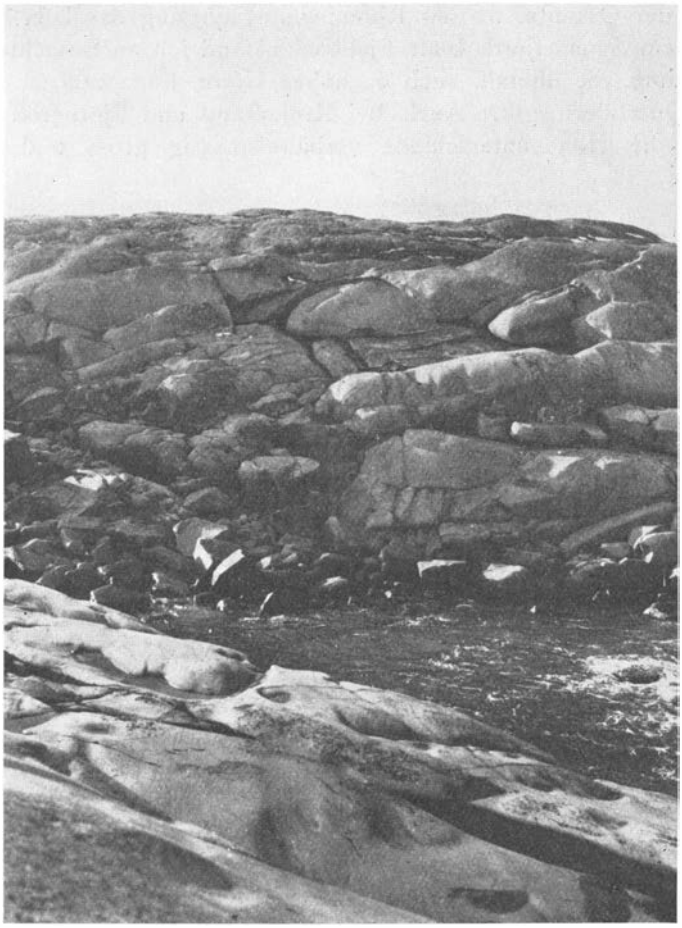
Die Bankung mit pegmatitinjizierten Fugen in dem Lysekiler Schärenhof, welche unten behandelt werden soll, zeigt besonders auf St:a Kornö und Kornö Kalv wie auch auf Berggylteskär eine gute Konformität mit der Erosionsoberfläche. Auf Kornö lässt sich das Fallen der Bankung nach aussen an der Ostseite in den tiefen Schluchten, an der Westseite an den Landspitzen feststellen, sie zeigen alle eine gegen das Meer hin fallende Bankung, vgl. Tafel VII Fig. 2.

Wenden wir uns nun den Fjorden und Spaltentälern zu. Der wichtigste Fjord des Granitgebietes ist der Åbyfjord, welcher sehr eng und lang ist. Hier herrscht an den beiden Fjordseiten ein OSO-liches Einfallen der Bankung, ebenso in dem tiefen Tal, das die Fortsetzung des Fjordes bildet. Die Bankung ist der Fluidalstruktur parallel. Wo sich die östliche Talseite aber zu dem Berge Muhättan erhebt (die Ziffer 143 der Karte Taf. III), beobachtet man eine Dünnbankung, welche der steilen Talseite ein Stück nach unten folgt und dem Berg gleichwie eine Haube aufliegt. Von derselben Natur ist wahrscheinlich die Bankung, welche an der Ostseite des Brotjordes an den hohen Bergen steil, wenn

[1] Als eine seltene Ausnahme könnte möglicherweise ein unten zu besprechender Fall angesehen werden (Fig. 63).

auch nicht völlig so steil wie die Fjordseiten einfällt. Beiderseits des Mündungstrichters des Fjordes herrscht sehr flache, von den Landformen ziemlich unabhängige Bankung.

In und um Örnfjord (Tafel II Fig. 3) herrscht fast durchgehends ein flach OSO-liches Einfallen der Bankung in Übereinstimmung mit der



Verf. phot. $^{24}/_{10}$ 1921.

Fig. 58. Blick auf Kålhagshuvud von NO über das innere Ende der Kålhagsbucht. Fluidalstrukture S-fallend. Bankung beiderseits gegen die Bucht fallend. Glaziale und glazifluviale Skulpturformen.

Fluidalstruktur. Die kleine Halbinsel N von Kjeö ist die einzige Stelle bei Örnfjord, wo die Bankung westwärts einfällt, um der Fjordseite zu folgen. Auch an der südlichen Fortsetzung des Fjordes, Malmödraget, herrscht an beiden Seiten ein OSO-liches Einfallen der Bankung. An der Ostseite ist dies an Porsholmen (Halbinsel auf Malmön) sehr deutlich, die hoch und steil aus dem Wasser aufragt und einen flachen Abfall gegen

Malmön hat — genau wie die Insel Höge Rammen an der Westseite. Obwohl die Hauptinsel Malmön eine sehr flache westliche Abdachung hat, so bemerkt man deutlich bei der allerdings flachen Bankung eine Tendenz zu östlichem Einfallen.

Bei Klevekilen (Taf. II Fig. 3) herrscht durchgehends eine horizontale bis schwach SO-lich einfallende Bankung, auch in dem hohen steilen Berge an der Ostseite, wo der Rhombenporphyrgang das Ufer bildet.

In dem Sannäsfjord, Blatt Fjellbacka, fand ich an besuchten Stellen eine Bankung, die überall, auch an hohen Ufern, horizontal ist, was auch für die Quertälern gilt. Auch bei Krokstrand und Björneröd bei Iddefjord, wo die Höhenunterschiede verhältnismässig gross und oft unver-



Verf. phot. 29/7 1922.

Fig. 59. Horizontale Bankung in sehr schlierigem Granit steiler Struktur. Lonestrand bei Kebal, N von Strömstad.

mittelt sind, fand ich keine Abweichung der Bankung von ihrer allgemeinen horizontalen Lage, die mit dem Gelände in Verbindung gebracht werden könnte.

Was oben von der Parallelstruktur (Fluidalstruktur) gesagt worden ist, gilt auch von der liegenden Klüftbarkeit.

Angesichts der geschilderten Verhältnisse in Fjorden und Tälern ist es bemerkenswert, dass man zuweilen in kleinen Klüftälern eine von diesen abhängige Bankung beobachtet. Schon Kålhagsklova auf Hållö ist dafür ein Beispiel. Ein weiteres ist das Tal, das in dem südlichen Teil der Rhombenporphyrgangspalte auf Sotehuvud angelegt ist. An der Ostseite fällt die Bankung deutlich gegen das Tal ein, was eine Abweichung von der allgemeinen Orientierung bedeutet.

Zusammenfassend können wir sagen, dass die Bankung die doppelte

Tendenz zeigt, teils der Fluidalstruktur, teils den Oberflächenformen zu folgen, dass es vorwiegend bei flacheren Formen zu einer Übereinstimmung zwischen Bankung und Form kommt, wie an den immer abgeflachten Gipfeln, dass aber an steileren Wänden die Bankung meistens flach verläuft, gern mit der Fluidalstruktur parallel. Daraus erklärt sich der scheinbare Gegensatz zwischen den Ergebnissen in der Inselwelt und in den Fjorden. Die Inseln stellen bei genügender Grösse die schildförmig abgeflachten Gipfel, die Fjordufer dagegen die tiefen, steilen Einschnitte in die Erdoberfläche dar. Ein ähnlicher Umstand kann auch den Gegen-

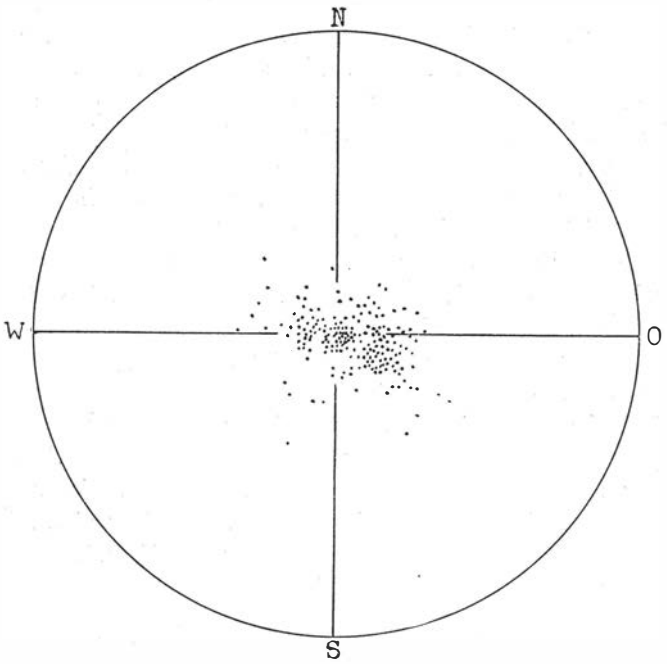


Fig. 60. Die Orientierung der Bankung in dem Bohusgranit. Die Punkte geben die Lage der Flächennormalen in der mitteabstandstreuen azimutalen Projektion an (vgl. Fig. 7 S. 20). Für Lokalitäten mit mehreren Beobachtungen wurden diese zusammengefasst.

satz zwischen den von VOGT und den oben angeführten Ergebnissen in den Fjorden erklären.

Mit der doppelten Tendenz der Bankung ist auch eine doppelte Bankung zu erwarten. Eine solche ist auch beobachtet worden. So war es bei Hunnebostrand leicht, in dem Berge beim Dorfe teils eine Bankung, die 10° OSO, parallel der schwach ausgebildeten liegenden Klüftbarkeit fällt, von einer anderen, die nur 10 m tief und 25° gegen WNW (das ist parallel der Oberfläche, gegen das Meer hin) fällt, zu unterscheiden.

Völlig übereinstimmend mit den hier geschilderten Verhältnissen fällt der Vergleich zwischen dem Diagramm Fig. 60 über die Stellung der Bankung mit dem Diagramm Fig. 7 S. 20 über die Stellung der Parallelstruktur aus. Die steilsten Böschungen der Fluidalstruktur treten

selbstverständlich nicht bei der Bankung auf. Das westliche Einfallen ist bei der Bankung stärker vertreten. Die Hauptmenge der Beobachtungen fällt innerhalb 10°. Sieht man aber von diesem innersten Kreis ab, so verbleibt ein Übergewicht des OSO-lichen Einfallens, was auf einen Einfluss der Fluidalstruktur hindeutet.

Wir wollen jetzt die Bankung der älteren Gesteine betrachten. Auch die älteren Granite sind mehr oder weniger gebankt. So fand ich an Solklinten, dem höchsten Punkte Mjörns, der steil nach S abfällt, eine schöne Bankung, die auf der flachen Höhe flach gegen N und NNW fällt und der sanften Böschung gegen NW folgt. Die Bankung dürfte mit einer schwachen Struktur übereinstimmen. Sie greift sehr tief, wie man in einer engen Schlucht sehen konnte. Wie an dem Bohusgranit die gröberen Varianten eine viel dickere Bankung als die feinkörnigen zeigen, so erreichen die Bänke in dem groben Augengranit auf Mjörn Riesengrösse.

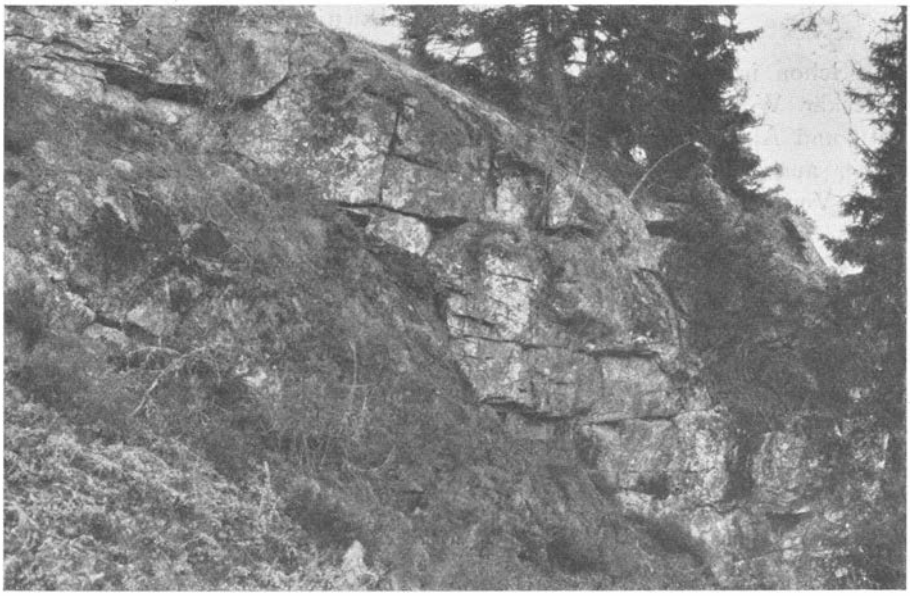
In dem nördlichen Teil von Mjörn herrscht eine sehr regelmässige isokline, 15° östlich einfallende Bankung, welche der hier mehr hervortretenden Parallelstruktur folgt. Zwischen den Granitbänken fand ich wiederholt kleine Lager eines teilweise verschieferten Grünsteins. (S von Slussen auf Orust fand ich denselben Augengranit, mit Grünsteinlagern zwischen den mächtigen, horizontalen Bänken.)

Von den aus massförmigem Granit des Tjörnmassives aufgebauten westlicheren Inseln in dem Stigfjord liegen Angaben von einer allseitigen Konformität zwischen Geländeformen und Bankung vor.[1]

Der Järbogranit zeigt zuweilen eine gute Bankung. So fand ich an einem Absturz, dass der senkrecht schiefrige Gneisgranit erst von schief aufsetzenden Pegmatitgängen und dann von einer horizontalen Absonderung abgeschnitten war (Brattorp in Hjärtum). Der massiv auftretende Pegmatit zeigt dicke Bankung wie der grobe Granit.

Was den eigentlichen Gneis betrifft, herrscht selbstverständlich bei flacher Stellung der Parallelstruktur eine hiermit gleichorientierte Bankung. Die Bankung des Gneises ist aber nicht auf diesen Fall beschränkt sondern kommt auch an Stellen vor, wo die Struktur steil bis lotrecht ist. Besonders auffälliig ist diese Erscheinung an der steilen Nordwand des Tales, das von Hasteröd (Hjärtum) aus die Landstrasse nach Ljungskile durchzieht. Hier ist die Parallelstruktur überall saiger oder zeigt eine mittlere Böschung. Hin und wieder wird der Gneis von mächtigen Pegmatitgängen diskordant durchbrochen. Die Bankung ist aber horizontal, von Schieferung und Kontakten unbeeinflusst. Zwar geht die schieferige Struktur gegen O hin teilweise in eine stenglige über; im W aber ist eine stenglige Struktur nicht zu beobachten, nur eine deutlich schiefrige, und von hier stammt die Aufnahme Fig. 61. Ähnliche Beobachtungen wurden mehrmals in der bergigen Gegend N und NW von hier gemacht. Bei Hällevikstrand an der W-Seite von Orust, wo die stark

[1] GELLERSTEDT's Tagebuch 1889 in der Geol. Landesanst. (vgl. oben S. 4 Fussnote). Es bezieht sich auf Kälkerön, Stävö Kalv und Valö.



Verf. phot. Jan. 1925.

Fig. 61. Horizontale Absonderung in steil orientiertem, schiefrigen Gneis. Maen, Hjärtum.

hervotretende Schieferung ein östliches Einfallen von 60° hat, ist auch eine horizontale Absonderung zu sehen, Fig 62.

Unter Umständen kann bei dem Gneis eine horizontale Schieferung von einer Bankung durchschnitten werden. Einen solchen Fall zeigt Fig. 63, wo die Oberfläche ein glazialer Rundhöcker ist.

Auch für den Gneis gilt also die doppelte Tendenz der Bankung, teils mit der Struktur, teils mit der Oberfläche übereinzustimmen. Letztere Übereinstimmung macht sich teils hinsichtlich der grossen Formen — in einer allgemeinen Horizontalität —, teils hinsichtlich der Einzelformen geltend.



Verf. phot. 4/11 1922.

Fig. 62. Horizontale Absonderung in sehr schiefrigem Gneis mit steilem Einfallen. Hälleviksstrand. Von NO.

Beziehungen zum Vulkanismus.

Schon im Jahre 1920 bemerkte ich auf der kleinen Felseninsel Berggylteskär W von Lysekil mehrere flachliegende wellige Lager von Pegmatit und Aplit, erstere mehr als dezimeterdick, die den Granit in linsenförmig auskeilende Bänke zerlegten. Nicht weniger ausgeprägt fand ich diese Verhältnisse auf Klovskär (Fig 64), Stora Kornö (Fig. 65) und Kornö Kalv wieder. Hier sind die Pegmatitlager teilweise so dick, dass man von abwechselnden Bänken von Granit und Pegmatit sprechen könnte. Durch Verzweigungen erweisen sie sich aber als ein System flachliegender anastomosierender Gänge und sind gegen den Granit scharf und eben begrenzt. Auf Stora Kornö und Kornö Kalv fallen die Lager an dem SW-Rand gegen SW ein, was man deutlich an den gegen SW ausragenden

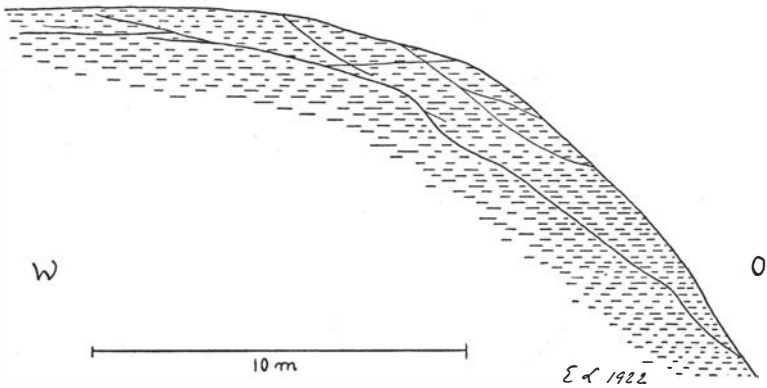


Fig. 63. Kluftwand in glimmerschieferähnlichem Gneis, welcher eine Absonderung parallel einer glazialen Stossseite zeigt. Ufer SW von Havsten, W von Uddevalla.

Landspitzen sieht. Auch an der SO-Seite von Stora Kornö fallen die Pegmatitlager flach gegen das Ufer ein. Dasselbe konnte ich in einer tiefen Schlucht an der Ostseite beobachten. Auf Berggylteskär fallen die Lager, obschon sie keineswegs konzentrisch sind, an allen Seiten gegen das Ufer ein. Auf Gäven W von Berggylteskär durchsetzen grosse Pegmatitlager, unter 12° Einfallen gegen O, fast die ganze Insel. Eine andere Kluftgruppe, teilweise mit Pegmatit, fällt etwas stärker gegen ONO oder NO ein. Eine gegen W noch stärker fallende Kluftgruppe zeigt keinen Übergang zu der anderen und ist ohne Pegmatit. Die sehr kräftige Verwitterung machte es unmöglich festzustellen, ob letzteres mit den Gleitspalten identisch sei. An der W-Seite von Ulfsholmen sind flache Pegmatit- und Aplitlager beobachtet. Bei der Stadt Lysekil sind in dem Steinbruch Pinnevik einige nur zentimeterdicke Pegmatitlager beobachtet, die mit 20° gegen S 80° O einfallen. Die Böschung stimmt mit dem Einfallen der benachbarten Bankfugen überein — Mittel von vier Messungen 22 $^1/_2$° gegen S 74° O — und dürfte ein Einfallen unter die in der Nähe liegende Gneisgrenze andeuten. Etwa 1 km O von den Stadt, wo der



Verf. phot. 3/7 1921.

Fig. 64. Pegmatitlager in Granit. Klovskär, Ostseite, gegen N 70° W.

Kontakt bei der Eisenbahn gut entblösst ist, erweisen sich auch die Granitbänke mit der Gneisdecke und ihrer Schieferung konform und zwar mit etwa SO-lichem Einfallen, also gegen den Fjord hin. In dem Steinbruch Bansviksberget innerhalb der Stadt, wo es kaum eine Bankung gibt, fällt die Parallelstruktur etwa 20° SO, N von Pinnevik, in dem grobkörnigen Granit etwa 20° SSO ein. An den anderen Örtlichkeiten konnte keine Fluidalstruktur festgestellt werden.

Ausserhalb des jetzt beschriebenen Gebietes wurden nur an zwei Stellen in dem Granitgebiete Pegmatitlager beobachtet, die alle sehr dünn und vielleicht postvulkanisch sind. Auf Malmön sieht man in der grossen Wand des Steinbruches unmittelbar N von dem Fischerdorfe ein ausgedehntes, zolldickes Lager von Pegmatit horizontal austreten. Bei Todderöd in Askum habe ich in drei flachen Spalten eine geringfügige Pegmatitfüllung beobachtet.



Verf. phot. August 1922.

Fig. 65. Pegmatitlager in Granit. Butteviks udde, Stora Kornö, etwa gegen NO.

Sehen wir von dem Pegmatit ab, sind neugebildete Mineralien in den Bankfugen nur in einem einzigen Falle beobachtet.

Wie früher erwähnt, fällt die Bankung in dem Åbyfjord und dessen nördlicher Fortsetzung, Berfendalen, auch an der Ostseite gegen OSO wie die Fluidalstruktur. An der Mündung des Tales in den Fjord ist durch einen sehr kleinen Steinbruch eine Bankfuge blossgelegt. Diese schneidet quarzgefüllte Muskovitzugspalten ab, ohne dass diese disloziert sind. Auf der freigelegten Liegendwand der Fuge beobachtete ich etwas Kalzit.

Beziehungen zu anderen Spalten.

Über eine Kreuzung mit Muskowitzugspalten wurde soeben berichtet. Den Kreuzungsstellen zwischen Bankfugen und Gleitspalten habe ich Aufmerksamkeit gewidmet, um Auskunft zu erhalten, ob erstere vor oder nach der Aktivität der letzteren entstanden. Es wurde niemals eine Verschiebung von Bankfugen längs der Gleitspalten in anderen Fällen notiert,

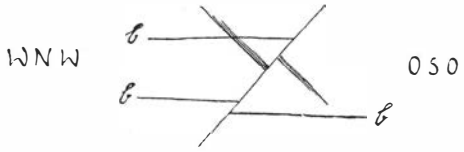


Fig. 66. Partie einer senkrechten Wand auf Kleven bei Smögen. Eine links fallende Gleitspalte hat eine Biotitschliere disloziert. Bewegung laut den Gleitstriemen parallel der Wand (Bildebene). b Bankfugen. 1922 gez.

als wo erstere von Pegmatit injiziert sind. Im Gegenteil habe ich mehrmals im Bezirk 4 beobachtet, dass die Bankfugen die Gleitspalten ungestört durchsetzen.

Zwar ist hierzu zu bemerken, dass es in diesen Fällen keinen Anhaltspunkt gab, den Betrag der Verschiebung zu messen; es waren nur Gleitstreifen beobachtet. In einem Falle (Kleven bei Smögen), wo sowohl die Richtung als der Betrag der Verschiebung sich dreidimensional feststellen liess, ergat sich, dass die beiderseitigen Bankfugen zwar nicht korrespondierten aber auch vor der Verschiebung nicht korrespondiert haben können, Fig 66. Die Bankfugen setzten also an der Verwerfungsspalte ab, was ein höheres Alter für diese voraussetzt.[1]

Ein anderer Fall wurde auf Hållö beobachtet. Auf der Westseite der Hauptinsel, wo die Bankung gegen die Kålhagsklova fällt, verläuft eine Bankfuge mit einer Gleitspalte annähernd parallel, schneidet jedoch diese unter spitzem Winkel (die Bankspalte fällt 15° gegen W 20° S und

[1] Nur falls man eine rückläufige Bewegung längs der Gleitspalte nach der Entstehung der Bankfuge annehmen wollte, würde die Beweiskraft dieses Schnittes fallen. Dann müsste man aber das Absetzen der oberen Fuge genau an der Gleitspalte als einen Zufall ansehen, was meiner Meinung nach schwierig fällt.

die Gleitspalte 19° gegen W 47 bis 48° N, was einen Winkel zwischen den beiden Ebenen von 19° bedeutet). Die Gleitspalte ist (mit Quarz) zugekittet, die Bankfuge nicht. Obwohl sich der Sinn der Bewegung an der Quarzverkittung feststellen lässt und keine Dislozierung der Bankfuge zu erkennen ist, so kann man aus diesen direkten Beobachtung, wegen des spitzen Winkels und der rauhen Fläche der Bankfuge, keinen sicheren Schluss ziehen. Eine einfache Erwägung macht es aber offenbar, dass die Bankfuge jünger als die Gleitspalte sein muss. Wäre sie älter, so wäre man berechtigt, Gleitspuren an ihren Wänden zu erwarten, ja, man könnte noch länger gehen und die Gleitspalte als unnötig ansehen, da in diesem Falle die Verschiebung ebenso gut durch die unverkittete Bankfuge hätte stattfinden können. Analoge Fälle wurden notiert.

Hinsichtlich der Beziehung zu den jüngeren vertikalen Spalten bemerkt man oft, dass die Bankfugen an den häufigen NW-Spalten wechseln. Es ist dies auch die Erfahrung der Steinbrecher. Wenn auch der Wech-



Fig. 67. Die Bankung des Rhombenporphyrganges und seines Nebengesteins auf der Mitte von Hombergö. Von N. Nach einer Aufnahme des Verf. von 1926 gezeichnet.

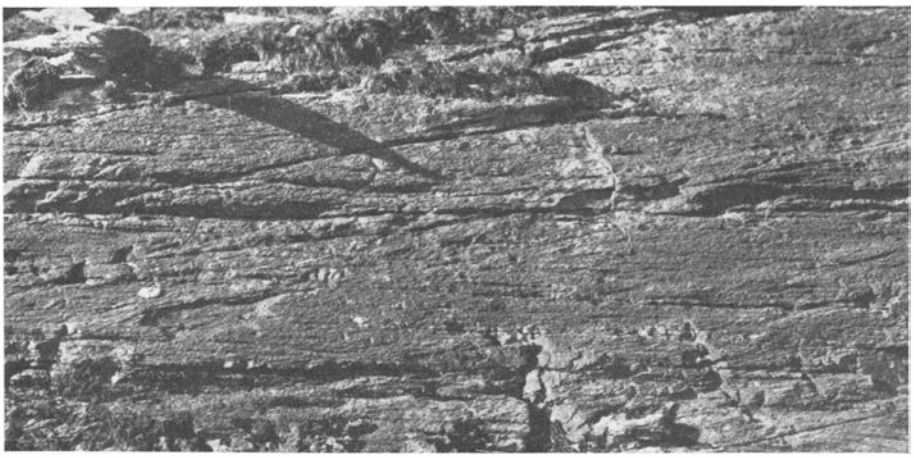
sel durch Verschiebung längs der vertikalen Spalten zustandekommen kann, so muss in Anbetracht der horizontalen Lage sowohl der Rutschstreifen wie der Bankfugen eine solche Verschiebung so gross sein, dass ein jüngeres Alter der Bankfugen wahrscheinlicher ist.

Eine zuverlässigere Methode glaubte ich in der Untersuchung der devonischen Eruptive zu finden. Diese wurden nie in Bankfugen angetroffen. Im Gegenteil sieht man bei den mächtigen Rhombenporphyrgängen eine gute Bankung, die nicht nur mit der Bankung des Nebengesteins übereinstimmt, sondern auch deutlich über die Kontakte kontinuierlich hinsetzt. Aus Bezirk 3 und 4 liegen viele solche Beobachtungen vor. Einigermassen ist dies aus Fig. 42 S. 152 ersichtlich.

Die Ergebnisse des Kapitels 15 (S. 162), dass die Klüftung der Gänge auf Grund der Kontaktmetamorphose in das Nebengestein eingreifen kann, gebietet hier grosse Vorsicht. Jedoch wurde auf Hombergö die Bankung des Porphyrganges so weit in das Nebengestein verfolgt und zeigte unter östlichem Einfallen so grosse Übereinstimmung mit der Bankung der ganzen Insel, dass man es als einen seltsamen Zufall ansehen müsste, wenn hier zwei selbständige Bankungen vorliegen, Fig. 67.

Bewegungen in Bankfugen.

Eine durch Schub entstandene Bankung erblickte ich erst in den Alpen. Im Ortlergebiet kommt im kristallinen Teil der ostalpinen Decke ein flasriger, mittelkörniger Gneis intrusiv vor, der teilweise St. Angelus Augengneis genannt wird. Die Struktur hat eine gegen N flache Neigung, das Gestein wird aber durch horizontale oder gegen S flach geneigte Spalten in Platten aufgeteilt, die gewöhnlichen Bankplatten ähnelten. Vielleicht war ein Unterschied in einem grösseren Parallelismus zu erkennen, der besonders an einer Stelle zum Ausdruck kam, wo die Erscheinung intensiver als gewöhnlich entwickelt war, Fig. 68. Hier wurde diese Aufspaltung zu einer Struktur, die an die geschlossene, parallele, dichte Auf-



Verf. phot. 6/8 1924.

Fig. 68. Bergwand im Zaytal, oberhalb Düsseldorfer Hütte und Sulden, Ortler-Gebiet, Süd-Tirol (Alto Adige). Von SW. Gneisgranit mit gegen NW flach einfallender Schieferung und horizontalen Schubrissen und -Spalten. Links oben der Schatten eines hervorragenden Steins.

spaltung sehr erinnerte, die ich als ein Vorstadium der lamellären Mylonite betrachte (siehe oben S. 126) und die auf eine Differentialbewegung in einer Richtung parallel den Spalten hindeutet. An dieser Stelle war keine Möglichkeit vorhanden, die Bewegung festzusellen. Unmittelbar unterhalb des Kammes, der die Hintere mit der Vorderen Schöneckspitze verbindet, gelang es mir aber, Beweise für das Gleiten zu finden. Dank der hier örtlich steilgestellten Schiefrigkeit konnte ich nämlich an den Biotitblättchen eine Schleppung längs der horizontalen Spalten deutlich wahrnehmen, durch welche jedesmal das Liegende nach 50° verschoben worden war. Freigelegte Spaltflächen gab es hier nicht.

Nach dem Befund in den Alpen widmete ich der Möglichkeit einer Bewegung längs der Bankfugen in Bohuslän eine grössere Aufmerksamkeit als zuvor, konnte aber nur selten Spuren einer Bewegung feststellen.

Im Gneis war an geeigneten Stellen eine Schleppung nicht zu beobachten. Dagegen fand ich bei dem Wasserfall zu Torp in dem Örekilsälv beiderseits des Flusses diskordante horizontale Spalten mit Rutschstreifen und Kalzitverkittung; in letzteren Hinsichten erweisen sie sich mit vertikalen latitudinellen Spalten verknüpft; sie sind jünger als der Pegmatit der Uddevallazone. Ihre Streifen verlaufen (wie die vertikalen Spalten) ONO bis O. Die Lokalität wird in Kapitel 19 näher beschrieben werden.

Aus dem Granitgebiet liegen im Ganzen 27 Beobachtungen an Rutschstreifen vor. Sie sind in dem Diagramm Fig. 69 zusammengeführt und vertreten 10 Lokalitäten, Ulmekärr, Hunnebostrand, Väjern und Tryggö, Bezirk 3; Smögen, Långerammen, Trillingarne (Svartskären), Malmön, Näverkärr und Hallinden, Bezirk 4. In gewissen Fällen lassen sich die Bankfugen mit Rutschstreifen von den Gleitspalten geringen Einfallens nicht sicher abgrenzen.

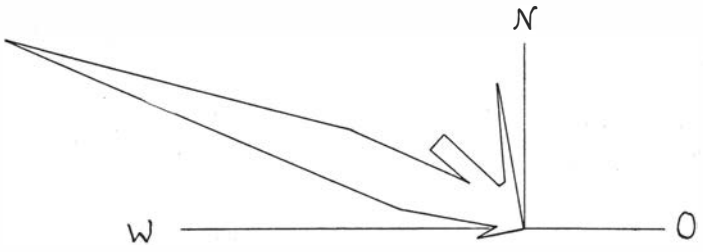


Fig. 69. Streichrichtungen der Rutschstreifen an Bankfugen im Bohusgranit. 27 Beobachtungen.

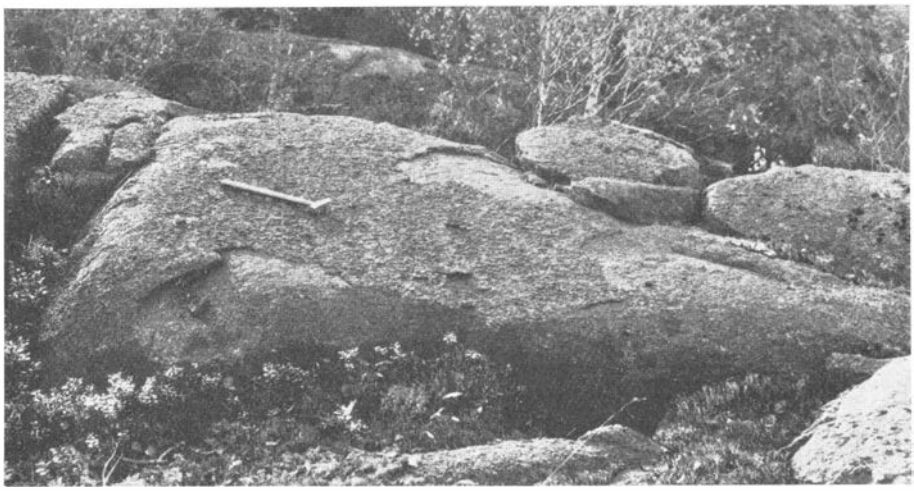
An der grösseren Insel von der Gruppe Trillingarne wurden im Rhombenporphyr Streifen in der Richtung N 65 bis 70° W (mit den Granitstreifen übereinstimmend), ebenso in dem Porphyr auf Tryggö in O—W beobachtet. Trotz sorgfältigen Studiums dieser Streifen auf erstgenannter Lokalität konnte ich nicht sicher die Möglichkeit ausschliessen, dass diese Streifen mit der schieferstiftähnlichen Klüftbarkeit verknüpft sind, welche jedoch in der Regel N 85° W verläuft.

Schuppung.

Die Schuppung der Felsplatten und Blöcke ist eine Erscheinung, die auf Grund ihrer kleinen Dimensionen wohl eher der Verwitterung als der Bankung angehört. Sie ist aber der Bankung völlig analog und deshalb für die Deutung der letzteren von so grossem Interesse, dass die wichtigsten Beobachtungen darüber schon hier angeführt werden. Von Gewicht ist, dass sie teilweise in völlig waldlosen Gebieten gemacht wurden.

In den äussersten Schären und besonders an deren gegen W geneig-

ten Seiten, wo der Salzwassergischt die Felsoberfläche auch von einer Flechtenbekleidung frei hält, sieht man die Felsplatten sehr regelmässig schuppen (an Fig. 56, Vordergrund, sichtbar). Die Schuppen keilen nicht aus; ihre Fugen verlaufen der Oberfläche genau parallel bis sie wohl irgendwo blind enden. Eine Schuppe wird darum nie völlig entfernt. Nur abgebrochene Teile werden weggeführt. Dadurch entstehen Fenster, durch welche die Oberfläche einer unteren Schuppe zutage tritt. Häufig hat auch diese ein Fenster, das eine neue Oberfläche entblösst. Oft ist es unsicher, ob diese dem festen Fels oder einer neuen Schuppe angehört. Die Dicke jeder Schuppe ist auf ebenen Flächen 5 bis (Soteskär) 8 mm. Die Flächen sind sehr eben aber rauh und zeigen den Charakter einer Tensionsspalte. Offenbar wird die Erscheinung dadurch erzeugt, dass



Verf. phot. $^{15}/_{10}$ 1924.

Fig. 70. Abschuppung eines flasrigen Augengneises. Felsinsel eines grossen Moores O von Rådanesjön, Dalsland.

während der Mittagsstunden eine Oberflächenschicht von der erwähnten Tiefe durch Erwärmung so grosse Expansionsspannungen entwickelt, dass sie sich durch Hochdehnung von ihrer Unterlage losmacht, — wenn man an sonnigen Sommertagen über diese Felsoberflächen spaziert, hört man bei jedem Tritt ein Knistern. — Die Entstehung der Fenster geht dagegen wahrscheinlich während der Nächte vor sich, wobei sich die Schuppe durch Ausstrahlung mehr zusammenzieht als die Unterlage.

In bewaldeten Gegenden habe ich eine solche Abschuppung am meisten an nacktem Amphibolit beobachtet. Von Interesse sind aber hier zunächst die Fälle, wo man Waldbrand ausschliessen kann. Das dürfte man können, wo kleine Felsinseln in grossen Mooren auftreten. Auf dem grossen Moore O von Rådanesjön in Dalsland treten einige Felsinseln von einem groben Augengneis saigerer Stellung (»Kroppefjällsgranit») auf.

Von dort stammt die Aufnahme Fig. 70. Diese zeigt für gewöhnlich, dass die Mächtigkeit der Schuppen an stark konvexen Flächen beträchtlich zunimmt (hier bis 2 und 3 cm), offenbar deshalb, weil an ausragenden Partieen auf Grund ihrer verhältnismässig grösseren Oberfläche die Hitze tiefer eindringt. Auf diese Weise stumpfen sich Ecken und Kanten allmählich ab. Die neue Oberfläche zeigt auch nicht die Unebenheiten der alten, welche die Verwitterung in der groben Struktur erzeugte.

Eine Zeitlang war ich für die hier gegebene Deutung nicht entschlossen. Es ist nämlich denkbar, dass bei der Verwitterung mit Hydratisierung der Oberflächenschicht diese sich so erweitert, dass sie abspringt. An einer Lokalität mit guter Abschuppung liess sich aber die Verwitterungsrinde deutlich abgrenzen. Es war an einem Aplit. Beim Hammerschlag fiel von der Felsplatte eine Kappe ab, die über eine sehr konvexe Partie stark anschwoll. Die verwitterte Schicht hatte aber überall gleiche Dicke, Fig. 71. Die Abschuppung ist also von der chemischen Verwitterung unabhängig.

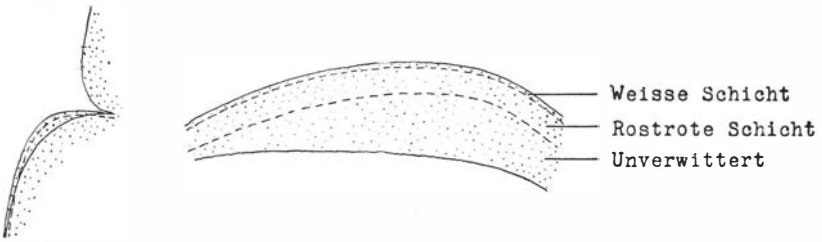


Fig. 71. Abschuppung und Verwitterungsrinde in Aplit. Rechts ein Stück der Schuppe in $^2/_3$ nat. Grösse. Bei Vassbo See unweit Ljungskile. Skizze 1926.

Prüfung der Hypothesen.

Schrumpfung (I).

Die Pegmatitlager in den Bankfugen des Granites verlegen offenbar einen Teil der Bankung in die vulkanische Epoche. Ähnliche Beobachtungen sind früher — ohne irgend welche Kommentare — für die primäre Natur der Bankung angeführt worden, und zwar von Vertretern sowohl der ersten wie der zweiten der oben angeführten Hypothesen (SAUER und RAMSAY bzw. CLOOS). Für die letztere (tektonischer Druck) finde ich im vorliegenden Falle keine Beweise, vielmehr Schwierigkeiten. Den ersten orientierten Druck — und zwar einen sehr bestimmten — zeigen die postpegmatitischen Schubspalten, welche ausserdem einen kräftigen Belastungsdruck voraussetzen. Die Pegmatitvorkommen weisen hingegen auf einen allseitigen tangentialen Druck (vgl. die mangelnde Orientierung der spärlichen steilen Gänge, Fig. 27 links, S. 130), und eher auf einen vertikalen Zug als einen Belastungsdruck hin (man beachte das grosse Übergewicht der liegenden gegenüber den steilen Gängen).

Die Ursache des letzten Spannungszustandes will ich in der Erstarrung suchen. Über die Wirkung derselben sind die Vorstellungen sehr unklar. Nicht ungewöhnlich scheint zum Beispiel die Vorstellung zu sein, dass sich eine erstarrende Schicht infolge der Zusammenziehung von der feurigflüssigen Unterlage losmache.[1] Auch GILBERT scheint die »Kontraktionshypothese» auf ähnliche Weise aufgefasst zu haben, da er gegen sie den Einwand macht, es sollten durch Kontraktion normal zur Abkühlungsfläche einsetzende Spalten entstehen. Ist diese Bemerkung für dünne intrusive Lagergänge richtig, so folgt aber daraus nicht, dass sie für anders geformte Eruptivkörper, wie die von GILBERT behandelten Dome, giltig ist. Für die massiveren Körper stelle ich mir den Vorgang in ganz anderer Weise vor.

Soweit die Erstarrung sukzessiv fortschreitet, muss die zuerst erstarrte Schale dem Volumen des schmelzflüssigen Körpers angepasst sein, im Verhältnis zum erstarrten Körper aber zu gross ausfallen (ich setze eine Volumenverkleinerung bei der Erstarrung voraus, obwohl diese Frage wohl noch nicht völlig aufgeklärt ist). Jede Erstarrungsstufe ist also im Verhältnis zur benachbarten äusseren Stufe zu klein, zur benachbarten inneren Stufe zu gross. Mit anderen Worten, die Gewölbespannungen verhindern die Stufen, sich dem Kern zu nähern, je nachdem dieser zusammenschrumpft. Dadurch entstehen radiale Zugspannungen und tangentiale Expansionsspannungen. In einem Metallkörper mit grosser Zugfestigkeit können diese Spannungen bestehen. Wahrscheinlich dürfte auf diese Weise eine Angabe Th. v. KÁRMÁNS gedeutet werden, dass ein schnell erstarrter Metallkörper, wenn entzweigeschnitten, gewöhnlich nicht mehr zusammengepasst werden kann.[2] Bei einem Gesteinskörper dagegen müssen wegen dessen niedriger Zugfestigkeit tangential gerichtete Zugspalten entstehen.

Bei der stufenweisen Erstarrung, welche hier vorausgestzt wurde, muss ferner der flüssige Kern zur Zeit der Erstarrung der Schale eine höhere Temperatur als diese gehabt haben. Wenn die Temperatur ausgeglichen wird, entstehen Spannungen von genau derselben Art wie oben bei der Schrumpfung infolge Verfestigung angenommen wurden. Wahrscheinlich war auch die Schalenstruktur der experimentell erstarrenden Gesteinskörper, auf die sich NEWBOLD bezieht, von der stufenweisen Erstarrung wie auch von der stufenweisen Abkühlung bewirkt.

Im Gegensatz zu GILBERT finde ich also die Kontraktion als eine mögliche Erklärung der Schalenstruktur der Granitdome. Die noch nicht ausgelösten tangentialen Expansions- und radialen Zugspannungen können an der Erosionsoberfläche zur Entfaltung kommen, zumal die ersteren von der Insolation verstärkt werden. Dadurch werden antikliniale Erhebungen der lossprингenden Bänke möglich, wie sie GILBERT später aus den Granitdomen Georgias beschrieben und auf kompressive Spannungen

[1] Siehe J. STINY, Technische Geologie, Stuttgart 1922, S. 120.
[2] Handbuch der Naturwissenschaften. Bd. III, S. 174.

zurückgeführt hat.[1] Ick finde es überdies sehr fraglich, ob die sonst sehr beachtenswerte Gilbertsche Hypothese der Entlastung die konzentrische Absonderung der steil aufragenden Dome erklären kann. Die von A. G. HÖGBOM[2] aus Ragunda, Nordschweden, beschriebenen Granitdome, die eine gute, konforme Bankung zeigen, sind teilweise von ihrer Gneishülle noch bedeckt, was für die Abhängigkeit der Bankung von der Abkühlungsfläche spricht.

Dass überhaupt eine Bankung mit den thermischen Vorgängen bei der Erstarrung verknüpft ist, beweist eine Beobachtung, welche 1926 während einer Exkursion unter Leitung des Herrn Dozenten B. ASKLUND zu den åländischen Inseln gemacht wurde.

Södra Bergskär wendet gegen S eine Steilwand. Schon aus der Ferne beobachtet man hier das seltsame Verhältnis, dass die Insel unten eine gute Dünnbankung, oben hingegen fast keine Bankung zeigt. Wie es sich während unseres Besuches herausstellte, besteht die Insel oben aus dem Lemländer Porphyrgranit (einem Gneisgranit), unten aus Rapakivi, der in dem ersteren intrusiv auftritt. Der Kontakt fällt gegen N, sodass er an der Nordseite der O—W gestreckten Insel schon unter der Meeresoberfläche liegt. Die Dünnbankung kommt also dem Rapakivigranit zu, ist aber nicht auf diesen beschränkt. Noch ein Stück oberhalb des Kontaktes ist die gute Dünnbankung zu erkennen. Sie ist offenbar dem lemländer Porphyrgranit durch Kontaktmetamorphose verliehen.

Wir kehren nun zu dem Bohusgranit zurück. Wir haben in der Schrumpfung eine Erklärung der Druckverhältnisse gefunden, die von dem geologischen Auftreten des Pegmatites in der Lysekilgegend angegeben werden. Man fragt sich vielleicht, ob die Abkühlung dieses grossen Granitmassives hinreichend schnell stattfand, um eine stufenweise Erstarrung zu bewirken. Wenigstens in der betreffenden Partie, die das gegen S auskeilende Ende des sichtbaren Massives ausmacht, fehlen nicht Andeutungen von weniger ruhigen Erstarrungsverhältnissen. Es sei hier an die rapakiviähnliche Struktur des südlichsten Teiles erinnert (S. 14), ebenso an die Explosionsröhren bei der Stadt Lysekil (S. 24); der Granit ist laut ihrem Zeugnis in den höheren Stufen erstarrt gewesen, während er in den tieferen noch flüssig war.

Schwieriger ist es zu beurteilen, inwiefern die Ergebnisse aus der Lysekilsgegend sich auf das ganze Massiv übertragen lassen. Eine gewissermassen porphyrische Struktur, die für grosse Teile kennzeichnend ist, scheint der Annahme einer verhältnismässig schnellen Erstarrung günstig zu sein. Aus anderen, oben angeführten, Tatsachen geht aber

[1] Bull. U. S. Geol. Surv. N:o 313, S. 32 und Pl. VII A. Das schöne Bild GILBERT's über den Fairview Dome in Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 15, Pl. 1 wird von einem von H. W. TURNER (Proc. Cal. Acad. Sci. 3rd ser. Geology. Vol. 1, als Pl. 27) mitgeteilten Bild ergänzt. Diese beiden Photographien zusammen geben eine sehr gute Darstellung über die Bankung eines Domes.

[2] A. G. HÖGBOM, Om Ragundadalens Geologi. S. G. U., Ser. C. N:o 182.

hervor, dass nicht alle Bankung des Bohusgranits primärer Entstehung ist, ebenso ist zu erwarten, dass diejenigen Kräfte, welche in dem Gneisgebiet eine Bankung erzeugten und nicht Erstarrungsspannungen waren, auch in dem Granitgebiete aktiv waren.

Tektonischer Druck (II).

In Anbetracht der zuweilen an Bankflächen auftretenden Gleitstriemen liegt der Gedanke an einen orogenetischen Druck als Ursache der Bankung nahe. Obwohl Gleitstriemen auch bei anderen Entstehungsarten erzeugt werden können, so spricht die deutliche Orientierung derselben für einen tektonischen, orientierten Druck.

Die Bewegung ist im Granit gleich der von den NW-Spalten und ihren Striemen angegebenen. Mit ihnen stimmt die Verkittnng in dem einzigen Falle, wo eine solche beobachtet wurde, überein. Mikroskopische strukturelle Erscheinungen wie Klüftrisse und Ebenen mit Flüssigkeitsporen, welche den NW-Spalten parallel laufen, wurden auch zuweilen parallel der Bankung gefunden (Rixö).

In dem Gneis sind in einem Falle flachliegende Fugen mit gut orientierten Rutschstreifen gefunden. Wie bei dem Granit stimmen die Flächen betreffs Bewegung und Verkittung mit den örtlichen latitudinalen Vertikalspalten überein. Die Verkittung ist wie beim Granit Kalzit; die Bewegung ist nur statt WNW ONO.

In allgemeinen zeigt indessen die Bankung in Bohuslän, wenigstens was den Bohusgranit betrifft, keine so ebene und parallele Fugen wie ich sie in dem Ortlergebiet sah oder wie sie GEIJER aus Norrland beschrieben hat, welche auf einen Faltungsdruck zurückgeführt wurden (vgl. die Abb. I. HÖGBOM's). Die Fugen des Bohusgranits sind wellig gekrümmt und nur sehr grob parallel; sie bilden, wenn sie eine Verbindung erreichen, linsenförmige Körper. Gewöhnlich enden sie blind ohne aushaltend zu sein, und da die Bänke wohl im allgemeinen meterdick sind, so kann durch sie nur in geringem Grad ein Schub stattgefunden haben. Ausserdem sprechen die rauhen Flächen der Bankfugen in den überaus meisten Fällen bestimmt gegen eine Gleitbewegung. — Den Hauptteil der Bankung des Granites dürfte man nicht einem tektonischen Druck zuschreiben können.

Belastungsdruck (III), Struktur (IV), Verwitterung (VI).

Die Struktur bedingt nur teilweise die Orientierung der Bankung. Es gibt also Kräfte, welche ohne den dirigierenden Einfluss einer Struktur, ja sogar trotz einer hervortretenden Struktur, eine Bankung erzeugen.

Der Belastungsdruck wurde schon oben als Erklärung der Bankung abgelehnt, wie auch die chemische Verwitterung.

Athmosphärische Temperaturschwankungen (V).

Dass die athmosphärischen Temperaturschwankungen bei der Entstehung der Bankung eine Rolle spielen, ist nicht zu leugnen. Im kleinen ist eine Abschuppung der nackten Felsplatten und Steinblöcke häufig. Diese wurde gewöhnlich auf Waldfeuer zurückgeführt, was in vielen Fällen unzweifelhaft richtig ist.[1] Die allgemeine Ursache dieser Abschuppung ist jedoch meiner Meinung nach die tägliche Temperaturschwankung in Zusammenhang mit Insolation. Die Schuppung kommt nämlich auch in völlig waldlosen Gebieten vor.

Obwohl die zuletzt erwähnte Absonderung von allzu geringen Dimensionen ist, um unter der Bezeichnung Bankung eingereiht zu werden, so ist sie für die Deutung der letzteren von grosser Bedeutung. Man kann nämlich vermuten, dass der Schuppung, die von der täglichen Temperaturschwankung (mit Insolation) bewirkt wird, eine Absonderung von grösserem Masse entspricht, welche von der jährlichen Schwankung erzeugt wird.

Betrachten wir wieder das Bild Fig. 62. Die hier abgebildete Bankung verläuft der Oberfläche nahe parallel, schwillt aber unter der konvexesten Partie deutlich an. Sie erinnert sehr stark an die Schuppung. Man könnte sogar zu der Vermutung verlockt sein, dass diese Bankung postglazial sei; die kleine Bank, welche den Knick der Oberfläche bildet, könnte sonst vom Eise weggerrückt sein. Wir werden unten auf diese Frage zurückkommen.

Als eine durch Temperaturschwankungen erzeugte Bankung möchte ich in erster Linie diejenige ansehen, welche den Steilwänden der Spaltentäler und Fjorde mehr ausnahmsweise folgt und von welcher Beispiele oben gegeben wurden (die haubenähnliche Bankung Muhättans, welche der sonstigen Bankung des Tales widerspricht; die ähnlich auftretende Bankung der Ostseite des Brofjords; den westfallenden, weniger tief greifenden Teil der doppelten Bankung bei Hunnebostrand u. s. w.).

Welchen Anteil der Bankung man ferner derselben Entstehungsweise zuschreiben mag, ist schwieriger zu entscheiden. Der flach westwärtsfallende der Bankung auf Hållö, wie die bei der Kluft Kålhagsklova, ist offenbar von der Oberfläche aus beeinflusst, da sie von der Kluft abhängig ist. Der Unterschied der westwärtsfallenden Bankung von der ostwärtsfallenden scheint aber nur in dem begünstigenden Einfluss der ostwärtsfallenden Struktur begründet zu sein. Wird die eine als das Resultat der Temperaturschwankung gedeutet, so dürfte man dasselbe mit der anderen tun müssen. Somit würde vielleicht der grösste Anteil der Bankung in Bohuslän sich aus Temperaturschwankungen herleiten lassen. Für diese flachliegende, mit den Oberflächenformen im Grossen über-

[1] I. Högbom, On the geological importance of Forest Firest. Bull. G. I. Ups., Vol. 15, S. 117—124. Vgl. G. K. Gilbert, Bull. Geol. Soc. America. Vol. 15 Pl. 4, Fig. 2.

einstimmende Bankung wollen wir zuerst noch eine Hypothese prüfen, nämlich die Gilbertsche von der Entlastung.

Entlastung (VII).

Es gibt in der praktischen Erfahrung eine Erscheinung, welche zu dem Gedanken GILBERTS meiner Meinung nach eine gute Illustration ausmacht. Ich meine hier Bergschläge (»Quellung», »Blähen»), welche aus Gruben und Tunnelbauten bekannt sind.[1] »Im festesten Gestein springen plötzlich mit lautem Knall dünne Platten ab, bald grösser, bald kleiner, immer aber an den Rändern schneidenartig dünn, in der Mitte stärker, also von linsenförmigem Querschnitt. Während des Abspringens dehnen sich diese Platten aus, ändern häufig auch ihre Krümmung, so dass es nicht möglich ist, sie nachträglich wieder in ihre ursprüngliche Lage zu bringen. Bergschläge treten ausschliesslich in sprödem, massigem Gestein auf. Sie erfolgen nicht notwendig gleich nach den Sprengungen; häufig vergehen Wochen und Monate. Die Erscheinungen dauern meist längere Zeit an, selbst nach Jahren kommen noch vereinzelte Fälle vor. Die Abtrennungen sind nicht etwa nur an der First zu beobachten, kommen vielmehr auch an der Sohle vor und erreichen ihr Maximum an den Ulmen, wo sie auch meist zuerst auftreten. Die Intensität der Ablösungen wächst mit der Grösse des Hohlraumes; die Bergschläge folgen nicht den Klüften, sondern die Platten trennen sich stets parallel den Stollenwänden, unabhängig von den Richtungen der Schichten oder Schieferung.»

Eigentlich erst bei dem Bau des Simplontunnels, wo die Bergschläge eine der grössten Schwierigkeiten darboten, wurde die Erscheinung ernstlich erörtert. Viel ist später darüber geschrieben worden. Die Ingenieure haben sich durch Rechnungen übertroffen. Den Hauptfaktor, den ich sogleich in der elastischen Zusammenpressung erblickte, dessen Behandlung ich aber vergebens in verschiedenen Abhandlungen suchte und darum selbst zu geben beabsichtigte, fand ich endlich bei WILLMANN berücksichtigt (dem S. 21 das obige Zitat entnommen ist). Er schreibt (S. 28):» Steht das Gestein unter einem starken Drucke, so ist es diesem Drucke und seinem Elastizitätsmass entsprechend elastisch zusammengepresst. Dadurch ist in ihm, wie in einer gespannten Feder, ein verborgenes Arbeitsvermögen aufgespeichert, das ausgelöst wird und in die Erscheinung tritt, sobald der zusammenpressende Druck vermindert oder aufgehoben wird.» Als einen Ausdruck der Elastizität

[1] Aus der schon ziemlich umfassenden Litteratur will ich drei Arbeiten anführen: A. HEIM, Tunnelbau und Gebirgsdruck. Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich 1905 (vgl. Mechanismus der Gebirgsbildung II, S. 90); C. SCHMIDT, Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel, Bern 1907, der Beispiele aus vielen Gebieten mit Abbildungen anführt; E. VON WILLMANN, Über einige Gebirgsdruckerscheinungen in ihren Beziehungen zum Tunnelbau. Fortschritte der Ingenieurwissenschaften 2. Gruppe 26. Heft. Leipzig 1911.

der Gesteine führt er die »recht messbaren» Formveränderungen an, welche grosse Staumauern beim Füllen und Leeren der Becken erleiden. — Um sich von der grossen Elastizität der Gesteine zu überzeugen braucht man nur den Aufprall eines kleinen Steins zu beobachten, wenn er gegen eine Felsplatte geworfen wird.

Die Sohle des Tunnels gibt uns in derselben Orientierung wie die Tagoberfläche das Beispiel einer Bankung wie sie sich GILBERT denkt.[1] Ein Unterschied liegt darin, dass bei dem Tunnel weniger von dem aufgespeicherten Arbeitsvermögen verloren gegangen war als wenn die betreffende Gesteinspartie die Erosionsoberfläche erreicht hätte.

Bei dem vermuteten Vorgang der Bankung nach der Gilbertschen Hypothese muss es die tangentiale Expansionskraft der oberflächlichen Partieen sein, welche ihre Absonderung bewirkt; der Vorgang ist also genau derselbe wie oben für die Insolationsschuppung angenommen wurde. Bei der Schuppung besitzt die Oberflächenschicht eine Expansionskraft, welche den unterliegenden Teilen fehlt. Bei der Gilbertschen Bankung haben auch die unterliegenden Teile dieselbe Expansionskraft, können aber wegen Platzmangel diese nicht effektuieren. Die vertikale Expansionskraft geht von selbst verloren, je nachdem sich der Gesteinskörper der Erosionsoberfläche nähert, ohne irgend welche Spalten zu erzeugen.[2] Um nun die tangentiale Expansionskraft zu erlangen, ist es nicht genug, dass der Gesteinskörper einen grossen Belastungsdruck erlitten hat; er muss in »the zone of flowage» gewesen sein, um von dem Belastungsdruck auch in seitlicher Richtung zusammengepresst zu werden. Er muss ferner eine stärkere seitliche Expansionsspannung erlangt haben, als es den Expansionsspannungen auf Grund der erhöhten Temperatur im Erdinnern und des verkleinerten Raumes näher dem Erdmittelpunkt entspricht, denn diese gehen bei der Hebung zur Erdoberfläche wieder verloren.

Im Carnegieinstitut sind einige Experimente ausgeführt worden betreffs der elastischen Verhältnisse der Gesteine und der Tiefe der »zone of flowage».[3] Man könnte daraus erwarten, dass die Möglichkeit der Hypothese schon rechnerisch zu prüfen wäre. Indessen sind viele Momente noch unsicher und werden es wahrscheinlich immer verbleiben. Für sehr grossen Druck ist der Elastizitätsmodul wahrscheinlich ein anderer als für mässigen. Fast unmöglich ist es zu bewerten, inwieweit die elastischen Spannungen während der ungeheueren Zeiträume abge-

[1] GILBERT hat diese Hypothese nur sehr kurz und als Alternative vorgeführt. Zwei Jahre später scheint er betreffs einer blähenartigen Bankung für den tektonischen Druck eingetreten zu sein (siehe oben S. 177, 179—180).

[2] Ich führe hier den Gedanken GILBERTS etwas weiter aus.

[3] F. D. ADAMS und E. G. COKER, An Investigation into the elastic Constants of Rocks, more especially with reference to Cubic Compressibility. Carnegie Inst. Publ. No. 46, 1906.

F. D. ADAMS, An experimental contribution to the Question of the Depth of the Zone of Flow in the Erth's Crust. Journ. Geol. Vol. 20 (1912), S. 97.

schwächt werden. Einerseits ist anzunehmen, dass dadurch eine plastische Umformung schon in einer geringeren Tiefe stattfindet, als man, nach den Laboratorienversuchen zu urteilen, »the zone of flowage» verlegen sollte. Anderseits kann während der Hebung die elastische Umformung, welche von den übermässigen seitlichen Spannungen gegenüber den immer mehr verschwindenden vertikalen bewirkt wird, teilweise in eine bestehende übergehen.

Was Granite betrifft, fällt die Forderung einer so grossen Tiefe wie »the zone of flowage» weg, da bei ihrer Erstarrung der Belastungsdruck schon allseitig verteilt wurde (denkt sich doch GILBERT die Erstarrung unterhalb der Grenze der »zone of flowage»). Dagegen entsteht bei Erstarrung oberhalb jener Grenze die Forderung, dass die Granite bei ihrer Erstarrung nicht so viel von ihrem Volumen verlieren, dass dadurch die Expansionsspannungen auf ein Minimum reduziert werden. Sind die mit der Erstarrung der Gesteine verknüpften Volumenverhältnisse in den Tiefen noch unklar, dürfte jedoch die Abkühlung eine Schrumpfung bewirken.

Die Hypothese muss also lange noch nur eine Hypothese verbleiben.

GILBERT hat die behandelte Hypothese auf eine Abblätterung bezogen, die der Oberfläche steiler Dome ziemlich genau folgt. Ich finde es sehr fraglich, ob eine Absonderung durch Entlastung einem so scharfen Relief parallel verlaufen würde. Würde nicht eher der ganze Dom von seiner Unterlage lossspringen? Der aufragende Teil des Domes hat ja schon alle Möglichkeit zu seitlichem Entweichen. Nur die Wurzelpartie ist wegen des Anhaftens an der Unterlage an der Ausdehnung behindert.

Bei mässigem Relief würde man ein gleichsinniges Einfallen der Bankung, wenn auch in schwächerem Grad, erwarten. Bei Steilabfällen dagegen dürfte aber eine flachliegende Bankung wahrscheinlich sein.

Die Bankung des Gebietes, wie sie oben geschildert wurde, könnte zu nicht unbeträchtlichem Teil, sowohl in dem Gneis wie in dem Granit, durch Entlastung entstanden sein.

Zusammenfassung des Kapitels 17.

Es wurde bei der Behandlung der Anwendbarkeit der verschiedenen Hypothesen teils die mechanischen Voraussetzungen derselben erörtert, teils die Charakterzüge der Bankung je nach der Entstehungsart aufgesucht, teils die entscheidenden geologischen Verhältnisse des Gebietes bewertet. Wurde oben jede Hypothese für sich betrachtet und dabei eine Anzahl schon aus allgemeinen theoretischen Gründen abgelehnt, so wollen wir hier den Rest zusammen vergleichend betrachten.

Die unmittelbare Voraussetzung für die Bankung ist nach allen oben als möglich angenommenen Hypothesen, wie diese behandelt wurden, das Vorhandensein tangentialer Expansions- (und Kompressions-)span-

nungen. In einem Falle (a) ist es eine Schicht, die gegenüber einem schrumpfenden Kern ihre gegebene Grösse behauptet und daher abspringt. In einem anderen Falle (b), wo sich eine obere Schicht auf Grund Erwärmung erweitert, herrscht genau dasselbe Spannungsverhältnis. Auch in dem vermuteten Falle (c), wo eine Oberflächenschicht ein durch allseitigen Druck aufgespeichertes Arbeitsvermögen, das in vertikaler Richtung schon ausgelöst war, zu seitlichem Ausweichen verbraucht (Hypothese der Entlastung), ist der Vorgang derselbe. Die unterliegenden Schichten haben hier zwar dieselben Expansionsspannungen, können sie aber nicht effektuieren. Ein orientierter tektonischer Druck sollte nahe der Erosionsoberfläche (Fall d), obwohl die Expansionsspannungen hier ein- statt zweidimensional sind, dasselbe Ergebnis zeigen. Nur in den tiefen Teilen (Fall e) ist bei dem tektonischen Druck der Vorgang ein anderer wie auch teilweise die Voraussetzung. Es kommt hier nicht zu einem Ausweichen durch Gewölbehebung der einzelnen Schicht sondern durch Differential-Bewegungen zwischen den Schichten (Schicht hier nur als Höhenschicht zu verstehen), wahrscheinlich mit einer Anlegung flacher Syn- und Antiklinalen verknüpft.

Hinsichtlich der Charakterzüge der Bankung ergibt sich hieraus erstens ein Unterschied zwischen dem letzten Fall gegenüber den übrigen. Die Bänke werden auch bei grosser Dünne zu Platten, nicht Linsen; ihre Fugen sind glatt und gerieft. Vielleicht weniger regelmässig wenn auch vorzugsweise plattenförmig dürfte man die Bankung durch Schrumpfung (Fall a) ansehen; die Fugen haben grobe Oberfläche ohne Streifen. Die an der Erdoberfläche einsetzende Bankung (Fälle b—d) dürfte eine grössere Neigung zu Linsenform zeigen und zwar je nach dem Krümmungsgrad der Oberfläche.[1] Bei einiger Überlagerung dürften schwach ausgebildete Rutschstreifen in den Fällen c und d nicht ausgeschlossen sein und zwar in d mit einheitlicher Orientierung. In den Fällen b—d spiegeln sich die Oberflächenformen in den Fallrichtungen der Bankung ab. In b ist dabei eine strengere Abhängigkeit zu erwarten, indem die Bankung auch den Steilwänden folgen muss. In den Fällen c und d, wo der Vorgang von der Überlagerung reguliert wird, dürften sich die Oberflächenformen nur ziemlich abgeschwächt in der Bankung wiederholen; es ist zu erwarten, dass an Steilwänden die Fugen ausstreichen sollten. Im Falle a ist eine Übereinstimmung zwischen Bankung und Form durch Abschalung zu erwarten.

Die hier ausgesprochenen Vermutungen über verschiedene Charakterzüge der Bankung je nach Entstehung dürfte man in einigen Fällen durch Experimente prüfen können.

[1] Auskeilen der Bänke (Linsenform) dürfte darauf beruhen, dass unter konvexen Stellen einer Oberfläche die Bankfuge tiefer greift, und dass es ferner diese dickeren Teile der abspringenden Bänke sind, welche den Spannungszustand beherrschen. Sie bieten wahrscheinlich der für eine Gewölbehebung nötigen Aufbiegung einen Widerstand. Die Erweiterung kommt teilweise durch Schub zustande, und dabei schert die Fuge in die Oberfläche aus (vgl. die Beobachtungen über Schuppung).

Das Vorkommen von Pegmatit in den Bankfugen verlegt einen Teil der Bankung des Bohusgranites in eine so frühe Epoche, dass nur die Fälle a und e denkbar sind. Da aber die mit der Intrusion verknüpften Umstände keinen orientierten tangentialen Druck erkennen lassen, fällt Fall e weg. Diese Bankung zeigt einen deutlichen Einfluss auf die Oberflächenformen. Schon das Vorhandensein einer teilweise sehr guten Bankung in dem Gneise beweist aber, dass Fall a nicht allgemein gültig ist, ebenso der Umstand, dass die Fugen oft jünger sind als Erscheinungen, welche schon jünger als die Pegmatitinjektion sind.

Ein Teil der Bankung zeigt Züge, die auf eine tangentiale Kompression in NW—SO-licher Richtung hinweist (Fall e). Sie scheint sich der Entstehung der NW-Spalten anzuknüpfen.

Ein dritter Teil der Bankung zeigt eine Konformität mit der Erosionsoberfläche auch wo diese von Spaltentälern bedingt ist. Dann muss die Bankung im Verhältnis zur Erosion sekundär sein. In einigen Fällen bezieht sich dabei die Konformität auch auf Steilwände; hier ist Fall b notwendig. In anderen Fällen herrscht nur ganz allgemein eine mehr oder weniger abgeschwächte Konformität. Hier ist dem Fall c ein Platz gegeben.

Auch in dem Gneisgebiet sind die Ursachen der Bankung verschieden. Die Bankung des alten Augengranites, die parallel seiner Verschieferung verläuft und teilweise stark verschieferte basische Partieen in den Fugen zeigt, ist sehr wahrscheinlich schon durch den Faltungsdruck zustandegebracht. Eine jüngere Bankung (jünger als der Pegmatit), welche diskordant zur Schieferung horizontal verläuft, erweist sich in einem Falle durch tektonischen Druck entstanden. Noch ein anderer Teil der Bankung verdankt offenbar den Temperaturschwankungen seine Existenz. Ob der Hauptteil der Bankung, die im Gneisgebiet, von Struktur und Talprofilen unabhängig, horizontal ist, durch den Fall c oder e geschaffen worden ist, bleibt noch unentschieden, da nur selten Bewegungsspuren hier angetroffen sind und anderseits c hypotetisch ist.

Auf Grund des Umstandes, dass auch diejenige Bankung, die sich von der Erosionsoberfläche offenbar abhängig erweist, älter als die glazialen Formen ist, muss es eine präglaziale Erosionsoberfläche sein, welche sich in der Bankung dieser Art abspiegelt.

18. Die vertikalen Spalten des Gneisgebietes.

Bewegungen.

Auch in dem Gneisgebiet zeigen die saigeren Spalten hauptsächlichst horizontale Bewegungen, wenn auch nicht so ausgesprochen wie im Granitgebiet (siehe die Tabelle).

Neigung der Rutschstreifen an vertikalen Kluftwänden in dem Gneisgebiet (vgl. die Tabelle Seite 139).

Neigungswinkel der Rutschstreifen	Anzahl gestreifter Kluftwände				
	mit dem ungefähren Streichen:			Summe	%
	NW bis W	N	NO		
0 bis 20°	31	11	42	84	56
20 » 45°	15	5	10	30	20
45 » 70°	10	—	2	12	8
70 » 90°	9	2	13	24	16
				150	100

Es mag hierzu bemerkt werden, dass in mehreren Fällen doppelte Systeme von Rutschstreifen zusammen auftreten, ein wagerechtes und ein mehr oder weniger senkrechtes. An zwei von einander meilenweit entfernten Lokalitäten übereinstimmend wurde im Auftreten ein bestimmter Gegensatz zwischen den beiden Systemen wahrgenommen. Die wagerechten Streifen standen zu der Streckungsstruktur eines serizitbemengten Mylonitharnisches in Beziehung. Die senkrechten traten fast ausschliesslich am Chlorit auf, welcher nicht den Serizit-Mylonit-Harnisch vertrat, sondern an diesem angeklebt war. Der Serizit ist unter Vermittlung von Druck aus dem Feldspat gebildet. Der Chlorit kann dagegen während einer Ruhepause entstanden sein, sei es hydrothermal oder durch Lateralsekretion auf Kosten des Biotits. Offenbar war die wagerechte Bewegung die erste, die mit der Entstehung der Spalte im Zusammenhang stand. Die spätere Bewegung war die vertikale. Zwischen beiden oder in Anschluss an die letztere fand die Chloritbildung statt.

Es stimmt diese Deutung mit der Theorie gut überein, dass vertikale Spalten durch tangentiale Spannungen entstehen. Dies hindert aber nicht, dass später andere Spannungen durch Bewegungen an denselben Spalten ausgelöst werden, falls dies sich ökonomischer stellt als das Aufbrechen neuer Spalten.

Da nun die Tabelle Spalten mit doppelten Rutschstreifensystemen an zwei Stellen aufnimmt und es ausserdem wahrscheinlich ist, dass in mehreren Fällen ältere, wagerechte Streifen von jüngeren, senkrechten verwischt worden sind, so dürfte die Richtung der ersten Bewegung flacher gewesen sein als die Tabelle angibt.

Warum ist die Sprungrose des Gneisgebietes eine andere als die des Granits?

Aus Bezirk 5 sind über 900 vertikale Spalten zu einem Diagramm Fig. 72 zusammengestellt. Die Hauptmassen fallen auf N 80° W und

N 60° O. Nur eine kleine Menge fällt auf die N-Richtung. Der Unterschied im Verhältnis zu den Sprungrosen des Granites ist, dass sein WNW-Maximum westlicher, sein NO-Maximum östlicher geworden ist, sodass eine grössere Anzahl Spalten sich um die Latitude gruppieren. Drei Erklärungen sind denkbar.

1) Die spaltenerzeugenden Kräfte waren in dem Gneisgebiet nicht dieselben wie im Granitgebiet.

2) Die kräftige Parallelstruktur des Gneises hat die Spalten anders gerichtet als es in einem massförmigen Gestein geschehen wäre.

3) Das Gneisgebiet hatte schon vor der Graniteruption ein latitudinal verlaufendes Spaltensystem.

Um diese Frage zu beleuchten habe ich alle in dem Pegmatit der grossen Pegmatitzone gemessenen Spalten zusammengestellt, Fig. 73. Zum Vergleich sind die Spaltenbeobachtungen in unmittelbarer Nähe dieser Zone bis 3,5 km davon in ein Diagramm zusammengeführt, Fig. 74. Während letzteres mit demjenigen des grösseren Gneisgebietes gut übereinstimmt, weicht das Diagramm des Pegmatits davon deutlich ab und erweist sich, vielleicht von einer grösseren Betonung der NO-Richtung abgesehen, den Diagrammen des Granites sehr ähnlich, vgl. besonders die Diagramme der südlichen Bezirke S. 141. Da der Pegmatit nicht jünger sondern vielmehr älter als der Bohusgranit ist, und doch die stark latitudinalen Spalten des Gneises entbehrt, so kann der Unterschied der Spaltenrichtungen in Granit und Gneis nicht in einer Richtungsschwankung der spaltenerzeugenden Kräfte begründet sein. Es bleiben also die Möglichkeiten 2) und 3) übrig.

Es ist eine aus den Materialprüfungen allbekannte Erfahrung, dass die Festigkeit flaseriger und schiefriger Gesteine gegen Schubspannungen (Scherung) parallel der Schieferungsebene geringer ist als in anderen Richtungen. Dies geht auch aus Verhältnissen in unserem Untersuchungsgebiete hervor. An der Ostseite der grossen Pegmatitzone S von Uddevalla entstanden in dem Gneis längs der Schieferung gestreifte Bewegungsflächen, die auch den Pegmatit durchsetzen. Wir haben es hier offenbar mit aufgerissenen Schubspalten zu tun, die jünger als die primäre Parallelstruktur sind.

Ein Blick auf die Übersichtskarte Fig. 1 sagt uns sofort, dass das Streichen der Parallelstruktur ein ganz anderes ist, als dass streichende Spalten eine Vermehrung der latitudinalen Spalten in dem Gneisdiagramm hätten verursachen können.

Um auf die Richtung der vertikalen Spalten überhaupt einen Einfluss ausüben zu können, muss ferner die Schieferung wenigstens eine steile Lage einnehmen. Dies ist in unserem Gebiete nur teilweise der Fall und eine senkrechte Stellung ist fast eine Seltenheit.

Aus drei Örtlichkeiten mit saigerer Schieferung habe ich die Spaltenmessungen zusammengestellt, Fig. 75. Es ergibt sich eine bemerkenswerte Anordnung der Spalten. Was in erster Linie auffällt, ist das Fehlen

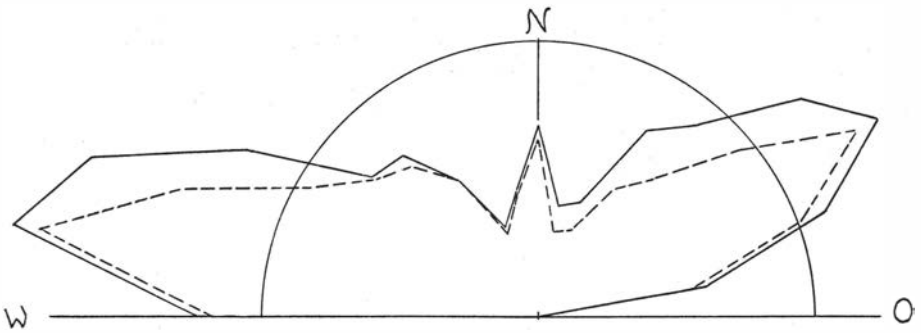


Fig. 72. Streichen der vertikalen Spalten des Gneisgebietes (Bezirk 5) laut 908 Messungen. (Eine gleichmässige Verteilung derselben Spalten gibt in demselben Masstab der Halbkreis.) Einen Ausschluss der in der Pegmatitzone gemessenen Spalten gibt die innere gestrichelte Figur.

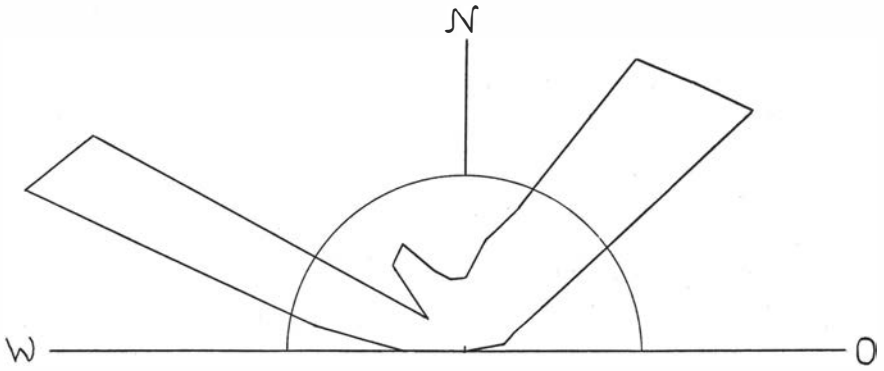


Fig. 73. Streichen der vertikalen Spalten der Pegmatitzone laut 125 Messungen.

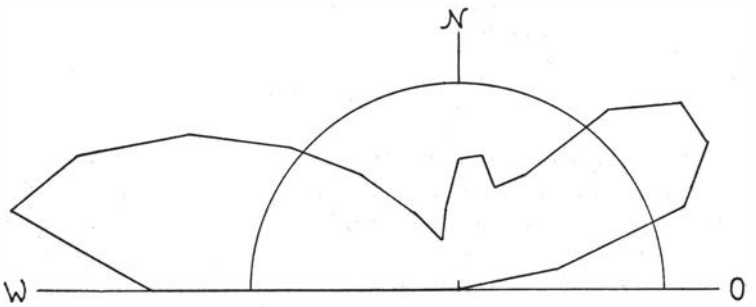


Fig. 74. Streichen der vertikalen Spalten des älteren Gebirgsgrundes in der unmittelbaren Nähe der Pegmatitzone. 262 Messungen.

von Spalten in der Streichrichtung, ferner die Stellung der Spalten senkrecht und diagonal zum Streichen. Es wäre hier verlockend anzunehmen, dass Schieferung und Klüftung denselben Ursprung hätten und zwar den Faltungsdruck, wie P. SHELDON die Spaltenbildungen eines herzynischen Faltungsgebietes von Juratypus gedeutet hat.[1] Ich habe deshalb eine Sprungrose aus einer Gneis-Synklinale den eben besprochenen zur

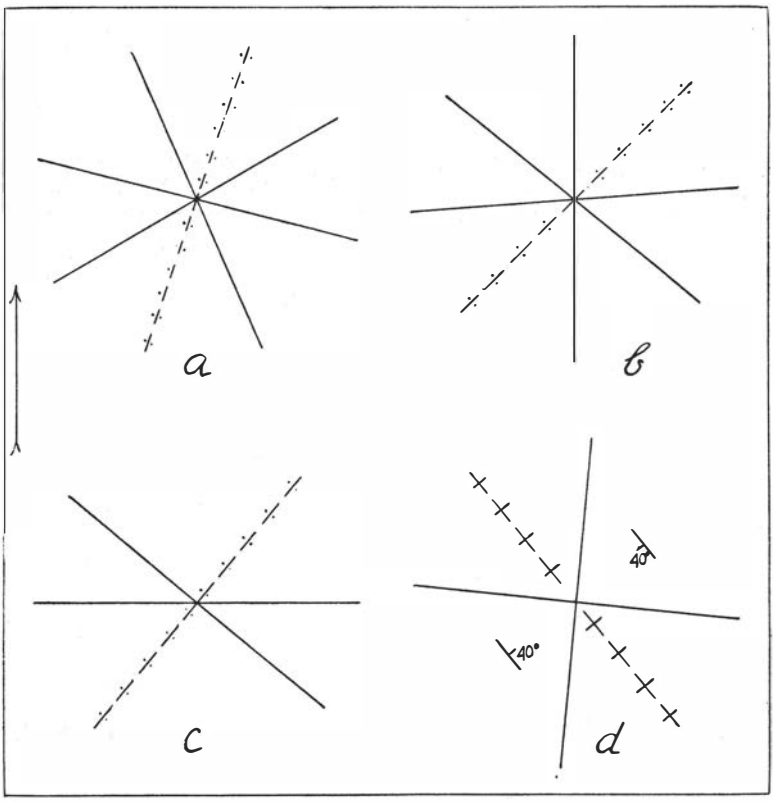


Fig. 75. Spaltenrichtungen und Parallelstruktur in dem Gneisgebiete (Beispiele). *a* in grauem Bändergneis bei Skafteröd unweit Ljungskile (eine der senkrecht zur Struktur verlaufenden Spalten ist ein Pegmatitgang mit Molybdänglanz und horizontalen Rutschstreifen); *b* in mit Gneis eingelagertem Gneisgranit auf Herrön ausserhalb Tjörn; *c* in Granatamphibolit bei Töllås auf Orust; *d* in einer Synklinale in grauem Bändergneis an der Südseite von Skarsjön unweit Ljungskile.

Seite gestellt (Fig. 75). Dass in einem Gneisgebiete der Winkel, der von der Druckrichtung halbiert wird, grösser ist als in dem Sedimentgebirge, könnte mit der grösseren Tiefe und Plastizität zur Zeit ihrer Entstehung erklärt werden. Meine Untersuchungen waren auf diese Frage nicht systematisch eingestellt und ich kann deshalb nicht beurteilen, wieweit

[1] P. SHELDON, Some Observations and Experiments on Joint Planes. Journ. Geol. Vol. 20 (1912), S. 53—79, 164—183.

in diesem Sinne primäre Spalten eine Rolle spielen können. Tatsächlich habe ich in Gegenden mit sehr wechselndem Streichen und Fallen der Schieferung (wie Stora Ösö N von Orust) eine auffallende Beständigkeit der Spaltenrichtungen wahrgenommen (es handelte sich dabei hauptsächlichst um latitudinale, teilweise quarzverkittete, mutmasslich vorgranitische Spalten).

Die Deutung der Spalten in den Diagrammen Fig. 75 als gleichzeitig oder sekundär im Vergleich mit der Schieferung (auf welche wir unten zurückkommen werden) ist für die hier behandelte Frage — ob die Schieferung auf die (spätere) Spaltenbildung einen Einfluss ausübt, der die Form der Sprungrose, mit denjenigen des Granites und Pegmatites verglichen, erklären könne — ohne Belang. Sind die Spalten sekundär, so sind sie offenbar von der Schieferung unbeeinflusst, denn eine Bevorzugung der diagonalen Stellung vor der parallelen wäre dann nicht verständlich. Sind die Spalten primär, so sind sie somit so alt, dass sie vorgranitisch sein müssen.

Wir können also auch die Möglichkeit 2) ausschliessen. Ein sekundärer Einfluss der Schieferung auf die Spaltenbildung ist in dem Gebiet überhaupt gering und hat jedenfalls nicht in derjenigen Richtung wirken können, dass er die stark latitudinale Streckung der Gneis-Sprungrose erklären kann.

Die Ursache der mangelnden Übereinstimmung zwischen den Sprungrosen des südlichsten Granitbezirks und der Pegmatitzone einerseits, derjenigen des Gneisgebietes anderseits dürfen wir also in dem Vorhandensein vorgranitischer (und vorpegmatitischer) Spalten von latitudinaler Richtung suchen. Diese mischen sich teils mit den jüngeren Spalten, teils ersetzen sie die letzteren, indem die jüngeren Bewegungen teilweise durch die älteren Spalten effektuiert wurden.

Verkittung.

Die gegebene Deutung wird anderwärtig gestützt. Erstens ist es a priori höchst wahrscheinlich, dass es zur Zeit der Eruption des Granits und des Pegmatits Spalten in dem Gneis gegeben hat. Diese Magmen drangen ja längs Spalten auf, und auch wenn die Spalten so spät entstanden wären, so wurden sie kaum auf die Salbänder dieser Magmen beschränkt.[1] Zweitens liefert die Verkittung der Spalten einen für diese Frage höchst interessanten Beitrag, siehe die untenstehende Tabelle. Wenn dass WNW- bis W-liche Spaltenmaximum auf die Richtungen WNW und W aufgeteilt wird, so entspricht die erstere Gruppe nicht nur in ihrer Richtung sondern auch in ihrer Verkittung den WNW-Spalten des Granites (vgl.

[1] Bei Zusammenstellung einer Anzahl Pegmatitgänge des Gneisgebietes zu einer Gangrose (Fig. 27 rechts, S. 130) zeigte sich keine ausgeprägte Frequenzrichtung. Wenn sie auch in WNW etwas dichter fielen, war die Verteilung doch ziemlich gleichmässig.

die Tabelle S. 141), während die W-Spalten in diesen beiden Hinsichten als ein ganz neues, dem Granit völlig fremdes Moment hinzukommen. Der Inhalt der Tabelle bevorzugt die Möglichkeit 3) nicht nur vor 2) sondern auch vor 1).

Die Spaltenmineralien in dem Gneisgebiet Bezirk 5.

Mineral	W	WNW	NW	NNW	N	NNO	NO	ONO
Quarz	27	8	3	6	1	15	16	7
Kalzit	3	23[1]	7	1	—	—	5	3
Chlorit	—	3	5	—	—	1	1	2
Muskovit (ohne Serizit)	—	—	—	—	1?	—	5	—
Pyrit	—	1	—	—	—	—	—	1

Bestätigend sind ferner die allerdings spärlichen Beobachtungen über Verkittung bei den Spalten des Pegmatites. Während in NO- und NNW-Spalten eine Verkittung und zwar aus Quarz[2] mehrmals festgestellt worden ist, so war bei den WNW-Spalten nur in einem Falle eine Verkittung zu sehen und zwar aus Kalzit.[3]

Überhaupt sind die Spalten des Gneises wie die des Granites mineralarm. In N-und NO-Spalten habe ich an zwei Stellen mehr als Quarz gefunden und dabei eine ziemlich übereinstimmende Mineralparagenese feststellen können. Flatholmen ausserhalb Ljungskile (Einfallen der Schieferung 20° SW) ist von NO-Spalten regelmässig durchzogen. 8 gemessene Spalten oder Spaltenzonen streichen alle N 55 bis 60 O. Wagerechte Rutschstreifen wurden in einer Zone beobachtet. Allgemein führen sie Quarz und idiomorphen Muskovit. Auch die Salbänder sind von Muskovit imprägniert worden. In einer Spalte fanden sich ausserdem erdige Partieen von Chlorit. Eine quarzverkittete Spalten- oder Breccienzone mit Rutschstreifen verläuft N 5° W. Andere quarzzementierte Breccienspaltenzonen streichen N 85° W. Eine von diesen schien in der Richtung einer NO-Zone um einen Fuss verschoben und demgemäss wahrscheinlich älter.

An der NO-Seite der Stadt Uddevalla fand ich einen N-streichenden saigeren, wenig aushaltenden Quarzgang von 1 m Mächtigkeit, der den

[1] Bei dem unteren Wasserfall zu Torp in dem Örekilsälv fand ich einige kalzitverkittete Spalten, die jünger als eine Anzahl anderer Systeme waren und offenbar zu der Altersgruppe der kalzitverkitteten WNW-Spalten gehören, obschon sie in der Richtung O—W bis ONO verlaufen. Da dies als eine örtliche, vielleicht von der hier auftretenden grossen Mylonitplatte verursachte Abweichung angesehen werden darf, sind sie nicht in die Tabelle aufgenommen. Vgl. unten S. 220, 221.

[2] In einer NO streichenden Breccie Kalzit.

[3] Die geringe Widerstandsfähigkeit des Kalzits gegen die Verwitterung muss hier eine Rolle spielen. SO fanden wir schon bei dem Granit, dass die NW-Spalten, obwohl sie an Menge die N- nnd NO-Spalten sehr weit übertreffen, nur in viel kleinerem Masse eine Verkittung aufweisen.

Järbogneis (Gneisgranit) brecciiert, indem er besonders gegen NNO Ausläufer aussendet. Das Salband trägt deutliche Spuren einer postmagmatischen Tätigkeit. Das Gestein erscheint hier gleichsam zerfressen und ist von Muskovit stark imprägniert worden (führt sonst nicht Muskovit); drusenähnliche Einsenkungen beherbergen etwas Kalzit. Unregelmässige Kluftflächen in der Quarzmasse erscheinen gleichsam versilbert, wahrscheinlich durch einen Muskovit, der sich doch nie blätterig erweist. Durchsetzenden Spalten entlang, sowohl in NW (horizontale Rutschstreifen, etwas Muskovit) wie in NNO und NO, erscheint die Quarzmasse ein wenig verschoben. Dagegen ist eine gegen N 35° O mit 25° einfallende Spalte von dem Quarzgange abgeschnitten. Alle Spalten können aber aus derselben Epoche stammen.

Die geschilderten N- und NO-Spalten mit Quarz und Muskovit möchte ich mit dem Auftreten des Pegmatites in Verbindung bringen.

Die etwa NW verlaufende, saigere kleine Mylonitplatte, die in der unmittelbaren Nähe des Diabasganges W von Torp beobachtet wurde (S. 73) und als älter als dieser angesehen werden muss, ist allzu alleinstehend, als dass ich ihre Rolle bestimmen könnte. Sie kann vorgranitisch sein; sie dürfte aber mit grosser Wahrscheinlichkeit mit den Horizontalverschiebungen in der Dalformation in Zusammenhang stehen.[1] NW verlaufende, in Quarzgänge übergehende Breccienzonen sind etwas nördlicher, S. von Öresjö, beobachtet worden. Diese haben doch eine schief gegen NO einfallende Lage und zeigen im Allgemeinen senkrechte Rutschstreifen, wenn auch zuweilen vorkommende wagerechte Rutschstreifen andeuten, dass sie zu irgend einer Zeit dieselbe Rolle wie die erwähnte Mylonitplatte haben spielen können. Da sie in der Hauptsache durch Vertikalbewegungen ausgebildet sein dürften, werden sie in dem nächsten Kapitel behandelt.

Die kalzitverkitteten WNW-Spalten wurden oben mit den ähnlichen Spalten des Bohusgranites in Verbindung gesetzt. Es lässt sich ferner ein Zusammenhang mit den gleich verlaufenden Diabasgängen des Gebietes vermuten, zumal diese teils oft mit Kalzit imprägniert sind, teils von kalzitverkitteten Breccien durchzogen sind. Diese Gänge und sie berührende Spalten wurden in dem vorigen Teil dieser Abhandlung beschrieben (S. 72—75).

Die vorgranitischen Spalten.

Die häufigsten Spalten des Gneisgebietes sind unbedeutende parallele Spalten, die nicht in demselben Masse wie die vertikalen Spalten des Granitgebietes zonenweise auftreten sondern vielmehr gleichmässig verteilt sind. Vorzugsweise sind sie etwa O—W orientiert. Auf der Gneisober-

[1] Einige gleich verlaufende silifizierte Quetschzonen in der Gegend von Göteborg stellt H. E. JOHANSSON mit den dortigen Diabasgängen in Zusammenhang (Göteborgstraktens natur s. 70).

fläche geben sie sich oft als kleine Rücken mit scharfem Relief zu erkennen. Diese Rücken werden nicht von Spaltenausfüllungen in gewöhnlichem Sinn bedingt. Der Rücken zeigt auch nicht das Profil eines aufragenden Ganges; sowohl die konkaven wie die konvexen Partieen des Profiles sind abgerundet. Schlägt man einen Rücken ab, so findet man weder Verkittung noch Spalte. Dass diese Rücken jedoch alte Schwächelinien markieren geht daraus hervor, dass längs derselben das Gestein oft teils 1—3 cm horizontal dislociert ist, teils bei der Erosion zerfällt (vgl. Fig. 76), ebenso daraus, dass sie mit tatsächlichen, gewöhnlich quarzverkitteten Spalten alternieren können. Ein Studium des Gesteins eines Rückens, mit dem Nebengestein vergleichen, gibt auch gewöhnlich an die Hand, dass die von dem Rücken markierte Zone mylonitisiert und leichthin silifiziert ist. Es ist möglich, dass während der Bewegung der Zusammenhang nie völlig gelöst wurde.

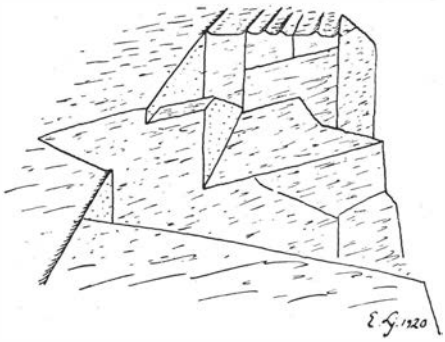


Fig. 76. Durch Erosion geöffnete Spalten, welche sich auf der Gneisoberfläche als Rücken zu erkennen geben. Südende von Skarsjön unweit Ljungskile.

Spalten von dieser Art nebst gleichorientierten quarzverkitteten Spalten betrachte ich als die Hauptmenge der vorgranitischen (vorpegmatitischen) Spalten. In dieser Ansicht wurde ich durch eine direkte Beobachtung bestärkt. Ein grosses Bruchstück von Gneis, das solche Rücken aufwies, zeigte gegen den Pegmatit eine derartige Grenzlinie, die nur durch die verschiedene Schmelzwirkung des Pegmatitmagmas auf den Gneis und dessen silifizierten Zonen erklärt werden konnte. (Ostböschung von Vargklintarne, Hjärtum.)

Bei einem Versuche, die latitudinalen, vorgranitischen Spalten in ihrem Alter näher zu bestimmen, möchte man sie mit anderen tektonischen Spuren eines latitudinalen Druckes in Verbindung bringen. Ob sie aus der Zeit der ersten Faltung des Gneises stammen können, finde ich hinsichtlich der zu jener Zeit herrschenden physikalischen Verhältnisse sehr fraglich. Es scheint aber der Gneis unter verschiedenen Epochen einem O—W-lichen Faltungsdruck ausgesetzt gewesen zu sein. Auf Restenäs ö bei Ranneberg im Fräknefjord (siehe Tafel III) fand ich eine merkwürdige Faltungsdiskordanz in dem grauen Bändergneis, der allgemein mit einer

mittleren Böschueg gegen W fällt. An dem Nordende der Insel biegen die Schichten des Westufers gegen O um und schneiden dabei die östlicheren Schichten ab. Die Grenzlinie bildet ein Quarzgang und in dessen Fortsetzung liegt ein langgestreckter Hohlraum, der nur grosse Bergkristalle beherbergt (Beobachtung 1920).

In viel kleinerem Masstab und daher leichter abzubilden tritt eine ähnliche Erscheinung in dem Gneisgranit (Järbogranit) nahe dessen Westgrenze bei Uddevalla zutage, Fig. 77. In einer Faltenumbiegung sind die äussersten Schichten geborsten und der eckige Hohlraum ist von Quarz eingenommen. In diesem schwimmt ein scharfeckiges Stück einer ab gebrochenen Schieferplatte, die möglicherweise von dem angrenzenden Gneis stammt.

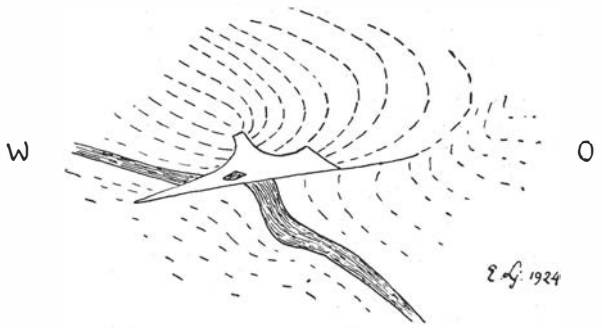


Fig. 77. Bei der Faltung entstandener Hohlraum (ca. 1/2 m), mit Quarz nachträglich ausgefüllt. Kluftwand des Gneisgranits in der Parkanlage des Landgutes Kasen bei Uddevalla.

Der Umstand, dass Hohlräume bei der Faltung entstanden, die nicht zusammengedrückt, nicht von einem Magma intrudiert und nur teilweise durch eine Kristallbildung aus den Lösungen gefüllt wurden, scheint mir mit der tiefen Faltung, welche einst die Gneise schuf, schwer vereinbar. Dagegen stammt die Erscheinung in dem Järbogranit, der viel jünger sein kann, möglicherweise aus der Zeit seiner ersten Beanspruchung. In diesem Granit sind ferner bei Uddevalla schöne Quarzlinsen zu sehen, die gleich dem Granit N—S streichen aber entgegengesetzt fallen, so dass sie zur Schieferung senkrecht stehen. Sie sind wahrscheinlich frühe Strekkungsspalten. Eine kleinere derartige Linse erwies sich von den als vorgranitisch angesehenen Spalten mit dem Streichen N 85° W und Quarzverkittung durchsetzt und disloziert. Jünger ist wohl die Beanspruchung dieses Gebietes, welche mit der Zusammenfaltung der Dalformation verknüpft ist.

Um Beispiele von verschiedenalterigen Verschieferungsepochen in dem Gneisgebiete zu erhalten brauchen wir nur an die Verhältnisse in dem äussersten Schärenhof zu erinnern. Ein Leptitgneis liegt schon in Bruchstücken in einem teilweise noch kaum verschieferten Granit. Nachdem dieser im allgemeinen verschiefert und von Pegmatitgängen abgeschnitten war, traten die Grünsteine in Erscheinung. Ihr Auftreten beweist, dass

der Gebirgsgrund schon spröde und erkaltet war. Trotzdem wurden die Grünsteingänge nicht nur unter Amphibolitisierung verschiefert sondern auch von Flexuren betroffen. Diese Prozesse sind alle älter als das Auftreten des Bohusgranites und seiner Pegmatite.

In der Tat konnte ich auch bei meinem kurzen Besuche auf den Inseln bei Käringö mehrere Spalten feststellen, die mit O—W-licher Richtung die verschiedenen Gesteine einschliesslich der Metadiabasgänge, aber ausschliesslich der postsilurischen Gänge, durchsetzen. In einer beobachtete ich (in einem Metadiabasgang) Quarz und wagrechte Rutschstreifen. Eine O—W-Spalte in dem Gneisgranit erwies sich durch Abreissen einer solchen Flexur entstanden, welche Fig. 1 darstellt, und ist also mit der Verschieferung der Metadiabasgänge nahe verknüpft.

Es wurde oben erwähnt (S. 27), wie das Hakefjordmassiv NO von Marstrand von regelmässigen N-, NO- und NW-Spalten durchsetzt ist, während hingegen ein System von ONO bis O streichenden Spalten, häufig mit Schleppungen und hier wenigstens teilweise vertikalen Bewegungen, nur in der archäischen Unterlage vorkommt. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass letztere zu den vorgranitischen gehören.

Bemerkenswert ist, dass alle kambrischen Sandsteingänge Westschwedens, soweit Auskünfte darüber vorliegen, trotz grosser Richtungsschwankung doch senkrecht zur örtlichen Schieferung des Gneises oder Gneisgranites streichen.

Alles in allem scheint aus diesen Beispielen hervorzugehen, dass ungleichaltrige Verschieferungsepochen in dem westschwedischen Grundgebirge mit Spaltenbildung verknüpft waren und dass diese Spalten, ebenso wie die Verschieferung, im Verhältnis zur Druckrichtung orientiert wurden. Häufig scheinen die Spalten senkrecht zur Druckrichtung zu streichen, es gibt aber Andeutungen von anderen, zur Druckrichtung symmetrischen Stellungen der Spalten (Fig. 75). Ein weiteres Eindringen in die ältere Klüftung des Grundgebirges muss mit einem Studium der Faltungs- und Intrusionsgeschichte desselben verbunden werden.[1]

---

[1] Die oben angeführten Beobachtungen stammen alle aus Bezirk 5, d. i. dem Gneisgebiet S und O von dem Granitmassiv. Auf der Übersichtskarte wurden auch die Inselgruppen Koster und Väderöarne an der Westseite des grossen Granitmassives als ein eigener Bezirk (1 a bzw. 1 b) ausgeschieden. Von hier liegen aber nur vereinzelte Beobachtungen über die Klüftung vor.

S. Koster. Mehrere Kalzitbreccien, welche O—W verlaufen, darunter eine von ½ m Mächtigkeit.

Väderö Ramö. Grosse Kluft N 25° W; die Spalten der Kluft quarzverkittet. Diabasgang NNO. Schieferung des Gneisgranites in N 25° W.

Väderöbod. Kluft N 55° W. Quetschzone mit mehreren parallelen Spalten fällt 30° gegen N 60° O, wahrscheinlich mit einer kleinen Überschiebung verknüpft.

19. Die geneigt orientierten Breccienplatten des Gneisgebietes.

Nach O und NO einfallende.

Der Gneisgranit-Gneis-Kontakt bei Uddevalla.

Schon LINDSTRÖM hat bei Uddevalla (Erl. S. 26, 27) eine Mylonitplatte nachgewiesen, welche die Grenze zwischen dem Gneisgranit und dem Gneis bildet. Wie die Struktur der Gesteine fällt diesePlatte gegen O. LINDSTRÖM fasst sie als eine Überschiebungsfläche auf, längs welcher der Gneisgranit über den Gneis geschoben worden sei. $3\,^1/_2$ km NW von Uddevalla (W von Bulid) fand ich in einer Stromschnelle des Baches eine harte Mylonitplatte mit richtungsloser Struktur, aber in ostwärts fallende Platten geteilt. Über diese lagert an der Ostseite, mit schroffem Absatz gegen den Bach, eine gegen O etwa 30—40° einfallende, mehrere m mächtige Schölplatte. In ihr setzt ein kleiner Quarzgang auf, der Bruchstücke von dem Schöl enthält. Der Quarzgang ist durch spätere Bewegungen längs der Schölflächen wiederholt disloziert, und zwar immer so, dass das Hangende gegen O verschoben worden ist. Die sekundäre Bewegung war also positiv, was mit den heutigen Höhenverhältnissen übereinstimmt.

Die Lokalitäten LINDSTRÖMS liegen an beiden Ufern des Byfjords. Von diesen ist die nördliche durch die Anlage einer Ziegelei zerstört worden. Die südliche ist Gustavsberg (der östliche Pegmatitkontakt auf Tafel III). In der NO-lichen Talwand ist der Gneisgranit teilweise verschiefert und mylonitisiert unter Ausbildung von konform der ONO fallenden Parallelstruktur verlaufenden Gleitflächen. (In Übereinstimmung mit dem Gneisgranit streichende vertikale Spalten zeigen vertikale Rutschstreifen.) An der Bachmündung besteht eine Felsplatte von 150 m Breite ausschliesslich aus einem richtungslosen Mylonit. Die Lage dieser Platte lässt vermuten, dass der Mylonit aus Pegmatit hervorgegangen ist.

Der östliche Pegmatitkontakt.

Letztere Lokalität gehört auch einer Breccienplatte an, die dem östlichen Pegmatitkontakt entlang, von der Gneisgranitgrenze teilweise unabhängig, streicht. Längs etwa 10 km in SO-Richtung ist indessen das angrenzende Gestein des älteren Gebirgsgrundes der Gneisgranit, der unter einem mittleren bis flachen Winkel (meist weniger als 45°) gegen ONO einfällt. Die brecciierte Kontaktzone ist für die Anlage eines grossen Tales sehr günstig gewesen. Die am stärksten zerquetschten Streifen

sind deshalb meistens von loosen Sedimenten verhüllt. Nur an Talpässen kommen sie zum Vorschein.

1 bis 2,5 km SO von Gustavsberg sieht man von der Eisenbahn aus grosse Schutthalden unter der aus Gneisgranit bestehenden Hangendwand. Diese hat ein stark zersplittertes Aussehen. Etwa 4 km SO von Gustavsberg (bei Köperöd) besteht die Liegendwand in einer Talenge aus einem richtungslosen Mylonit. 8 km von Gustavsberg (Talpass zwischen Råane und Jättesås) ist der Fahrweg in die Liegendwand eingesprengt um sanfteren Anstieg zu dem Talpass zu gewinnen. Hier besteht das Gestein aus einem lamellären Mylonit, der alle Übergänge von einem nur schwach verschieferten Pegmatit zu einem dunklen, fast glasig dichten Schiefer aufweist. In dem letzteren verraten rote Linsen einer granulierten Feldspatsubstanz den pegmatitischen Ursprung. Die Schieferung fällt gewöhnlich (und wie der an der Ostseite des Passes anstehende Gneisgranit) weniger als 45° gegen NO. Einzelne Flächen fallen flach entgegengesetzt. Streifen streichen überall NO bis NNO. 10 km von Gustavsberg tritt in einem neuen Talpass dieselbe Erscheinung zutage. Der Pegmatit ist jedoch mehr zersplittert als verschiefert. An einer Gleitfläche war es möglich, eine Überschiebung festzustellen. Unmittelbar SO von hier ist die Liegendwand durch Quertäler wegerodiert und die Hangendwand gewinnt lokal an Bedeutung. Sie ist sehr zersplittert und am Fusse von grossen Schutthalden bedeckt.[1]

Die Breccienzone verliert sich in dem See Buvatten (Ziffer 82 der Karte Taf. III) und es ist nicht bekannt, ob sie weiter der Pegmatitgrenze folgt, wie diese auf den Karten eingezeichnet ist. Von dem SW-Ende des grossen Sees Öresjö verläuft aber gegen SO über die Ziffer 166 und 162 meiner Karte ein Tal, dem entlang eine ausgesprochene Breccienzone streicht. Diese ist auch gleichsinnig mit der soeben beschriebenen orientiert und kann als eine Fortsetzung derselben betrachtet werden; sie fällt jedoch steiler ein und streicht diskordant zur Schieferung des Gneises. In dem NW-lichen Teil des Tales beobachtet man nur eine allgemeine Quetschung und teilweise Mylonitisierung der Gesteine an der SW-Seite, wo Pegmatit eine sehr grosse Rolle spielt.[2] Weiter gegen SO ist in Talengen die Liegendwand mit einer grossen Quarzplatte bekleidet, welche 50—60° gegen NO fällt. Diese bildet die Höhe 166 und etwa $^1/_2$ km weiter gegen SO einen neuen Vorsprung der SW-Seite. Ihre erhaltene Mächtigkeit ist etwa 10 m. Ausserdem erstreckt sich eine Quarzbreccie etwas weiter in die Talwand hinein. Flache Furchen, welche die Bewegungsrichtung andeuten dürften, streichen in der Fallrichtung. Weiter gegen SO, wo sich das Tal wieder vertieft, sieht man in der SW-Wand nur eine allgemeine Zersplitterung (Pegmatit häufig). Die hier geschlos-

[1] Die Verschieferung des Pegmatites macht sich noch 1 km gegen SW, also im Inneren der Zone, geltend, siehe Fig. 2.

[2] Steile N 35 bis 40° W streichende Spalten zeigten steil SO fallende Rutschstreifen.

sene, hohe NO-Wand verbirgt sich halb in Schutthalden, welche an jene im Hochgebirge erinnern, aber in Bohuslän ausserhalb dieser Breccienzone (Pegmatitkontakt eingerechnet) meines Wissens nicht vorkommen. Sie dürfte eine latente Zersplitterung des Gneises andeuten, welche erst bei der Verwitterung aktiviert wurde und deshalb nicht die Verkittung einer Breccie aufweist. An einer NW streichenden, kleinen steilen Fläche im Talboden fanden sich als Ausnahme horizontale Streifen.[1]

Wir wenden uns nun dem NW-lichen Teil der grossen Breccienplatte zu. Sie folgt dem NO-lichen Pegmatitkontakt, der durch ein weites Tal markiert ist. Gehen wir von dem Byfjord aus, so finden wir bei Hede und Kissleberg NO-wärts steil fallende Quarzbreccienadern. Diesen verdankt das Bauerngut Kissleberg seinen Namen. 3,5 km von dem Byfjord geht die Eisenbahn längs einer mächtigen quarzitähnlichen Breccienplatte, welche unter NO-lichem Einfallen den Gneis und die diesen brecciierende Pegmatitmasse durchsetzt. Ein dezimeterbreiter Quarzgang, der eine mittlere Neigung gegen NNO hat, führt Bleiglanz und Schwefelkies. Auch unverkittete, gegen NO fallende, buchtende Gleitflächen mit Streifen in der Fallrichtung sind häufig. 5 km von dem Byfjord (bei der Haltestelle Torsberg) sind die auch sonst an der Gneiswand auftretenden Schutthalden ziemlich auffällig (Fig. 78).[2] Längs der 4 km langen Strecke von Hogstorp bis 1 km oberhalb der Bachmündung in den Saltkällefjord habe ich an mehreren Stellen im Talboden Felsplatten gefunden, welche aus richtungslosem Mylonit bestehen. Bei Kalsås (Schulhaus) steht ausserdem ein aus Pegmatit hervorgegangener lamellärer Mylonit an, der gegen NO flach fällt.

Bei dem Saltkällefjord endet gemäss den Karten die Pegmatitzone. Indessen ist in dem Talboden des Örekilsälvs Pegmatit häufig, wie man an den drei Wasserfällen sehen kann. Im Gegensatz zu dem Befund an der zuletzt behandelten Strecke Byfjord—Saltkällefjord streichen hier

---

[1] Als ein kleines Gegenstück zu der Breccienplatte SO von Öresjö kann eine SW davon gelegene angesehen werden.

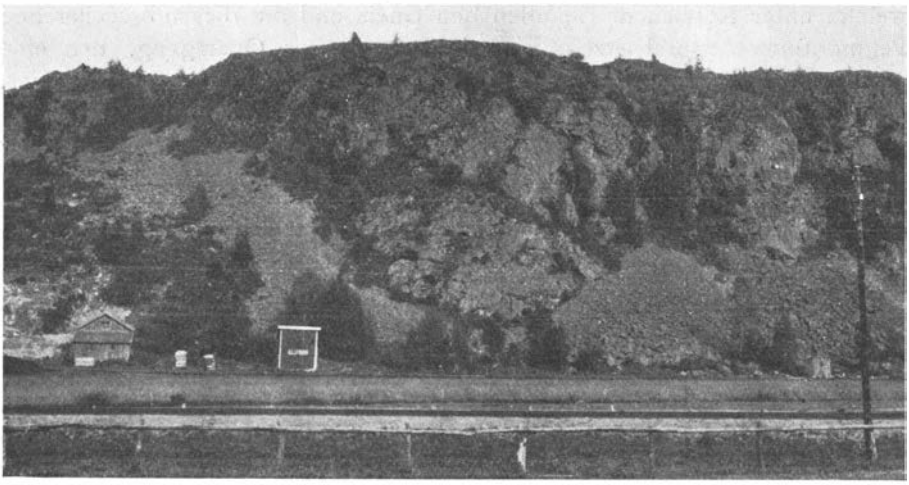
Das Tal, das in der Richtung von Lilla Edet bei Göta älv über den See 99 bei Grinneröd (Taf. III) gegen Ljungskile streicht, ist in seinem mittleren Teil mit Schotterablagerungen und Mooren fast ausgefüllt. NW von der Ziffer 168, wohl 100 m innerhalb der scharfen Bachkrümmung, steht eine 2 m mächtige Platte richtungslosen Mylonits an, welche WNW streicht. Das Fallen beträgt 60 bis 70, an einer Stelle 53°. Fallrichtung, leider nicht notiert, aus dem Gedächtnis NNO. Die Rutschstreifen projizieren sich in NNO. Die vertikale Bewegung muss ziemlich beträchtlich gewesen sein; die senkrecht zur Breccie streichende Struktur fällt an der einen Seite der Breccie weniger als 45°, steht an der entgegengesetzten senkrecht; eine in der letztgenannten eingelagerte breite Schieferplatte tritt in der ersten nicht auf. 200 Schritte in der Streichrichtung der Mylonitplatte ist eine Felsplatte aus Pegmatit von einer Spaltenzone durchsetzt, die als die Fortsetzung der Breccie erscheint. An einer der Spalten war die W-Seite 15 cm gesunken.

[2] Diese Talusbildungen kommen auch bergeinwärts vor. Der Gneis ist sehr wirr gefaltet. In den Kleinfalten ist oft ein wahrscheinlich pegmatitischer Quarz injiziert, in welchem Schuppen aus dem Gneise schwimmen, Breccien werden aber nicht beobachtet.

Gneis und Tal gleichsinnig; der Gneis fällt ostwärts. An dem untersten Wasserfall (Bråland) liegen nur konkordante Linsen von Pegmatit vor. Die Inseln erwecken den Eindruck einer Breccie, konnten aber nicht untersucht werden.[1]

Bei dem mittleren Wasserfall (bei Torp) waren die Verhältnisse günstiger; diese Lokalität soll etwas ausführlicher beschrieben werden. Alles an der W-Seite Aufgeschlossene besteht aus Pegmatit, oder ist richtiger aus Pegmatit hervorgegangen. Die verschiedenen Stadien der mechanischen Umwandlung lassen sich hier zonenweise verfolgen. Sie werden kurz beschrieben.

1. Pegmatit mit stark verbogenen Mineral-Spaltflächen.
2. Pegmatit mit beginnender lamellärer Struktur, welche steil NO fällt.



Verf. phot. 1/10 1923.

Fig. 78. Talusbildungen an der Gneiswand bei Torsberg Haltestelle. Gegen NO.

3. Ein augen- oder bändergneisähnliches Gestein, das sich als ein kataklastischer Schiefer mit Linsen von granuliertem Feldspat erweist. Fällt unter mehr als 45° gegen NO ein.
4. Eine quarzitähnliche Linse.
5. Chloritschöle mit Muskovit, welche etwa N—S streichen und steil ostwärts einfallen (vielleicht jünger). An einer Stelle horizontale Rutschstreifen. (An den anderen Zonen waren keine Rutschstreifen sichtbar.)
6. Flachliegende Spalten mit überwiegend NO streichenden Streifen.
7. ONO verlaufende, fast senkrechte Kalzitbreccien-Spalten, welche die gesamte Mylonitstruktur durchsetzen (Streifen schienen an einer von ihnen horizontal zu verlaufen).

[1] Bei der Station Munkedal bei Kvistrum steht ein Mylonit an.

An dem östlichen Brückenkopf steht der graue Gneis an, der nicht kataklastisch verschiefert ist. Er hat ein flaches Einfallen gegen NO und wird von kleinen Pegmatitgängen diskordant durchsetzt. Er weist folgende Spalten auf:

1. N—S streichende Spalten mit kleinem westlichen Lotwinkel[1] und fast saigeren Streifen (Lotwinkel 20°S). An 10 solchen Spalten sind horizontale Pegmatitgänge disloziert worden, meistens um 10 bis 20 cm und immer so, dass die östliche Partie gesunken ist (Fig. 79). Schleppungen kommen vor.

2. Flachliegende Spalten mit NO gerichteten Rutschstreifen; in einer Chlorit und Kalzit. Diese Spalten sind offenbar mit den unter 6 erwähnten an dem linken Brückenkopf identisch.

3. Saigere, kalzitverkittete, O bis ONO streichende Spalten, welche die Schleppungsschöle der Spalten 1 durchsetzen aber wahrscheinlich mit den hier unter 2 genannten gleichzeitig sind. Sie sind mit den vorhin unter 7 an dem westlichen Brückenkopf festgestellten identisch.

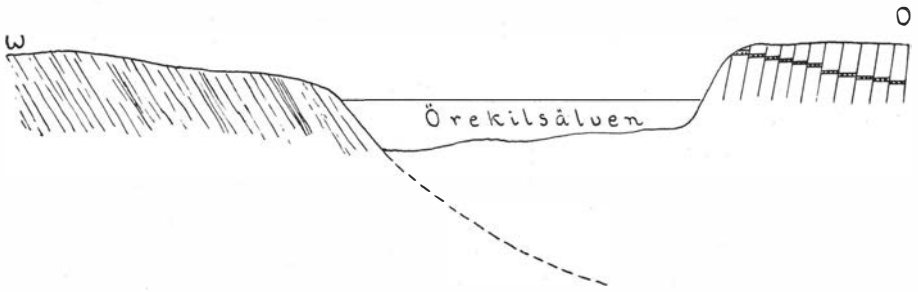


Fig. 79. Die älteren kataklastischen Erscheinungen beiderseits des Flusses bei Torp S von Kärnsjön, in ihrer mutmasslichen Beziehung. Skizze 1924.

Es schien mir anfangs für meine Auffassung der Mylonitplatte als Überschiebungsfläche unbequem, teils dass hier das Einfallen der Platte mehr als 45° beträgt, teils dass an der Ostseite die Ostseiten sich als die gesunkenen erwiesen. Anderseits muss man zugeben, dass der westliche Lotwinkel an den Verwerfungsspalten für eine gewöhnliche Verwerfung sehr befremdend ist. Eine Deutung, durch welche alle die erwähnten Verhältnisse unter Annahme einer Überschiebung erklärt werden, liegt jedoch nahe.

Der Gneis des östlichen Brückenkopfes hat einen geringeren Fallwinkel als die Schieferung des Pegmatitmylonites an dem westlichen. Dies deutet darauf hin, dass unter dem östlichen Brückenkopf auch die Mylonitplatte eine flachere Lage einnimmt, und also den Charakter einer listrischen Fläche (SUESS) hat.[2] Die konkave Umbiegung des Streichens

[1] Über den Ausdruck Lotwinkel siehe oben S. 130, Fussnote.

[2] Eine solche Abflachung in der Tiefe hat J. WALTHER für alle steileren Dislokationsflächen angenommen; er hat auch alle Dislokationen auf tangentialen Druck zurückführen wollen. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. Bd. 66 B (1914), S. 284—312.

gegen die Fallrichtung hin, welche schon an der Strecke Uddevalla-Kärnsjön auffallend ist und unten als Regel bei den Überschiebungsflächen dieser Art dargetan werden soll, ist eine weitere Stütze für die Annahme einer Löffelform. Auf Grund dieser Form muss aber das Liegende in seiner auskeilenden Fronte bei dem Zusammenschub stärker gehoben werden als in den übrigen Teilen. Dabei müssen ähnliche Verwerfungsspalten wie an dem östlichen Brückenkopf entstehen. Ihre Orientierung und ihr Bewegungssinn scheint mir genau den Forderungen zu entsprechen (Fig. 79).

Zwei Umstände an dieser Lokalität können als den Zusammenhang der besprochenen Kleinverwerfung mit der Verschieferung des Pegmatits bestätigend angeführt werden. Beide fallen zeitlich zwischen dem Auftreten des Pegmatits und der Entstehung der kalzitverkitteten Spalten. Die allerdings jüngeren kalzitverkitteten Spalten (horizontale wie auch vertikale) bezeugen auch einen latitudinalen Druck.[1]

An der oberen Brücke bei Torp steht an dem westlichen Brückenkopf ein NO-einfallender Gneis an; an dem östlichen Brückenkopf ist kein anstehender Fels entblösst; etwas nördlicher sind jedoch Pegmatitplatten anstehend.

Genau beim Ausfluss aus dem See befindet sich eine Staumauer. Hier ist an der Ostseite ein verschieferter und brecciierter Pegmatit anstehend, an der Westseite Gneis.

Die Pegmatitzone setzt also bis zum See Kärnsjön fort, wenn auch nur von sehr geringer Mächtigkeit. Die Pegmatitzone ist demnach von dem Kärnsjön über den Byfjord bis nach dem See Buvatten (82) an ihrer Ostgrenze zu einer ostfallenden Platte verschiefert und eine wahrscheinliche Fortsetzung oder Abzweigung ist bis an den Fluss Göta Älv verfolgt worden. Die Beobachtungen an dieser Platte lassen vermuten, dass sie einer Überschiebung gedient hat.

Das Henån-Tal.

Eines der wichtigsten Täler auf Orust ist das Tal, das von Henån an die ganze Insel durchsetzt. In der Talenge bei Kopperöd (NO von Hitsefjäll auf meiner Karte) steht unter der östlichen Talwand eine 10 m mächtige Platte von lamellärem Mylonit an, sie hat gegen O, teilweise ONO, eine mittlere bis flache Neigung und Rutschstreifen, welche NO bis NNO verlaufen. Von diesem Punkt an nach S streicht das Tal übereinstimmend mit der Parallelstruktur. Vertikale Spalten sind selten.

[1] Es sind Spalten von derselben Natur wie die kleinen Verwerfer an dem östlichen Brückenkopf, welche in dem Diagramm die Vermehrung der vertikalen Rutschstreifen bei dem Gneis gegenüber dem Granit verursacht haben.

Das Bocksvik-Tal und seine Fortsetzung gegen N und NO.

Sehr markiert ist das Tal, das unterseeisch den Lyrösund und den Bocksvik bildet und auf der Insel Orust an Morlanda vorbei sich im Koljöfjord fortsetzt. Das Tal folgt unter starker Krümmung dem Streichen des ostwärtsfallenden Gneises. Zwischen dem Bocksvik und dem davon abgeschnürten kleinen See ist das Tal sehr eng. Die westliche Wand ist hier mit einer ostwärtsfallenden quarzitähnlichen Mylonitplatte bekleidet, die etwa 10 m Mächtigkeit besitzt. Die Streifen verlaufen nur teilweise in der Fallrichtung; meistens streichen sie NNO (in der Horizontalebene projiziert). Etwa 3 km nördlicher, bei Bro, stehen im östlichen Teil des Talbodens Felsplatten an, die aus einer Quarzbreccie bestehen. In der Querrichtung des Tales gemessen misst die grösste

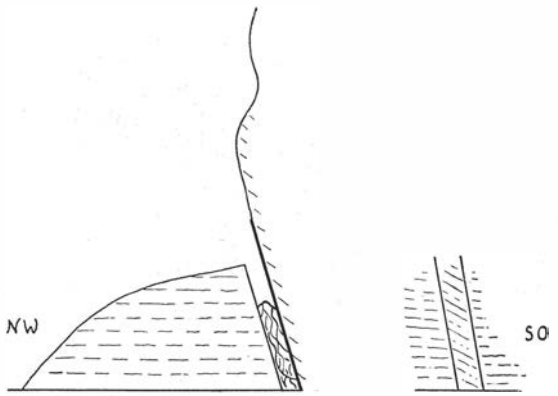
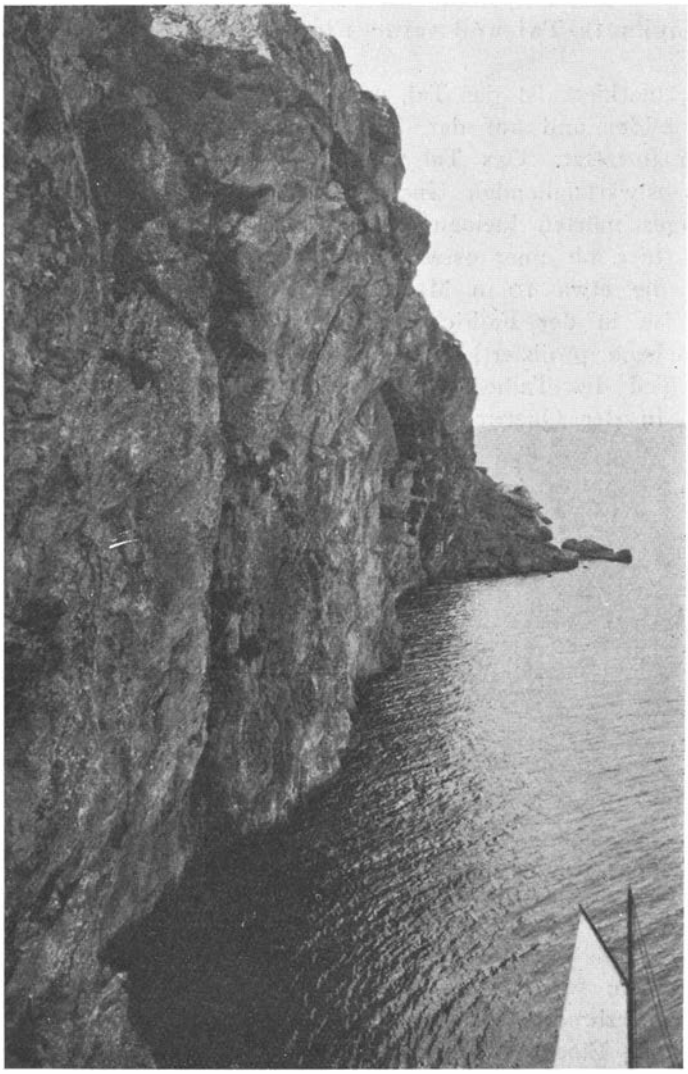


Fig. 80. Links die steile Fjordwand Orusts gegenüber dem Hjältö (Ziffer 74) an einer Talnase. Quarz schwarz. Von dieser Nase gegen SW ist die Aufnahme Fig 81. Rechts die Beziehung eines weiter SW belegenen Talnase zur Talwand.

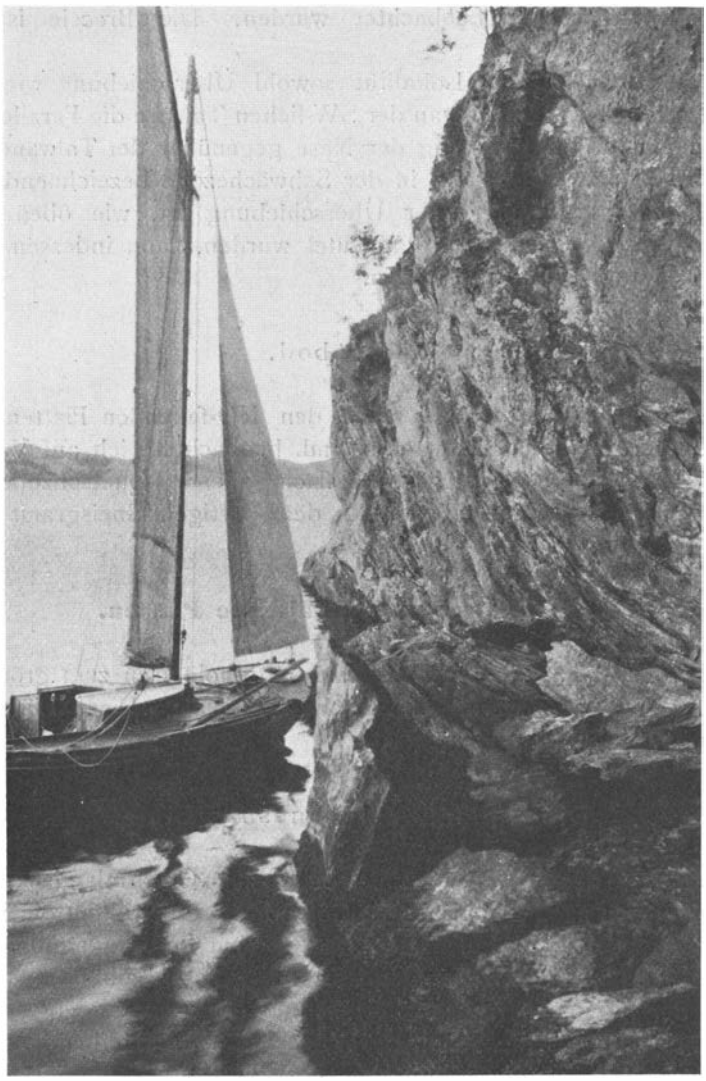
80 m. Nehmen wir an, dass auch die erdbedeckten Zwischenräume aus derselben Quarzbreccie bestehen, so ergibt sich eine Breite der Breccie von etwa 200 m. Eine Abzweigung des Tales verläuft zu dem Ellösfjord. Hier, bei Gullbergskile, besteht die östliche, etwas überhängende aber nahezu senkrechte Talwand aus einer Quarzplatte mit senkrechten Bewegungsspuren. Geringfügige Quarzbreccien sind auch in dem nach Morlanda verlaufenden Haupttal (bei Bua) gefunden, geben jedoch über die Art der Bewegung keine Auskunft. Die Vermutung liegt nahe, dass dieses durch horizontale nordöstliche Differentialbewegungen bedingt worden ist; sie gingen im S (Bocksvik), infolge der starken Krümmung der streichenden Schwächezone, in eine Überschiebung über. — Die topographischen Verhältnisse bestätigen die Annahme einer Überschiebung (siehe nächstes Kapitel). — Indessen gibt es in der Fjordwand Spuren einer vertikalen Bewegung. Wo sich der Fjord bei Hjältö (Ziffer 74) verengt und vertieft, gibt es unter der steilen, teilweise überhängenden SO-Wand



Verf. phot. 16/6 1921.

Fig. 81. Fjordwand Orusts gegenüber dem Hjältö (Ziffer 74 auf Taf. III C 5). Von der Talnase Fig. 80 gegen SW.

kleine Talnasen. Diese sind von der Fjordwand durch eine Quetschplatte getrennt, welche wie die Fjordseite einen SO-lichen Lotwinkel hat. An der am weitesten im NO gelegenen Talnase findet sich zwischen der Quetschzone und der Fjordwand ein dünnes Quarzlager (Fig. 80). Die Zone selbst ist ohne Verkittung, wahrscheinlich bestand diese aus Kalzit und ist später ausgelaugt worden. An der Nase ist die Parallelstruktur des Gneises horizontal, in der Fjordwand fällt sie beträchtlich einwärts. Die Breccienzonen, welche die südlichen Nasen von der Fjorwand trennen



Verf. phot. 15/6 1921.

Fig. 82. Fjordwand Orusts bei dem Borgilafjord (SO vom Tiefenpunkt —78 Taf. 3 C 5) gegen NO. Ausgewalzte Gneisschichte und Reibungsbreccie.

(an Fig 81 sichtbar), sind kalzitverkittet und die Parallelstruktur fällt kräftig gegen die Wand zu ein, während sie sowohl in der Wand wie in der Nase fast horizontal ist (Fig 80 rechts).[1] — Eine mit der Fjordwand parallele östlichere Spalte läuft gegen NO aus (SO von der Tiefe -78). Hier sind die Gneisschichten gleichwie ausgewalzt (Fig. 82) und ihnen parallel sitzt an der Wand eine richtungslose Reibungsbreccie, in welcher

[1] Auf der gegenüberliegenden Hjältö ist nur die normal SO-fallende Gneisstruktur zu sehen.

vertikale Rutschstreifen beobachtet wurden. Die Breccie ist erneut brecciiert.

Ist an der letzteren Lokalität sowohl Überschiebung wie positive Verwerfung möglich, so gibt an der SW-lichen Talnase die Parallelstruktur der Breccienplatte eine Hebung der Nase gegenüber der Talwand an. Ob dies für die Hauptbewegung in der Schwächezone bezeichnend ist oder nur die Folgeerscheinung einer Überschiebung ist, wie oben vertikale Verwerfungen S vom Kärnsjö gedeutet wurden, kann indessen das vorliegende Material nicht entscheiden.

Väderöbod.

Während in dem Granit keine den NO-fallenden Platten entsprechende Bildungen gefunden worden sind, beobachtete ich auf Väderöbod (Taf. III A 2) eine gegen N 60° O flach fallende Quetschzone, welche den Eindruck einer Überschiebung in dem dortigen Gneisgranit erweckt.

Nach W und NW einfallende Platten.

Das westliche Väner-Gebiet wird morphologisch zum grossen Teil durch vier grosse Verwerfungslinien charakterisiert. Diese Linien bilden oft gegen W konkave Bogen.

Die Kålland-Värmlandsnäs-Linie.

Die längste der Verwerfungslinien begrenzt im O Värmlandsnäs und Kållandsö, setzt sich nach SW bis gegen Göteborg fort und bildet die W-Seiten der Seen Anten und Mjörn. SANDEGREN[1,2,3] hat in Värmland beobachtet, dass das hier zum Vorschein kommende östliche Salband aus anderen Gliedern der Järngneisformation besteht und eine ganz anders streichende Schieferung zeigt als die gehobene Westseite. Wenn die heutigen Niveauunterschiede auch in der Hauptsache postsilurisch sein mögen, so haben doch Bewegungen sowohl in älterer wie in jüngerer Zeit stattgefunden. Nach V. POST[4] und SANDEGREN ist in postglazialer Zeit die sprungbrettähnliche Erhebung des Westrandes der Verwerfungslinie verstärkt worden. H. E. JOHANSSON[1,2,3] hat auf Kålland sowie später auf Värmlandsnäs beobachtet, wie gegen den Verwerfungsrand hin die Gesteine protogin-

[1] Sitzungsbericht G. F. F. Bd 41 (1919), S. 337—344.
[2] Beskr. t. Bl. Värmlandsnäs. S. G. U. Ser. Aa. N:o 143 (1920).
[3] » » » Mässvik » » » » 148 (1920).
[4] L. v. POST, Övers. av Vänerns postglaciala nivåförskjutningar. In K. E. SAHLSTRÖM, Om Västergötlands Stenåldersbebyggelse, Ak. Avh. Ups. 1915, S. 29—32.
— — Vänerfrågans nuvarande läge. G. F. F. Bd 47 (1925), S. 439—445.

verschiefert und brecciiert werden in derselben Weise wie in Dalsland das von der Faltung der Dalformation betroffene archäische Grundgebirge (die Breccien enthalten an beiden Stellen Manganmineralien). Dem von SANDEGREN nachgewiesenen Unterschied der Gesteine und Tektonik an beiden Salbändern will JOHANSSON ein noch viel höheres Alter geben. Diese uralte Grenzlinie habe die späteren Bewegungen lokalisiert.

Die Vänersnäslinie.

Die Vänersnäslinie ist die einzige, wo man beide Salbänder in Kontakt sehen kann. Dies ist bei Trollhättan der Fall, wo A. G. HÖGBOM[1] das WNW-liche, mit der Gneisstruktur parallele Einfallen des Verwerfers und somit den Charakter desselben als Überschiebungsebene festgestellt hat. O. NORDENSKIÖLD hat dieser Lokalität eine eingehendere Studie gewidmet.[2] An der Mylonitplatte, welche an der Kraftanlage gut entblösst ist, fand ich auch in dem Verlauf der Rutschstreifen ein weiteres Zeugnis für die genannte Bewegung. Für Bestimmung der Sprunghöhe und des Alters der Verwerfung sind die Silurberge Halle- und Hunneberg von Bedeutung. Unten werden wir darauf zurückkommen.

Die Vassbotten-Linie.

Die nächste Linie bildet den Abfall der Dalboebene gegen den See Vänern (hier Dalbosjön genannt) und setzt durch dessen südliche kleine Bucht Vassbotten nach Trollhättan fort.

Die Kroppefjäll-Linie.

Die vierte Linie ist die Kroppefjällverwerfung. TÖRNBOHM[3] hat angenommen, dass die niedrige SO-Seite etwa 1 500 m geologisch höher als die topographisch 150 m höher gelegene NW-Seite liege. Er stützt sich dabei auf einen Vergleich zwischen den Niveaus der stark zusammengefalteten Lagerserie beiderseits eines Sees, was als unzuverlässig bezeichnet werden muss.

Bei Kroppefjäll wiederholt sich die allgemeine Regel für alle Verwerfungslinien des Väner-Gebietes (auch diejenigen, welche den See im O begrenzen), dass die Schieferung des Gneises gegen die gehobenen Teile einfällt. Ob man nun diese Schieferung als primär und für die spätere Bewegung massgebend (wie ich für wahrscheinlich halte) oder als sekundär und von der Bewegung geschaffen (was teilweise und zwar für Einzelheiten

[1] A. G. HÖGBOM, A. GAVELIN und. H. HEDSTRÖM, Excursions in the Archaean of Southern Sweden. G. F. F. Bd 32 (1910), S. 1046.

[2] O. NORDENSKJÖLD, Några drag ur Trollhättans och Göta Älvs Utvecklingshistoria. In »Trollhättan, dess kanal och kraftverk», utgiven av K. Vattenfallsstyrelsen. I (1911), S. 17—19.

[3] Beskrivn. t. Bl. Upperud S. 62.

der Fall sein dürfte) ansieht, so ist es mehr als wahrscheinlich, dass der Verwerfer (die Mylonitplatte), wie bei Trollhättan tatsächlich bewiesen worden ist, parallel dieser Schieferung verläuft, und dass an allen diesen Verwerfungslinien, den ost- und westfallenden, die Bewegung von latitudinalem, tangentialem Druck bewirkt worden war.

In der Gegend von Rådanefors habe ich eine Reibungsbreccie aus Quarz bis nach Ellene auf dem Blatt Fjellbacka verfolgen können. An dem S-Ufer vom Bläcketjärn (71,4) streichen kleine Quarzbreccien ONO und haben eine mittlere Neigung gegen NNW. Sie schneiden schief über die Struktur des Gneises und des Quarzites. Am Ufer sind Rutschstreifen häufig. Sie streichen (auf die Horizontalebene projiziert) senkrecht zur Seenkette, also etwa NNW. Sie wurden an NNW-fallenden Flächen beobachtet. Der Fallwinkel dieser kleinen, oft krummen und unregelmässigen Flächen ist meistens über 45°. Es gibt auch S-fallende Flächen ohne Rutschstreifen. — An dem Talpass zwischen dem Bläcketjärn und dem Östersjön besteht die S-Wand aus einer Breccie. Eine prächtige, richtungslose Mylonitbreccie bildet den nördlichen Brückenkopf bei Ellene an dem W-Ende des Sees Östersjön.

20. Die Höhenverhältnisse.

Die Karten.

Eine für topographische Studien geeignete Kartenunterlage fehlt. Moderne Anforderungen füllen nur die Blätter Strömstad und Åmål. Sonst gehören die auf das Gebiet der Übersichtskarte fallenden Sektionskarten zu den ältesten von Schweden. Die Feldmessungen stammen aus den dreissiger Jahren. In der Geländedarstellung sind die Karten höchst summarisch und ohne Stützen von Höhenmessungen. Ökonomische Karten fehlen für Bohuslän.

Was Höhenangaben betrifft, war das Gebiet meiner Höhenkarte (Taf. III) fast völlig unbekannt. Für das Blatt Uddevalla, das den Hauptteil dieser Karte ausmacht, gab es weder für Gipfel noch für sonstige Geländemarken eine einzige verwendbare Höhenziffer. Betrachten wir die angefügten Teile der angrenzenden Sektionen, so waren auf Sektion Fjellbacka im O zwei Gipfelpunkte und einige Seenflächen, auf Sektion Rådanefors ebensoviele, auf Sektion Venersborg im N ein paar niedrige Gipfelpunkte und Seenflächen, auf dem kleinen Rand der Sektionen Göteborg und Borås dagegen die meisten von dort übertragenen Punkte höhenbestimmt. Die sonstigen, auf den Sektionskarten Fjellbacka und Venersborg, so auch alle auf Blatt Uddevalla befindlichen Höhenzahlen stammen von einer barometrischen Messung her, für die nur die Absicht vorlag der Höhenkarte im Masstab 1: 500 000 als Unterlage zu dienen. Wegen zu grosser zeitlicher Differenz der Ablesungen ohne Anwendung von

stationärem Barometer sind die Höhenzahlen schon an und für sich höchst unzuverlässig. Weiter hat es sich bei Kontrolle herausgestellt, dass Ziffern, die auf der Karte scheinbar den höchsten Punkt der betreffenden Bergpartie bezeichnen, in der Tat oft nur für einen Vorberg oder einen sonst viel niedrigeren Punkt gelten.[1]

Eine trigonometrische Messung wurde gleichzeitig mit meinen Untersuchungen von der kartographischen Landesanstalt ausgeführt. Diese ist aber für die Höhenzahlen noch nicht ausgerechnet, da nivellierte Stützpunkte fehlen.[2] Indessen würde sie meine eigenen Untersuchungen nicht ersetzt haben können. Die trigonometrischen Punkte sind nämlich nur teilweise für die Höhenverhältnisse repräsentativ, wie umgekehrt die repräsentativen Höhenpunkte nur teilweise als trigonometrische Punkte gedient haben. Schon in der unmittelbaren Nähe der trigonometrischen Punkte befinden sich sehr oft wichtige Höhenpunkte, die nicht unbedeutend höher sind.

Wenn auch eine fertige trigonometrische Messung meine Arbeit in hohem Grade erleichtert haben würde, so gewährte mir die staatliche Messung wenigstens den Vorteil, deren Signale benutzen zu können, betreffs deren ungefährer Lage ich im Voraus von dem verstorbenen Staatsgeodäten W:M NILSON informiert wurde.

Bei meinen Messungen liess ich es mir immer sehr angelegen sein, den höchsten Punkt der betreffenden Gegend und Bergpartie zu bestimmen (bei Verwerfungen auch die höchsten Punkte der gesunkenen Scholle). Ich fand dies viel wichtiger als einen Messungsfehler von einigen m zu vermeiden. Um nicht wichtige Höhenpunkte ausser Acht zu lassen, war es in bewaldeten Gegenden nötig, die Erkundigung, den Prismenkompass in der Hand, von den höchsten Baumkronen aus zu machen. So sind von mir etwa 3 500 km² höhenbestimmt worden, 300—400 Gipfelpunkte und dazu viele Seeflächen und Wasserläufe. Die meisten sind in die Karte Taf. III eingetragen.

Meine Messungen wurden mit Aneroid und stationärem Barograph gemacht. Daneben wurden immer in Gegenden, wo Waldwuchs oder zufällige Nebel die Aussicht nicht völlig hinderten, Höhenwinkelmessungen mit Tesdorphs Tubus zur Kontrolle ausgeführt. Wegen der geringen Höhenunterschiede zwischen den höchsten Punkten konnten dabei die für die Ausrechnung nötigen Abstände den Karten entnommen werden, nachdem die betreffenden Punkte mittels Kreuzpeilungen mit Prismenkompass eingetragen worden waren. In einzelnen Fällen wurden in ihrer Lage sicher bestimmte Punkte in dieser Weise nur aus der Ferne höhenbestimmt. Bei Ljungskile wurde ein trigonometrischer Punkt nivelliert um als Stütze zu dienen, wie auch ein paar Inseln im äussersten Westen.

---

[1] Eine ausführlichere kritische Behandlung des alten Kartenmaterials mit besonderer Rücksicht auf die Höhenangaben habe ich in G. F. F. Bd. 46 (1924), S. 538 gegeben.

[2] Briefl. Mitt. des Chefs der kartographischen Landesanst. 22/3 1927.

Nachdem die Messungen grösstenteils schon ausgeführt worden waren, wurde auf meine Anregung in der kartographischen Landesanstalt eine dort schon längst in Vergessenheit geratene alte trigonometrische Höhenmessung hervorgesucht, deren Vorhandensein sich durch einige Höhenziffern auf dem geologischen Blatt Fjellbacka verrät. Diese Messung greift etwas nach Bohuslän hinein; zwei Punkte fallen auf die NO-Ecke der Sektion Uddevalla und vier auf die Sektion Venersborg, wo ausserdem ein Punkt von der kartographischen Landesanstalt nivelliert wurde. Da ich sämtliche diese Punkte früher aufgesucht und gemessen hatte, erhielt ich eine Kontrolle für die Methodik. Meine barometrischen Werte erwiesen sich in einem Falle richtig, in den anderen Fällen 3 bis 5 m zu niedrig. Noch wichtiger war es aber, dass ich von nun an meine eigenen Höhenwinkelmessungen nicht nur zum Ausgleich der barometrischen Fehler benutzen, sondern auch zu einem von den barometrischen Messungen unabhängigen Netz zusammenstellen konnte, das sowohl im O wie im W auf hinreichend viele verhältnismässig sicher bestimmte Punkte sich stützt. Nur wo Wald oder Nebel die Aussicht völlig gehindert haben, müssen die barometrischen Werte beibehalten werden. (Mit den von mir trigonometrisch bestimmten Punkten verglichen, waren die barometrischen Werte in keinem Falle höher, in vielen Fällen übereinstimmend oder nur wenig niedriger, gewöhnlich zwei, nicht selten 3 oder 4 m, nur ausnahmsweise 5 m niedriger.)

Dank der neuentdeckten alten staatlichen trigonometrischen Höhenmessung erhielt ich auch ein wichtiges, noch nicht veröffentlichtes Material für die Teile der Übersichtskarte (Taf. 1), die ausserhalb des Gebietes der Spezialkarte fallen. Die für jene Karte erforderlichen Höhenpunkte längs der äussersten Küste von der norwegischen Grenze bis zur Mitte von Tjörn habe ich selber bestimmt.

Es war meine Absicht, bei der Publikation meiner Höhenkarte die zusammengefügten topographischen Karten in abgeschwächter Farbe als Unterlage zu benutzen. Bei der näheren Untersuchung erwiesen sie sich aber dazu ungeeignet:

1) Die Tiefenkurven konnten von den Seekarten auf die topographischen Karten nicht übertragen werden, da auf den letzteren die Fjorde oft zu eng und ihre Seiten verschoben sind.

2) Die Entwässerung geht aus den topographischen Karten nur sehr undeutlich hervor, was schon in der geographischen Litteratur Irrtümer veranlasst hat.

3) Bei der Schraffierung der Abhänge sind Höhenunterschiede von 10 bis 50 m ebenso stark hervorgehoben wie diejenigen von 150 m. Es kommt sogar vor, dass Verwerfungen entlang die niedrigere Talseite höher als die höhere erscheint. Es scheint letzteres Verhältnis damit zusammenzuhängen, dass die Bezeichnung der Erdböschungen kräftiger wirkt als die der Felsböschungen und dass die Felsanhöhen mit erdbedeckten Böschungen beide Bezeichnungen erhalten haben.

Die Karte wurde also neu gezeichnet (Taf. III). Als Unterlage galt in der Hauptsache die topographische Karte. Für etwa die südliche Hälfte wurden aber die Ufer nach den Seekarten eingezeichnet, welche (nach Verkleinerung) an gemeinsamen Stützpunkten mit den topographischen konnektiert wurden. Im nördlichen Teil brauchte nur der Schärenhof etwas revidiert werden. Auf dem Lande wurde eine Geländedarstellung verwendet, welche die relativen Höhenunterschiede generalisiert. Diese stützt sich, besonders was die Planzeichnung betrifft, auf die alten Karten, hinsichtlich der Stärke des Reliefs soweit möglich auf eigene Messungen.[1]

Die Übersichtskarte Taf. I Fig. 2 gibt die Gipfelhöhe des Grundgebirges und von —100 m an die Tiefenkurven (siehe weiter die Erklärung zu der Tafel).

Der Peneplan.

Man braucht nur an der Karte Tafel III eine Anzahl benachbarter Höhenziffern zu studieren, um eine nahe Übereinstimmung der Gipfelhöhen zu finden. Dass diese Gipfel als Reste einer zerstückelten Fastebene (»Endrumpffläche», in Schweden häufiger Peneplan genannt) aufzufassen sind, lässt sich aus zwei Umständen beweisen. 1) Die zerstückelten Gebiete mit konstanter Gipfelhöhe sind durch deutliche Verwerfungen von unmittelbar angrenzenden Gebieten getrennt, welche den Charakter einer wirklichen Ebene zeigen. 2) In gleicher Höhe wie die Gipfel finden sich auch mehr oder weniger ausgedehnte Plateaus, welche als Relikte einer im Urgebirge eingeschnittenen Ebene betrachtet werden müssen (Taf. V Fig. 1).

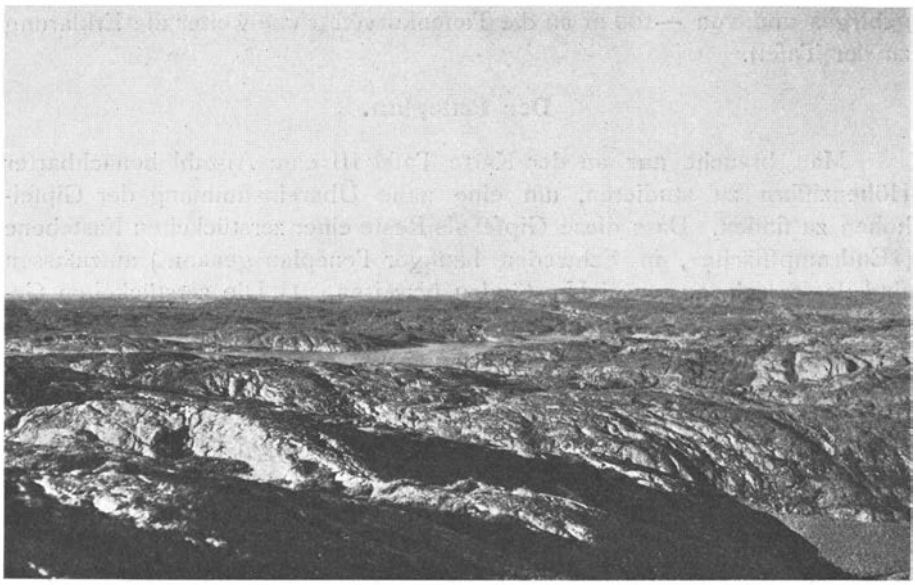
Als eine Erosionsform wird der Peneplan im dritten Teil dieser Abhandlung behandelt. Wir müssen aber hier die Deformierung und das Alter des Peneplans in Erfahrung bringen, um den tektonischen Teil zum Abschluss führen zu können. Demgemäss werden diese schon hier, die nähere Charakteristik des Peneplans aber erst im nächsten Teil behandelt werden. Es sei nur folgendes kurz vorbemerkt. Obwohl an den Felsplatten die postglaziale Verwitterung die Gneisoberfläche mit 2—3, nicht selten 4 cm gesenkt hat, hat an derselben Platte der Pegmatit fast keine Verwitterungsspuren aufzuweisen, und daher ist die Urgebirgsebene in der Hauptsache gleich hoch im Gneis wie im Pegmatit, was besondere Verhältnisse während der Entstehung des Peneplans andeutet.

Die Deformierung des Peneplans.

Wie die Karte Taf. I Fig. 2 zeigt, schliessen sich die Kurven für die Gipfelhöhe den Tiefenkurven schön an. Die allgemeine Auffassung

[1] Wegen Zeitmangel konnte ich selbst nur für die Insel Orust diese Geländedarstellung ausführen. Herr Fil. Kand. Hj. LARSEN hat aber bereitwillig für die übrigen Teile diese Arbeit ausgeführt, wofür ich ihm zu herzlichen Dank verbunden bin.

der Küste als eine Verwerfung findet keine Stütze. Die Tiefenkurven setzen sich in den Gipfelkurven fort unter in der Hauptsache gleichem Horizontalabstand. Zwischen + 150 und — 150 beträgt die Neigung durchschnittlich 6 auf 1 000. Von — 150 an wird die Neigung auf 12 auf 1 000 vergrössert — noch ein bequemes Gefälle für einen Eisenbahnzug. Die Stufe — 100 bis — 150 ist aber nicht nur im Verhältnis zu den tieferen Stufen breiter; auch im Verhältnis zu den oberen Stufen scheint sie ein wenig grösser zu sein. Im Verein mit dem Umstand, dass die Kurve für — 100 m die niedrigste ist, welche in ihrem Verlauf unterseeische Täler verrät, deutet die Breite der Stufe an, dass etwa hier die präquar-



Verf. phot. $^{25}/_{10}$ 1922.

Fig. 83. Aussicht von dem Punkt 99 (Traneruss) auf Tjörn gegen NW über die Verwerfung bei Bocksvik auf Orust (in Fig. 84 unten verdeutlicht).

täre Erosionsbasis eine Zeitlang gelegen hat und dass die Stufe teilweise aus Schichtköpfen der paläozoischen und mesozoischen Ablagerungen besteht, welche den tieferen Teilen des Skagerrakbodens auflagern.

Nach der Ansicht G. DE GEERS[1] wie auch S. DE GEERS[2] bilden Koster und Väderöarne einen einseitigen Horst, dessen Ostseite gehoben worden sei, und zwar im Zusammenhang mit der Einsenkung des Skagerraks und der norwegischen Rinne. Zu dieser Auffassung hat die Tiefenrinne des Kosterfjords unmittelbar an der Ostseite der beiden Inselgruppen beigetragen.

[1] Congr. Int. C. R. XI:e Sess. 1910, S. 858 und G. F. F. Bd. 40 (1918), S. 882.

[2] Map of Landforms in the Surroundings of the great Swedish Lakes S. G. U. Ser. Ba. N:o 7 (1910).

Die Karte Taf. I und die Profile Taf. IV geben dieser Auffassung keine kräftigere Stütze. Die Tiefenrinne ist, wie die Profile zeigen, mit den inneren Tälern Iddefjord-Bullaren und Stora Le völlig vergleichbar.[1] Eine zwanglose Rekonstruktion des Peneplans nach den Profilen scheint auch keine Verwerfung an dem Kosterfjord zu verlangen.[2] An dem auf Taf. III fallenden Teil erscheint eine Verwerfung nach den Höhenpunkten[3] wahrscheinlicher. Das von den Tiefenfarben gegebene Bild macht eine Verwerfung auffällig.[4] Der Ostflügel der Verwerfung scheint abgesenkt zu sein. Für den geradlinigen Verlauf der Küstenlinie von Kattegatt aus sind die Inselgruppen Koster- und Väderöarna notwendig; die flachen Untiefen ausserhalb Smögen stehen nämlich mit dem Fest-

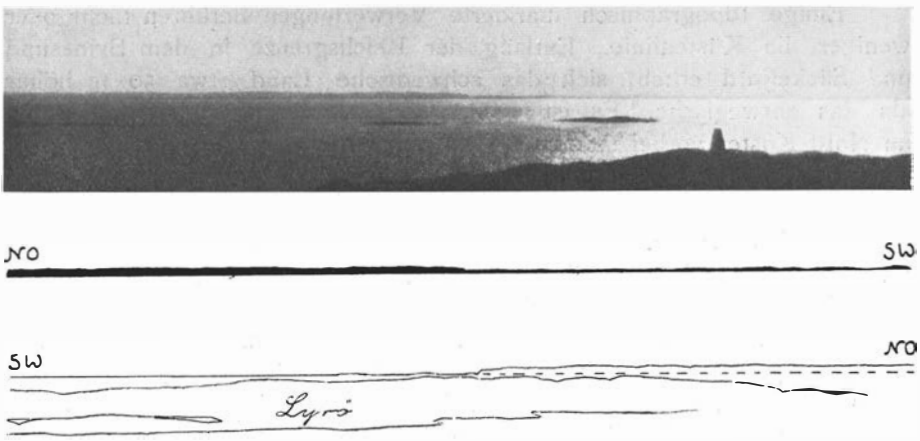


Fig. 84. Oben: Fernsicht von Hållö (22 m Höhe) gegen SO über die Verwerfung bei Bocksvik auf Orust. Entfernung 25—30 km. Verf. phot. 3/9 od. 4/9 22. Mitte: Dasselbe Bild aber von 39 m Höhe. Nach einer phot. Aufnahme des Verf. 31/8 1921 gezeichnet. Unten: das Bild Fig. 83 verdeutlicht (die Seehorizonte nach O ausgezogen und der Anteil des Bildes, der der Insel Lyrö zukommt, ausgeschieden).

[1] S. De Geer, Explanation of Map of Landforms gibt S. 14 die Tiefe zu 365 m an. Es dürfte dies eine Fehler für 265 sein. Letztere Zahl findet sich nämlich auf der alten Seekarte »Bohusbugten» (1881) im Masstab 1: 200 000. Die neueren schwedischen und norwegischen »Speziale» im Masstab 1: 50 000 (von 1891 bzw. 1916) nehmen für etwa denselben Punkt nur 251 bzw. 253 m auf. Dieser liegt genau wo die Verwerfungslinie des Svinesunds die Kosterrinne kreuzt und ist nach allen Karten der tiefste.

[2] Verbindet man die höchsten Gipfel an der Westseite des Iddefjords mit den Gipfeln an der Ostseite des Kosterfjordes durch eine Gerade, so ragt die Kosterplatte über diese Linie hinaus. Nehmen wir dagegen an der Westseite des Höhenrückens, welcher die Westseite des Iddefjords bildet, eine flache synklinale Umbiegung des Peneplanprofiles (oder einen Bruch) an, so schmiegt sich das Peneplanprofil den vorhandenen Höhenpunkten sowohl des Festlandes wie auch der Koster-Väderö-Platte an.

[3] Hombergö wurde bei sehr schlechtem Wetter gemessen. Die beiden auf der Karte vermerkten trigon. Punkte O von Homburgö betragen nur 60 (za.) bzw. 120 m, weshalb die Ziffern nicht ausgesetzt wurden.

[4] In einem Teil der Auflage hat Taf. III einen Fehler. Die NO—SW gestreckte Partie O von Väder- und SO von Punkt —4 soll die hellste blaue Farbe tragen.

lande in Zusammenhang und können nicht einer Horstplatte angehören (vgl. Taf. III). Die Wahrscheinlichkeit einer kleineren Verwerfung der ganzen Koster-Väderö-Rinne entlang zugegeben, steht jedenfalls fest, dass diese Verwerfung nur eine verhältnismässig kleine Unregelmässigkeit in der allmählichen Abdachung der Skagerrak-Küste bildet. Bei Väderö Storö kann die Sprunghöhe 40 m erreichen.

Die Untiefe von 89 m im Skagerrak, welche eine relative Höhe von 80—90 m erreicht, dürfte wohl ein Horst (vom Typus Helgoland) sein; sonst müsste sie ein Vulkanberg oder Korallenriff sein — ein Korallenriff findet sich in der Nähe von Väderöarne.

Die grossen Tiefen des Oslofjordes sind offenbar grösstenteils Einsturzbecken. Sie fallen ausserhalb des Gebietes dieser Abhandlung.

Einige topographisch markierte Verwerfungen berühren mehr oder weniger die Küstenlinie. Entlang der Reichsgrenze in dem Svinesund und Säckefjord erhebt sich das schwedische Land etwa 50 m höher als das norwegische. Es ist wahrscheinlich, dass diese Dislokation bis an Nord Koster vorbei streicht. Deshalb wurde auch die Kurve für 0 m ein Stück entlang der vermuteten Fortsetzung der Verwerfungslinie gezogen (vgl. die zwei oberen Profile in Taf. IV, wo die Verwerfungslinie mit dem Säcken bzw. Kosterfjord zusammenfällt). Der geologische Charakter dieser Verwerfung ist nicht studiert worden.

Eine andere topographisch stark hervortretende Verwerfung ist die, welche dem Bocksvik-Morlandatal (Orust) entlang zieht und hier von Breccien geologisch bestätigt worden ist (siehe oben S. 223). Während einer Untersuchung 1920 der glazialgeologischen Verhältnisse in diesem stark gerundeten Tal fielen mir die Breccien und der markierte Höhenunterschied der beiden Talseiten auf und lenkten mich somit auf die Höhenmessungen und Peneplanstudien hin; es lag der Gedanke nahe, dass Blockbewegungen etwa eine grosse Rolle spielen könnten.

Längs dem Bocksviktal (Taf. III) ist der Höhenunterschied 65 m. Gegen N verteilt sich die Verwerfung auf etwa 20 m in dem Tal, das gegen den Ellösfjord abzweigt, und 30 m in dem Morlandatal. Die Verwerfung setzt sich entlang der Ostseite des Koljöfjords fort und wird hier durch Steilwand und verhältnismässig grosse Tiefe markiert. Ein Profil von Orust über das Bocksviktal geben die Fig. 83 und 84.

Die geologischen Verhältnisse an dem Bocksviktal geben, mit den topographischen zusammengestellt, eine Überschiebung an.

Die sich weit hinziehende Fortsetzung der südöstlichen Fjordseite des Gullmarfjords gegen SW den Inseln Hermanö und Skaftö entlang gibt eine Verwerfung an, welche topographisch mit der des Koljörjords übereinstimmt.

Das Eintragen der Kurve für 150 m bot einige Schwierigkeiten. Eine absolute Umgrenzung der Höhenpunkte (ohne Interpolierung) ergibt die punktierte Kurve. Diese macht an dem Nordende des Åbyfjords um Skottefjället eine fast abgeschnürte Ausbuchtung. Sonst erreicht die Zone,

welche über die inneren Teile der Gullmar- und Fräknefjorde streicht, nicht 150 m. Da diese Zone aber von der Erosion offenbar stark beeinflusst worden ist und es an ihrem Westrande Punkte gibt, welche sehr nahe 150 m erreichen, so wurde die eigentliche vollgezogene Gipfelkurve (in Anschluss an das in der Erklärung zur Tafel ausgesprochene Prinzip) hier durch Interpolierung in die Nähe dieser Punkte verlegt. Wir wollen nun diese Zone und den bohuslänischen Höhenrücken besprechen.

Das Gebiet um den See S. Bullaren, das ausserhalb meines Untersuchungsbezirks fällt, habe ich nur von den Höhenpunkten SO von Svarteborg (157 m) gesehen. Während sich an der Westseite des Sees ein Gebiet bis zu 25 km Entfernung überblicken liess, so war die Aussicht über das östliche Gebiet in geringerer Entfernung gehemmt. 4 km N von dem Punkt 160 an der Nordgrenze meiner Karte konnte ich jedoch einen Punkt (Grimserud) mit dem Tubus zu 166 m bestimmen. Bis so weit schien mir die Möglichkeit einer kleinen Verwerfung entlang dem Bullarsee vorzuliegen. In der Talenge S von Svarteborg ist aber keine Verwerfung merkbar.

Skottefjället, auf den alten Karten durch die Ziffer 115 repräsentiert, habe ich sorgfältig untersucht, um zu entscheiden, ob sich diese Höhenpartie durch Spaltentäler abgrenzen lässt. Sie erhebt sich, wenigstens von N und W sehr sanft und ist von zwei sehr grossen Spaltentälern, die bei Berfendal Kirche zusammentreffen, durchschnitten, ohne dass man diesen entlang Verwerfungen finden kann. Nur das Brotal fällt mit der südöstlichen Begrenzung des Höhengebietes zusammen. Es ist möglich, dass hier eine Dislokation vorliegt. Einen Blick auf das Skottefjäll gibt Taf. VI Fig. 2.

Die keilförmige Platte, auf der die Kirchen Håby und Foss liegen und die im N von einer von Dingle bis zum S-Ende des Sees Kärnsjön gezogenen Linie begrenzt wird, erreicht nur etwa 100 m Höhe. Wenn überhaupt eingesunkene keilförmige Schollen in Bohuslän vorkommen, so liegt hier eine vor. Zu dieser Platte gehört L:a Bornö, während St:a Bornö zur Platte des Stångenäset gehört. Zufolge dieser Einsenkung ist es auf Taf. V. Fig. 2 möglich, den Gullmarfjord zu sehen.

Das Land östlich von dem Örekilsälv und dem See Kärnsjön ragt nicht nur über die erwähnte Platte, sondern auch über das Land W des genannten Sees auf.

Letztere Dislokationslinie fällt mit der oben auf geologischen Gründen angenommenen Überschiebungslinie, welche von dem See Kärnsjön nach S und SO längs des östlichen Pegmatitkontakts verläuft, zusammen. Längs der Strecke Saltkällefjord—Byfjord bildet die aus Gneis bestehende Ostseite ein halb zerstückeltes Plateau. Die SW-Seite, die nächst der Grenze fast nur aus Pegmatit besteht, aber weiter im SW von Gneis abgelöst wird, ist nach dem Havstens- und Byfjorden hin durch die Erosion so zerstört, dass sich kein einziger Punkt der Peneplanhöhe nähert. Gegen NW erreichen mehrere Gipfel und zwar sowohl im Gneis wie im Pegmatit

eine beträchtliche und fast gleiche Höhe. Sie schliessen sich auch zu Rücken zusammen, wie der Rücken, der die Steilufer des Saltkällefjordes bildet. Hier lässt sich die Gipfelhöhe sogar besser bestimmen als an dem Rande des NO-lichen Blockes. Es ist nicht sicher, dass hier eine Dislokation des Peneplans vorliegt. Das Panorama Taf. V Fig. 2, das etwa an der Mitte des linken Bildteiles ein Profil über das Tal an dem Pegmatitkontakt gibt (das Tal selbst liegt jedoch hinter einem Berge) verrät auch hier keine Dislokation.

Auf der anderen Seite des Havstens- und Byfjords setzt sich die durch Erosion entstandene breite Niederung fort; sie verläuft hier an der W-Seite der Pegmatitzone und hat in dem breiten Fräknefjord[1] ihren tiefsten Teil. Bei Ljungskile setzt aber die breite Senke ab, falls man nicht im Tal des Ljungså eine Fortsetzung suchen will. Der Fjord wird eng und bekommt steile, hohe Ufer. An dessen Ostseite erreicht Manfjäll 149 m (nur bar. bestimmt). Möglicherweise ist dieser Berg ein Monadnock. Vielleicht ist er aber ein von dem im O erhaltenen Hochplateau durch Erosion abgetrennter Rest. Dann dürfte man eine Verwerfung entlang diesem Teil des Fjordes annehmen müssen, denn Orust, die eine fast horizontale aber gegen S sanft abfallende Platte ausmacht, erreicht hier an dem Fjord nur 117 m, obschon die Höhenbegrenzung ziemlich bestimmt ist und den Charakter des Peneplans aufweist.

Wir wollen nun den Höhenrücken selbst betrachten, der nach meinen Untersuchungen ein Verbindungsglied W der Vänersenke zwischen den Nord- und Südschwedischen Hochländern ist.

Die Höhenplatte des Kynnefjälls setzt sich über den Fluss Örekilsälv fort und dürfte im O mit dem Kroppefjäll Verbindung erreichen, wenn auch der Fluss an der W-Seite von Kroppefjäll in seinem südlichen Teil eine flache Senke markiert, deren Charakter als Erosionstal allein nicht völlig sicher ist (einen Blick über den südlichsten Teil dieser Senke gibt Fig. 85). Jedenfalls setzt die Höhenplatte des Kynnefjälls östlich des Sees Kärnsjön ohne Abbruch bis gegen Uddevalla fort, wo sie 170—180 m erreicht (die höchste früher bekannte Höhe war 142 m).

Unweit S von Uddevalla setzt die 150-Meterstufe wieder ein. Die Berge steigen gegen S rasch auf 160, 170 und 180 m. O von Ljungskile und dem See Skarsjön (120, Taf. III C 7) gibt die Karte S. DE GEERS in treuer Übereinstimmung mit der topographischen eine breite Senke an. Gerade diese Partie erweist sich als eine der schönsten Hochebenen Bohusläns. Sie heisst ja auch Bredfjället. Sie liegt in 170—180 m Höhe; einige kleine Seen liegen hier über 160 m. Eine Detailstudie dieses Gebietes will ich im nächsten Teil geben. 185 m ist näher dem Göta Älv eine gewöhnliche Höhe. An dem Punkt 194 (mit dem P. 137 der geologischen Karte identisch) fand ich die maximale Höhe dieser Gegend. Etwas S von hier hören meine Messungen auf und es existiert eine kleine

[1] Den bisher namenlosen Fjord habe ich nach dem Härad, das sein östliches Ufer bildet, Fräknefjord genannt.

Lücke zwischen meinem Gebiet und den Blättern Göteborg und Borås, wo nivellierte Punkte über 160 m an der W-Seite des Flusses vorkommen. (In der Tat scheint das Gebiet W von Lilla Edet von der Erosion ziemlich aufgelöst zu sein.)

Die Höhenziffern 151, 152 und 156 an der Ostseite des Flusses, welche der alten (nicht publizierten) trigonometrischen Messung (s. o. S. 230) entstammen, gestatten uns, die Kurve des südschwedischen Hochlandes für 150 m so weit gegen den Göta Älv zu ziehen, dass der Zwischenraum zwischen den beiden Höhengebieten als das Durchbruchstal des Göta älvs zu bezeichnen ist (eine Fortsetzung der Verwerfung bei Trollhättan spielt vielleicht noch eine Rolle).

Es sind vier Durchbrüche durch den Höhenrücken vorhanden. Der eine ist der des Göta Älv. Der nächste gegen N liegt NO von Ljungskile, ist nur von geringer Bedeutung, hat aber ein schönes Tal geschaffen. Der dritte befindet sich bei Uddevalla, wo ein beträchtliches Gebiet gegen W entwässert wird. Der See Öresjö gehört diesem Gebiet an und nicht dem des Göta älv.[1] Der vierte Durchbruch ist der des Munkedalsälv. Von dem Punkte an, wo dieser Fluss in den Ellenesee in die Verwerfungslinie eintritt, sollte man einen Abfluss gegen O, in Richtung des Abfallens des niedrigeren Landblockes, erwarten. Er fliesst jedoch gegen W. Es fehlt auch nur wenig, dass der Rådanesee und Långhalmen durch den Munkedalsälv entwässert werden würden. Die aus einer Moräne, vielleicht auch aus Fels bestehende Schwelle reicht nämlich nur 7 m (bar.) über dem Rådanesee.

Ohne Höhenziffern hätte man also, hinsichtlich der Entwässerung, keinen so westlich gelegenen Höhenrücken vermuten können, wie es tatsächlich einen gibt.

Wenden wir uns nun der östlichen Abdachung des Höhenrückens zu. Auf der Landformkarte S. DE GEERs ist die Verwerfung des Kroppefjälls etwa von Rådanefors nach S gezogen. Das Bild der topographischen Karte ist dafür eine Stütze. Nichtsdestoweniger ist das falsch. Der Rådaneforsgegend[2] habe ich viel Aufmerksamkeit gewidmet, um diese Umstände klarzulegen, und meine Karte hat hier recht viele Höhenpunkte.

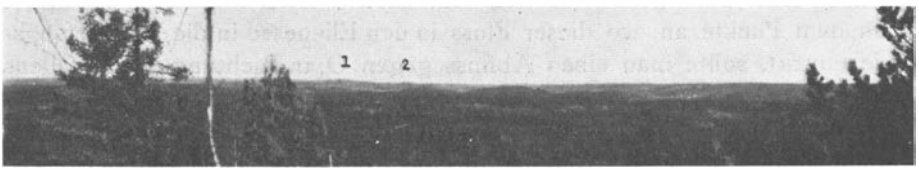
[1] S. NORLINDH*, hat den Abfluss des Sees gegen S und den Göta Älv angegeben und zu diesem »Örsjöå» einen Wasserfall von 300 Pferdekräften verlegt. Dieser Irrtum dürfte darauf beruhen, dass auf der topographischen Karte ein kleiner Bach den Öresjö über drei kleine Seen mit dem Göta Älv verbindet. Ich habe nicht untersucht, ob möglicherweise der höchst belegene von diesen kleinen Seen sowohl gegen den Örsjö wie gegen den Göta Älv abfliesst. Tatsächlich liegen alle drei Seen höher als der Öresjö. Die in meiner Karte eingetragenen Ziffern entstammen einer nicht publizierten alten Nivellierung der kartographischen Landesanstalt (von 1892).

* S. NORLINDH, Den svenska vattenkraftens geografiska fördelning etc. 1924, S. 36 und Karte I: 3. — Översikt av Sveriges Vattenkraft. 1924. S. 36. — Sveriges vattenkraftsresurser. 1925. S. 36 und Karte 3.

[2] Der Name Rådanefors ist von dem Wasserfall zwischen dem Långhalmen und dem Rådane-See auf eine dortige industrielle Anlage übertragen.

Mein Resultat ist, dass die Verwerfung des Kroppefjälls gegen W umbiegt, wie ich auch an Breccien bestätigt fand (siehe oben S. 228) und dass die Dalboebene gegen W sanft ansteigt. Die Ziffern 128 und 127 bei dem Rådanesee deuten an, dass sich diese schmale Landzunge selbständig bewegt hat. Sie bricht aber S vom P. 127 durch O—W-liche Spaltenzonen mit vertikalen Rutschstreifen von dem Keil ab, dessen Spitze sie ausmacht; eine Verwerfung entlang dem Långhalmen lässt sich ebenso wenig wie entlang dem Abfluss des Rådanesees feststellen. — Der Leser kann sich von der Richtigkeit dieser Ergebnisse leicht überzeugen. Tafel VI Fig. 3 gibt nämlich einen Überblick über das betreffende Gebiet von N, wie Fig. 4 von S. Auch Textfig. 85 bestätigt die Ergebnisse.

Der Hebung des Landes folgt auch seine Zerstückelung durch die Erosion. Wegen der letzteren kann man die gehobenen Teile kaum in die Dalboebene einbegreifen. Ich möchte die Bezeichnung Lane-Ryr-Väne-Ryr-Platte für das Gebiet SW von der Linie Rådanefors-Hästefjord-Vänersborg benutzen. Auch Uddevalla liegt auf dieser Platte eingesenkt



Verf. phot. 19/10 1924.

Fig. 85. Aussicht vom P. 158, Taf. III B 7 (Valeberg bei Tosterud) gegen O. Links bis 1 Kroppefjäll, 1=166 W des Rådanesees, 2=128 im Rådanesee. Horizont rechts davon der sanfte Anstieg der geschlossenen S-Seite der Verwerfung.

aber so nahe an ihrem SW-Rand, dass man nicht ohne Gefahr von Missverständnissen die Platte als Uddevallaplatte bezeichnen könnte.

Die rampenähnliche Lane-Ryr-Väne-Ryr-Platte geht nicht ebenso unmerklich in den bohuslänischen Höhenrücken wie in die Dalboebene über. An der S-Seite der Linie Rådanefors-Munkedal kann man zwar keinen Bruch vermerken. Der Punkt 174 erscheint von allen Seiten her betrachtet als ein Monadnock (vgl. Taf. V Fig. 1, Taf. VI Fig. 1 und 3).[1] Der Punkt 148 unmittelbar O davon entspricht viel besser der Peneplanhöhe, wie es sich bei einem Besuche hier herausstellte.

Südlicher muss aber ein Bruch vorliegen, den ich mit der positiven Bewegung in der alten Überschiebungs(?)platte im Gneisgranit-Gneis-Kontakt NW von Uddevalla zusammenstellen möchte (siehe oben S. 217).

Sobald S von Uddevalla der Höhenrücken wieder zur Geltung gelangt, erhebt sich dieser 20—30 m über die bis zum Rand ansteigende Lane-Ryr-Väne-Ryr-Platte. Diese positive Verwerfung folgt zuerst der Breccienzone des östlichen Pegmatitkontakts, dann der Breccienzone,

[1] Der Berg (Hårs kulle) zeigt eher an seiner W- als an seiner O-Seite einen Verwerfungsabfall. — Die Bewaldung ist beträchtlich, der trig. Beobachtungspunkt (Turm) liegt 8, das Signal 13 m über dem Berg.

welche von dem SW-Ende des Öresjö über die Punkte 166 und 162 gegen SO nach dem Göta Älv verläuft.

Sowohl die Lane-Ryr-Väne-Ryr-Platte wie der Höhenrücken kehren aber der Ebene Västergötlands einen schönen Steilrand zu. Die Sprunghöhe beträgt längs der Strecke Trollhättan-Hjärtum 60 m.

Ein Bild von diesen Verhältnissen gibt Taf. VI Fig. 4. Die Aufnahme ist von dem Punkt 166 auf der Breccienzone und an der Böschung des Höhenrückens gemacht, da man von dem Höhenrücken selbst aus, zufolge seines ebenen Charakters im Verein mit einer leichten Bewaldung, keinen Ausblick hat. Vor uns liegt zunächst die Lane-Ryr-Väne-Ryr-Platte mit dem Öresjö eingesenkt und mit einem deutlichen, sanften Anstieg gegen W hin. Über diese ragt das Kroppefjäll auf (Konturen auf dem Original verstärkt). Rechts sehen wir den Rand der Lane-Ryr-Väne-Ryr-Platte gegen den von Halle- und Hunneberg sowie von der Ebene Västergötlands gebildeten Hintergrund. Der nahgelegene Hügel im O gehört auch der genannten Platte an. — Ein guter Aussichtspunkt über das Göta Älv-Tal dürfte der Punkt 186 Grankullen sein, den ich aber im dichtem Nebel besuchte.

Durch die oben behandelten, als Überschiebungen gedeuteten Verwerfungslinien entstehen die westfallenden Horstplatten des Vänersnäs und des Värmlandsnäs wie auch die Kinneplatte. Der grösste relative Höhenunterschied des Kartengebietes (Taf. I Fig. 2) finden wir an der Ostseite von Värmlandsnäs.

Eine Frage von Interesse ist, wie sich der Peneplan zu den Horizontal-Verschiebungen verhält, welche die Dalformation durchsetzen. Nur entlang der sog. Tisselskogslinie ist es möglich, Höhenunterschiede mit den Dislokationen in Verbindung zu bringen. Die Platte, die von dieser Linie und dem Flusstal Laxsjön-Råvarp (das nicht als Dislokationslinie geologisch festgestellt worden ist) begrenzt wird, ist nämlich in ihren Gipfelhöhen etwa 50 m niedriger als die angrenzenden Platten.

Das Alter des Peneplans.

Der Peneplan muss in dem Faltungsgebiet der Dalformation zwischen der Zeit dieser Faltung und der kambrischen Transgression ausgebildet worden sein. Wie verhält sich aber die Zerstückelung des Peneplans zeitlich zu den kambrosilurischen Bildungen? Kann sie möglicherweise präkambrisch sein und kann man also die obere Zeitgrenze der Peneplanbildung in eine frühere Epoche als das Kambrium verlegen?

In der Tat fehlen nicht Andeutungen von Niveauunterschieden während der kambrosilurischen Zeit. MUNTHE wies auf die stark zunehmende Mächtigkeit des Phyllograptusschiefers innerhalb Västergötlands gegen NW und W (Halle- und Hunneberg) hin und deutet das Vorhandensein alter

Landgebiete in diesen Richtungen als eine mögliche Erklärung an.[1] TROEDSSON[2] nimmt aus faunistischen und petrographischen Gründen an, dass die nordischen Silurgebiete schon während ihrer Ablagerung getrennte Becken (»Synklinale») waren.

Die angeführten Umstände sagen nichts über der Rolle der heutigen Verwerfungslinien in den damaligen Niveauunterschieden aus. Es gibt aber andere Gründe, hinsichtlich deren sich die Aktualität der Bruchlinien in der kambrosilurischen Topographie kaum abweisen lässt. So hat HOLM bei Omberg in Östergötland in einem Konglomerat, das wahrscheinlich an der Grenze zwischen Kambrium und Ordovizium liegt, Quarzgerölle gefunden.[3] Bei Lockne in Jämtland fand A. G. HÖGBOM in der Nähe von Verwerfungen in Orthocerenkalk Gerölle des Grundgebirges und führt nach WIMAN an, dass auch in den übrigen Gliedern des Silurs an dieser Lokalität ein Fazieswechsel zu erkennen ist.[3] In dem NW-lichen Teil des närkischen Silurgebietes, also gegen den von einer Bruchlinie markierten Abfall der Kilsbergen hin, kommt nach WESTERGÅRD in einem Konglomerat des obersten Kambriums Quarz reichlich vor.[4]

Diese Tatsachen beweisen, dass in den betreffenden Gebieten die den Silur heute begrenzenden Verwerfungen schon zu Ende des Kambriums zum Teil existierten, und zwar wenigstens in einer Höhe, die der Gesamtmächtigkeit der kambrischen Bildungen entspricht. Dagegen kann man nicht daraus erschliessen, ob sie gerade zu dieser Zeit entstanden oder schon zu einer früheren Epoche da existierten. Es scheint aber hier nur von der Zeit der Sedimentierung des Alaunschiefers die Rede sein zu können, denn in dem Sandstein würde sich die Anwesenheit von Verwerfungsabsätzen im Geröll verraten haben. — Für allmähliche Krustenbewegungen während der kambrosilurischen Sedimentierungsepoche hat HÖGBOM a. a. O. S. 406 den Umstand angeführt, dass die Sedimente, die zwischen den gleichmässigen unterkambrischen Seichtwasserablagerungen und den ebenfalls in Seichtwasser abgelagerten gotlandischen Schichten eingeschlossen sind, in den verschiedenen nordischen Silurgebieten eine sehr wechselnde Mächtigkeit aufweisen.

Eine Methode zur Beantwortung der Frage nach der Existenz präkambrisch nicht ausgeebneter, präkambrischer Verwerfungen in unseren Silurgebieten ist die Untersuchung der Böschungsverhältnisse der Sedimente. Ich will mich hier auf Västergötland beschränken.

Wie MUNTHE (a. a. O., S. 387) nachgewiesen hat, fällt in dem Dislokationsgebiet Billingen-Falbygden die Oberfläche des Grundgebirges

[1] H. MUNTHE, De geologiska hufvuddragen af Västgötabergen och deras omgifning. G. F. F. Bd. 27 (1905), S. 378.

[2] G. TROEDSSON, Grunddragen av skandinavisk-baltiska områdets paleogeografi i kambrosilurisk tid. Förh. 17. Skand. Naturforskaremötet in Göteborg (1923), S. 191—198.

[3] A. H. WESTERGÅRD, Sveriges Olenidskiffrar. S. G. U. Ser. Ca. N:o 18 (1922), S. 47, 88.

[4] A. G. HÖGBOM, Zur Mechanik der Spaltenverwerfungen. Bull. G. I. Ups. Vol. 18: 2 (1916), S. 407.

gegen N mit 0,22 auf 100 und der Sandstein auf derselben Strecke mit 0,19 auf 100. Nach den südlichsten und nördlichsten Zahlen für die Oberfläche des Alaunschiefers lässt sich die Böschung derselben von 0,21 auf 100 berechnen (oder, wenn näher den Höhenpunkten des Sandsteins gelegene Punkte gewählt werden, 0,19). Ähnlich fallen die oberen Schichten einschliesslich der Oberfläche der Diabasdecke.[1]

Kinnekulle liegt auf einer gegen WNW eingesunkenen Scholle. Die Böschungszahlen sind nach HOLM für das Grundgebirge 0,32, für den Sandstein 0,33, für eine mittlere Zone des Alaunschiefers 0,28, für den unteren Graptolitschiefer (Ordovicium) 0,20, alles auf 100 bezogen.[2] In der Differenz der letzteren Böschung von den vorigen kann man das Ergebnis einer ersten Einsenkung der Scholle sehen, die mit dem Auftreten des Quarzgerölls in Östergötland und Närke korrespondiert. Für eine präkambrische Zerstückelung des Peneplans gibt es hingegen keine Belege.[3]

Auf der nächsten Scholle, derjenigen von Kålland, liegt, auf deren eingesunkenem NW-lichen Rand, der Silurberg Hunneberg. In unmittelbarem Anschluss hierzu ruht auf dem gehobenen Rand der nächsten, ebenfalls gegen NW eingesunkenen Scholle von Vänersnäs der Silurberg Halleberg. Beide Berge sind also nur von einer Verwerfung getrennt. Ihre Sprunghöhe ist 30 m. Nach SIDENBLADS Zahlen[4] habe ich versucht, die Böschungsverhältnisse auszurechnen. Die Böschung der Oberfläche des Alaunschiefers beträgt längs der NO-Seite von Hunneberg 0,37, längs der SW-Seite 0,33. Die Oberfläche des Sandsteins fällt längs der SW-Seite 0,39 bis 0,40. Die Böschung des Grundgebirges unter Hunneberg kann nicht bestimmt werden. Nach der NO-Seite von Halleberg beträgt sie etwa 0,36, während die Unterfläche des »Järnberget» *(Ceratopyge)* etwa längs derselben Strecke 0,50 à 0,55 zeigt, alles auf 100 bezogen. Die Mächtigkeit des Sandsteins kann nirgends direkt gemessen werden. SIDENBLADH hat doch einige Wahrscheinlichkeitswerte ermittelt, die als Maxima zu verstehen sind: O-Seite von Halleberg 26, Talwand Hallebergs 25,5, SW-Partie Hallebergs 29 m; S-Seite Hunneberg 23 m.

---

[1] Die gesunkene Scholle (die Oberfläche des Alaunschiefers) fällt eigentlich gegen NNW, was die Resultante der allgemeinen N-lichen Abdachung der Umgegend und des NW-lichen Einfallens der Bruchscholle ist. Wenn die Isobasen nach MUNTHES Ziffern für Alaunschiefer ausgezogen werden, scheint die Bruchscholle in drei Teilschollen gewissermassen zu zerfallen, nämlich Billingen, die südlichen und die südwestlichen Berge.

[2] G. HOLM, Kinnekulles berggrund, S. G. U. Ser. C. N:o 172 (1901), S. 68.

[3] Weiter sind keine Schlüsse zu ziehen. Hätte man eine deutliche Divergenz zwischen der Unterlage und den ältesten Schichten gefunden, so wäre somit das Vorhandensein einer präkambrischen Dislozierung bewiesen. Umgekehrt sollte man annehmen, dass der gefundene Parallelismus eine ältere Dislokation ausschliesse. Hier muss man aber sehr vorsichtig sein, denn innerhalb gewisser Grenzen kann eine primäre Böschung der Unterlage auch in der Schichtung wiederholt werden.

[4] Erl. Bl. Wenersborg, S. 45—47.

Auch die angeführten Zahlen von Halle- und Hunneberg geben für eine Dislozierung des Peneplans schon in präkambrischer Zeit keine Belege. Die Schichten zeigen hier grössere Böschung als an den anderen Bergen und scheinen auf Halleberg diejenige des Peneplans sogar zu übertreffen.[1] Der Umstand, dass der Sandstein auf dem gehobenen Rand seine volle Mächtigkeit hat, ist für die Frage entscheidend.

Die Halle- und Hunneberg trennende Dislokationslinie ist weiter dadurch von Interesse, dass sie über Trollhättan fortsetzt, wo das Tal in den Wasserfällen völlig freigelegt ist und wo sich die Dislokation als eine Überschiebung erweist. Die Sprunghöhe bei Trollhättan beträgt etwa 55 m, also fast das doppelte von dem zwischen Halle- und Hunneberg. Dieses findet seine Erklärung darin, dass hier die Vänersnäslinie von der ähnlichen, gleichsinnigen Vassbottenlinie verstärkt ist, die bei Vänersborg etwa 30 m erreichen dürfte. (Von diesem Betrag kommt sehr wenig (vielleicht 5 m) auf eine Abzweigung, die W von Trollhättan nach Åkerström verläuft; der Hauptzweig geht über Trollhättan.)

Da die Verwerfung bei Trollhättan sich also gegen N in eine N-liche (die Vassbottenlinie) und eine NO-liche (die Vänersnäslinie) aufteilt, von denen letztere durch erhaltene silurische Schichten sich wenigstens jünger als das Kambrium erweist und die Vassbottenlinie der Vänersnäslinie völlig analog ist, so gibt es keinen Grund, die heute topographisch hervortretende Verwerfung bei Trollhättan als präkambrisch anzusehen.

Der Peneplan ist also in Westschweden erst (während und) nach der kambrosilurischen Sedimentierung durch Dislokationen zerstückelt worden. Man muss darum, besonders angesichts der vorzüglichen Ausebnung der jungpräkambrischen Faltung, annehmen, dass die Ausbildung des Peneplanes noch bis ins Kambrium fortgedauert hat.

21. Geologische Ereignisse im Lichte der Spaltenbildungen.

Die Spalten des Granites wurden in folgende Gruppen eingeteilt:

Muskovitzugspalten streichen NNO, fallen WNW teils 70°, teils 40° (in verschiedenen Gegenden verschieden). Obwohl sie gedehnt sind, zeigen sie zuweilen Rutschstreifen in der Fallrichtung.

Gleitspalten streichen wie die vorigen; fallen teils 40° WNW teils flach O und zwar immer so, dass sie mit den vorigen einen Winkel von 45° bilden. Sie haben immer Rutschstreifen in der Fallrichtung und das Hangende ist gegen WNW verschoben.

N—NO-Spalten sind N bis NO streichende, vertikale Spalten mit

[1] Ob man in der etwas geringeren Böschung des Alaunschiefers derjenigen des Sandsteins gegenüber eine oberkambrische Senkung sehen darf, mag aber dahingestellt sein.

horizontalen Rutschstreifen und überwiegender Quarzverkittung (in 90—91 % der beob. Fälle).

WNW—NW-Spalten sind ebenfalls vertikale Spalten mit horizontalen Rutschstreifen, aber mit einer Kalzitverkittung (100 % der beob. Fälle).

Im Gneisgebiet kommen die Muskovit- und Gleitspalten nicht vor; dagegen wohl die quarzverkitteten N—NO- und die kalzitverkitteten WNW—NW-Spalten. Häufiger sind aber im Gneisgebiet quarzverkittete O—W- und ONO-Spalten, welche nicht im Granit vorkommen und deshalb älter sind. Die O- und W-fallenden Überschiebungsflächen des Gneises wurden in einem besonderen Kapitel behandelt.

Die vorgranitischen vertikalen Spalten wurden, soweit z. Z. möglich, im Kapitel 18 erörtert. Die Spaltenbildungen des Gebietes, die nach der Intrusion des Pegmatites und Granites stattfanden, wurden aber in verschiedenen Kapiteln behandelt und bedürfen einer Zusammenstellung. Zuerst soll die oben aufgeschobene Frage von dem Verhältnis der N—NO- zu den WNW—NW-Spalten aufgenommen werden.

Die N—NO- und die WNW—NW-Spalten.

Meine erste Zusammenstellung war wie folgt. Die N—NO-Spalten sind sehr alt. Als ihre frühen Vorläufer im Granit können die Muskovitzugspalten betrachtet werden, da ihre horizontale Druckkomponente NNO gerichtet war, wenn sie aus einem einfachen Druck hergeleitet werden. Gleichzeitig mit den N—NO-Spalten sind wahrscheinlich die NO-einfallenden Verschieferungszonen, da sie, als Überschiebungszonen aufgefasst, denselben Druck voraussetzen.

In devonischer Zeit wurden die N—NO-Spalten wieder geöffnet und besonders die N-Spalten dienten nach erfolgter Dehnung den Gängen der Osloeruptive. Diese Dehnung stand mutmasslich mit einer ersten Einsenkung des Skagerraks in Zusammenhang. Die breiten Rhombenporphyrgänge zeigen reichliche WNW bis NW verlaufende vertikale Spalten, die mit den gleich streichenden Spalten des Granites korrespondieren. Teilweise setzen sie über den Kontakt fort. Ebenso wie sie in dem Granit mit den Klüftungsrissen verbunden sind, zeigt oft der Porphyr dichtliegende, haarfeine Risse, welche mit den WNW—NW-Spalten des Granits parallel verlaufen. Dieselben Spalten, welche im Granit immer kalzitverkittet sind, lassen sich auch im Gneis als kalzitverkittete Spalten verfolgen. Hier sind sie mit den WNW verlaufenden, oft in ihrer Längsrichtung kalzitbrecciierten Diabasgängen verknüpft. Die NW-fallenden Überschiebungsflächen des Vänergebietes setzen für ihre Bildung denselben Druck voraus. Die Diabase zeigen gewisse Analogien mit den postsilurischen Trapparten Västergötlands (u. a. sind die monzonitischen Partieen identisch), welche höchst wahrscheinlich im Zusammenhang mit den erwähnten Dislokationen aufdrangen. So ergab sich ein schöner Zusammenhang zwischen einer

Serie von Ereignissen, welche alle einen OSO—WNW-lichen Druck voraussetzen und in Västergötland frühestens obersilurisch, in Bohuslän frühestens devonisch und nicht unwahrscheinlich herzynisch sind (vgl. den Befund KOLDERUPS betr. einer postorkadischen Überschiebung gegen W in dem norwegischen Westlande[1]). In dieselbe Epoche lassen sich die NW-Gänge Skånes verlegen.

Diese Resultate wurden hinsichtlich des Altersverhältnisses der beiden tektonischen Epochen (des NO- und des NW-Druckes) 1924 publiziert, hinsichtlich der Einheitlichkeit der letzteren Epoche, mit petrographischer Begründung, der geologischen Sektion zu Upsala d. $^2/_3$ 1926 vorgelegt. Wären dann meine Untersuchungen nicht fortgesetzt worden, so dürften die Resultate dieser Abhandlung eindeutiger als jetzt erschienen sein. Die fortgesetzten Untersuchungen haben zwar nicht völlig zwingende Gründe dargebracht, das hier kurz referierte System aufzugeben. Dieses ist aber nicht länger die einzige Deutung, eine andere ist wahrscheinlicher geworden.

Die mit umfangreicherem Material erweiterte petrographische Untersuchung ergab, dass die WNW-Gänge viel mehr einerseits mit den präkambrischen Diabasen, andrerseits mit den Essexiten übereinstimmten als mit den Trapparten Västergötlands. War es nun möglich, dass ein Teil der WNW—NW-Spalten ein höheres Alter als der Rhombenporphyr besass? Fast alle bis dahin nicht untersuchten Teile dieser Gänge wurden studiert. Die Untersuchungen ergaben anfangs genau die früheren Resultate. Endlich wurde aber nachgewiesen, dass die Spalten der Gänge (sowohl die diagonalen als auch die Querspalten) nur den Gängen selbst angehören und ganz zufällig mit den WNW—NW-Spalten des Granites korrespondieren. Der häufige Fall, dass die Spalten über den Kontakt hinwegsetzen, wurde an den freigespülten Schären als eine klar hervortretende kontaktmetamorphe Einwirkung von Seiten des Ganges bewiesen. Die WNW-Spalten des Granites sind sogar zuweilen von dem Porphyrmagma intrudiert und öfters von dem Gang abgeschnitten. Sie führen durchgehends, auch in der Nähe der Gänge, Kalzit, die gleich streichenden (wie alle) Spalten des Ganges hingegen Quarz.

Da nun die WNW—NW-Spalten älter sind als der Rhombenporphyr, so könnten die Diabase der WNW-Gänge als essexitisch aufgefasst werden. Der sie erzeugende Druck wäre dann mit dem kaledonischen Faltungsdruck gleichzustellen. Obwohl ich diese Deutung noch möglich halte, so stehen ihr doch zwei schwerwiegende Tatsachen im Wege. Die Pressung des Diabases in der Breccie der Dalformation ist für die Frage zwar nicht entscheidend, zumal dieser Diabas nicht sicher derselbe wie der der Gänge ist. Aus der Göteborger Gegend führt aber H. E. JOHANSSON Beispiele einer teilweise kräftigen Verschieferung dieser Gänge an. Die andere Schwierigkeit ist, dass die zum Essexit gerechneten ultradiabasischen

[1] C. F. KOLDERUP, En postorkadisk overskyvning i det vestlige Norge. 17. skandinaviska naturforskaremötet i Göteborg 1923, S. 173.

Gesteine der Lysekilsgegend nur die N- und NO-Spalten benutzen, auch wo diese von ebenso guten WNW-Spalten gekreuzt sind. Hier bin ich auf den Gedankengang eingegangen, ob nicht dies limburgitische Gestein (früher von mir Pikritporphyrit genannt) ein Lamprophyr sein könnte.[1] Seine Ähnlichkeit mit dem Madeirit der Strömstadgegend, der mit Olivindiabas verknüpft ist (S. 40 Fussnote 2), und ferner der jugendliche Charakter der Spalten, in welchen er auftritt, mit den Pegmatitgangspalten verglichen, scheinen mir doch diesen Gedanken zurückzuweisen. Da nun überdies der Diabas in seinen Variationen besser mit den präkambrischen Diabasen als mit dem Essexit übereinstimmt, so finde ich ein präkambrisches Alter wahrscheinlicher.

Der Befund, dass die WNW-Spalten nur scheinbar den Rhombenporphyr durchsetzen, war für die Bestimmung des relativen Alters der WNW—NW-Gänge und der N—NO-Gänge überhaupt verhängnisvoll. In der S. 143 beschriebenen Spaltenkreuzung wäre fortdauernd ein Beweis zu sehen — falls die dortige NO-Spalte zu der gemeinen Gruppe der NO-Spalten gehört, was nicht wahrscheinlich erscheint. Eingehende Nachforschungen in anderen Gebieten gaben keine Auskunft.

Da nicht länger eine Verschiedenheit der Spaltensysteme im Verhältnis zum Rhombenporphyr vorliegt, ist auch das vornehmste Hindernis für die Anwendung des Cloosschen Systempaares (STIELER[2]) weggefallen. Die N—NO-Spalten sollten wohl am besten dem Mohrschen Systempaar entsprechen; dazwischen liegen ja doch Spalten, welche als Cloossche Q-Flächen aufgefasst werden können, wenn sie sich auch in keiner Hinsicht von den diagonalen unterscheiden. Die WNW—NW-Spalten sind dann die S-Flächen. Wie letztere liegen sie in der Teilbarkeitsrichtung.

Das nächste Hindernis — die verschiedene Verkittung der beiden Spaltengruppen — könnte man möglicherweise so erklären wollen, dass alle Spalten bei ihrer Entstehung kalzitverkittet wurden und dass während einer späteren Epoche die Q-Klüfte wieder geöffnet und dann quarzverkittet wurden. Waren aber zu der einen Zeit die S-Klüfte notwendig, so sollten sie es wohl auch zu der anderen sein? CLOOS selbst scheint die S-Klüfte als eine Art »Selbstspalten» aufzufassen, die nur von der Streckungsstruktur bedingt und mineralarm sind. Es ist nicht möglich, die WNW—NW-Spalten auf diese Weise zu deuten. Sie unterscheiden sich von den N—NO-Spalten nur darin, dass sie häufiger auftreten. Wie diese sind sie nicht selten auf diagonale Richtungen aufgeteilt, zeigen ebensogute Rutschstreifen und auch die Verkittung ist, wenn man die geringe Beständigkeit des Kalzites berücksichtigt, kaum geringfügiger. Vor allem gehen die Spalten in kleine Breccien über. Ihre bestimmte

[1] Der alkaline Charakter des Pyroxens in diesem Gestein könnte durch die Feldspatarmut erklärt werden und braucht nicht notwendig als Anzeichen der Zugehörigkeit einer Natronserie angesehen werden (vgl. meinen Ausspruch S. 112, der in meiner späteren Untersuchung des Essexites begründet wurde).

[2] Zentralbl. Min. 1922, S. 666.

Verkittung ohne Variation deutet ferner darauf hin, dass sie alle in einer bestimmten Epoche entstanden. Ihr Zusammenfallen mit der Teilbarkeit beruht darauf, dass sie die Teilbarkeit bedingen (indem sie kleine Risse in Gefolgschaft haben, was auch ausnahmsweise die anderen Spaltengruppen haben können). Mit der von den Muskovitzugspalten angegebenen Streckung sind sie zwar im Grossen parallel, können aber sehr verschiedene Stellungen zu dieser einnehmen.

Aus diesen Gründen kann ich nicht das CLOOSsche Systempaar auf die vorliegenden Verhältnisse verwendbar finden, umsoweniger, da von Seiten der Technik für dasselbe noch keine Begründung vorliegt.

Die WNW—NW-Spalten und die N—NO-Spalten sind einander zu wenig ähnlich, um ein Mohrsches, zu sehr ähnlich, um ein Cloos'sches Systempaar zu bilden. Sie müssen meiner Meinung nach als analoge Bildungen aus verschiedenen Epochen aufgefasst werden.

Für die Frage nach dem relativen Alter dieser Spaltengruppen sollen die ältesten Spalten zu Hilfe herangezogen werden.

Die ältesten Spalten des Granites geben deutlich einen Schub an, durch welchen die oberen Teile gegen W geschoben worden sind. Sind die Schubkräfte tektonisch, und nicht Nachwirkungen eines intrusiven Druckes, z. B. ein Einsinken des Massives im O, welche nur eine Zeitlang sich geltend machen und die tektonischen Kräfte verschleiern, so geben sie ein WNW—OSO-liches Streichen des tektonischen Druckes an. Das machen aber auch die WNW-Spalten. Das Schubsystem der Muskovit- und Gleitspalten kam aber nur der verhältnismässig plastischen Phase des Granites zu, sie wurden aber danach von vertikalen Spalten (wie auch von einem Teil der Bankfugen) abgelöst, welche auch den Gneis durchsetzten. In ihrer Verbreitung gleichmässiger als die N—NO-Spalten schliessen sich die WNW—NW-Spalten näher den ältesten Spalten des Granites an und deuten auf eine grössere Tiefe als es die N—NO-Spalten tun. Da die Paragenese der ältesten Spalten des Granits mit Kalzit endet, so lassen sich die durchgehends WNW—NW gerichteten Spalten leichter als die N—NO-Spalten mit den erstgenannten verknüpfen. Letztere gehören dann einer späteren Epoche an.

Es wurde oben gezeigt, wie durch horizontale Differentialbewegungen teils die NO-Spalten entstanden, teils dem Limburgitmagma Platz geschaffen, teils der Limburgit leicht brecciiert wurde. Deswegen ist es sehr verlockend, diese Prozesse zeitlich zusammenzuführen. Der Spaltenquarz sollte dann während der Zeit zwischen der Eruption des Limburgites und denen des Rhombenporphyrs entstanden sein.

Letztere Konsequenz ist zwar insofern befremdend, als man kieselsaure Lösungen ungern mit einer ultrabasischen Eruption verbinden möchte. Die Gesteine dieser Eruption weisen jedoch einen grossen Wassergehalt auf. Es kann also eine beträchtliche Wasserzufuhr durch die Spalten nach der Eruption stattgefunden haben und dadurch Kieselsäure aus dem Granit ausgelaugt und in die Spalten wieder abgesetzt worden sein. In

Skåne werden die (post-)silurischen Diabasgänge von Quarzgängen überquert, welche H. E. JOHANSSON[1] den termalen Nachwirkungen der tertiären Basalteruptionen zuschreibt, Weiter ist die verschwindend kleine Masse der ultrabasischen Eruptive im Vergleich mit dem sauren Magma des Rhombenporphyrs zu beachten; die Möglichkeit scheint nicht ausgeschlossen, dass das Syenitmagma schon vor seiner Eruption zu dem Kieselsäuregehalt der Lösungen hat beitragen können. Die Kontraktionsspalten der Rhombenporphyrgänge sind durchgehends quarzverkittet (nur in einem Falle wurde ausser Quarz etwas Kalzit als letzte Ausfüllung beobachtet). — Jedenfalls deuten an dem Madeirit gewisse Züge einen zunehmenden Kieselsäuregehalt der magmatischen Lösungen an; Quarz findet sich in den Hohlräumen einiger Gänge; auf Halsarholmen ist der Olivin von Albit (siehe oben S. 36—38), auf Tjurholmen von Quarz (S. 40 Fussnote) verdrängt worden.

Wie auf Taf. I fig. 2 (NW-Ecke) sichtbar, ist das Larvikmassiv, das mit der Rhombenporphyreruption zusammenhängt, von N—S-Spalten charakterisiert.

Die Tektonik des Pegmatits und die des Granits.

Das Zusammenfallen der Pegmatitzone mit einer ausgesprochenen Verschieferungs-, wahrscheinlich Überschiebungszone lässt vermuten, dass der Pegmatit durch diese Zone aufdrang. Sie setzt wahrscheinlich über den Kärnsjön gegen N und NO fort. Der NO—SW-liche Druck im S ist wahrscheinlich eine in Zusammenhang mit der Löffelform stehende Umbiegung eines allgemeinen ost—westlichen.

Wie aus oben angeführten Beobachtungen und Gründen hervorgeht, bildet das Granitmassiv eine gegen O flach fallende, zungenförmige Platte und dürfte in einer ähnlichen Zone aufgedrungen sein.

Der Granit durchbricht bei Dingle den Pegmatit. Verschieferungszonen wie die des Pegmatits sind nicht im Granit beobachtet worden. Dagegen finden sich in dem Gneisgranit auf Väderöarne Anzeichen einer ähnlichen gleichgerichteten Überschiebung. Die Schubrichtung bei der Erstarrung des Granites war gegen WNW, in der Gegend von Hunnebostrand WSW. Ist die Auffassung von der Schieferung des Pegmatits als einer teilweise protoklastischen richtig, so hat sich die Druckorientierung von der Erstarrung des Pegmatits an bis zu der Erstarrung des Granites von O—W oder ONO—WSW zu OSO—WNW bis SO—NW gedreht. Die Kalzitspalten sind ja auch in dem Gneis vertreten und zwar im Allgemeinen mit WNW-licher Richtung, wie in dem südlichen Teil des Granitgebietes.

[1] G. F. F. Bd. 36 (1914), S. 117.

Beziehungen zu der Dalformation.

Die Kärnsjölinie besitzt ein Gegenstück in den nach Westen tauchenden Bogenflächen der Vänerüberschiebungen. Sie setzen einen W—O- bis NW—SO-lich orientierten Druck voraus; NW—SO-lich scheint der Druck der Horizontalverschiebungen gewesen zu sein. Früher als diese Bewegungen dürfte wohl die eigentliche Faltung stattgefunden haben. Der Faltungsdruck war W—O orientiert. (Es ist möglich, dass die ältesten Faltungsbewegungen sogar einem mehr SW—NO-lichen Druck ihre Entstehung verdankten. In gewissen NW streichenden Falten sind nämlich nur die Gesteine der älteren Serie vertreten.) Während des ganzen Zusammenschubs der Dalformation scheint also der Druck eine Drehung durchgemacht zu haben, nämlich von W—O (oder SW—NO) nach WNW—OSO oder teilweise NW—SO. Es ist dies dieselbe Drehung, die wir in Bohuslän fanden. Die der Pegmatitzone am nächsten liegende Synklinale der Dalformation, die W von Vänersborg in Bohuslän eingreift, zeigt mit der Pegmatitzone eine auffallende Konformität. Die Überschiebung in der Pegmatitzone ist gleichzeitig mit dem Zusammenschub dieser Antiklinale erfolgt. Die spätere positive Bewegung in dem südöstlichsten Teil (mit der Quarzplatte) gehört möglicherweise schon dieser Epoche an, da zu Ende derselben der Druck mehr NW—SO gerichtet war.

Die ältesten vertikalen Breccienplatten, welche die Dalformation durchsetzen, scheinen quarzverkittet zu sein (vgl. die eben genannte Quarzplatte und die kleinen Mylonitplatte bei Gategården (Torp) in Hjärtum, S. 73). Zu dieser Zeit war der Bohusgranit noch nicht erstarrt oder befand sich unter Schub. Erst die Kalzitspalten sind für das ganze Gebiet gemeinsam.

Da die ost- und westtauchenden Bögen dieselbe tangentiale Kraft verlangen, können sie mit grösster Wahrscheinlichkeit als gleichzeitig entstanden angenommen werden. Gemäss dieser Zusammenstellung ist im Verhältnis zur Entstehung der Bögen die Faltung der Dalformation unmittelbar vorausgehend bis gleichzeitig, die Pegmatitintrusion gleichzeitig, die Granitintrusion oder wenigstens die Erstarrung des Granites später.

Hier knüpft sich das grösste Interesse an die in der Litteratur unentschiedene Frage von dem Verhalten der Dalformation zu den Graniten (siehe oben S. 29). Von seiten des Geologischen Instituts zu Upsala, in erster Linie des Assistenten Fil. Mag. Herrn D. MALMQVIST ist in den zwei letzten Jahren dieser Frage einige Aufmerksamkeit gewidmet worden und es wurden Befunde aufgedeckt, welche für die Auffassung von ERDMANN und HUMMEL sprechen, dass ein jüngster Granit jünger als die Dalformation ist.

Das Alter der Intrusionen.

Der Bohusgranit gehört dann dem Alter nach zu den Rapakivigraniten und hat zu Ende der epijatulischen Faltung intrudiert. Für eine vulkanische Tätigkeit in Bohuslän in dieser Epoche spricht schon das Hakefjordsmassiv (S. 26—29). Seine Verbindung mit ONO-streichenden Gängen spricht auch für einen latitudinalen Druck. Wahrscheinlich ist aber der ganze Fjord in einer streichenden Schieferungszone angelegt und das Magma kann deshalb auf ähnlichem Wege wie der Pegmatit und der Granit aufgedrungen sein.

Da die WNW-Gänge nicht in dem Granit auftreten, könnte man vermuten, dass sie älter sind. Sie durchsetzen jedoch den Pegmatit mit dichtem Salband und sind eher jünger als der Granit. Ist die vom Diabas intrudierte Breccie der Dalformation eine Verwitterungsbreccie, so hat diese wahrscheinlich ein jotnisches Alter und der Diabas ist dann, wie oben aus petrographischen Gründen vermutet, epijotnisch. Ist die Breccie eine Überschiebungsbreccie, so kann auch der Diabas von subjotnischem Alter sein.

Die Entstehung der heutigen Bruchtopographie.

In kambrischer Zeit waren die von früheren Spaltenbildungen herrührenden Niveauunterschiede eingeebnet. Von unregelmässigen Landhebungen und Landsenkungen während der kambrischen und silurischen Zeit sprechen die Fazienwechslungen in Fauna und Sedimentierung. Von einem gerichteten tangentialen Druck während dieser Epochen wissen wir nur, dass die kaledonische Geosynklinale angelegt wurde und zu Ende des Silur die Faltung eintrat, die im Oslogebiet von einem NNW—SSO-Druck bewirkt wurde.

Da nun die postkambrischen Niveauunterschiede im Vänergebiet sich sowohl durch Überschiebungen an NW fallenden, als auch durch positive Bewegungen an einer NO fallenden Platte (bei Öresjö) erklären lassen, so liegt es nahe an der Hand, diese Bewegungen als kaledonisch anzusehen und die Diabasdecken Västergötlands als epikaledonisch zu deuten.

Die ersten sicher datierbaren Zeugen der Spaltenbewegungen Bohusläns sind die devonischen Gänge. Jene setzen einen N—S-lichen Druck voraus. Die Eruption der ultrabasischen Gesteine geschah im Lysekilsgebiet in Mohrschen Spalten, die nur streckenweise, und zwar als Folge von Horizontalbewegungen offen waren. An ähnlichen Spalten im Strömstadsgebiet ist eine Tension zu erkennen. Die Rhombenporphyreruption war mit einem beträchtlichen und ungewöhnlich gleichmässigen Zug innerhalb derjenigen der früher geschaffenen Spaltenzonen verbunden, die der Küste parallel verlaufen. Das zeugt von

einem Zusammenhang zwischen diesem Zug und der Flexureinsenkung des Skagerrak.[1]

Die Spaltenkreuzung bei Aleviken (s. o. S. 148, Fig. 39 a) zeugt nicht nur von Zug sondern auch von Druck in den von Rhombenporphyr eingenommenen Spaltenzonen. Von der längeren Dauer dieses N—S-Druckes zeugt die schöne N—S-Klüftung des Larvikites, der den Hauptteil der NW-Ecke der Tafel I Fig. 2 einnimmt.

In Bohuslän dürften einige Brüche zu der devonischen Zeit durch horizontale Bewegungen entstanden oder wiederbelebt worden sein. Die Håby-Foss-Platte wurde eingesenkt und die südliche Fjordseite gehoben, wie auch die Orust-platte von neuem überschoben wurde.

Was die Küstenlinie selbst betrifft, so ist diese eine sehr bedeutungsvolle tektonische Flexurlinie, welche auch Skåne überquert und auf dem Kontinent als eine tektonische Linie vom höchsten Range hervortritt. Sie ist die SO-Begrenzung des baltischen Schildes. In Skåne hat G. DE GEER ein teilweise kretazisches Alter dieser früher allgemein als tertiär angesehenen Linie nachgewiesen. Die obige Annahme eines devonischen Alters der bohuslänischen Skagerrak-Küste entspricht auch den Verhältnissen auf dem Kontinente. In den herzynischen und tertiären Epochen hat diese Linie eine grosse Rolle gespielt. Im Tertiär entstand wohl das Tiefbecken des Skagerrak.

Es ist möglich, dass die Einsenkungen des Vänergebietes teilweise ziemlich jung sind. Sehr bemerkenswert ist, dass der Halleberg, der gerade auf dem gehobenen Rand der Vänersnäsplatte liegt, trotzdem der Denudation entgangen ist. Auch Kinnekulle liegt nicht in ähnlicher Weise wie die Berge von Falbygden eingesenkt. A. H. WESTERGÅRD[2] hat den seltsamen Umstand angeführt, dass man auf dem Gebiete des Blattes Mariestad keine Blöcke vom Kambro-Silur findet, und deutet die Möglichkeit an, dass die Einsenkung des Vänerbeckens verhältnismässig spät vor sich gegangen sei. Von grösserer Bedeutung müssen aber Untersuchungen an den westlicher gelegenen Ufern sein; hier müssen Blöcke aus den tieferen Teilen des Vänersees anzutreffen sein.

Doch hier bewegen wir uns fast ausschliesslich auf dem Gebiete der Vermutungen und möglichen Konnektionen.

---

[1] G. DE GEER hat auch 1891 (G. F. F. Bd. 13, S. 299) und 1902 (Blatt Strömstad, S. 29) die Hebung der Koster-Väderö-Platte in diese Epoche verlegt, setzt sie auch 1910 (Congr. Int. XI:e Sess. S. 858) mit der Einsenkung des Skandik in Verbindung. Da die Rhombenporphyrgänge viel weiter fortsetzen als die Tiefrinne des Kosterfjords und genau so weit wie das Skagerrak, so dürfte die Verknüpfung der Gänge mit dem Skagerrak, richtiger als mit der Tiefenrinne von Koster sein, wenn auch beide Senken wahrscheinlich gleichzeitig sind.

[2] S. G. U. Ser. A. a., N:o 163.

Inhalt des ersten und zweiten Teils.

Vorwort 1
Einleitung 3

Teil I. Das Grundgebirge des Gebietes und die postarchäischen Magmengesteine Westschwedens.

1. Das Gneisterrain 4
2. Die alten Grünsteingänge des äussersten Küstenstriches 6
3. Der Pegmatit 9
   - Geologisches Auftreten 9
   - Struktur 9
   - Seltnere Mineralien 11
   - Beziehungen zum Bohusgranit 11
4. Der Bohusgranit
   - Ausbreitung 13
   - Zusammensetzung und Typen 13
   - Mikrostruktur 14
   - Schollen, Assimilation, Schlieren, Parallelstruktur
     - Allgemeines 15
     - Spezielles 17
   - Intrusionsform 21
   - Explosionsröhren 24
   - Alter 25
5. Das Hakefjordsmassiv
   - Geologisches 26
   - Petrographisches 28
   - Alter 29
6. Die Dalformation 29
7. Die jüngeren N—S-Gänge Bohusläns
   - Madeirit
     - Geschichtliches 31
     - Gesamtcharakter 34
     - Die einzelnen Gänge 36
     - Der Name 41
   - Limburgitisches Gestein 41
   - Rhombenporphyr 45
     - Der Bau der Einsprenglinge 46
     - Die Optik der Einsprenglinge 49
     - Die Einsprenglinge des Oslo-Rhombenporphyrs 53
     - Die Grundmasse (Bohuslän) 55
     - Die Grundmasse des Oslo-Rhombenporphyrs 66
   - Diabase, die zum Ganggefolge des Rhombenporphyrs gehören . . 69
   - Die Stellung der N—S-Gänge zum Oslofelde 71

8. Die WNW verlaufenden Gänge im westlichen Schweden.
Im mittleren Bohuslän
Der Torp-Ranneberg-Gangzug 72
Der Gang zu Kvistrum 75
Die WNW-Gänge in der Gegend von Göteborg 75
Der Tuve-Gang 76
Die Billdal- und Heden-Gänge 78
Der Slottsskogen-Gang 79
Die WNW-Gänge in Dalsland
Die Billingsfors-Gänge 80
Die Gänge bei dem See Stora Lee 85
Die Gänge östlich des Sees Laxsjön 85
Der Diabas der Breccie 86
9. Die paläozoischen Diabase Västergötlands (und Skånes).
Allgemeines
Geologisches 87
Petrographisches 88
Kinnekulle 90
Kinnetypus 91
Monzonit 93
Salbandstypus 94
Kluftorte 94
Beziehungen des Monzonits zum Kinnetypus 95
Halle- und Hunneberg 96
Normaler Hunnetypus 96
Ein abweichender Typus 97
Rückblick 99
10. Diabasgesteine auserhalb Westschweden, die Analogien zu den westschwedischen WNW-Gängen zeigen.
Die Essexite des Oslo-Feldes 101
Schwedische präkambrische Diabase 103
Der Åsbydiabas in Dalarne (Dalekarlien) 103
Der Åsbydiabas an der Küste Nordschwedens 105
Die Olivin- und »Enstatit»-Diabase Smålands 106
Der Hälleforsdiabas 106
Die Bronzit- und Olivindiabase Bergslagens 107
Die Bronzitdiabasgänge westlich des Vättersees 109
Die Bronzitdiabase Östergötlands 110
11. Die Stellung der WNW-Gänge West-Schwedens.
Die monoklinen Pyroxene und die Diagnose 111
Beziehungen zu den postsilurischen Diabasgesteinen 112
Beziehungen zu den postjotnischen Diabasgesteinen 114
Beziehungen zu den subjotnischen Diabasen 115
Schlussfolgerung 115

Teil II. Spaltentektonik und Bruchtopographie.

12. Allgemeines über Spaltenbildungen.
Spalten in Experiment und Theorie 116
Einfacher Druck (Kompression) 116
Zug (Tension) 119
Schub (Rotation) 119

Kreuzbiegung oder Schraubdrehung (Torsion) 119
Die Spalten des Gesteinsgrundes 120
13. Die Entwicklung der Bruchlinien.
Die Spaltenzonen 122
Reibungsbreccien 127
14. Die ältesten Spalten des Bohusgranites.
Die Pegmatitgänge 129
Die Muskovitzugspalten 130
Die Gleitspalten 132
Die Beziehungen zwischen den Zug- und den Gleitspalten . 134
Was bedeuten die Zug- und Gleitspalten? 135
15. Die jüngeren vertikalen Spalten des Bohusgranits.
Charakter.
Streichen 138
Rutschstreifen 139
Verkittung 139
Die Art des Auftretens 141
Die relativen Altersverhältnisse.
Die Beziehungen zu den älteren Spalten 142
Das Verhältnis der N- zu den NO-Spalten 144
Das Verhältnis der NW-Spalten zu den N- und NO-Spalten . 144
Das Verhältnis der N- und NO-Spalten zu den Ganggesteinen 145
Das Verhältnis der NW-Spalten zu den Ganggesteinen und die Klüftung der Gänge 150
Zusammenfassung des Kapitels 15.
Die jüngeren Spalten des Granites 162
Die Klüftung der Gänge 162
16. Die Klüftbarkeit des Bohusgranites.
Die liegende Klüftbarkeit 164
Die stehende Klüftbarkeit 165
Die stehende Klüftbarkeit und die NW-Spalten 166
Klüftbarkeit und Streckung 169
Mikroskopisches 170
17. Die flachliegende Absonderung oder Bankung.
Litteratur 174
Beobachtungen.
Beziehungen zu Parallelstruktur und Oberflächenform 180
Beziehungen zum Vulkanismus 190
Beziehungen zu anderen Spalten 192
Bewegung in Bankfugen 194
Schuppung 195
Prüfung der Hypothesen.
Schrumpfung 197
Tektonischer Druck 200
Struktur, Belastungsdruck, Verwitterung 200
Atmosphärische Temperaturschwankungen 201
Entlastung 202
Zusammenfassung des Kapitels 17 204
18. Die vertikalen Spalten des Gneisgebietes.
Bewegungen 206
Warum ist die Sprungrose des Gneisgebietes eine andere als die des Granits? 207

Verkittung 211
Die vorgranitischen Spalten 213

19. Die geneigt orientierten Breccienplatten des Gneisgebietes.
Nach O und NO einfallende.
Der Gneisgranit- Gneis-Kontakt bei Uddevalla 217
Der östliche Pegmatitkontakt 217
Das Henån-Tal 222
Das Bocksvik-Tal und seine Fortsetzung gegen N und NO . 223
Väderöbod 226
Nach W und NW einfallende.
Die Kålland-Värmlandsnäs-Linie 226
Die Vänersnäslinie 227
Die Vassbottenlinie 227
Die Kroppefjäll-Linie 227

20. Die Höhenverhältnisse.
Die Karten 228
Der Peneplan 231
Die Deformierung des Peneplans 231
Das Alter des Peneplans 239

21. Geologische Ereignisse im Lichte der Spaltenbildungen.
Die N—NO- und die WNW—NW-Spalten 243
Die Tektonik des Pegmatites und die des Granites 247
Beziehungen zu der Dalformation 248
Das Alter der Intrusionen 249
Die Entstehung der heutigen Bruchtopographie 249

Gedruckt $^{2}/_{9}$ *1927.*

ERKLÄRUNG ZU TAFEL I.

Fig. 1. Geologische Übersichtskarte der schwedischen Skagerrak-Küste mit Einzeichnung der Orientierung der schwedischen und norwegischen geologischen und topographischen Kartenblätter sowie der Untersuchungsbezirke. Masstab 1 : 1 000 000.

Fig. 2. Orographische Übersicht der schwedischen Skagerrak-Küste und der angrenzenden Gebiete. Masstab 1 : 1 000 000. Abstand der Höhen- und Tiefenkurven 50 m mit Ausnahme der Fjorde, wo letztere nur je volle 100 m vertreten.

Grob gezogene (in Gebieten unzureichenden Höhenmaterials gestrichelte) Kurven geben die *Gipfelhöhe des Grundgebirges* bis zu -50 m an. — Auf dem Grundgebirge lagern im schwedischen Teil des Kartengebietes nur die Silurberge Halle- und Hunneberg mit ihren Diabasdecken (siehe Fig. 1, O bzw. SO von Vänersborg), welche eine Meereshöhe von 148 bzw. 142 m erreichen. — Mit Ausnahme derjenigen Stellen, wo Verwerfungen offenbar oder sehr wahrscheinlich sind, wurden die Kurven zwischen den Höhenpunkten interpoliert. In Fällen, wo die Interpolierung weit über die absolute Umgrenzung der Höhenpunkte hinausführte, wurde auch letztere (durch punktierte Linien) eingetragen.

Von -100 (für Dänemark von -50) m an sind die Kurven gewöhnliche Tiefenkurven, welche auch in den Einzelheiten den Unregelmässigkeiten des Bodens folgen. Bei -100 und -400 m wird die Farbe tiefer.

Sehr dünne, gestrichelte Linien markieren die Profile Tafel IV.

Das Gebiet der Spezialkarte Tafel III ist besonders eingerahmt.

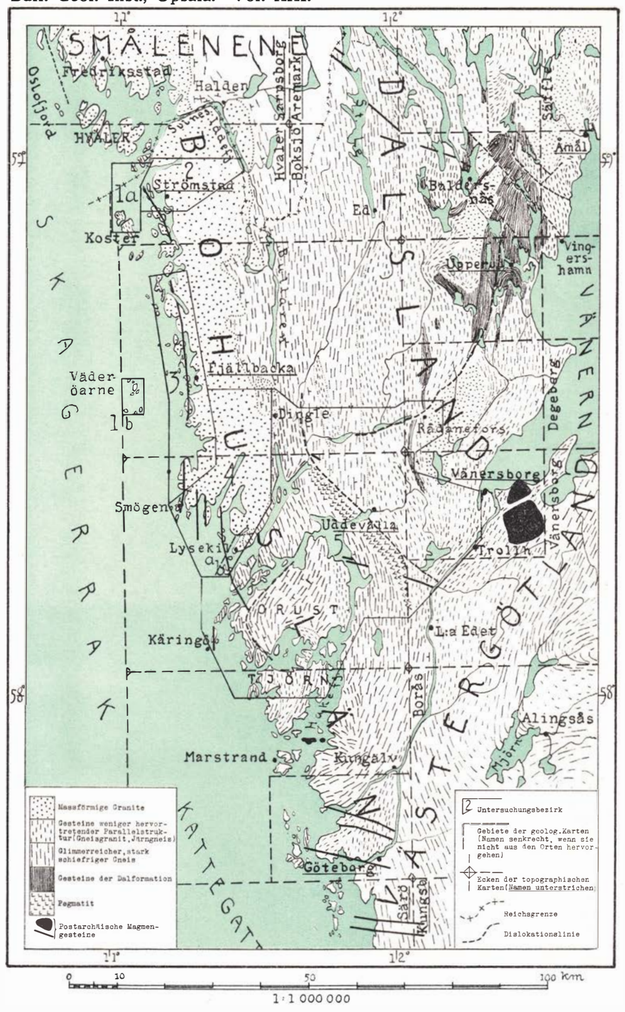


Fig. 1.

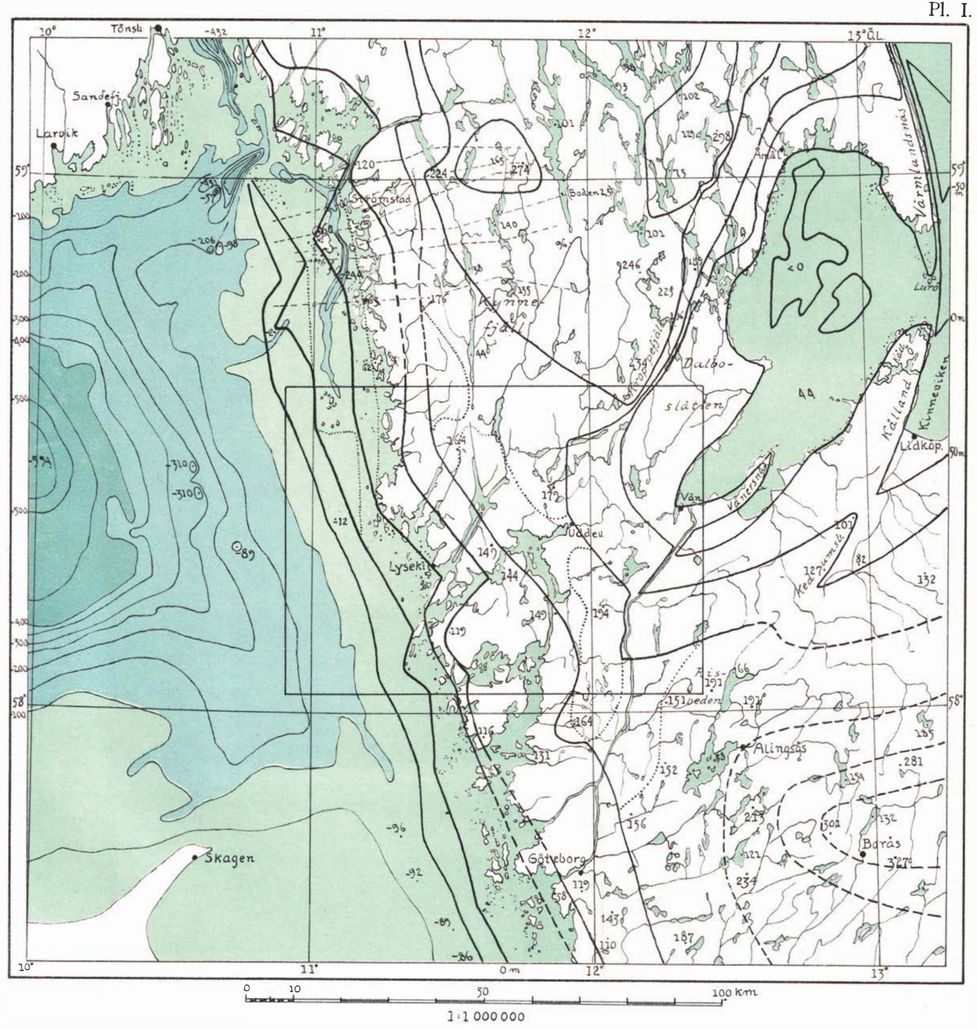


Fig. 2.

ERKLÄRUNG ZU TAFEL II.

Fig. 1 gibt die durch ihren Leuchtturm bekannte Insel Hållö wieder. Unterlage ist eine alte Messtischkarte im Masstab 1 : 4 000. Diese erwies sich während der Arbeit als sehr unzuverlässig, wurde aber mit Distanztubus von dem Leuchtturme und einigen anderen Punkten aus verbessert. Bis zur Höhe des Leuchtturmes wurden die Kurven nivelliert. Die Klüfte wurden mit Kompass eingelegt. Sälö wurde auf Grundlage der Seekarte mit Hilfe einiger Profilzeichnungen und einer Höhenmessung skizziert. Die besonders eingerahmten Partien auf Hållö weisen auf die Spezialkarten Tafel VIII und IX hin. Über die Tiefenverhältnisse siehe Fig. 3.

Fig. 2 stellt eine Inselgruppe dar, deren grösste Siedelung das Fischerdorf Smögen ist. Orientierung siehe Fig. 3. Als Unterlage diente eine Messtischkarte im Masstab 1 : 4 000 (verkleinert auf 1 : 10 000), die in den Einzelheiten gut war, der aber offenbar ein Basisnetz fehlte. Mit Hilfe der Seekarte und einiger Peilungen wurde die Karte winkel- und abstandstreu gemacht. Höhen wurden mit Aneroid, Klüfte mit Kompass bestimmt.

Fig. 3 zeigt die Rhombenporphyr- und Diabasgänge (rb bzw. db) in der Gegend von Malmön und Smögen und zugleich die in dieses Gebiet fallenden Beobachtungen über das Einfallen der Bankung. Unterlage ist die Seekarte. Die besonders eingerahmten Gebiete bezeichnen die Spezialkarten von Hållö Fig. 1, Smögen Fig. 2 und Näverkärr Textfig. 45 S. 156.



Fig. 1.

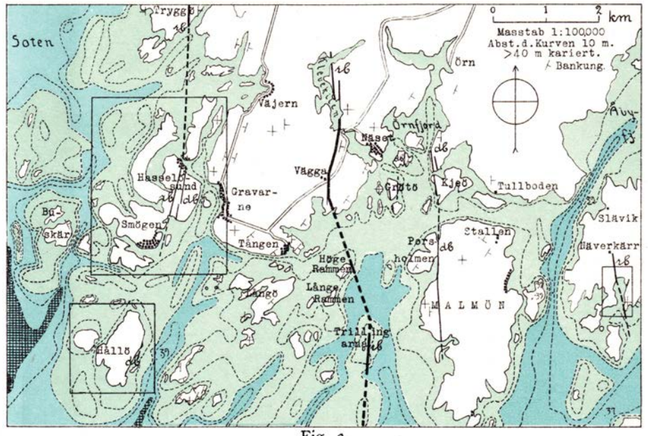


Fig. 3.

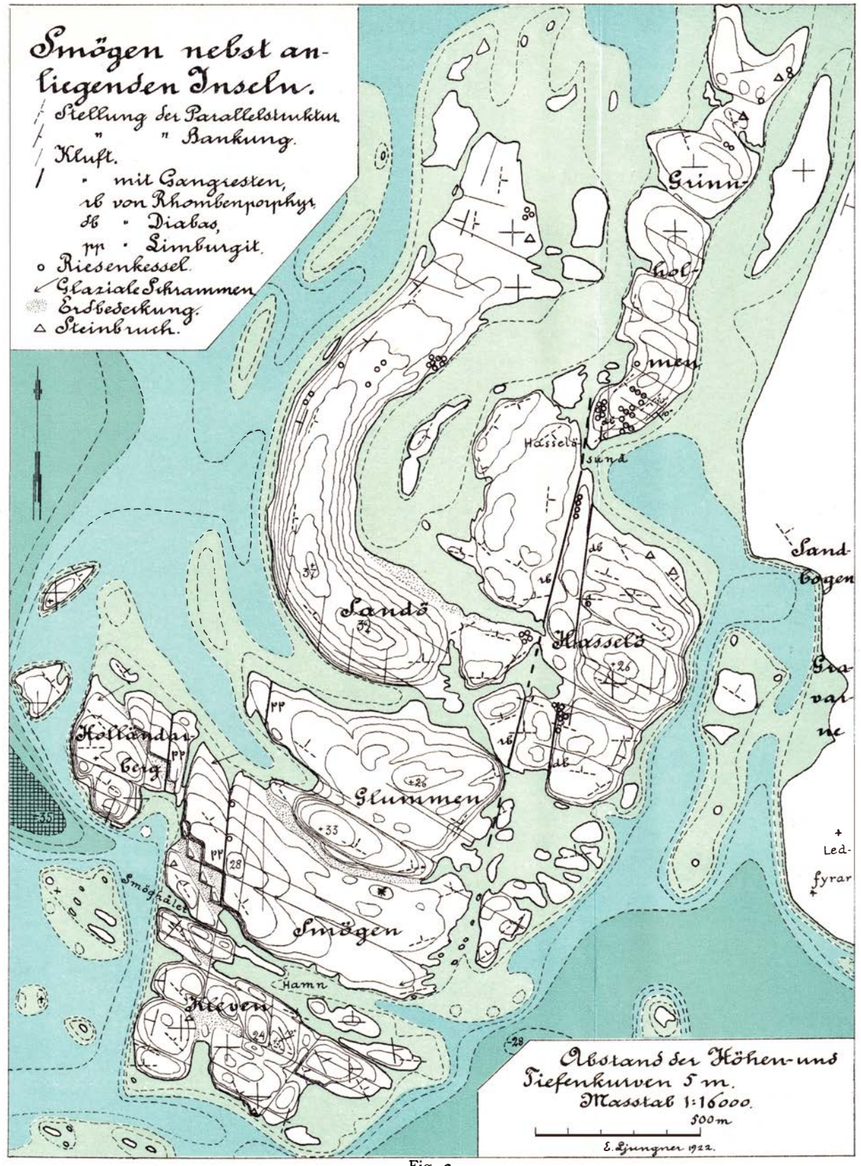
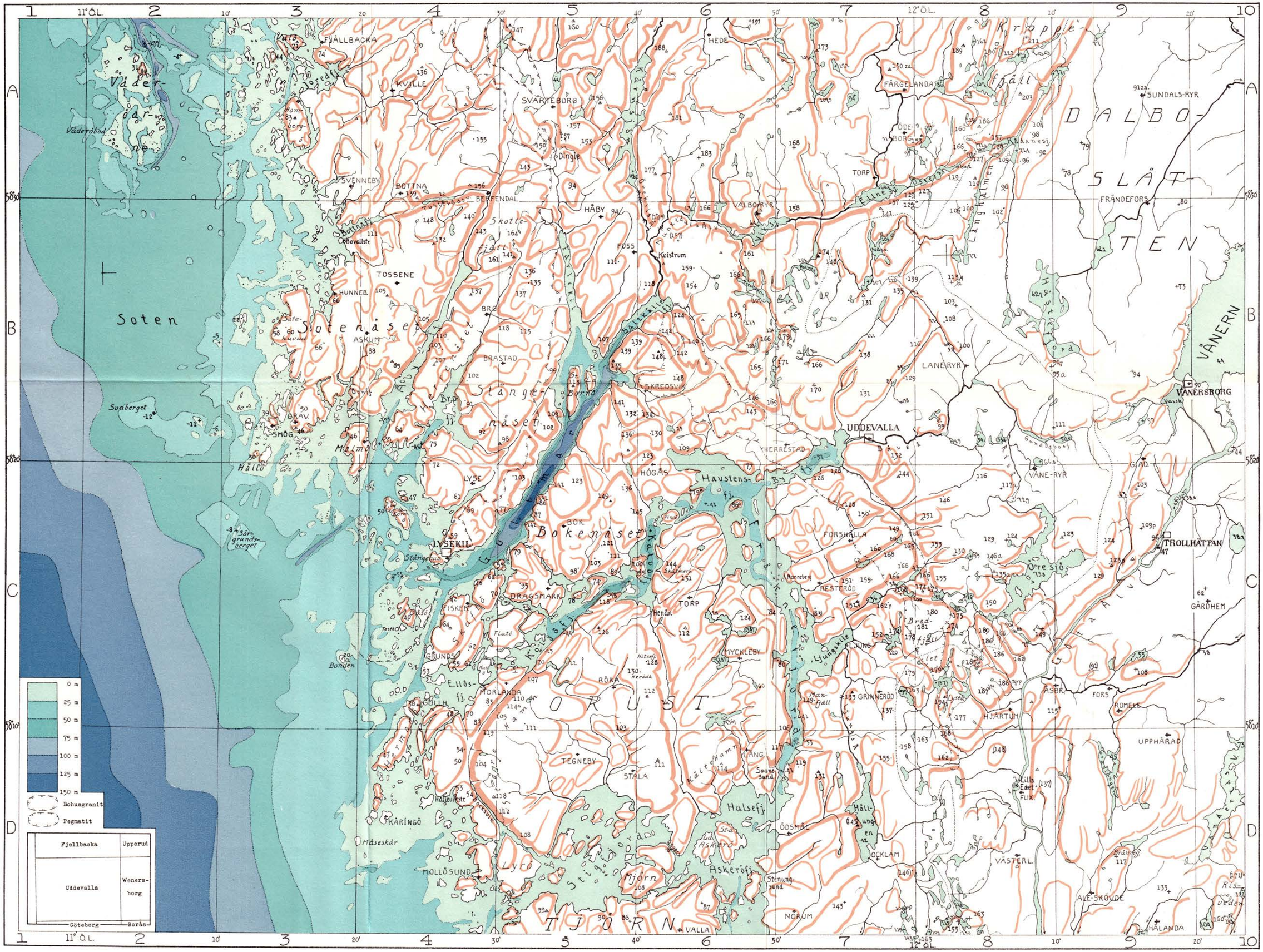


Fig. 2.

DIE OROGRAPHIE DES GEBIETES VÄNERN-SKAGERRAK

von Erik Ljungner 1927



Masstab 1 : 200 000

\+ Staatlich nivellierte oder trigonometrisch höhenbestimmte Punkte, zum Teil nicht früher veröffentlicht.
△ Punkte der noch nicht ausgerechneten staatlichen trig. Messung, relativ niedrig (ohne Höhenangaben).
△ » » » » » » » » vom Verf. höhenbestimmt (Methode s. u.).
• Andere vom Verf. bestimmte Punkte; wenn mit Dezimale, nivelliert, sonst barometr. oder einfach trig. bestimmt.
○ Staatlich barometrisch bestimmte Höhenpunkte (Ziffer eingeklammert).
a Amphibolit, *d* Diorit, *p* Pegmatit als Gesteine der Gipfel.
Die punktierte Linie grenzt das Wassergebiet des Göta Älvs ab.

178 Meereshöhe der Gipfel oder Hochebenen.
-12 » » unterseeischen Gipfel (Untiefen).
30 » » Wasserflächen.
-76 Meerestiefe.
90 Meereshöhe der Pässe.
-5 » » unterseeischen Schwellen.

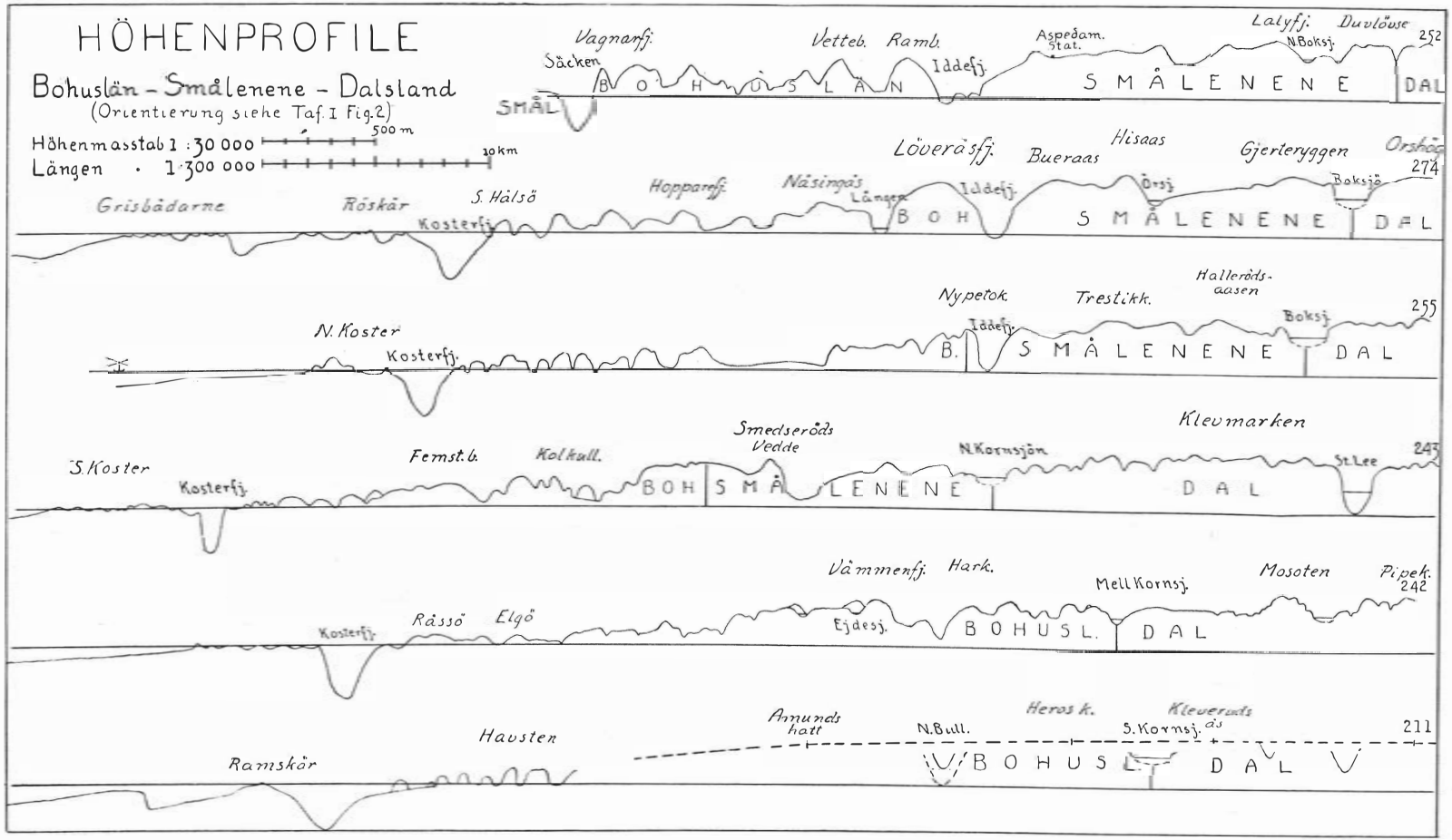

HÖHENPROFILE
Bohuslän – Smålenene – Dalsland
(Orientierung siehe Taf. I Fig. 2)
Höhenmasstab 1 : 30 000
500 m
Längen · 1:300 000
10 km
Vagnarfj.
Säcken
Vetteb.
Ramb.
Iddefj.
Aspedam.
Stat.
Lalyfj.
Duvlöse
N. Boksj.
252
BOHUSLÄN
SMÅLENENE
DAL
Grisbådarna
Röskär
S. Hälsö
Kosterfj.
Hopparefj.
Näsingås
Längen
Löveräsfj.
Bueraas
Hisaas
Örsj
Gjerteryggen
Orshög
Boksjö
274
Nypetok.
Trestikk.
Halleröds-
aasen
Boksj.
255
N. Koster
Kosterfj.
Smedseröds
Vedde
Klevmarken
N. Kornsjön
St. Lee
247
S. Koster
Fernst. b.
Kolkull.
Vämmenfj.
Hark.
Mell. Kornsj.
Mosoten
Pipek.
242
Rässö
Elgö
Ejdesj.
Havsten
Amunds
hatt
N. Bull.
Heros k.
Kleverudsås
S. Kornsj.
211
Ramskär



Photo E. Ljungner 17/8 1923.

Fig. 1. Typisches Gebirgsplateau. Punkt 170 NW von Uddevalla. Gegen NO. 1 = 174 (Hårs Kulle), 2 ist der Rand des Kroppefjälls bei dem Rådanesee (Rådanefors).



Photo E. Ljungner 23/10 1924.

Fig. 2. Fernsicht vom Punkt 177 (Hästeklevs Kulle bei Kärnsjön), Taf. III A 6, gegen S. 1 = 159 SO von Kvistrum, 2 = 135 (Smörkullen) bei dem Fjord Gullmar (hier wie auch etwas rechts sichtbar).

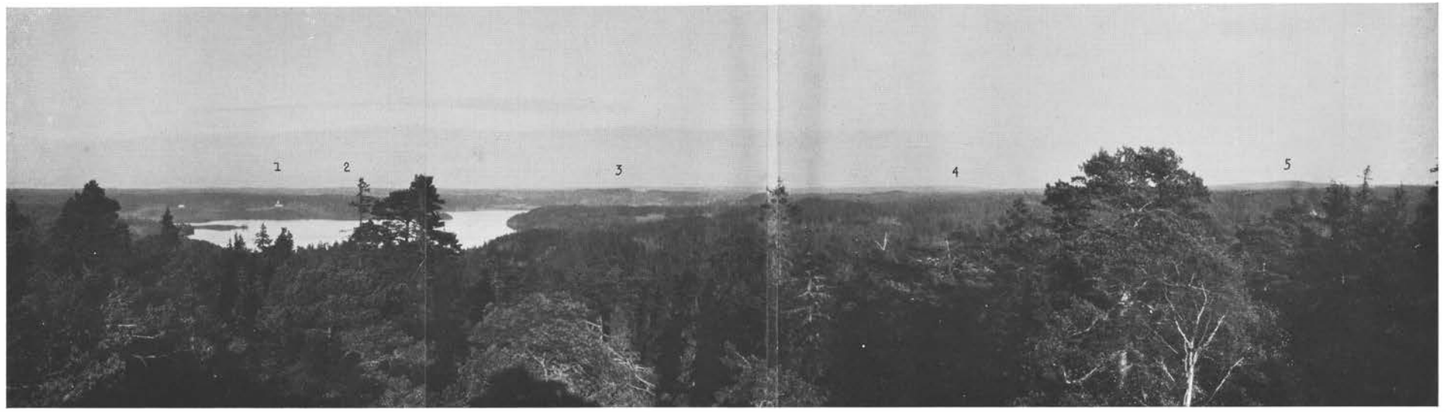


Photo E. Ljungner $^{25}/_{10}$ 1924.

Fig. 1. Aussicht von der höchsten Baumkrone auf Punkt 161, Taf. III B 6 (Vågsäter), gegen NO. 1 Valbo-Ryr Kirche, 2 = 168, 3 = 158 (Valeberg bei Tosterud), 4 Abfall des Kroppefjälls bei dem Rådanesee (Rådanefors), 5 = 174 (Hårs kulle).

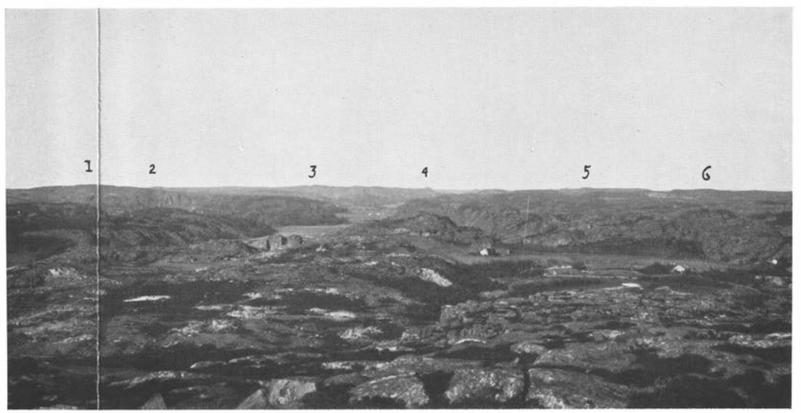


Photo E. Ljungner $^{15}/_{10}$ 1923.

Fig. 2. Aussicht vom P. 102 (Lyckeberg) auf Stångnäset bei dem Brofjord, Taf. III B 4, gegen NNO. 1 = 137 (Sörtorpsberget) 2—4 das Skottefjäll, 2 = 143 (Muhättan), 3 = 161 (bei Grön), 4 = 141 (Hallindens Klack) 5 = 137 (Duvefjäll), 6 = 118.

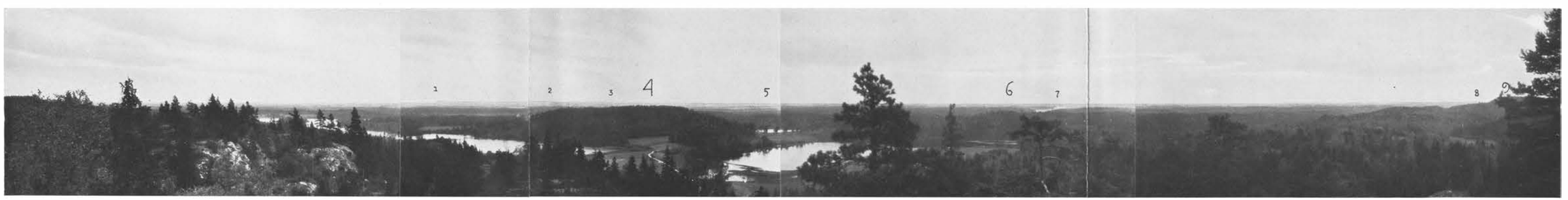


Photo E. Ljungner $^{6}/_{10}$ 1924.

Fig. 3. Aussicht vom Punkt 157 auf der Böschung des Kroppefjälls, Taf. III A 8 (Gubbekullarne), gegen S über die Ebene Dalboslätten. 1—2 der Halleberg, 2—3 der Hunneberg, 4 = 128, 5 (am Horizonte) der See Hästefjord, 6 = 127, 7 der See Långhalmen, 8 = 174 (Hårs Kulle), 9 = 166. Die Seen im Vordergrund sind: links der Rådanesee, lechts der Kuserödssee, über dem letzteren wieder der Rådanesee.

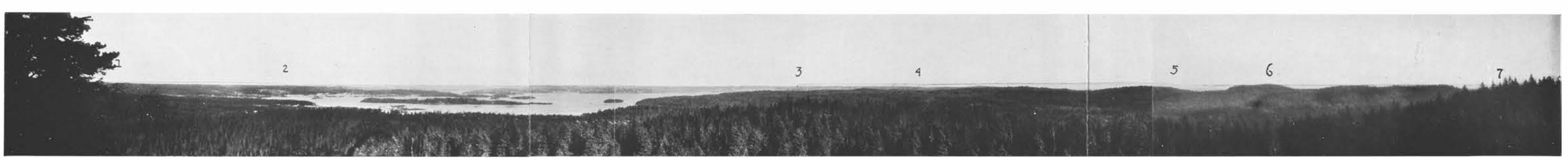


Photo E. Ljungner $^{8}/_{11}$ 1924.

Fig. 4. Aussicht vom Punkt 166 SW vom Öresjö, Taf. III C 8, gegen NO. 1—2 das Kroppefjäll (Entfernung 36 km), 2—3 der Öresjö, 3—4 der Halleberg (Entfernung 25—27 km), 4—5 Hunneberg (21 km), 5—7 die Ebene Västergötlands, 6 = 149 (Rösefjäll). Horizont (auf dem Originale deutlich sichtbar) verstärkt.

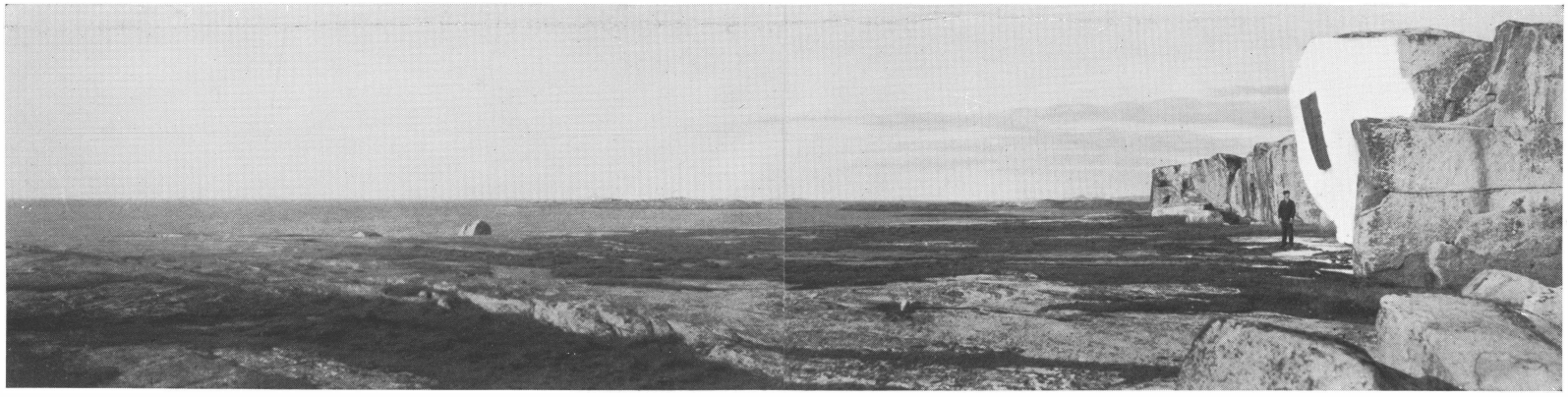


Photo E. Ljungner $^{10}/_{9}$ 1922.

Fig. 1. Von der Bankung bedingte Uferplattform in 22 m Höhe. Sälö (Taf. II, Fig. 2). Von S.

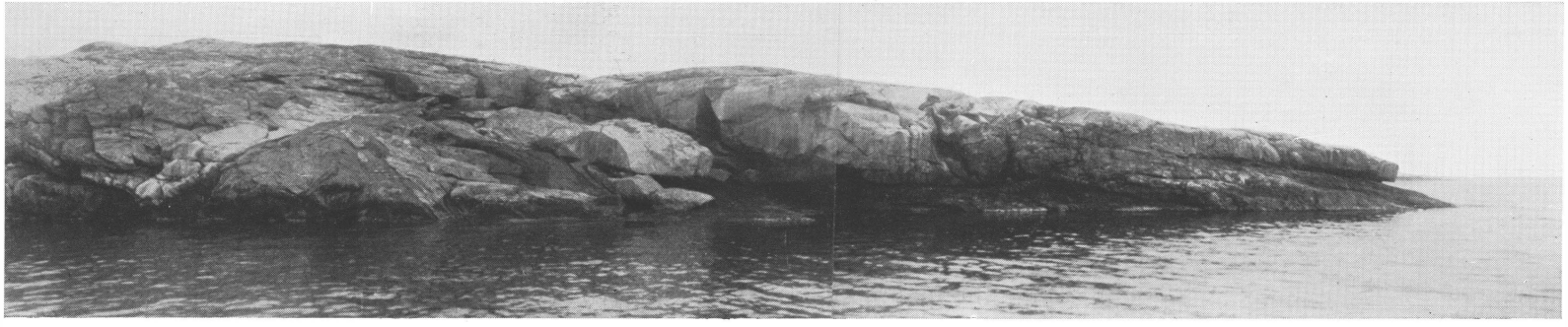


Photo E. Ljungner $^{29}/_{8}$ 1922.

Fig. 2. Bankung in Granit mit Pegmatitlagern, welche von der Brandung entfernt werden. Links Einlagerung von Gneis und Amphibolit. Butteviks udde auf St. Kornö, von NNW (vgl. Taf. VIII, Fig. 1).