

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C.

Avhandlingar och uppsatser.

N:o 411.

ÅRSBOK 32 (1938) N:o 1.

DIE  
SVINESUND—KOSTERFJORD—  
ÜBERSCHIEBUNG

EIN BEITRAG ZUR POSTGRANITISCHEN  
TEKTONISCHEN GESCHICHTE DES  
NÖRDLICHSTEN BOHUSLÄN

VON

WALTER LARSSON

---

*Pris 1 kr.*

STOCKHOLM 1938  
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER  
380652

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C.

Avhandlingar och uppsatser.

N:o 411.

ÅRSBOK 32 (1938) N:o 1.

DIE  
SVINESUND—KOSTERFJORD—  
ÜBERSCHIEBUNG

EIN BEITRAG ZUR POSTGRANITISCHEN  
TEKTONISCHEN GESCHICHTE DES  
NÖRDLICHSTEN BOHUSLÄN

VON

WALTER LARSSON

---

STOCKHOLM 1938  
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER  
380652

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Einleitung . . . . .	3
II. Historisches . . . . .	4
III. Sekundäre Schieferung des Bohusgranits . . . . .	6
1. Geographische Verbreitung . . . . .	6
2. Streichen und Fallen der Schieferung . . . . .	10
3. Weitere Beobachtungen im Felde . . . . .	11
4. Petrographisches . . . . .	13
5. Gefügeanalytisches . . . . .	16
IV. Diskussion der Ergebnisse . . . . .	24
V. Die morphologische Bedeutung der Schieferung . . . . .	29
VI. Die steinindustrielle Bedeutung der Schieferung . . . . .	31
VII. Zitierte Literatur . . . . .	32

### I. Einleitung.

Seit zwei Jahren wird durch die Schwedische Geologische Landesanstalt eine Neuaufnahme des schwedischen Teils des Bohus-(Smaalen-)Granits ausgeführt. Diese Arbeit, die vom Staatsgeologen, Fil. Dr. B. Asklund geleitet wird und bei der besonders steinindustrielle Gesichtspunkte berücksichtigt werden, ist noch nicht zu Ende gebracht, verspricht aber, ein bedeutend erweitertes und vertieftes Bild über den Aufbau und Werdegang dieser für die schwedische (und norwegische) Steinindustrie bedeutungsvollen Granitmasse zu geben.

Verfasser dieses wurde mit der Untersuchung des nördlichsten Teils dieses schwedischen Granitgebiets beauftragt. Während der Sommermonate 1936 und 1937 wurden dabei einige Beobachtungen über eine Phase der tektonischen Geschichte dieser Gegend gemacht, die früher in der hierauf bezüglichen geologischen Literatur keine gebührende Berücksichtigung gewonnen hat, die aber von einer gewissen Bedeutung für die Auffassung der geologischen Stellung des Bohusgranits ist. Obschon weitere Felduntersuchungen wünschenswert sind und es die Absicht des Verfassers ist, diese auszuführen, sobald Möglichkeiten dazu vorhanden sind, dürfte es bereits jetzt angemessen sein, einen kurzen Bericht über die bisher gemachten Beobachtungen zu geben. Dieser Aufsatz ist also gewissermassen als vorläufig zu betrachten.

Die mikroskopischen Untersuchungen, die in dieser Arbeit veröffentlicht werden, sind im Oktober-November 1937 im mineralogisch-geologischen Institut der Universität Upsala ausgeführt worden.

## II. Historisches.

Im Jahre 1880 führte J. H. L. Vogt (15) einige geologische Untersuchungen im Grenzgebiet zwischen Bohusgranit und Gneis in der Gegend vom Idefjord aus, hauptsächlich auf der norwegischen, in geringerem Ausmasse auch auf der schwedischen Seite der Reichsgrenze. Die Arbeit bezweckte der Hauptsache nach das Studium der Bankung des Granits und ihr Verhältnis zu den Landschaftsformen bzw. den Strukturebenen des angrenzenden Gneises. Auf der dem Aufsatz beigefügten Karte im Masstab 1 : 100,000 hat Vogt in der Gegend von Fredrikshald (nunmehr Halden) längs der Grenze gegen den nach Norden und Nordosten anstehenden Gneis eine »Zone gestreiften Granits« ausgeschieden. Diese Zone ist auf Vogts Karte mit einer zwischen 450 und 1,000 m wechselnden Breite von südlich Halden gegen Ostnordost bis gleich östlich von Skonningfos und von dort weiter in südöstlicher Richtung bis etwa 3,5 km nördlich der Eisenbahnstation Aspedammen angegeben. Westsüdwestlich von Halden ist die betreffende Zone über Sauö im äusseren Teil des Idefjords und des weiteren auf schwedischem Gebiete bis ungefähr 1,5 km östlich der Fähre Svinesund gezeichnet, wo die Beobachtungen Vogts an der schwedischen Seite aufhören.

Die Parallelstruktur des Granits in der Grenzzone gegen den Gneis (von Vogt Foliation genannt) wird als Fluidalstruktur erklärt, da »angenommen werden muss, dass die erstarrende Masse in der Nähe der Grenze in strömender Bewegung gewesen ist, während sie im übrigen ziemlich ruhig blieb« (15. S. 15). Obschon im Text davon nichts erwähnt wird, ist auf der Karte eine gewisse Verschiedenheit der Bezeichnungen für den westsüdwestlich bzw. nordwestlich gerichteten Teil der »gestreiften Granitzone« zu beobachten. Während im Text nur Streichen und Fallen der Bankung des Granits angegeben, ist auf der Karte mit einer besonderen Bezeichnung die Foliation des Granits eingezeichnet, während Angaben über die Bankung hier fehlen. Dieser Umstand könnte darauf hindeuten, dass ein wirklicher Unterschied in der Entstehung und Beschaffenheit der Parallelstruktur der zwei Teile der betreffenden Zone vorliegt, zumal da in der Umbiegung östlich und südlich von Skonningfos auf der Karte keine zwischen den NW- und WSW-Richtungen deutlich vermittelnde Strukturebenen im Granit angegeben sind. Wie später näher gezeigt werden soll, repräsentiert der innerhalb Schwedens fallende Teil der westsüdwestlich gerichteten Zone »gestreiften Granits« nach den Beobachtungen des Verfassers eine nach der Erstarrung des Granits durch tektonische Bewegungen stattgefundenen Schieferung. Wie weit sich diese Schieferung im norwegischen Gebiet geltend macht, ist noch unbekannt. Mit Rücksicht auf das oben Angeführte liegt eine gewisse Wahrscheinlichkeit vor, dass für die nordwestlich streichende Zone von parallelstruiertem Granit, südlich von Tistedalen, die von Vogt gegebene Erklärung als Fluidalstruktur zutrifft. Ihre Richtung fällt auch mit denen der im Innern des Granitgebietes in dieser Gegend häufigsten primären Intrusionsstrukturen ziemlich gut zusammen. Um diese Fragen sicher entscheiden zu können, müsste man jedoch weitere Felduntersuchungen vornehmen, weshalb

auf der beigegefügtten Kartenskizze (Fig. 1) die Fortsetzung der erwähnten Schieferungszone in Norwegen ganz ausgelassen ist.

Vogt nahm seine Untersuchungen in der Gegend von Halden besonders aus dem Grunde vor, weil die Grenze zwischen Granit und Gneis dort eine doppelte Biegung macht, indem sie, in der Hauptrichtung N—NW, bei Skonningfos dem Tistedal entlang westsüdwestliche Richtung einschlägt, um nach etwas mehr als 10 km gleich östlich von Sponviken ganz plötzlich wieder gegen Norden abzubiegen (Fig. 1). Vogt hebt hervor, dass die »Schichten« des Gneises in der Nähe der Granitgrenze mit flachem Fallen vom Granit weg genau der Grenze folgen. Dieser Umstand wird von ihm damit erklärt, dass der Granit zur Zeit der Faltung des Gneises hervorgedrungen und die unmittelbare Ursache derselben gewesen sei. Der Verlauf der Grenze würde nach dieser Auffassung hier also zwei, vom Granit aktiv verursachte, mächtige Falten des überlagernden Gneises wiedergeben. Dazu ist zu bemerken, dass die angebliche Konformität der Strukturebenen des Gneises und der Granitgrenze nur im grossen gilt und, wie aus Vogts Karte zu ersehen ist, nicht einmal immer im grossen. So verläuft zum Beispiel von Sponviken nach Osten bis östlich von Svinesund, etwa 3 km, das Streichen des Gneises nahezu senkrecht zur Granitgrenze.

Die tektonischen Verhältnisse innerhalb des nördlichsten Bohuslän werden später von G. de Geer in der »Erläuterung zum geologischen Kartenblatt Strömstad mit Koster« (2) kurz behandelt. Betreffs der Struktur des Granits wird angegeben, dass er »zuweilen und besonders in der Grenzzone gegen den umgebenden Gneis, eigenartige Schlieren und eine mit der Grenze gleichlaufende Streifigkeit aufweist«. Diese wird als Fluidalstruktur erklärt, »durch eine längs der Gesteinsgrenze allmählich stattgefundene Kristallisation von Granitmineralen aus dem langsam vorbeiquellenden Magma entstanden« (2. S. 17). Von einer späteren Schieferung des Bohusgranits wird nichts erwähnt. Der Verlauf der Granitgrenze in der Gegend von Svinesund und Halden wird nach Vogt erwähnt, im Gegensatz zu seiner Erklärung ist aber De Geer der Ansicht, dass der aufdringende Granit den bereits zuvor vorhandenen Strukturen des Gneises im grossen folgte.

Die in zusammenfassenden Arbeiten von Holmquist 1906 (5) und Högbom 1913 (6) vorkommenden Angaben über die strukturelle und tektonische Stellung des Bohusgranits stammen offenbar betreffs der Grenzgegenden des nördlichen Bohuslän von den durch Vogt und De Geer veröffentlichten Beobachtungen. Oxaal, der die Grenzen des norwegischen Teils des Granitgebietes im einzelnen aufgenommen hat, erwähnt in seiner Beschreibung des Smaalengranits in »Norsk granit« 1916 (II. S. 78—122) auch keine Beobachtungen über seine sekundäre Schieferung.

Ljungner behandelt in seiner umfassenden und auf Einzelheiten eingehenden Monographie von 1927 über die Geologie und Morphologie von Bohuslän und angrenzenden Gebieten (7) besonders detailliert den südlichsten Teil des Bohusgranits und speziell den Küstenstrich. Der nördlichste Teil der Provinz ist dagegen nur nebenbei studiert worden. Es werden verschiedene Typen von Parallelstrukturen im Granit beschrieben, und zwar trachytoidale Anordnung

der Feldspat tafeln, planparallele Biotitstreifung und Differenzierungsbandierung. Sekundäre Schieferung des Bohusgranits von dem im folgenden beschriebenen Typus ist nicht beobachtet worden. Von Süd-Hällsö, nordwestlich von Strömstad, wird aber eine 3—4 m mächtige, steil westsüdwestlich abfallende, mylonitähnliche Spaltenzone erwähnt (7. S. 126, 461—462). Die Einbiegung der Granitgrenze bei Svinesund wird der Karte Vogts (15) zufolge als wenigstens teilweise primär angesehen. Der Verwerfung, die wahrscheinlich durch Svinesund gegen Südwesten hinstreicht, ungefähr der Reichsgrenze folgend, scheint Ljungner keine entscheidende Bedeutung für die Ausbildung der erwähnten Gesteinsgrenze beizulegen.

Der Bohusgranit wird von Ljungner u. a. wegen des Fehlens von nach der Erstarrung des Granits durch tektonische Bewegungen verursachter Schieferung zur Altersgruppe der Rapakivigranite gerechnet (7. S. 249), eine Ansicht, gegen die Sederholm (13. S. 79) und Habetha (4. S. 25) Einwände gemacht haben.

### III. Sekundäre Schieferung des Bohusgranits.

#### 1. Geographische Verbreitung.

Als der Verfasser Ende August 1936 seine Arbeit im nördlichen Bohuslän nach der Gegend von Svinesund verlegte, wurde festgestellt, dass der Granit am Südufer des Fahrwassers in einem etwa 800 m breiten Streifen eine früher innerhalb des Granitmassivs nicht angetroffene Art von Parallelstruktur zeigte, die damals schon als Schieferung bezeichnet wurde. Lokal wurde das Auftreten von typischen Myloniten nachgewiesen. Während der fortgesetzten Aufnahme in den Jahren 1936 und 1937 innerhalb des Kartenblattes Strömstad zeigte es sich, dass diese Schieferung als eine ganz deutliche Zone mit einer Länge von etwa 37 km den schwedischen Teil dieses Kartenblattes durchzieht und also offenbar ein ziemlich wichtiges Glied in der geologischen Geschichte dieser Gegend repräsentiert.

Die betreffende Schieferungszone zieht sich von Norwegen her, an der nördlichsten Spitze von Bohuslän im äusseren Teil des Idefjords, westsüdwestlich von Halden, auf schwedisches Gebiet hinüber. Die südöstliche Grenze des durch tektonische Bewegungen deformierten Granits, welche bisweilen ziemlich verschwommen ist, fällt, wie sie nach den Beobachtungen des Verfassers gezogen ist (Fig. 1), mit der Grenze der hier von Vogt (15. Karte) unterschiedenen »gestreiften Granitzone« ziemlich genau zusammen. Sie kann demnach von der kleinen Bucht 450 m nordnordöstlich vom Hofe Mossviken<sup>1</sup> in westsüdwestlicher Richtung gleich südlich des 165 m hohen Gipfels von Dragonkullen verfolgt werden und schneidet die Landstrasse 1 km südsüdwestlich der Fähre bei Svinesund. Am nördlichen Abhang des Stockklövberget nimmt die Grenze auf einer kürzeren Strecke einen westlicheren Verlauf an, um südöstlich von

<sup>1</sup> Sämtliche hier und im folgenden angeführte Ortsnamen sind auf dem topographischen Kartenblatt Nr. 6r (Strömstad) wiederzufinden.

Lervik zuerst südwestliche, später südsüdwestliche Richtung einzuschlagen, dem markierten Tale östlich von Kolvik, Lunnevik und Skärjedalen sowie Vagnar- und Rustningsfjället folgend. 500 m östlich vom nördlichsten Hofe in Stenvik verlässt sie das Festland. Sämtliche Inseln und Schären im äusseren Teil der Bucht Dynekilen westlich einer Linie Fågeltång—W. Ynholmen—Ölbärsholmen—Tärneskär sowie Nord-Hällsö und der westliche Teil von Süd-Hällsö liegen innerhalb der geschieferten Zone. Darauf folgt — da hier keine Inseln vorhanden sind — in den Beobachtungen eine Lücke von etwa 3 km. Der Granit der Inselchen Leskären ist — soweit zu sehen ist — nicht von Schieferungsbewegungen beeinflusst, während die Inselgruppe Kåbblingarne ganz innerhalb der betreffenden Zone liegt. Ihre östliche Grenze überquert Styrso Långholme mit südsüdöstlicher Haupttrichtung, passiert westlich von Burholmarna und östlich von Lökholmen, streift die Westkante des Lindholmen, überquert das westliche Drittel von Saltö, geht unmittelbar östlich von Saltö Långholme und verlässt das Gebiet des Kartenblattes südlich des Inselchens zwischen Gulskär und Flatskär. Im südlichsten Teil nimmt die Grenze südliche bis südsüdwestliche Richtung an.

Die nordwestliche bzw. westliche Grenze der Schieferungszone ist in seiner ganzen Länge unter dem Meere verborgen, kann aber ungefähr in der Weise gezogen werden, wie es in der Kartenskizze (Fig. 1) geschehen ist. An der norwegischen Seite der Reichsgrenze sind allerdings keine Untersuchungen vom Verfasser ausgeführt worden, aus den norwegischen geologischen Karten (Siehe z. B. 11) ist aber ersichtlich, dass an der nördlichen Seite des äusseren Teils des Idefjords und Svinesund bis gleich östlich von Sponviken Gneis anstehend ist. Die äussere Grenze des geschieferten Granits fällt hier also offenbar ziemlich mit der Reichsgrenze zusammen. Vom Granit in der Gegend von Sponviken werden von Vogt (15) keine Angaben über »gestreiften Granit« gebracht, weshalb die Nordwestgrenze der Schieferung offenbar in südwestlicher Richtung, ungefähr mit der schwedischen Küste gleichlaufend, fortsetzt. Jedenfalls muss sie zwischen Kattholmen und dem Festlande und ebenso östlich von Süd-Sandö vorbeistreichen, da diese Inseln aus Gneis bestehen, auf Kattholmen mit nordwestlichem Streichen. Auch in der Fortsetzung gegen Süden dürfte sie nicht weit westlich der äussersten Inselchen und Schären an der östlichen Seite des Kosterfjords gehen.<sup>1</sup>

Die Fortsetzung der Schieferungszone ausserhalb der südlichen Grenze des Kartenblatts Strömstad ist noch nicht völlig untersucht worden. Ihr Auftreten ist jedoch von Dr. Asklund auf den äussersten Schären nordwestlich von

<sup>1</sup> Es ist sehr zweifelhaft, ob der Bohusgranit an der westlichen Seite des Kosterfjords überhaupt anstehend ist. Die Inselchen St. und L. Sneholmarna, Rönningskären, Svartskären und Röskär sind freilich auf dem geologischen Kartenblatt Strömstad (2) mit der Farbe des Granits bezeichnet. Das als Granit gedeutete Gestein der Inselchen Sneholmarna zeigt aber geringe Ähnlichkeit mit dem Bohusgranit, dagegen, auch mikroskopisch, weitgehende Übereinstimmung mit gewissen salischen Typen des westschwedischen Eisengneises. Die Svartskären bestehen aus einem grobporphyrischen Augengneis von demselben Typus, der von Oxaal (11, S. 80) — aus dem Gneis des Herfö und der Lauer-Inseln sowie als Einschlüsse im Granit von Kirkøen, etwa 10 km nördlich der Svartskären — erwähnt wird. Augengneis desselben Typus ist vom Verfasser als Einschlüsse im Bohusgranit u. a. auf Inre Vattenholmen angetroffen worden. Röskär und Rönningskären sind vom Verfasser nicht besucht worden.

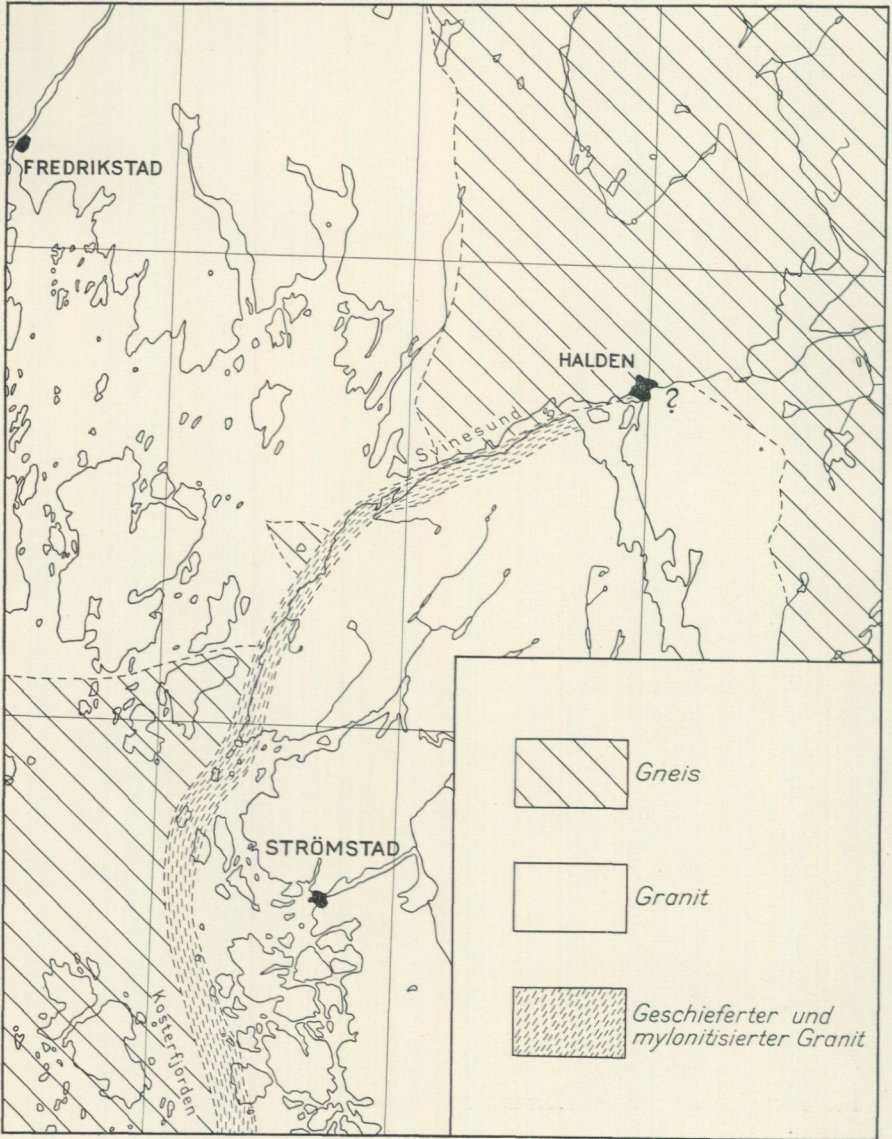


Fig. 1. Geologische Kartenskizze des nördlichsten Bohuslän und angrenzender Gebiete. Masstab 1 : 300,000.

Grebbe stad, etwa 7 km südlich der Kartengrenze, festgestellt worden, wo sie in südsüdwestlicher Richtung ins Meer hinausstreicht. Der Abstand zwischen den äussersten bekannten Punkten des schwedischen Teils der betreffenden tektonischen Zone ist also ungefähr 42 km.

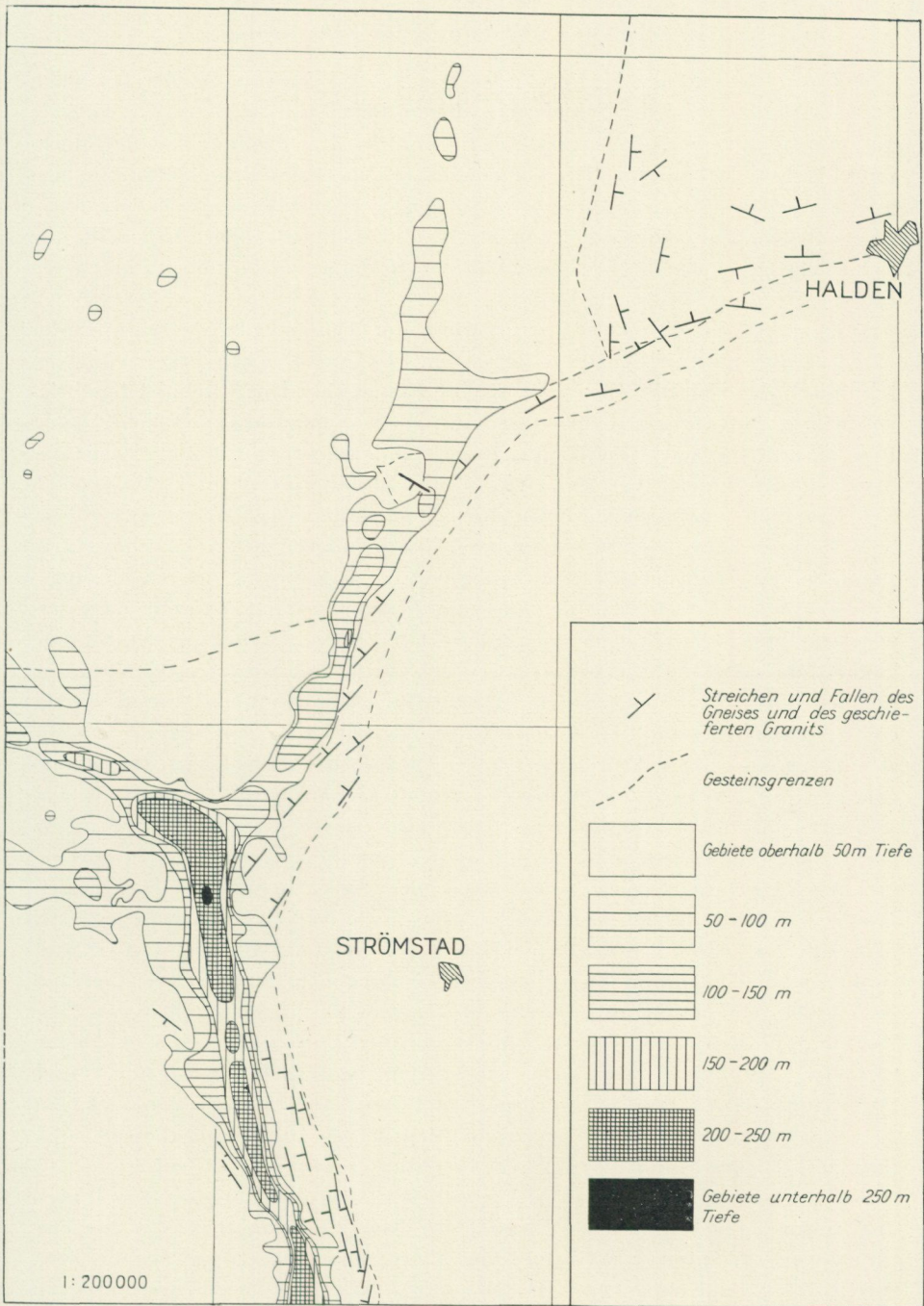


Fig. 2. Tektonische und bathymetrische Kartenskizze des nördlichsten Bohuslän und angrenzender Gebiete. Masstab 1 : 200,000. Die unterseeische Topographie nach den Seekarten Nr. 75 (Strömstad) des schwedischen und Nr. 1 (Den norske kyst fra Halden og Fredrikstad til Faerder og Fulehuk) des norwegischen Seekartenamts im Masstabe 1 : 50,000 gezeichnet.

## 2. Streichen und Fallen der Schieferung.

Auf der tektonischen Kartenskizze (Fig. 2) sind die meisten der bezüglich Streichen und Fallen der Schieferungsebenen innerhalb der betreffenden Zone ausgeführten Messungen eingezeichnet. Auf der Kartenskizze hat besonders im südlichen Teil, wo die Beobachtungen reichlicher sind, aus Raummangel nur ein Teil der Messresultate berücksichtigt werden können. Die weggelassenen Beobachtungen würden das Kartenbild nicht verändert haben, da sie sich in bezug auf sowohl Streichen als Fallen in die Reihe der übrigen einpassen lassen.

Was zuerst das Streichen betrifft, zeigt Fig. 2 unmittelbar, dass es mit der Richtung der näher festgestellten östlichen bzw. südöstlichen Begrenzung der tektonisch deformierten Zone, wie sie im vorhergehenden Abschnitt beschrieben wurde, im ganzen gut übereinstimmt. Von annähernd O—W-licher Richtung an der Nordspitze von Bohuslän, westsüdwestlich von Halden, biegt das Streichen der Schieferung ziemlich kontinuierlich über WSW und SW bis nach SSO, westlich von Strömstad, ab, um an der südlichen Kartengrenze S- bis SSW-liche Richtung einzuschlagen. Die Abweichungen, die sich auf der Karte zwischen dem Streichen der Schieferung und der Begrenzung der Schieferungszone vorfinden, lassen sich zwanglos durch den Umstand erklären, dass der, wenn auch nur schwach wellenförmige, Verlauf der Schieferungsebenen bei dem kleinen Masstabe der Skizze nicht deutlich genug hat wiedergegeben werden können. Dadurch treten, infolge der relativen Disproportion zwischen der für das Streichen angewandten Bezeichnung und der Länge der Strecke, auf die sich das gemessene Strukturelement in der Tat bezieht, kleine lokale Abweichungen von der Hauptrichtung auf dem Kartenbild verhältnismässig zu sehr hervor.

Aus derselben Kartenskizze (Fig. 2) geht auch hervor, dass die Fallrichtungen der Schieferungsebenen innerhalb dieser tektonischen Bewegungszone ausserordentlich einheitlich sind. Die Strukturebenen fallen nämlich in ihrer ganzen Länge vom schwedischen Festland her ab, im nördlichen Teil also gegen Norden und Nordwesten, im südlichen Teil gegen Westen. Die Grösse der Fallwinkel ist im Diagramm Fig. 3 angegeben, wo sämtliche vom Streichen und Fallen der Schieferung ausgeführte Messungen zusammengestellt sind. Die Punkte repräsentieren die Flächenpole der Strukturebenen auf der oberen Seite der Lagenkugel in der mitteabstandstreuen azimutalen Projektion. Diese Darstellungsart ist gewählt worden, damit ein unmittelbarer Vergleich mit dem von Ljungner (7. Fig. 7, S. 20) veröffentlichten Diagramm über die Stellung der primären Fluidalstrukturen des Bohusgranits möglich wird.

In Fig. 3 sind die innerhalb des nördlichen (nördlich der oben erwähnten inselfreien Bucht westlich von Strömstad) bzw. südlichen Teils der Schieferungszone gemachten Strukturmessungen mit einer ganz ausgezogenen bzw. gestrichelten Linie umgeben. Wie ersichtlich, kommt eine gewisse Variation in der Grösse der Fallwinkel vor. Im nördlichen Teil wechselt sie zwischen  $20^\circ$  und  $55^\circ$ , im südlichen zwischen  $38^\circ$  und  $70^\circ$  mit den Durchschnittswerten  $37^\circ$  bzw.  $50^\circ$  (in der Figur mit Kreuzen angegeben).

Während die Projektionspunkte dieser somit verhältnismässig flach abfallenden Struktur beinahe ganz in die westliche Hälfte des Diagrammes kommen, fallen die Flächennormale der Fluidalstruktur des Granits nach der Zusammenstellung Ljungners zum weitaus vorwiegenden Teil innerhalb der östlichen Hälfte der Lagenhalbkugel. Es besteht also in der räumlichen Orien-

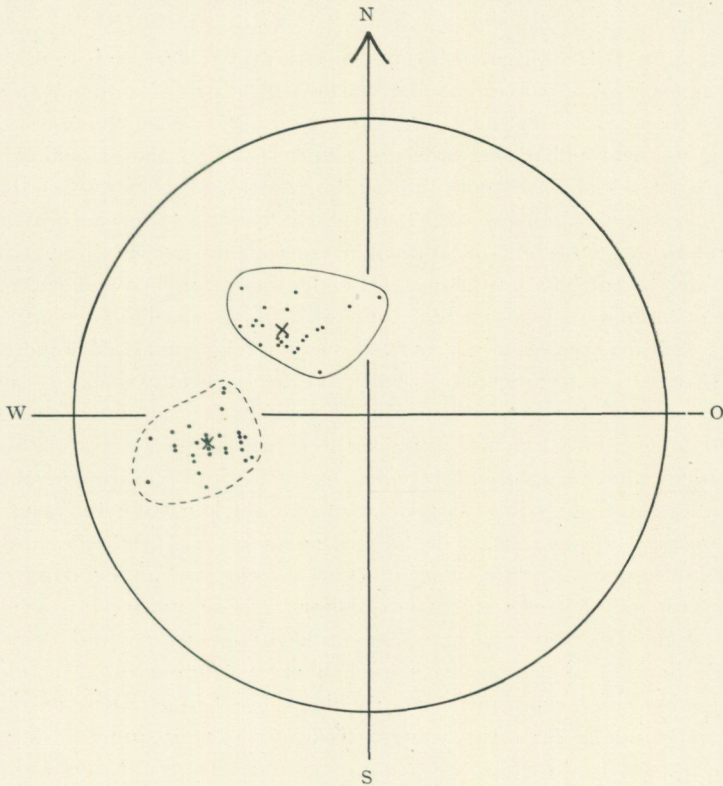


Fig. 3. Diagramm über die Stellung der Schieferung des Bohusgranits. Siehe weiter im Text.

tierung ein scharfer Kontrast zwischen der primären Fluidalstruktur und der hier behandelten Parallelstruktur, ein Kontrast, der von den übrigen, im folgenden angeführten, feldgeologischen sowie mikroskopischen Beobachtungen des Verfassers noch weiter hervorgehoben werden wird.

### 3. Weitere Beobachtungen im Felde.

Die Intensität der Deformation, im Querschnitt durch die Schieferungszone betrachtet, ist keineswegs überall dieselbe gewesen. Gewöhnlich sind die Bewegungen vielmehr in der Weise verteilt gewesen, dass innerhalb der Hauptzone eine kleinere Anzahl von Subzonen mit mehr oder weniger intensiver Deformation nachgewiesen werden kann. Die letzteren bilden in der Schieferungs-

ebene ausgedehnte Scheiben von wenig geschiefertem Gestein, dessen ursprüngliche Beschaffenheit verhältnismässig unbedeutend verändert worden ist, während in den ersteren, gewöhnlich weniger mächtigen Zonen die kräftigere Zerquetschung vielfach zur Ausbildung typischer Mylonite von geringer oder keiner äusseren Ähnlichkeit mit dem Ursprungsgestein geführt hat. Das Auftreten aller Übergänge senkrecht zur Streichrichtung zeigt jedoch den Zusammenhang.

Die primären Intrusionsstrukturen des Granits in der nächsten Nähe der Schieferungszone sind zwar nicht allerwärts deutlich zu erkennen. Sie werden hier gewöhnlich von einer mehr oder weniger ausgeprägten linearen Parallelanordnung der Kalifeldspatkristalle repräsentiert. Ihr Fallen ist meistens sehr flach (vorwiegend nordwestlich) bis subhorizontal. Das Streichen ist westnordwestlich bis nordnordwestlich, im nördlichen Teil durchschnittlich mit einer Tendenz zur ersteren, im südlichen vorwiegend zur letzteren Richtung. Während der Granit im nördlichen Teile des betreffenden Gebiets innerhalb sowie ausserhalb der geschieferten Zone so arm an Einschlüssen älterer Gesteine ist, dass in Arealen von bisweilen einigen zehn Quadratkilometern kein einziges Bruchstück fremden Materiales hat beobachtet werden können, hat der Granit sich in den Schären und im Küstenstrich, besonders südlich von Strömstad, über weite Flächen mit grösseren und kleineren Einschlüssen der älteren Gneis- und Amphibolitgesteine reichlich gefüllt erwiesen. Die Aufnahme hat gezeigt, dass diese an Einschlüssen reichen Gebiete meistens einheitliche und verhältnismässig scharf abgegrenzte, oft km-breite Streifen bilden, die von Granitgebieten ohne oder mit nur einzeln vorkommenden Gneiseinschlüssen voneinander getrennt sind. Diese an Gneismaterial reichen bzw. armen bis freien Streifen zeigen in diesem Küstengebiet ein mit der linearen Anordnung der Feldspatkristalle ziemlich übereinstimmendes NW- bis NNW-liches Streichen und repräsentieren offenbar eine bei der Mise-en-place des Granites entstandene Struktur höherer Ordnung. Diese nun erwähnten, vor und während der Erstarrung des Granites gebildeten Strukturen werden von der hier behandelten Schieferung diskordant überschritten, im nördlichen Teile der postgranitisch deformierten Zone unter einem Winkel zwischen etwa  $45^{\circ}$  und  $90^{\circ}$ , im südlichen Teile zwischen  $10^{\circ}$  und  $45^{\circ}$  wechselnd.

Älter als diese Schieferung ist auch der in unregelmässigen Partien sowie mehr oder weniger deutlich gangförmig, im ganzen ziemlich spärlich auftretende Pegmatit. Die ältesten Quarzgänge, die in diesem Teil des Bohusgranits vorkommen, sind ebenfalls von den tektonischen Bewegungen der Schieferungszone betroffen worden. Diese Gänge, die ein auffallend konstantes, ungefähr nordöstliches Streichen haben und vertikal stehen oder steil, meistens östlich, fallen, erweisen sich — wie an ihrem an horizontalen Felsenplatten hervortretenden, lang ausgezogen linsenförmigen Querschnitt erkenntlich — als Dehnungsspalten, die mit den von Ljungner (7. S. 131) beschriebenen völlig analog sind.

In einem folgenden Abschnitt werden Beobachtungen angeführt, die dafür sprechen, dass die tektonischen Bewegungen in den stark mylonitisierten Zonen

nicht nur zu einem gewissen Zeitpunkt intensiver gewesen sind sondern auch längere Zeit als in den schwächer geschieferten Teilen gedauert haben. Jünger als diese mylonitisierenden Bewegungen sind diejenigen Verschiebungen, die nach scharf begrenzten, obschon oft ganz dicht nebeneinander belegenen Bewegungsflächen — gewöhnlich mit dünnem Chloritbelag und oft schönen Rutschstreifen versehen — vor sich gegangen sind. In Bezug auf Streichen und Fallen stimmen diese Bewegungsflächen oft ungefähr mit der älteren Schieferung überein. Keineswegs selten kann jedoch eine Überschneidung der älteren Struktur durch die jüngere festgestellt werden. Die Rutschstreifen haben ein gewöhnlich flaches, NW- bis WNW-ausnahmsweise WSW-liches Fallen. Die von Ljungner (Siehe oben S. 6) von Süd-Hällsö erwähnte Bewegungszone gehört wahrscheinlich hierher, obgleich das Fallen steiler als gewöhnlich ist.

Während der Aufnahme wurde, besonders im Küstenstrich nordwestlich, westlich und südlich von Strömstad, eine ziemlich grosse Anzahl zuvor unbekannter Gänge angetroffen, die jünger als der Granit sind. Alle oder jedenfalls die weitaus meisten dieser Gänge sind offenbar zum permischen Gangfolge des Oslogbiets zu rechnen. Die eingehende petrographische Beschreibung dieser verschiedene Typen umfassenden Gesteinsgruppe wird hoffentlich später in einer besonderen Arbeit gegeben werden können.

Auch in der hier behandelten Zone geschieferten Granits kommen mehrere solcher jüngeren Gänge vor. Im nördlichsten Teil der Zone, von der Nordspitze des Bohuslän bis nach Skärjedalen, sind allerdings solche Gänge bisher nicht beobachtet worden, südlich dieses Orts dagegen sind auf dem Festland ebenso wie auf jeder grösseren und auch mehreren kleineren, innerhalb der Zone fallenden Inseln und Schären einer oder mehrere angetroffen worden. Sämtliche diese Gänge überschneiden die vorher beschriebene Schieferung und die gestreiften Gleitflächen. Im nördlichen Teil des betreffenden Gebietes gilt das für sowohl Streichen als Fallen. Im südlichen Teil dagegen ist das Streichen der Gänge und das der Schieferung des Granits oft nahezu übereinstimmend. Die flach westlich fallende ältere Struktur wird jedoch auch hier von den, gewöhnlich in derselben Richtung steil fallenden, Gängen überschritten.

Auch während und nach der Intrusion von wenigstens einigen dieser Gänge haben tektonische Bewegungen in diesem Teil des Grundgebirges stattgefunden. Diese jüngere Tektonik ist hier nur angedeutet worden, da sie später ausführlich von Dr. Asklund behandelt werden wird.

#### 4. Petrographisches.

Die mikroskopische Beschaffenheit des Bohus- bzw. Smaalengranits ist von Holmquist (5. S. 126—127), Oxaal (II. S. 84—86) und Ljungner (7. S. 13—15) behandelt worden. Verschiedene strukturelle Typen sind unterschieden worden. Gemeinsam ist aber, dass sie quarzreiche Biotitgranite sind, mit Mikroklin (-mikroperthit) über Oligoklas vorwiegend und mit Magnetit, Apatit, Titanit, Zirkon und Orthit als akzessorische Komponenten. Myrmekit tritt oft reichlich auf. Muskovit ist bisweilen in untergeordneter Menge mit Biotit vergesell-

schaftet. Die in der Regel auftretende Undulosität des Quarzes wird von Holmquist (l. c.) auf tektonische Deformation zurückgeführt, während Ljungner (l. c.) darin die Wirkung von bei der Erstarrung des Gesteins entstandenen Kontraktionsspannungen sieht.

Diese Angaben beziehen sich auf die bisher bekannten, von tektonischen Bewegungen makroskopisch nachweislich nicht deformierten Granittypen. Innerhalb der hier behandelten tektonischen Bewegungszone treten nicht nur strukturelle sondern auch mineralogische Veränderungen in den der Verformung ausgesetzten Gesteinen auf.

Als Vertreter der verhältnismässig wenig veränderten Teile der betreffenden Zone wird ein Handstück von Saltö Långholme beschrieben. Besonders an verwitterter Oberfläche tritt in dem rein grauen, durch einzelne grössere Feldspatkristalle etwas porphyrischen Granit ganz deutlich eine Schieferung hervor, die unter einem Winkel von etwa  $25^\circ$  von einigen gestreiften Gleitflächen des oben (S. 13) beschriebenen Typus überschritten wird, welche Gleitflächen beim Schlagen der Handstücke gern Absonderungsflächen bilden und daher bei der Betrachtung einer Stufe den Eindruck geben, dass sie für die strukturelle Ausbildung des Gesteins eine grosse Rolle spielen, was aber eigentlich nicht der Fall ist.

Mikroskopisch zeigt das Gestein eine unter gleichzeitiger Deformation vor sich gegangene partielle Umkristallisation. Die grösseren Mikroklinperthitkristalle haben, wenn auch peripher eine gewisse Zerquetschung stattgefunden hat, gewöhnlich ihre ursprünglichen Umrisse einigermaßen beibehalten. Die Deformation der im Verhältnis zu diesen grösseren Mikroklinen in leidlich geschützter Lage befindlichen Quarzkristalle ist bisweilen auf eine, allerdings intensive, undulöse Auslöschung mit oder ohne Feldaufteilung beschränkt worden. In exponierteren Lagen hat eine Umkristallisation der ursprünglichen Quarzindividuen in mehrere oder weniger, grössere oder kleinere Teilindividuen stattgefunden. Obschon eine Verlängerung der Aggregate in der Schieferungsebene eingetreten ist, können die früheren Quarzkristalle gewöhnlich als Überindividuen nachgewiesen werden. Die undulöse Auslöschung auch dieses umkristallisierten Quarzes zeigt, dass die tektonische Beanspruchung die Umkristallisation überdauert hat. Die Biotitkristalle, pleochroitisch in gelben und olivbraunen Farben, haben in tektonisch geschützten Positionen ziemlich beliebige Stellungen beibehalten. Im übrigen kann eine ganz deutliche, aber keineswegs vollkommene Einregelung des Biotits in die Schieferungsebenen des Gesteins konstatiert werden. Dabei ist dieser zum Teil in einen gelblich und blaugrün pleochroitischen Chlorit mit violetten Interferenzfarben umgewandelt worden. Gleichzeitig ist eine Ausscheidung von Erz geschehen. In dünnen, gebuchteten Streifen von lokal intensiverer Deformation tritt Muskovit auf, der seiner nahen Vergesellschaftung mit dem Kalifeldspat wegen wahrscheinlich ein Umwandlungsprodukt aus diesem Mineral repräsentiert. Dieser sekundär gebildete, die Gleitfähigkeit des Feldspates erhöhende Muskovit ist von dem primären, in ganz unbedeutender Quantität vorkommenden, mit dem Biotit vergesellschafteten Muskovit durch die Art des Vorkommens sowie die

sehr dünnblättrige bis feinschuppige, serizitische Ausbildung des ersteren zu unterscheiden. Nachkristallin gebogene sowohl Biotit- als Muskovitblätter sind eine gewöhnliche Erscheinung. Die akzessorischen Minerale (Erz, Apatit, Zirkon, Titanit) zeigen nichts Bemerkenswertes.

Ein weiter entwickeltes Stadium der tektonischen Verformung des Granits sei hier durch ein Handstück repräsentiert, das am Ufer etwa 350 m östlich der Fähre bei Svinesund geschlagen wurde. Es ist ein fleischroter, deutlich schiefrieger, ziemlich feinkörniger Granit mit vereinzelt grösseren Kalifeldspatkristallen, die eine, wenn auch schwache, Linearstruktur in den Schieferungsebenen hervortreten lassen. Die kräftige rote Farbe ebenso wie das Zurücktreten der jüngeren, gestreiften Gleitflächen sind für den nördlichsten Teil der Schieferungszone von der Umbiegung des Idefjords, westsüdwestlich von Halden, bis gleich südwestlich von Saltbacken überhaupt bezeichnend.

Mikroskopisch zeigt sich die tektonische Deformation weitaus intensiver als im vorher beschriebenen Gestein. Die grösseren Feldspatkristalle haben durch periphere Zermalmung und Ausquetschung des zerriebenen Materials in die Bewegungsrichtung mehr oder weniger ellipsoidische Umrisse angenommen. Die zentralen Teile sind ebenso wenig von tektonischen Deformationen unberührt geblieben. Die Kristalle werden oft von Mörtelzonen überquert, und die verschiedenen Teile zeigen gewöhnlich eine stark undulöse Auslöschung. Die Feldspate sind durchgehends rotbräunlich pigmentiert. Die ursprünglichen Quarzindividuen des Granits sind offenbar niemals erhalten, sondern durchweg umkristallisiert unter gleichzeitigem Auswalzen und so vollständiger Einregelung der aus verschiedenen orientierten Individuen stammenden Teilindividuen in die tektonische Strömungsrichtung, dass den ersteren entsprechende Überindividuen gewöhnlich nicht mehr unterschieden werden können. Der Quarz bildet vielmehr lange Streifen von je nach der Intensität der Deformation grösserer oder kleinerer Dicke, die, sich sanft um die Feldspatlinsen schmiegender, zusammenhängend auf der ganzen Breite des Dünnschliffs erkannt werden können und die aus kleinen, in der Bewegungsrichtung ausgezogenen, mit ziemlich einfachen Konturen aneinander grenzenden Körnern bestehen. Die kräftigere Deformation dieses Gesteins im Vergleich zu dem vorher von Saltö Långholme beschriebenen tritt besonders deutlich im Verhalten des Biotits hervor. Die Biotitsubstanz ist tatsächlich selten, und dann nur spurenweise, erhalten. Es ist eine beinahe vollständige Umwandlung in Chlorit mit den Eigenschaften des sekundären Chlorits des vorhergehenden Gesteins eingetreten. Nur ausnahmsweise sind die Umrisse des ursprünglichen Biotits einigermassen zu erkennen. Meistens bildet der Chlorit vielmehr, seiner grossen Gleitfähigkeit zufolge, lange, dünne, intensiv ausgequetschte, aber zusammenhängende und gewöhnlich scharf begrenzte Streifen. Diese kommen vorzugsweise an der Grenze zwischen den mehrfach dickeren, ziemlich monomineralischen Quarz- bzw. Feldspatstreifen vor. Teilweise an den Chlorit gebunden aber auch selbständige Streifen bildend, tritt ein sehr feinschuppiger Serizit auf. Von den akzessorischen Mineralen sind besonders das Erz und der Titanit oft in hohem Grade zerrieben worden, während der Zirkon und der Apatit

der tektonischen Beanspruchung besser Widerstand geleistet haben. Stellenweise finden sich einzelne kleine, schwach grünliche Kristalle oder Kristallaggregate von Epidot, vorzugsweise um Erzkörner herum gelagert. Auch der Epidot ist oft tektonisch deformiert.

Noch weiter ist die Verformung des Granits in den mylonitischen Zonen gegangen. Als Beispiel hierfür kann das Inselchen mit dem Seezeichen, etwa 1 km südlich von Kåbblingarne, erwähnt werden, das von der Bevölkerung der Gegend bezeichnend Svartskär (= schwarze Klippe) genannt wird. Der Granit ist hier überhaupt ausserordentlich deutlich geschiefert, und ungefähr in der Mitte der Insel ist die Schieferung in einer etwa 1 m mächtigen Zone weiter zur Ausbildung eines grauschwarzen, feinkörnigen bis dichten Mylonits gegangen. Parallel der flach westlich fallenden Schieferung treten etwa cm-dicke Quarzadern sowie jüngere, etwas gekrümmte Gleitflächen mit west-nordwestlich fallenden Rutschstreifen auf. Nördlicher in der hier behandelten tektonischen Zone, wo das Ausgangsgestein grobkörniger Granit gewesen ist, haben Reste der grossen Feldspatkristalle, selbst bei einem weit vorgeschrittenen Stadium der Mylonitisierung, erhalten bleiben können. Die rötlichen, abgerundeten oder etwas abgeplatteten, bisweilen nahezu cm-grossen, Feldspatporphyroklasten des schwarzen Mylonits geben dem Gestein eine grosse äussere Ähnlichkeit mit porphyrischem, jungvulkanischem Eruptivgestein. Dass die Feldspate wirkliche Porphyroklasten und nicht posttektonisch kristallisierte Porphyroblasten sind, zeigt die mikroskopische Untersuchung. Auf Svartskär, wo der Granit nur mittelgrob und nicht deutlich porphyrisch ist, gibt die intensivste Deformation einen schwarzen, dichten, hartschieferartigen Mylonit ohne makroskopisch hervortretende Minerale.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich jedoch, dass auch diese am stärksten deformierten Partien ganz reichlich, ausnahmsweise bis mm-grosse, schön abgerundete bis ellipsoidische Reste der ursprünglichen Feldspatkörner in einer sehr feinkörnigen, stark pigmentierten, aggregatpolarisierenden Masse enthalten, die wahrscheinlich zum wesentlichen aus kleinsten Partikeln von Quarz, Feldspat, Chlorit und Serizit besteht. Diese Masse ist bisweilen ziemlich richtungslos. Gewöhnlich sind aber, durch eine streifenweise verschiedene Verteilung der dunklen und hellen Mineralkomponenten, die sich sanft um die restierenden Feldspatellipsoiden buchtenden tektonischen Strömungsschichten schön abgebildet. Von den akzessorischen Mineralen hat nur der Zirkon den intensiven differentiellen Bewegungen im Gestein einigermaßen Widerstand geleistet. Ein in gewissen Streifen vorkommendes, in idiomorphen Hexaedern kristallisiertes Kiesmineral, wahrscheinlich Pyrit, ist offenbar erst nach dem Ausklingen der tektonischen Bewegungen gebildet worden.

### 5. Gefügeanalytisches.

Die Gesteine unserer tektonischen Bewegungszone laden zu einer Studie nach den Schmidt-Sanderschen gefügestatistischen Methoden ein. Die Anzahl der naturorientierten Handstücke und infolgedessen die Anzahl der aufgestellten

Gefügediagramme ist allerdings nur ganz klein, dürfte aber genügend sein, um einen Begriff vom Regelungstypus und einige wertvolle Hinweise für die Deutung der Makrotektonik zu geben.

Bei der Probenahme, der Herstellung der Dünnschliffe, der Einmessung der Gefügeelemente und der graphischen Darstellung der Messresultate sind der Hauptsache nach die von Sander (12. S. 118 u. f.) empfohlenen Methoden angewandt worden. Besonders sei hervorgehoben, dass jedes der aufgezeichneten Gefügediagramme — Fig. 5—10 — (im Gegensatz zu Fig. 3) die untere Hälfte einer Hohlkugel in der Schmidtschen flächentreuen Azimutalprojektion darstellt. Desweiteren sind in sämtlichen Diagrammen dieselben Intensitätsbezeichnungen der Besetzungsdichte (Fig. 4) benutzt worden, damit ein unmittelbarer Vergleich der verschiedenen Diagramme möglich ist.

Zwecks Hervorhebung des Kontrasts im Gefüge des Granits ausserhalb und innerhalb der tektonischen Zone ist ein typischer undeformierter Bohusgranit von einem neugeöffneten Steinbruch bei Dammen, etwa 2.5 km südsüdwestlich von Krokstrand, dem Hauptort der nordbohusländischen Steinindustrie, einer gefügestatistischen Analyse unterzogen worden. Das Gestein ist schwach rötlich grau und mittelgroß, im Handstück ohne deutliche Parallelstruktur. Im Felde wurde aber in der Nähe eine gewisse Schlierigkeit in N 55° O 40° NW gemessen. Auch kommen kleine biotitreiche, vom Granit scharf abgegrenzte, Gneisbruchstücke vor.

In Fig. 5 und 6 sind die aus diesem Granit erhaltenen Biotit- bzw. Quarzdiagramme naturorientiert wiedergegeben. Auf den ersten Blick mag die Anordnung der Maxima und Minima ganz zufällig scheinen. Doch ist im Glimmerdiagramm eine O—W-Zone, im Quarzdiagramm eine NW—SO-Zone verhältnismässig dichter besetzt, und entsprechend sind die N- und S-bzw. NO- und SW-Kalotten Flächen kleinster Besetzungsdichte. Nach der Bezeichnung Sanders ist also im Glimmerdiagramme die N—S-Richtung, im Quarzdiagramme die NO—SW-Richtung eine B-Achse im Gefüge des Gesteins.

Das Ergebnis der Gefügeanalyse dieses Gesteins kann etwa folgendermassen gedeutet werden. Zu der Zeit, als der Biotit, aber noch nicht der Quarz, auskristallisiert war, wurde der Granit einer O—W-lich gerichteten Deformation ausgesetzt, die eine, mit Rotation um N—S-liche Achse verbundene, Strömung des kristallisierenden Magmas verursachte. Zur Zeit des Beginns der Kristallisation des Quarzes hatte sich die Richtung der deformierenden Kräfte nach

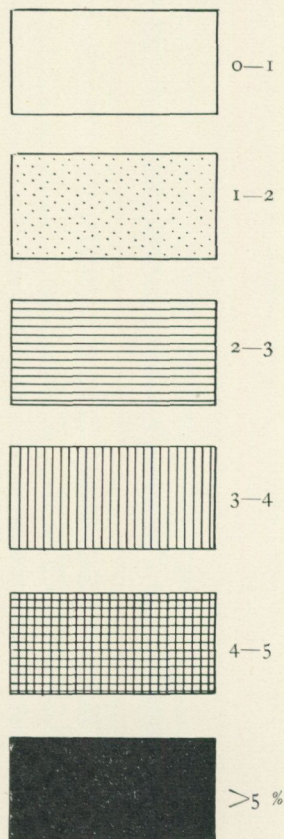


Fig. 4. Intensitätsbezeichnungen der statistischen Gefügediagramme.

NW—SO verschoben. Diese Beanspruchung, der sich die kristallisierenden Quarzkristalle ziemlich anpassten und die in der erwähnten Schlierigkeit zum Ausdruck kommt, war aber so schwach und die Beweglichkeit des Gesteins durch die grössere Kristallinität derart herabgesetzt, dass die früher erworbene Orientierung der Biotitblätter der Hauptsache nach erhalten blieb. Der fort-

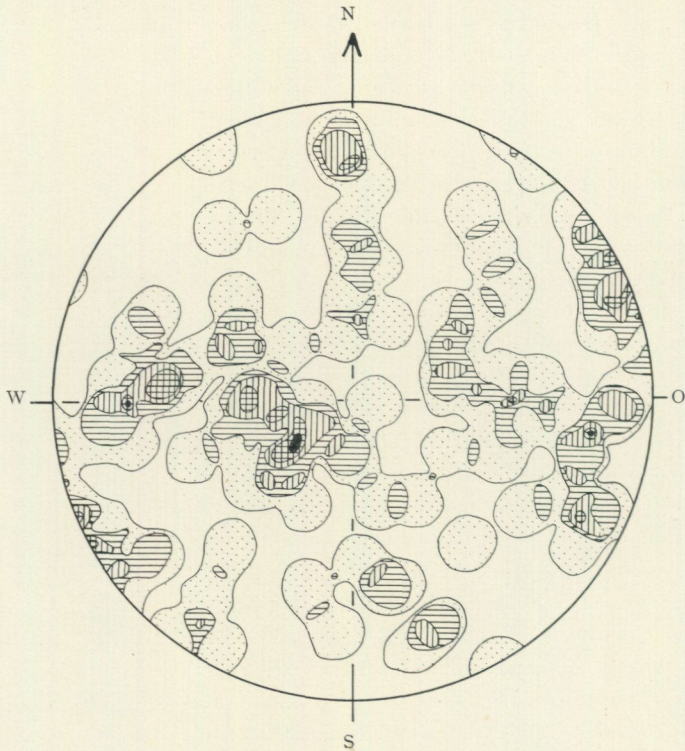


Fig. 5. Gefügediagramm. Dammen. Bohusgranit. Biotit: 97  
Lote auf (001).

gesetzten Wirkung derselben tektonischen Kräfte dürfte die undulöse Auslöschung des Quarzes ebenso wie die Entstehung der vorher erwähnten richtungskonstanten, nordöstlich orientierten Quarzgänge zuzuschreiben sein, die offenbar einer NW—SO-lichen Tension ihre Entstehung verdanken (Siehe auch Ljungner, 7. S 131).

Nach dieser Erklärung würde die Struktur des Granits ein Beispiel für die unabhängige Überprägung zweier Deformationen sein. Die Regelung des Biotits ist wesentlich nach der Korngestalt geschehen, die des Quarzes wahrscheinlich in der Hauptsache als eine Wachstumsregelung nach dem Kornfeinbau zu bezeichnen. Ob die Biotitkristalle wirklich aus einem Granitmagma auskristallisiert sind oder teilweise unmittelbar von inkorporiertem Gneismaterial stammen, ist für diese Frage belanglos.

Im Verhältnis zu diesem Schmelztektonit zeigen die Gesteine der später ent-

standenen tektonischen Bewegungszone eine weitaus schärfere Regelung der Minerale, von denen hier nur der Quarz näher berücksichtigt wird. Fig. 7 gibt das Quarzdiagramm des geschieferten Granits östlich von Svinesund wieder, dessen petrographische Beschaffenheit auf Seite 15 u. f. beschrieben wurde. Da die Orientierung des Handstücks in der Natur leider nicht notiert wurde,

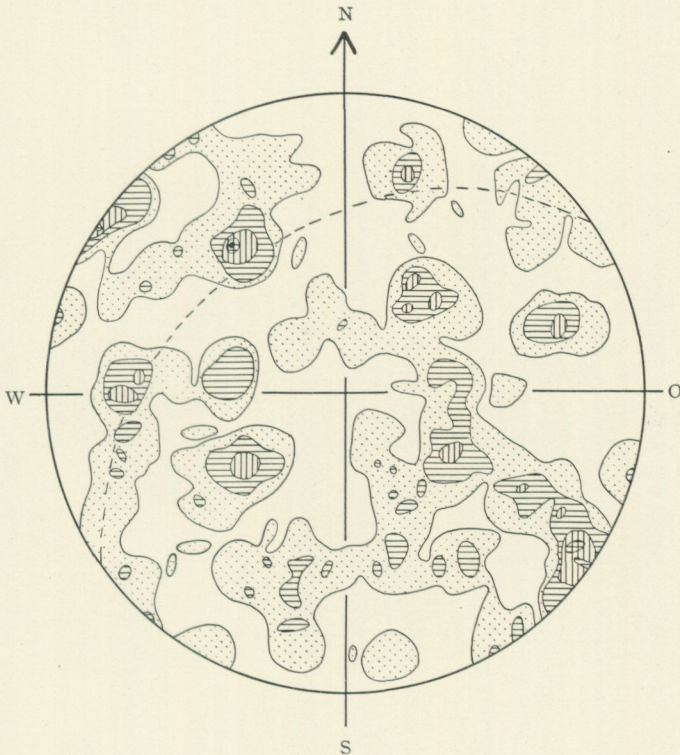


Fig. 6. Gefügediagramm. Dammen. Bohusgranit. 191 Quarzachsen.

ist das Diagramm, im Gegensatz zu den übrigen, im Verhältnis zu den Strukturelementen der Stufe orientiert, und zwar in der Weise, dass die ganz deutliche Schieferungsebene mit dem Grundkreis der Projektion zusammenfällt, während die in den übrigen Diagrammen benutzte N—S-Linie hier der Richtung einer in der Schieferungsebene ziemlich deutlich hervortretenden linearen Parallelstruktur entspricht. Das Diagramm gibt das Bild eines ganz typischen B-Tektonits, mit dem Quarzgürtel senkrecht zur Schieferungsebene und der B-Achse mit der Linearstruktur des Gesteins zusammenfallend.

Wegen der fehlenden Angaben über die genaue Orientierung der Stufe ist die grosstektonische Verwertung des Diagramms mit einiger Unsicherheit verbunden. Zufolge der Orientierung der Linearstruktur und der Schieferung im Verhältnis zu an dem Handstück erhaltenen Teilen der von Flechten bewachsenen, nach oben gerichteten Bergoberfläche und aus der im Felde gemessenen

Schieferung ( $N 60^{\circ} O 30^{\circ} NW$ ) kann mit einem gewissen Grade von Wahrscheinlichkeit gefolgert werden, dass die B-Achse des Diagramms in der Natur etwa  $30^{\circ}$  in nordnordwestliche Richtung fallen dürfte. Die Schieferung würde also hier einer etwa WSW—ONO-lich gerichteten Deformation ihre Entstehung verdanken, und das Diagramm würde  $30^{\circ}$  gegen Norden um eine O—W-

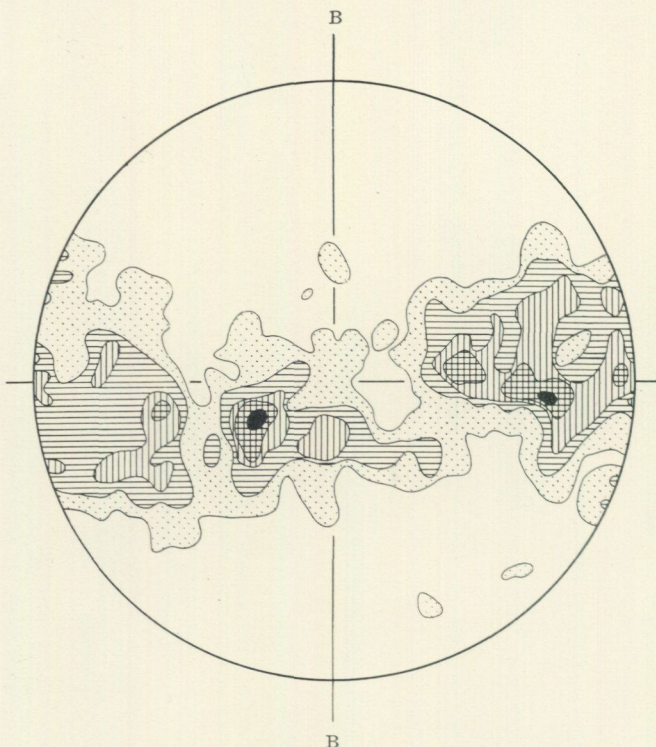


Fig. 7. Gefügediagramm. Svinesund. Geschieferter Bohusgranit.  
300 Quarzachsen.

liche horizontale Achse gekippt und dann  $30^{\circ}$  hinsichtlich der B-Achse nach Westen um eine zur Projektionsebene senkrechte Achse gedreht werden müssen, damit eine derjenigen der übrigen Diagramme entsprechende Orientierung erreicht wird.

Etwas kompliziertere Verhältnisse zeigt das Diagramm Fig. 8. Dieses gibt die Quarzregelung des oben (S. 16) beschriebenen Granitmylonits des Inselchens Svartskär, also im südlichen Teil der tektonischen Zone, wieder. Zuzufolge der mit zunehmender Intensität der Mylonitisierung stark abnehmenden Korngrösse wurde für die mikrotektonische Analyse eine Partie der mitgebrachten Stufe gewählt, die nicht ganz den maximalen Grad der Durchbewegung zeigte. Isoliert betrachtet, könnte das Diagramm möglicherweise durch einen einzigen, einfachen tektonischen Prozess erklärt werden. Im Zusammen-

hang mit dem vorigen und den folgenden Diagrammen gesehen, scheint jedoch die folgende Deutung angenommen werden zu müssen. Aus dem Diagramm können zwei Deformationen herausgelesen werden. Die ältere Deformation, die mit der im vorigen Diagramme (Fig. 7) allein repräsentierten zu vergleichen ist, ist eine WSW—ONO-lich gerichtete Schieferung gewesen und wird im Dia-

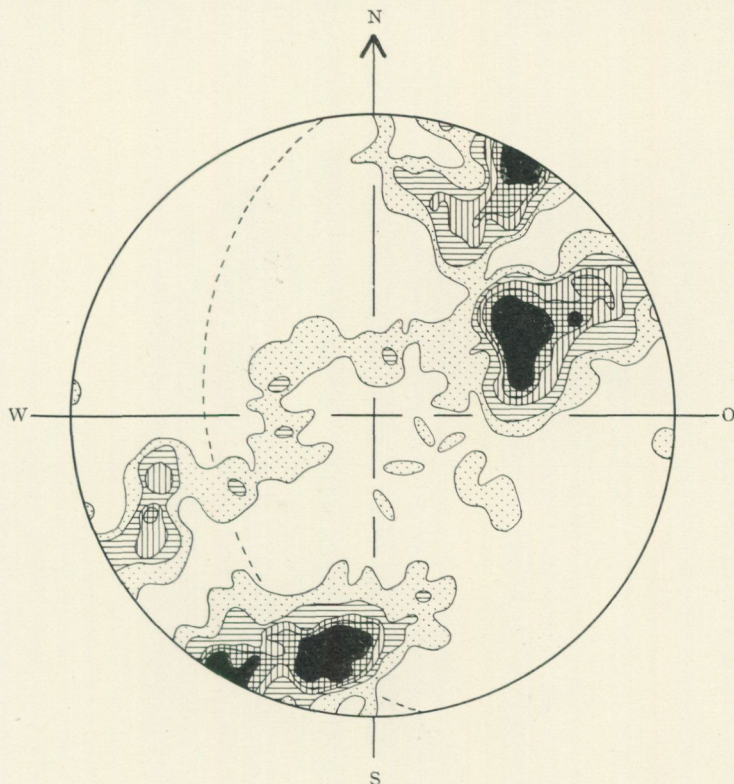


Fig. 8. Gefügediagramm. Das Inselchen mit dem Seezeichen, südlich von Käbb-  
lingarne (Svartskär). Granitmylonit. 200 Quarzachsen.

gramme durch einen senkrecht zur Schieferungsebene (in der Figur gestrichelt) orientierten Quarzgürtel hervorgehoben, dessen B-Achse also eine ungefähr nordnordwestliche Richtung hat. Zuzufolge dem Charakter zusammengesetzten Tektonits dieses Gesteins wird der Quarzgürtel aus statistischen Gründen nicht so scharf markiert wie im vorigen Falle. Er ist aber ganz deutlich und zusammenhängend.

Die zweite Deformation ist ungefähr N—S-lich gerichtet gewesen mit nahezu horizontalen Bewegungen längs den durch die erste Deformation gebildeten, etwa  $40^\circ$  westlich fallenden Strukturebenen. Die a-Achse dieser zweiten Deformation, im synoptischen Diagramm über die Quarzachsenmaxima der s-Tektonite Sanders (12. S. 312. Diagramm 61) mit I bezeichnet, wird in unserm Diagramm vom Maximum in der Nähe des Südpols repräsentiert. Das

zweite vorherrschende Maximum, das im Quarzgürtel der ersten Deformation, und zwar im Nordostquadranten der Projektion, liegt, gehört auch, wenigstens teilweise, mit Gewissheit der zweiten Deformation an und entspricht offenbar dem Sanderschen Maximum IV.

Dass die Unterscheidung dieser zwei Deformationen keine Fiktion ist, wird von Beobachtungen an den orientierten Dünnschliffen des Gesteins bestätigt.

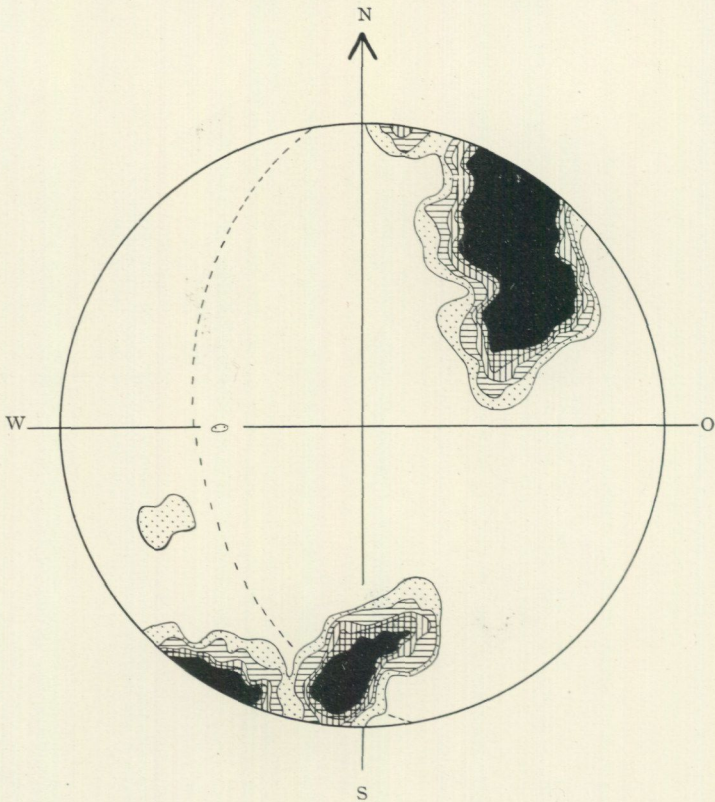


Fig. 9. Gefügediagramm. Svartskär. Quarzadern in Granitmylonit.  
200 Quarzachsen.

Der Mylonit ist nämlich von mm- bis cm-dicken Quarzadern durchsetzt, die mit der Mylonitstruktur annähernd konform verlaufen. In einem O—W-lichen Vertikalschliff bilden sie gerade, etwa  $40^\circ$  gegen Westen fallende Adern, während sie in einem N—S-lichen Vertikalschliff mit einem durchschnittlich horizontalen Verlauf eine oft markierte Kleinfältelung mit O—W-licher Faltenachse und gegen Norden umgekippten Falten zeigen. Infolge dieser Beobachtung kann also der Charakter der zweiten Deformation näher als eine horizontale, differentielle Verschiebung mit einer relativen nördlichen Bewegungsrichtung der höheren Teile der Erdkruste im Verhältnis zu den unterliegenden präzisiert werden.

Dass die zwei Deformationen zu verschiedenen Zeiten geschehen sind, geht aus der gefügeanalytischen Untersuchung einer der erwähnten Quarzadern hervor. Das Diagramm Fig. 9 gibt die Orientierung des Quarzes eines gerade gehenden Teils einer tektonisierten Ader aus derselben Stufe wieder, auf die sich das vorige Diagramm bezieht. Auch hier findet man (wie im Diagramm Fig. 8) das in zwei Submaxima aufgeteilte Maximum I (a) und das Maximum

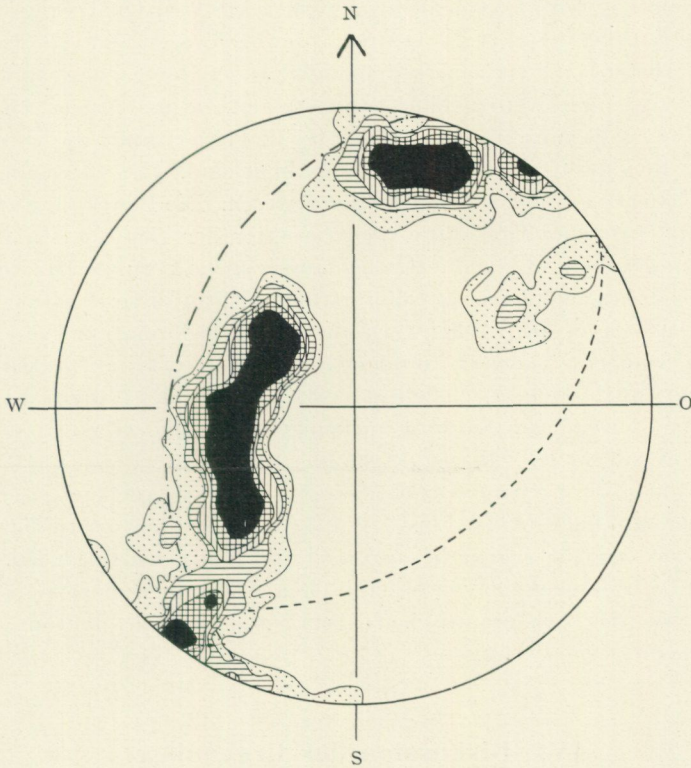


Fig. 10. Gefügediagramm. Rustningsfjället. Tektonisierter Quarzgang.  
200 Quarzachsen.

IV. Dieses ist vom ersteren nicht scharf getrennt, was offenbar als eine Folge des hier etwas rotierenden Charakters der Bewegung angesehen werden kann. Der auf die erste Deformation des Gesteins zurückzuführende Quarzgürtel der Figur 8 fehlt dagegen dem Diagramm Fig. 9. Die nächstliegende Erklärung hierfür ist, dass die erste tektonische Bewegung bei der Bildung der Quarzadern schon beendet war und dass die Quarzaderbildung gerade die Pause zwischen den zwei Deformationen oder eher das Eintreten der zweiten tektonischen Beanspruchung markiert, deren Resultat dadurch in Fig. 9 isoliert auftritt. Eine alternative Erklärung wäre die, dass auch die Quarzadern beide Deformationen durchgemacht haben, dass die letzte Bewegung aber, der schnelleren

Einregelung der monomineralischen Teile des Tektonits zufolge, hier die Spuren der ersten Deformation vollständig verwischt hat. Die Richtigkeit der ersten Erklärung wird von der folgenden, letzten Gefügeanalyse in hohem Grade gestützt.

Diese Analyse (Fig. 10) bezieht sich auf einen tektonisierten Quarzgang vom südwestlichen Teil des Rustningsfjället. Die Schieferung des Granits (im Diagramme strichpunktiert) streicht hier in N 15° O und fällt 35° gegen Westen. Diese Schieferung wird von dem etwa 3 cm mächtigen Quarzgang (im Diagramm gestrichelt), der in N 55° O streicht und 40° gegen Südosten fällt, überschritten. Dieser Gang ist seinerseits parallel seiner Begrenzung stark geschiefert. Im Diagramme werden ohne Schwierigkeit die im vorigen Diagramme nachgewiesenen Maxima in den veränderten Lagen erkannt, die von der verschiedenen Neigung der Strukturflächen bedingt sind. Der Bewegungsmechanismus ist offenbar grundsätzlich derselbe gewesen. Die Bewegungsrichtung ist mehr nordöstlich und der rotationale Charakter der Deformation ein wenig mehr betont gewesen, wovon die ziemlich ausgezogene Form der Maxima zeugt. Die Ungleichzeitigkeit der zwei Deformationen ist an dieser Stelle noch mehr hervortretend als an der vorigen. Da die zweite Deformation hier, nach den Feldbeobachtungen zu urteilen, auf den Gang selbst beschränkt zu sein scheint, liegt ja die Annahme am nächsten, dass die Bildung des Ganges und die ihn schiefernden Bewegungen teilweise ineinander gegriffen haben, dass also die Deformation sowohl vor- als parakristallin gewesen ist.

Zum Schluss sei hervorgehoben, dass die im vorhergehenden erwähnten Gleitflächen mit flach WNW- bis NW-lich fallenden Rutschstreifen auch in dem untersuchten Quarzgang (ebenso wie im vorher näher beschriebenen Granitmylonit) vorkommen und sich dadurch als Vertreter einer selbständigen dritten Phase der (postgranitischen aber präpermischen) tektonischen Geschichte dieser Gegend erweisen.

#### IV. Diskussion der Ergebnisse.

Nachdem die im Felde und unter dem Mikroskop ausgeführten Beobachtungen über diese tektonische Bewegungszone nun vorgelegt worden sind, soll hier eine kurze Erörterung der gewonnenen Ergebnisse folgen, wobei ein Vergleich mit den von Ljungner (7, 8), hauptsächlich im südlichen Teil der Granitmasse, ausgeführten Untersuchungen von besonderem Interesse ist.

In Fig. 11 sind die Richtungen der innerhalb des vom Verfasser untersuchten Gebietes nachgewiesenen präkaledonischen Deformationen in aufsteigender Zeitfolge übersichtlich dargestellt. I und wenigstens der erstere Teil von II gehören der magmatischen Phase des Granits an und sind gefügeanalytisch nachgewiesen worden. Während des letzteren Teils der tektonischen Beanspruchung II hat der Granit ruptuell unter Bildung von quarzerfüllten Tensionsspalten reagiert. Diese beide Phasen sind auch von Ljungner im südlichen Teil des Granitgebiets nachgewiesen worden, obschon der Mineralinhalt der Zug-

spalten dort mehr von Muskovit charakterisiert ist. Desweiteren sind dort die subvertikalen Dehnungsspalten mit flach westnordwestlich fallenden Gleit-  
spalten eng verbunden, welche letzteren im Untersuchungsgebiet des Verfassers  
nicht beobachtet worden sind. Der Charakter der Deformation, nämlich ein  
mit Tension verbundener Schub, ist wahrscheinlich in beiden Gebieten derselbe

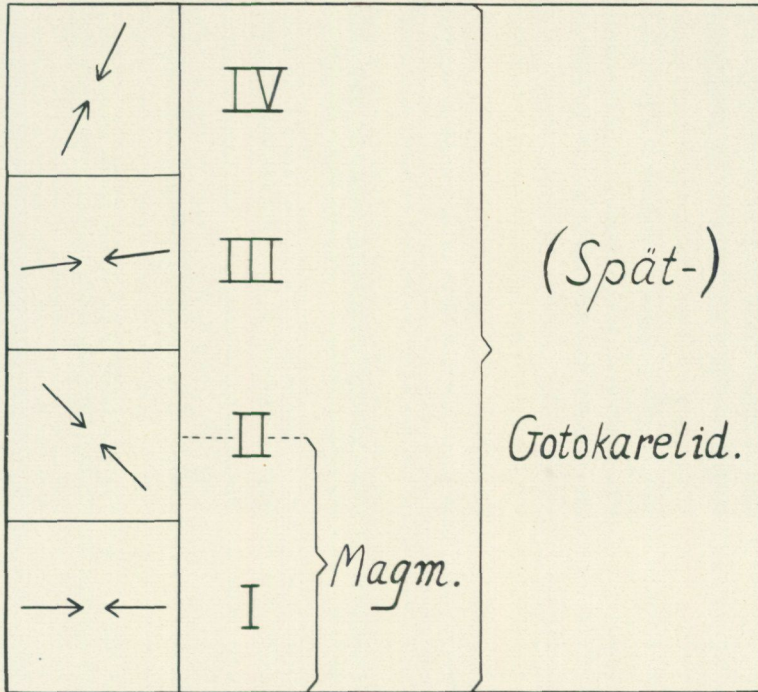


Fig. 11. Schematische Darstellung der Deformationsrichtungen der verschiedenen Phasen der (granitischen und) postgranitischen, aber präkaledonischen, tektonischen Entwicklung des nördlichen Bohuslän.

gewesen. Eine gegen Norden schwächere Beanspruchung würde das Fehlen der Gleit-  
spalten im Norden erklären können.

Während der dritten Deformationsphase (III) des Schemas (Fig. 11) entstand die Schieferungs- und Mylonitisierungszone, deren Entdeckung Veranlassung zu diesem Aufsatz gegeben hat. Es dürfte offenbar sein, dass die Entstehung dieser Struktur, wie sie im vorhergehenden beschrieben worden ist, von einer tangentialen Kompression der Erdkruste in ungefähr O—W-licher, gegen Norden (lokal?) in NW—SO-licher Richtung bedingt war, dass sie also eine relative Über-(oder Auf-)schiebung des westlich und nordwestlich der betreffenden Zone gelegenen Gebiets gegen Osten und Südosten repräsentiert. Das Zusammenfallen dieser Bewegungszone mit der auffallenden Verengung des Granitmassivs<sup>1</sup> (Fig. 1 und 2), auf die mehrere frühere Verfasser (Siehe Kap.

<sup>1</sup> Auf der letzten Ausgabe der geologischen Übersichtskarte von Fennoskandia und angrenzenden Gebieten (3) sind die norwegischen Gneisinseln Süd-Sandö, Herfö, Lauer und Tisler mit der Farbe des Bohusgranits bezeichnet, weshalb die erwähnte, beiderseitige Verschmälerung des Granitmassivs auf dieser Karte nicht mit erwünschter Deutlichkeit hervortritt.



Fig. 12. Geschieferter Bohusgranit. Der südlichste Teil von Rustningsfjället.  
Photo Verf. 24. 8. 1937.

II) ihre Aufmerksamkeit gerichtet haben, ist offenbar kein Zufall. Im Gegenteil kann dieser Umstand als Beweis für die verhältnismässig dünne lakkolithische Form des Granitkörpers betrachtet werden, da trotz späteren Bewegungen das schmalere Granitgebiet nordwestlich der Bewegungszone wahrscheinlich einen tieferen Schnitt durch die Granitmasse repräsentiert als das südöstlich derselben gelegene. — Vom südlichen Teil des Granitgebiets ist kein unmittelbares Gegenstück zu dieser Überschiebungszone bekannt. Es mögen aber die von Ljungner beschriebenen vertikalen, kalzitverkitteten WNW—NW-Spalten mit ihren subhorizontalen Rutschstreifen, wenigstens teilweise, bei dieser Deformation entstanden sein. Innerhalb des Gneisgebietes dagegen sind mehrere Überschiebungszonen bekannt, die möglicherweise zum Teil mit der hier beschriebenen zu parallelisieren sind.

Auf Phase III folgte Phase IV. Die Bewegung war nun gegen Norden bis Nordnordosten gerichtet und hatte immer noch den Charakter einer Überschiebung, obschon von wesentlich kleineren Massen. Als Bewegungsflächen dienten teils die während des vorhergehenden tektonischen Zeitabschnitts gebildeten Strukturebenen, teils diese überschneidende, doch nur flache, von Quarz ausgefüllte Spalten. Diese tektonische Phase ist mit grosser Wahrscheinlichkeit den subhorizontalen Bewegungen gleichzustellen, die nach

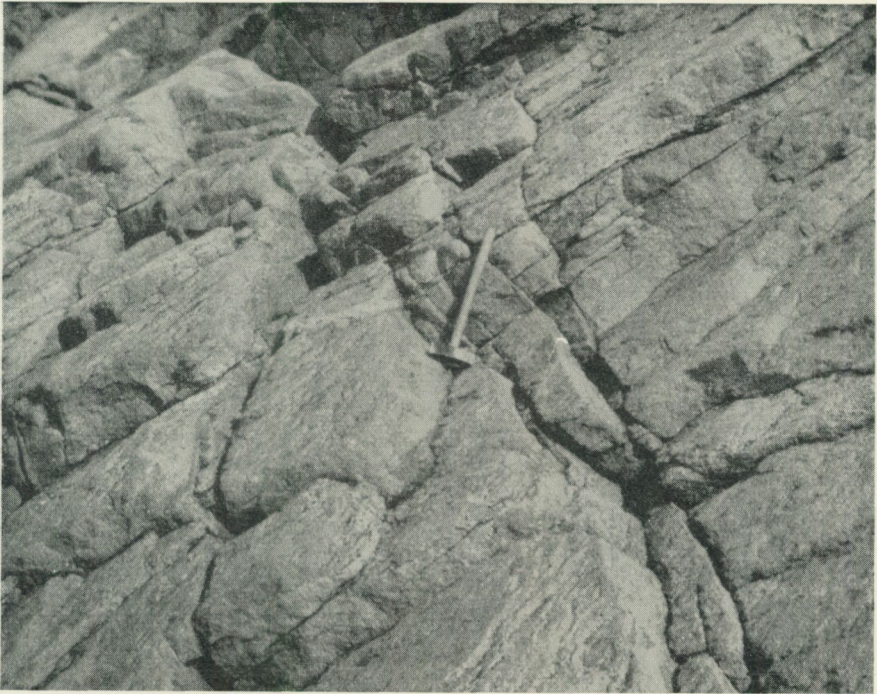


Fig. 13. Geschieferter Bohusgranit. Der mittlere Teil von Rustningsfjället.  
Photo Verf. 24. 8. 1937.

vertikalen, quarzverkitteten N- und NO-Spalten geschehen sind, wie sie Ljungner von seinem Untersuchungsgebiet beschrieben hat.

Die jüngste Tektonik — die kaledonische, variscische und noch jüngere Bewegungen umfasst — wird aus vorher erwähnten Gründen hier nicht näher behandelt. Es sei nur angeführt, dass die grössten Meerestiefen dieser Küstenzone (Fig. 2) einen gewissen Zusammenhang mit der jüngeren Tektonik zeigen (Vgl. Störmer, 14).

Wie ersichtlich, ist also die einst angelegte Bewegungszone, wie es so oft der Fall ist, auch hier während mehrerer, auf einander folgender tektonischer Beanspruchungen eine relative Schwächezone gewesen. Deshalb hat einerseits die Reaktion auf die verschiedenen Beanspruchungen hier — im Vergleich zu den resistenteren Granitgebieten — etwas abweichende Formen angenommen, andererseits ist durch die durchschnittlich grössere Intensität der Bewegungen innerhalb derselben, im Raume ziemlich beschränkten Zone eine sichere Feststellung der Zeitfolge der tektonischen Ereignisse, besonders mit Hilfe der gefügeanalytischen Methoden, in hohem Grade erleichtert worden.

Während die Reihenfolge der im vorhergehenden behandelten, im untersuchten Gebiete einregistrierten tektonischen Bewegungen also sicher festge-



Fig. 14. Vertikale Felsenwand ungefähr senkrecht zur Schieferungszone. Die Landspitze NO von Ledsundsholmen, von SW gesehen. Photo Verf. 14. 8. 1937.

stellt ist, entstehen bei der näheren Datierung, besonders der älteren Deformationen, begreiflicherweise einige Schwierigkeiten.

Die Phase IV mit ihrer NNO—SSW-lichen Druckrichtung ist nicht unmittelbar in das orogenetische Zeitschema einzupassen. Wahrscheinlich repräsentiert sie aber eine, vielleicht nur episodische, Endphase der gotokarelidischen Orogenese in der Terminologie Backlunds (1) bzw. der karelischen Faltung nach Magnusson (10) und Wahl (16).

Die älteste postgranitische Schieferung mit ihrer hauptsächlich W—O-lichen Bewegungsrichtung (III), die hier die Svinesund-Kosterfjord-Überschiebung genannt wird, ist höchstwahrscheinlich mit einer späten Phase der (goto)karelidischen Orogenese zusammenzustellen, und zwar mit der Zusammenfaltung der Dalformation. Damit ist jedoch nicht gesagt, dass der Bohusgranit notwendigerweise älter als diese Formation ist. Dass jedoch die Erstarrung des Granits, im Gegensatz zur Zusammenstellung Ljungners (7. S. 248), geschehen ist, ehe die (goto)karelidischen Bewegungen von Überschiebungstypus zu Ende gebracht waren, dürfte nach dem vorhergehenden offenbar sein.<sup>1</sup> Man darf wohl mit Grund erwarten, dass eine erweiterte Untersuchung sowohl der nördlichen als auch der südlichen Fortsetzung der hier beschriebenen Bewegungszone weitere Beiträge zur Frage der genaueren Altersstellung des Bohusgranits geben könnte. Eine solche Untersuchung würde vielleicht auch Auskünfte darüber geben können, ob ein zeitlicher Zusammenhang zwischen der in diesem

<sup>1</sup> Nach Magnusson (10. S. 106; 10 a. S. 357) sind die im südwestlichen Teil der Provinz Värmland auftretenden kleinen Granitmassen von Bohustypus zu Ende seines gotischen Zyklus intrudiert und würden also älter sein als die Dalformation, die den folgenden karelischen Zyklus im Sinne Magnussons repräsentiert.



Fig. 15. Vagnarfjället von SW. Photo Verf. 24. 8. 1937.

Aufsatz behandelten Schieferungszone und der von Magnusson (9) neuerdings beschriebenen Mylonitzone im zentralen Teil der Provinz Värmland anzunehmen ist. Auch würde eine gefügeanalytische Untersuchung dieser Mylonitzone sehr wünschenswert sein.

## V. Die morphologische Bedeutung der Schieferung.

Hier sei noch einiges erwähnt über die Bedeutung der in den vorhergehenden Abschnitten behandelten Schieferung für die Ausbildung der Morphologie dieser Gegend. Dass die Morphologie einer so ausgeprägten tektonischen Bewegungszone von der für Gebiete mit massenförmigem, nicht deformiertem Granit gewöhnlichen abweichen muss, ist ja zu erwarten. In der Tat zeigen sowohl Gross- als Kleinformen in diesem Gebiete oft grössere Ähnlichkeit mit Gneis- als mit Graniterrain.

Die flach fallende Schieferung des Granits und die, hierzu mehr oder weniger parallelen, gestreiften Gleitflächen bedingen eine Klüftung, die sowohl im kleinen (Fig. 12 und 13) als auch im grossen (Fig. 14) oft sehr hervortretend ist. Diese, zuweilen dicht nebeneinander liegenden, Schieferungskluftflächen sind für die Arbeit der glazialen (und marinen) Erosion von der grössten Bedeutung gewesen. Diese Arbeit hat offenbar in grosser Ausdehnung in einer Abschälung von verhältnismässig dünnen, von den erwähnten Kluftflächen begrenzten, Gesteinsplatten bestanden. Das Ergebnis, wie es an der stattlichen Felsenküste von der Mündung des Dynekilen nach Nordnordosten zu besonders schön studiert werden kann, zeigt sich in einem Hervorpräparieren von weit ausgedehnten Schieferungsebenen. Die nordwestlich gegen den Singlefjord abfallenden Abhänge der Rustnings- und Vagnarfjällen sind in grossem Ausmasse solche hervorpräparierte Schieferungsflächen, die oft von grosser Höhe bis nach der



Fig. 16. Svinesund von WSW.

Meeresfläche hinunter so eben sind, dass sowohl ein Hinabsteigen vom Lande her als eine Ersteigung der Berge vom Meeresufer besonders bei feuchtem Wetter sehr schwierig ist. Diese Morphologie tritt, mehr oder weniger ausgeprägt, in der ganzen Länge der Schieferungszone auf.<sup>1</sup>

Fig. 15 zeigt ein Bild von Vagnarfjället von SW, d. h. ungefähr in der Streichrichtung der Schieferungszone. In der Profilinie des Berges treten die soeben erwähnten, von der Schieferung des Gesteins bedingten, verhältnismässig flach westnordwestlich fallenden Abhänge hervor, hier und da von steil ost-südöstlich fallenden Flächen unterbrochen. Diese letzteren sind wahrscheinlich den vorher erwähnten jüngeren tektonischen Strukturen zuzuschreiben. Eine flüchtige Betrachtung der Fig. 15 würde eine glaziale Skulptur vermuten lassen, die durch eine von links her (NW) kommende Eisbewegung entstanden sein könnte. In der Tat ist aber das Eis von Nordosten, im Bild ziemlich genau auf den Zuschauer zu, gekommen. Solche tektonisch bedingte, falsche Stoss- und Lee-seiten bei distal zur Eisbewegungsrichtung fallenden Strukturebenen (Schieferung bzw. Bankung) sind vom Gneis- bzw. Granitgebiet des mittleren Bohuslän von Ljungner (7. S. 257—272) beschrieben worden.

Fig. 16 schliesslich gibt eine Photographie von der Fähre Svinesund wieder, von etwa Südwesten aufgenommen. Die Grenze zwischen Granit (rechts) und Gneis (links), zugleich die schwedisch-norwegische Reichsgrenze, geht mitten durch den hier sehr engen Sund. Wie ersichtlich, hat die hier flach nordnordwestlich fallende Überschiebungsstruktur an der norwegischen Seite des Sundes

<sup>1</sup> Die Beziehung zwischen Topographie und »Bankung« des Granits in der Nähe der grossen postglazialen Schalenbank südlich von Lunnevik (im mittleren Teil unserer tektonischen Zone) ist beiläufig von G. de Geer (2 a. S. 1195) angedeutet worden.

eine Tendenz zur Ausbildung überhängender Bergpartien verursacht. Die Eisbewegung ist hier etwa in der Längsrichtung des Sundes, in Fig. 16 also nach links hin, gegangen.

## VI. Die steinindustrielle Bedeutung der Schieferung.

Schliesslich seien einige Worte über die steinindustrielle Bedeutung der geschieferten Granitzone hinzugefügt. Diese ist ganz negativ. Innerhalb der beschriebenen Zone ist überhaupt kein einziger Steinbruch eröffnet worden. Von der Schieferung abgesehen, ist der Granit des südlichen Teils des betreffenden Gebietes gewöhnlich allzuviel mit Gneismaterial vermischt, um in steinindustrieller Beziehung von grösserer Bedeutung sein zu können. Im nördlichen Teil der Zone fehlen, wie erwähnt, fremde Bruchstücke in der Regel ganz. Die grobkörnige Beschaffenheit des Granits macht ihn aber hier für Pflastersteine weniger geeignet. Herstellung von Kantsteinen kommt jedoch in einigen Steinbrüchen, unter anderem bei Dynekilen, gleich östlich der geschieferten Zone, vor. Innerhalb dieser Zone ist aber jede industrielle Verwertung ausgeschlossen. Wenn nun die in diesem Aufsatz geschilderten geologischen Ereignisse einen für wirtschaftliche Ausbeutung günstig gelegenen Streifen des bohuslänschen Granits der materiell praktischen Ausnutzung wertlos gemacht haben, so hat sich andererseits hier — besonders zwischen Strömstad und Halden, am Svinesund entlang — eine Schärennatur von selbst für Schweden teilweise eigenartiger Schönheit gebildet, die gerade dank ihrer materiellen Wertlosigkeit unberührt hat bleiben können.

---

## VII. Zitierte Literatur.

1. Backlund, H. G.: Till frågan om granitgrupper, bergskedjeveckningar och cykelindelning inom Fennoskandia. (Geol. För. Förh. 58. H. 2.) Stockholm 1936.
2. De Geer, G.: Beskrifning till kartbladet Strömstad med Koster. (S. G. U. Ser. Ac. N:o 1.) Stockholm 1902.
- 2 a —, Quaternary sea-bottoms in Western Sweden. (Geol. För. Förh. 32. H. 5.) Stockholm 1910.
3. Gavelin, A. und Magnusson, N. H.: Geologisk översiktskarta över Norden. Skala 1 : 1,000,000. Stockholm 1933.
4. Habetha, E.: Tektonische und gefügekundliche Untersuchungen am Karlsruhammer Granitmassiv. (Abh. a. d. geol.-pal. Inst. d. E.-M.-A.-Univ. Greifswald. XVI.) Greifswald 1936.
5. Holmquist, P. J.: Studien über die Granite von Schweden. (Bull. Geol. Inst. Ups. VII. 4.) Upsala 1906.
6. Högbom, A. G.: Fennoskandia. (Handbuch der reg. Geol. IV. 3.) Heidelberg 1913.
7. Ljungner, E.: Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrakküste. I, II. (Bull. Geol. Inst. Ups. XXI.) Upsala 1927—30.
8. —, De större landformerna i mellersta Bohusläns gneisområde. (Geografdagarna i Göteborg 1937. Exkursionen i Bohuslän.) Göteborg 1937.
9. Magnusson, N. H.: Den centralvärmländska mylonitzonen och dess fortsättning i Norge. (Geol. För. Förh. 59. H. 2.) Stockholm 1937.
10. —, Om cykelindelningen i det svenska urberget. (Geol. För. Förh. 58. H. 1.) Stockholm 1936.
- 10 a. —, The evolution of the lower Archæan rocks in central Sweden and their iron, manganese, and sulphide ores. (Quat. Journ. Geol. Soc. XCII. 3.) London 1936.
11. Oxaal, J.: Norsk granit. (N. G. U. Nr. 76.) Kristiania 1916.
12. Sander, Br.: Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
13. Sederholm, J. J.: Om graniterna i Sverige och Finland. (Geol. För. Förh. 50. H. 1.) Stockholm 1928.
14. Størmer, L.: Contribution to the geology of the southern part of the Oslofjord. (Norsk Geol. Tidskr. 15.) Oslo 1935.
15. Vogt, J. H. L.: Nogle bemærkninger om granit. (Christiania Vidensk. Selsk. Forhandl. Aar 1881. N:o 9.) Christiania 1882.
16. Wahl, W.: Om granitgrupperna och bergskedjeveckningarna i Sverige och Finland. (Geol. För. Förh. 58. H. 1.) Stockholm 1936.

**SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST  
UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:**

**Ser. Aa** Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

	Pris kr.
N:o 168 <i>Malingsbo</i> av A. HÖGBOM och G. LUNDQVIST 1930 . . . . .	4,00
› 169 <i>Slite</i> av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1928 . . . . .	4,00
› 170 <i>Katthammarsvik</i> av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1929 . . . . .	4,00
› 171 <i>Kappelshamn</i> av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1933 . . . . .	4,00
› 172 <i>Lugnås</i> av G. LUNDQVIST, A. HÖGBOM och A. H. WESTERGÅRD 1931 . . . . .	4,00
› 173 <i>Göteborg</i> av R. SANDEGREN och H. E. JOHANSSON 1931 . . . . .	4,00
› 174 <i>Karlstad</i> av N. H. MAGNUSSON och R. SANDEGREN 1933 . . . . .	4,00
› 175 <i>Nya Kopparberget</i> av N. H. MAGNUSSON och G. LUNDQVIST 1932 . . . . .	4,00
› 176 <i>Storvik</i> av B. ASKLUND och R. SANDEGREN 1934 . . . . .	4,00
› 177 <i>Grängesberg</i> av N. H. MAGNUSSON och G. LUNDQVIST 1933 . . . . .	4,00
› 179 <i>Forshaga</i> av R. SANDEGREN och N. H. MAGNUSSON 1937 . . . . .	4,00
› 180 <i>Färö</i> av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1936 . . . . .	4,00
› 181 <i>Smedjebacken</i> av G. LUNDQVIST och S. HJELMQVIST 1937 . . . . .	4,00

**Ser. Ba** Översiktsskator.

N:o 12 Kvärtärgeologisk karta över Stockholmstrakten. Skala 1 : 50 000. 1929. Stockholmstraktens kvärtärgeologi, av G. DE GEER. Beskrivning till kvärtärgeologisk karta över Stockholmstrakten. Bilaga med specialundersökningar. With English Explanations. 1932 . . . . .	5,00 3,00
---	--------------

**Ser. C.**

*Årsbok 28 (1934).*

N:o 381 WESTERGÅRD, A. H., En kvärtär Stromatolitikalksten från Bohuslän. Med 13 tavlor. Summary: A Quaternary Stromatolitic Limestone from Bohuslän, Sweden. 1934 . . . . .	2,00
› 382 ASKLUND, B. och THORSLUND, P., Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. Med 4 tavlor. 1935 . . . . .	2,00
› 383 ARRHENIUS, O., Fosfathalten i skånska jordar. Med 4 tavlor. Summary: The Phosphate content in Scanian soils. 1934 . . . . .	3,00
› 384 GRANLUND, E. och WENNERHOLM, S., Sambandet mellan moräntyper samt bestånds- och skogstyper i Västerbottens lappmarker. 1935 . . . . .	2,00
› 385 HÄGG, R., Die Mollusken und Brachiopoden der schwedischen Kreide. 2. Kullemölla, Lyckås, Käseberga und Gräsryd. Mit 10 Tafeln. 1935 . . . . .	2,00

*Årsbok 29 (1935).*

N:o 386 LUNDEGREN, ALF, Die stratigraphischen Ergebnisse der Tiefbohrung bei Kullemölla im südöstlichen Schonen. Vorläufiger Bericht. Mit 1 Tafel. 1935 . . . . .	1,00
› 387 ASKLUND, B., Stratigrafien inom södra Lapplands kvartarsparagmitbildningar i Långseleåns och Korpåns dalgång. Med 1 tavla. 1935 . . . . .	2,00
› 388 THORSLUND, P. och ASKLUND, B., Stratigrafiska och tektoniska studier inom Fällingeområdet i Jämtland. Med 3 tavlor. English summary: Stratigraphical and Tectonical Studies in the Fällinge Area in Jemtland. 1935 . . . . .	2,00
› 389 HÖGBOM, A., Skelleftefältet med angränsande delar av Västerbottens och Norrbottens län. En översikt av berggrund och malmförekomster. Med 2 tavlor. Summary: The Skellefte district with adjacent parts of Westerbotten and Norrbotten. A review of the geology and ore deposits. 1937 . . . . .	6,00
› 390 LUNDQVIST, G., Blockundersökningar. Historik och metodik. Zusammenfassung: Geschiebeuntersuchungen. 1935 . . . . .	1,00
› 391 ASKLUND, B., Gästrikländska forstrandlinjer och nivåförändringsproblemen. Med 3 tavlor. 1935 . . . . .	3,00
› 392 SUNDIUS, N., On the Origin of late magmatic Solutions containing Magnesia, Iron, and Silica. 1935 . . . . .	0,50

- N:o 393 ASKLUND, B., Den marina skalbärande faunan och de senglaciala nivåförändringarna med särskild hänsyn till den gotiglaciala avsmältningssonen i Halland. Zusammenfassung: Die marine schalentragende Fauna und die spätglazialen Niveauveränderungen. Mit besonderer Berücksichtigung der gotiglazialen Abschmelzzone in Halland. 1936 2,50

## Årsbok 30 (1936).

- N:o 394 WESTERGÅRD, A. H., Paradoxides oelandicus Beds of Öland, with the Account of a Diamond Boring through the Cambrian at Mossberga. With 12 Plates. 1936 . . . . . 3,00
- › 395 ASKLUND, B., Zur Kenntnis der jämtländischen Ogygiocarisschieferfauna. Mit 2 Tafeln. 1936 . . . . . 1,00
- › 396 BROTZEN, F., Foraminiferen aus dem schwedischen, untersten Senon von Eriksdal in Schonen. 1936 . . . . . 4,00
- › 397 LUNDQVIST, G., Sjöarnas transparens, färg och areal. Zusammenfassung: Transparenz, Farbe und Areal der Binnengewässer. 1936 . . . . . 0,50
- › 398 THORSLUND, P., Siljansområdets brännkalkstenar och kalkindustri. Med 3 tavlor. 1936 . . . . . 3,00
- › 399 ASSARSSON, G., Die Entstehungsbedingungen der hydratischen Verbindungen im System  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$  (flüssig) und die Hydratisierung der Anhydrokalziumaluminat. 1936 . . . . . 4,00
- › 400 ASKLUND, B., Die Fauna in einem Geschiebe aus der Trinucleusstufe in Jämtland. Mit 2 Tafeln. 1936 . . . . . 1,00
- › 401 MAGNUSSON, N. H., Berggrunden inom Kantorps malmsakt. Med en tavla. Summary: The veined Gneisses of the Kantorp Ore district. 1936 . . . . . 2,50
- › 402 ASKLUND, B., Frösöns submoräna avlagringar. Prel. meddelande. Resumee: Die submoränen Ablagerungen der Insel Frösön in Jämtland. 1936 0,50
- › 403 EKSTRÖM, G., Upper Didymograptus shale in Scania. With 11 plates. 1937 . . . . . 2,50
- › 404 GAVELIN, SVEN, Auftreten und Paragenese der Antimonminerale in zwei Sulfidvorkommen im Skelleftefælde, Nordschweden. 1936 . . . . . 0,50

## Årsbok 31 (1937).

- N:o 405 LUNDQVIST, G., Sjösediment från mellersta Norrland. Indalsälvens, Ångermanälvens och Umeälvens vattenområden. Resumee: Binnenseesedimente aus dem mittleren Norrland. Die Fluss-systeme des Indalsälvens, Ångermanälvens und Umeälven. 1936 . . . . . 2,50
- › 406 LINNELL, T., Om tertiära vedrester av Sequoia-typ i nordöstra Skånes kvartärformation. Med 2 tavlor. Zusammenfassung: Tertiäre Holzreste von Sequoia-Typus als Geschiebe in Schonen gefunden. 1936 . . . . . 1,00
- › 407 SAHLSTRÖM, K. E., Jordskalv i Sverige 1931—1935. Med en karta. Resumee: Erdbeben in Schweden 1931—35. 1936 . . . . . 1,00
- › 408 LUNDQVIST, G., Sjösediment från Rogenområdet i Härjedalen. Zusammenfassung: Binnenseesedimente aus dem Rogengebiet in Härjedalen. 1937 2,00
- › 409 THORSLUND, PER, Kvartsiter, sandstenar och tektonik inom Sunneområdet i Jämtland. 1937 . . . . . 0,50

## Årsbok 32 (1938).

- N:o 411 LARSSON, W., Die Svinesund—Kosterfjord—Überschiebung. Ein Beitrag zur postgranitischen tektonischen Geschichte des nördlichsten Bohuslän. 1938 . . . . . 1,00
- › 412 ARRHENIUS, O., Upplysningar till en karta över den gotländska åkerjordens fosfathalt. Med en karta. Summary: The Phosphate content of the soils of the Isle of Gotland. 1937 . . . . . 2,00

## Ser. Ca.

- N:o 24 GELJER, PER, Norbergs berggrund och malmfyndigheter. Med 6 tavlor. Summary: Geology and ore deposits of Norberg. 1936 . . . . . 8,00
- › 25 MOLIN, K., A general earth magnetic investigation of Sweden carried out during the period 1928—1934 by the Geological survey of Sweden. Part 1. Declination. With 4 plates. 1936 . . . . . 10,00

Distribueras genom *Generalstabens Litografiska Anstalt, Stockholm 1.*