

Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten

Autor(en): **Kvale, Anders**

Objektyp: **Article**

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

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

Heft 2

PDF erstellt am: **11.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-29177>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten

(Vorläufige Mitteilung)

Von *Anders Kvale* (Bergen, Norwegen, z. Zt. Zürich)

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	399
Hauptprobleme und Ziele der Untersuchungen	400
Die alpinen Bewegungen im Gotthard- und Aarmassiv	402
Ergebnisse der Felduntersuchungen	405
Postherzynische Mulden	405
Urseren-Garvera-Mulde	405
Mulden südlich des Gotthardmassivs.	408
Die alten Massive	410
Das Tavetscher Zwischenmassiv	410
Das Gotthardmassiv	413
Metamorphe Gesteine	413
Granitische Plutone	416
Das Aarmassiv	419
Ergebnisse der Dünnschliffstudien	422
Deutung der Regelung	427
English Summary	431
Literaturverzeichnis	433

Einleitung

Im Jahre 1944 wurden, auf Initiative von Prof. Dr. P. Niggli †, am Mineralogisch-petrographischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich Gefügeuntersuchungen im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten begonnen. Die ersten Untersuchungen stammten von W. EPPRECHT, welcher in einem Kolloquiumsvortrag im Oktober 1945 eine Übersicht über die damaligen Resultate gab. Später wurden die Untersuchungen durch mehrere andere Mitarbeiter fortgesetzt. Orientierte Gesteinsproben wurden auch von W. HUBER und E. DAL VESCO gesammelt; TH. GEIGER, L. M. J. U. VAN STRAATEN und A. GLAUSER führten eine grosse Anzahl von Messungen aus. In zwei Diplomarbeiten wurden diese Untersuchungen gegen Westen und Osten ausgedehnt. H. RÖTHLISBERGER machte Gefügeuntersuchungen im Gerental und J. BÜCHI bearbeitete das Gebiet zwischen der Lukmanierstrasse und Truns. Das gesamte Untersuchungsgebiet umfasste den grössten Teil des Gotthardmassivs, das Tavetscher Zwischenmassiv, die Urseren-Garveramulde, den Südrand des Aarmassivs, die Scopi-, Piora-, Bedretto- und Nufenenmulde und die Stirnregion der Lucomagnodecke. Insgesamt wurden über 300 orientierte Gesteinsproben gesammelt und mehr als 250 Gefügediagramme hergestellt. Die Bearbeitung dieses grossen Materials wurde von A. GLAUSER fortgesetzt. Nach dem Tode Prof. P. NIGGLIS blieb die Arbeit für einige Zeit liegen. Sein Nachfolger, Prof. Dr. F. LAVES, bat den Verfasser, das Material durchzuarbeiten und die Untersuchungen abzuschliessen. Er hat sich seit dem Sommer 1956 dieser Aufgabe gewidmet. Ergänzende Felduntersuchungen unternahm er im Sommer und Herbst 1956 und setzte sie diesen Sommer fort. Die Bearbeitung des Materials wird voraussichtlich im Winter 1957/58 abgeschlossen und anschliessend publiziert werden.

Inzwischen wurde bekannt, dass die Herren H. G. WUNDERLICH und W. PLESSMANN aus Göttingen im August 1956 ähnliche Untersuchungen in der ganzen Sedimenthülle des Gotthardmassivs begonnen hatten, ohne mit dem Zürcher Institut, dessen spezielles Arbeitsgebiet das Gotthardmassiv seit Jahrzehnten darstellt — wie aus der Literatur ersichtlich —, irgendwelche Fühlung zu nehmen. Schon im Januar 1957 haben sie in zwei Vorträgen, erschienen in den Nachrichten der Göttinger Akademie der Wissenschaften (WUNDERLICH und PLESSMANN, 1957) ihre Hauptresultate vorgelegt. Da in diesen Vorträgen zum grösseren Teil dieselben Probleme behandelt wurden, welche Gegenstand der bisherigen Untersuchungen in Zürich sind, hat der Verfasser es für zweck-

mässig erachtet, schon jetzt eine kurze Übersicht über die Ergebnisse dieser Untersuchungen zu veröffentlichen. Die ausführlichen Belege zu den hier folgenden Resultaten werden in der grösseren Arbeit erscheinen.

In dieser Zusammenfassung soll nicht auf alle Probleme eingegangen werden, welche die beiden Herren schon fünf Monate nach Beginn ihrer Feldarbeiten gelöst zu haben glauben, wie zum Beispiel Fragen des Temperaturgradienten während der Metamorphose und der Herkunft der Wärme. Das Hauptgewicht wird auf die Strukturen und Texturen gelegt, die man im Felde beobachten kann, auf deren Beziehungen zu den Struktur- und Texturrichtungen, wie sie sich aus den Gefügeuntersuchungen in Dünnschliffen ergeben, und auf die Zusammenhänge zwischen dem Gefüge und den Bewegungen, welche die verschiedenen Gesteine erlitten haben.

Die Untersuchungen während der ersten Jahre wurden aus Mitteln der Jubiläumsspende für die Universität Zürich, des Jubiläumsfonds ETH 1930 und der Huber-Kudlich-Stiftung unterstützt. Die abschliessenden Untersuchungen und die Bearbeitung des Materials wurden durch die Stiftung für wissenschaftliche Forschung an der Universität Zürich und durch eine grössere Spende des Schweizerischen Nationalfonds ermöglicht. Für die Bereitwilligkeit, diese Arbeiten zu fördern, sind wir allen diesen Institutionen zu grossem Dank verpflichtet.

Der Verfasser möchte gern dem Direktor des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Eidg. Technischen Hochschule, Prof. Dr. F. LAVES, dafür danken, dass er durch seine Initiative den Abschluss dieser Untersuchungen ermöglichte sowie auch für sein stetes Interesse für die Arbeit. Den Herren Dr. W. Epprecht und Prof. Dr. E. Wenk dankt der Verfasser für wertvolle Diskussionen. Er dankt auch Prof. Dr. C. Burri, Prof. Dr. F. de Quervain und Dr. W. Epprecht für Durchlesen und sprachliche Korrektur des Manuskriptes.

Hauptprobleme und Ziele der Untersuchungen

Die Gefügekunde ist bekanntlich von B. SANDER in Innsbruck und seinen Schülern entwickelt worden. Das Hauptziel der Gefügeuntersuchungen kann folgendermassen formuliert werden: durch eingehendes Studium der Strukturen und Texturen, die man im Felde und im Dünnschliff beobachten kann, insbesondere durch statistische Untersuchungen über die Regelung der verschiedenen Mineralkörner in orientierten Dünnschliffen, Auskunft über die Bewegungen zu erhalten, welche diese Regelung herbeiführten, sowohl mit Rücksicht auf die Richtungen dieser

Bewegungen als auf ihre Zeitfolge im Verhältnis zu den verschiedenen Phasen der Rekristallisation. Oder kurz zusammengefasst: durch Studium der Bewegungsspuren im Gestein soll Auskunft über die Bewegungen erhalten werden, welche diese Spuren hervorbrachten.

Die Theorie der Gefügekunde ist hauptsächlich durch Dünnschliff- und Handstückstudien entwickelt worden. Daneben spielten theoretische Erwägungen und Studien im Felde eine bedeutende Rolle. Die feldgeologischen Belege für die Richtigkeit der Theorien stammen grösstenteils aus den Ostalpen. Für diese gilt indessen der ungünstige Umstand, dass das Kristallin der ostalpinen Decken zum grossen Teil auch präalpine Metamorphosen durchgemacht hat und darum oft komplizierte Strukturbilder besitzt, deren Deutung im Felde ziemlich schwierig sein kann. Auf diese Komplikationen hat u. a. DE SITTER aufmerksam gemacht. Leider ist auch, trotz der vielen Arbeiten, die von der Innsbrucker Schule veröffentlicht worden sind, bis jetzt keine Beschreibung eines Gebietes gegeben worden, für welches die Bewegungen ohne Gefügeuntersuchungen eindeutig festgestellt werden können und für welches das Verhältnis der Gefügeelemente zu diesen Bewegungen im Felde und im Dünnschliff belegt ist.

Man kann sich auch die Frage stellen, ob wir ohne weiteres anneh-

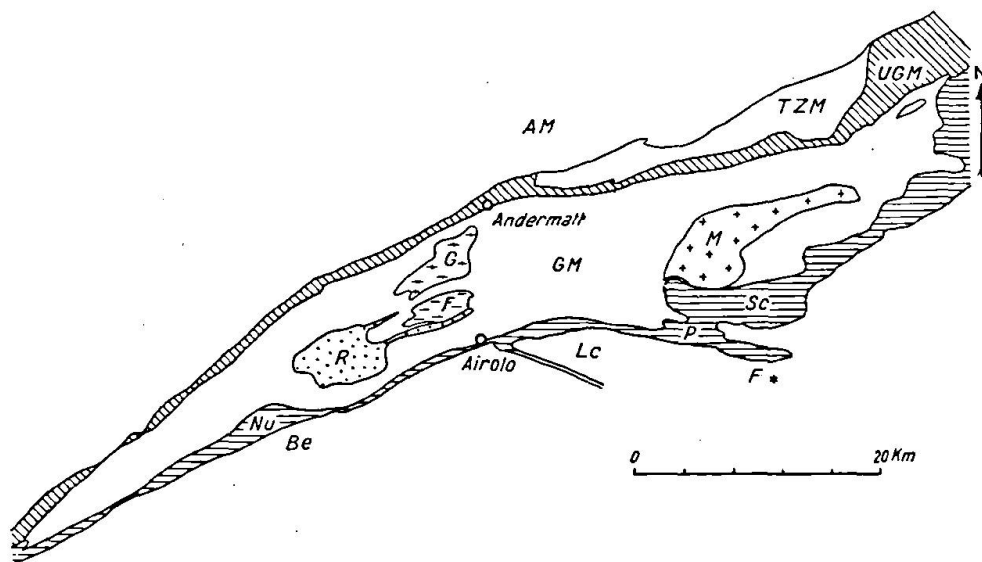


Fig. 1. Übersichtskarte des Gotthardmassivs.

AM Aarmassiv, Be Bedrettomulde, F Fibbiapluton, F* Frodalera, G Gamsbodenpluton, GM Gotthardmassiv, Lc Lucomagnodecke, M Medelserpluton, Nu Nufenenmulde, P Pioramulde, R Rotondopluton, TZM Tavetscher Zwischenmassiv, UGM Urseren-Garvera-Mulde, Sc Scopimulde. — Horizontale Linien: Gotthardmassivische Bündnerschiefer und Trias südlich und östlich des Gotthardmassivs.

men dürfen, dass die Beziehungen, die man in den Ostalpen zwischen Gefüge und Bewegungen gefunden hat, allgemeine Gültigkeit besitzen. Dass diese Frage berechtigt ist, zeigen u. a. die Schwierigkeiten, die in den skandinavischen Kaledoniden auftreten, wenn man die Ergebnisse der Gefügeuntersuchungen in Einklang mit den mittels Felduntersuchungen bestimmten Bewegungsrichtungen zu bringen versucht (KVALE, 1953).

Um zur Abklärung dieser Fragen beitragen zu können, wäre es günstig, Gefügeuntersuchungen in einem Gebiet auszuführen, in welchem die Bewegungen im Felde von vornherein einwandfrei festgelegt werden können. Für eine solche Untersuchung ist das Gotthardgebiet besonders geeignet. Dass die alpinen Hauptbewegungen nordwärts gerichtet waren, wurde schon frühzeitig erkannt und ist immer wieder bestätigt worden. In den mesozoischen Gesteinen zwischen dem Aar- und dem Gotthardmassiv sowie in innergotthardmassivischen Mulden im Ostteil desselben hat man Gesteine, die nur die alpinen Metamorphosen erlitten haben und wo keine Deckenbewegungen festgestellt wurden. Dazu hat man im Gotthardmassiv die Möglichkeit, den Einfluss der alpinen Bewegungen auf das präalpine Gefüge zu verfolgen.

Die alpinen Bewegungen im Gotthard- und im Aarmassiv

Nach der üblichen Auffassung bestehen sowohl das Aar- als das Gotthardmassiv aus prätriadischen Gesteinen, die die Unterlage für die mesozoischen Sedimente bilden¹⁾. Während der alpinen Orogenese wurden die heutigen Massive von den angrenzenden Gebieten dieser Unterlage durch Schubflächen getrennt, aufwärts gepresst und gegen Norden bewegt. Teile der Sedimenthülle wurden zwischen den Massiven zusammengepresst oder in die Massive hineingefaltet. Der grösste Teil der Sedimente wurde dagegen unter starken Faltungen nordwärts geschoben und bildet heute die Helvetischen Decken.

Was geschah mit den Massiven und ihren Gesteinen während diesen Bewegungen? Betrachtet man zum Beispiel die Profile von R. STAUB (1924, Tafel 30), so sieht man, dass er eine Aufteilung der Massive durch

¹⁾ Die Petrographie und Stratigraphie im Gotthardgebiet ist besonders von Zürcher Forschern eingehend untersucht worden. Diese Arbeiten werden fortgesetzt. Eine gute Übersicht bieten die Ausführungen von P. NIGGLI und R. U. WINTERHALTER im Geologischen Führer der Schweiz, 1934 (Fasc. II und XI); siehe ferner E. NIGGLI in J. CADISCH: Geologie der Schweizeralpen, 1953 (mit Literaturhinweisen).

Schubflächen annimmt, ferner, dass die Massive mit der fortschreitenden Nordwärtsbewegung immer mehr in der Schubrichtung gestreckt wurden, wobei die Breite der Massive im Nord-Süd-Profil entsprechend reduziert wurde.

Die Bewegungen im Aarmassiv und in seinem Sedimentmantel wurden von ALB. HEIM eingehend diskutiert (Geologie der Schweiz, II, S. 155). Seine Ausführungen fanden durch die Profile, die K. ROHR (1926) zwischen Wendenjoch und Wetterhorn aufnahm, eine schöne Bestätigung (Fig. 2). Diese Profile zeigen deutlich, wie die Gesteine des Aarmassivs durch zahlreiche Schubflächen aufgeteilt wurden und wie sich die Schichtpakete an diesen Schubflächen relativ zueinander bewegten. Die Schubflächen fallen ungefähr 60° gegen Süden und in der Regel parallel zur Schieferung der Gneise ein. Nur ganz vereinzelte Flächen setzen sich in der Sedimenthülle fort und dann nur über kurze Distanzen. Die Sedimente wurden dagegen stark gefaltet. Die Profile zeigen sehr schön, wie dieselbe Beanspruchung in verschiedenen Gesteinstypen verschiedene Bewegungstypen auslöst: in den Gneisen des Massivs eine laminare Gleitung auf den alten Schieferungsflächen ohne irgend eine Faltung; in den Sedimenten, deren Schichtflächen fast senkrecht zu

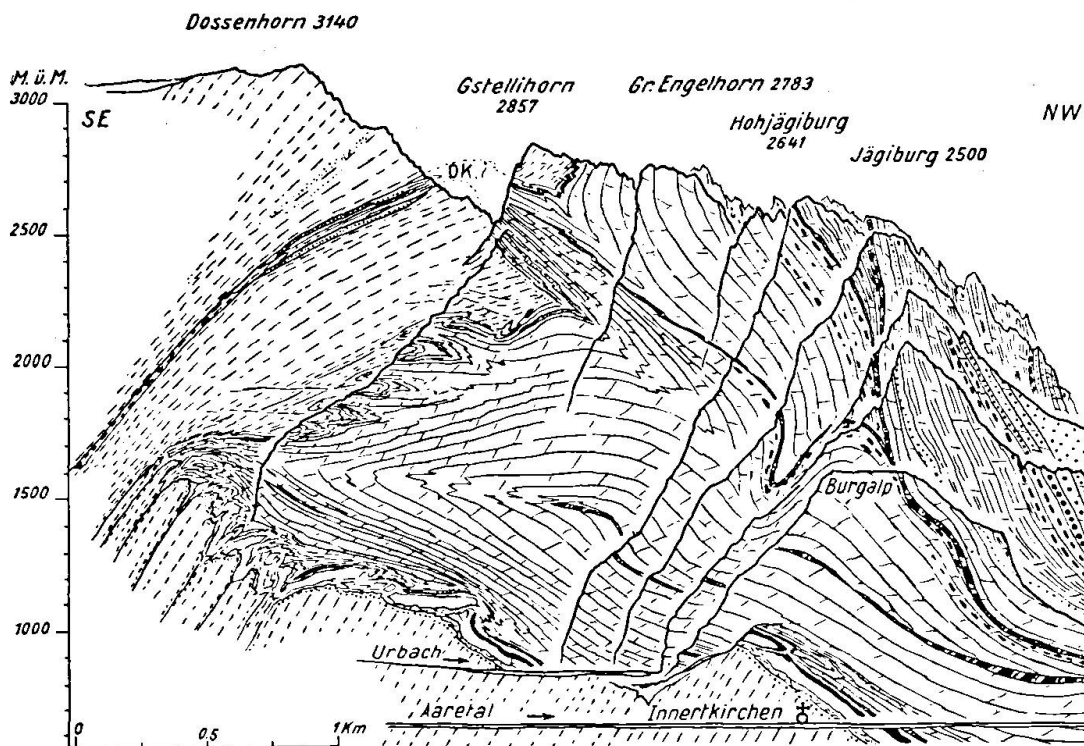


Fig. 2. Tektonisches Serienprofil Titlis-Wellhorn nach W. SCABELL, F. MÜLLER und K. ROHR, gezeichnet von K. ROHR, 1923.

den Schubflächen im Massive lagen, wurde eine intensive Faltung erzeugt.

Wie diese verschiedenen Bewegungstypen sich im Gefüge der Gesteine auswirkten, ist bisher nicht untersucht worden. Dass die Faltenachsen im Sedimentmantel quer zur Bewegungsrichtung verlaufen, ist seit langem bekannt und geht sowohl aus den geologischen Karten als auch aus ROHRS Profilen hervor. Ob daneben auch eine Striemung, d. h. eine parallele Orientierung der Mineralien gebildet wurde, ist nicht bekannt. An der Grimselstrasse, 1 km südlich Innertkirchen, sieht man sehr deutlich, wie sich in den Kreidekalksteinen der autochthonen Sedimenthülle des Aarmassivs zahlreiche Harnischflächen parallel zur Lagerung ausbildeten. Die Rutschstreifen haben überall die Richtung NNW, also senkrecht zu den Faltenachsen. Die Rutschstreifen sind wahrscheinlich durch Relativbewegungen zwischen den Gesteinslagen während der Faltung gebildet worden. Diese Erscheinung ist auch aus Gebieten mit mässiger Biegefaltung dickbankiger Gesteine, zum Beispiel im Jura, wohl bekannt. Wie sich die Gneise während der Bewegungen verhielten, kann in den guten Aufschlüssen an der Grimselstrasse zwischen Innertkirchen und Guttannen gesehen werden. ROHRS Beschreibung von den Gneisen am Achtelsassgrätli: „Der Gneis ist intensiv geschiefert. Verschiebungsfläche steht an Verschiebungsfläche“ (S. 36), trifft auch hier vollständig zu. Auf diesen Flächen, deren Abstand nur einige Millimeter beträgt, ist eine deutliche Striemung vorhanden, die durch parallele Orientierung von Muskovit und Serizit bedingt ist. Die Striemung verläuft parallel zur Fallrichtung, also südöstlich bis südsüdöstlich. Im Dünnschliff sieht man, dass die Längsrichtungen der Glimmerblättchen der Striemungsrichtung parallel verlaufen.

Neben den steilen Schieferungs- und Verschiebungsflächen ist noch ein zweites System von Verschiebungsflächen vorhanden. Diese Flächen fallen 20° bis 40° gegen SE, und deren Abstand kann in Zentimetern bis Dezimetern oder zum Teil in Metern gemessen werden. An diesen Flächen ist die steile Schieferung verbogen worden, und zwar überall in demselben Sinn: Die obere Seite ist immer gegen Norden bewegt. Auch auf diesen Flächen ist eine deutliche Striemung zu sehen. Sie wird teils durch Serizit, teils durch Chlorit gebildet und liegt wie die Striemung der steileren Flächen in der Fall-Linie. Die zwei Striemungen sind also im Streichen genau parallel.

In den Gneisen sieht man keine Andeutung von Falten. Die Deformation der Gneise erfolgte durch Bewegungen in zahllosen Flächen, parallel zur präalpinen Schieferung. Im Gegensatz zu der Biegefaltung in

der Sedimenthülle war die Bewegung rein laminar. Wie in den gefalteten Kalksteinen wurde eine Lineartextur in der Gleitrichtung gebildet.

Ergebnisse der Felduntersuchungen

POSTHERZYNISCHE MULDEN

Urseren-Garvera-Mulde

Die Urseren-Garvera-Mulde folgt der ganzen Nordseite des Gotthardmassivs von Brig im Rhonetal bis Versam im Vorderrheintal. Das Gebiet der vorliegenden Untersuchungen erstreckt sich vom Aeginental im Westen bis Truns im Osten. In dieser Mulde sind die strukturellen Verhältnisse klarer als in den übrigen Teilen des Gotthardgebietes, und es lohnt sich daher, zuerst dieses Gebiet näher zu betrachten. Die Mulde besteht aus postherzynischen, präalpinen Gesteinen, die nur die alpinen Bewegungen und Metamorphosen durchgemacht haben. Sie wurde zwischen dem Gotthardmassiv im Süden und dem Aarmassiv und dem Tavetscher Zwischenmassiv im Norden stark zusammengepresst. Dabei entstand eine Schieferung, die wenigstens im allgemeinen parallel mit der Lagerung ist. Die Schieferung fällt steil ($50\text{--}90^\circ$) gegen S bis SE (Fig. 3) ein. Auf den Schieferungsflächen ist eine deutliche *Striemung* vorhanden, die überall steil steht und annähernd in der Fallrichtung verläuft (Fig. 3). Schon im Handstück sieht man, dass diese Striemung

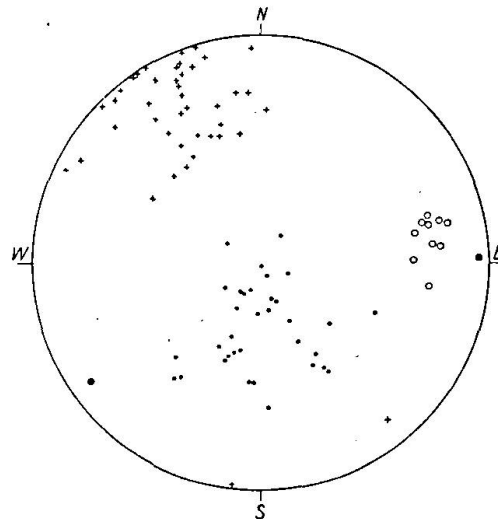


Fig. 3. Diagramm von Schieferungspolen, Striemung, Wellen- und Faltenachsen in der Urseren-Garvera-Mulde. Untere Halbkugel, flächentreue Projektion. Kreuze: Schieferungspole, Punkte: Striemung, Kreise: Wellenachsen, Kreise mit Punkten: Faltenachsen.

durch parallele Orientierung von Mineralien bedingt ist. Die Fallwinkel der Striemung zeigen eine regelmässige Variation. Auf der Schichtfläche gemessen ist der Winkel im Westen $50\text{--}70^\circ$ gegen E, in der Gegend von Andermatt $80\text{--}90^\circ$ gegen E oder W und im Osten $50\text{--}70^\circ$ gegen W. Die Striemung bildet somit einen deutlichen Fächer. Aus vielen Proben dieser Mulde sind je zwei Dünnschliffe hergestellt worden, ein Horizontalschliff, der annähernd senkrecht zur Striemung orientiert wurde, und ein Vertikalschliff senkrecht zur Schieferung. Von einigen Proben wurde zudem ein dritter Schliff parallel zur Schieferung hergestellt.

Das Studium dieser Schliffe ermöglicht eine genaue Bestimmung der Form der Mineralkörner. Mit Ausnahme von blastopsammitischen Feldspatkörnern, die in einigen Gesteinen auftreten, rekrystallisierten die meisten Mineralien während der Metamorphose. Durch diese Rekrystallisation sind die Körner deutlich anisometrisch geworden. Im Horizontalschliff sieht man meistens rundliche Körner von Quarz und Calcit, in den Vertikalschliffen dagegen von denselben Mineralien spindeilige Körner mit einem Verhältnis Länge zu Breite, das häufig 5:1 oder sogar 10:1 erreicht. Die Schliffe parallel zur Schieferungsebene zeigen, dass die Längsrichtung der Körner überall parallel zur Striemungsrichtung verläuft, sowohl bei Quarz und Calcit als bei Glimmer.

Die Mineralkörner zeigen nur geringe Spuren einer postkristallinen Deformation. Die Quarze löschen zum Teil undulös aus; Glimmer, die an blastopsammitische Feldspäte grenzen, können gebogen sein, besonders im Vertikalschliff; nur selten sind gebogene Zwillingslamellen in Calcit beobachtet worden. Die Rekrystallisation scheint also im grossen und ganzen spät- bis posttektonisch zu sein.

Neben der Striemung sieht man auf den Schieferungsflächen oft eine *Wellung* oder *Kleinfältelung*, deren Achsen meisten $20\text{--}30^\circ$ gegen N $75\text{--}85^\circ$ E einfallen und somit ungefähr 90° mit der Striemung bilden (Fig. 3). Im Vertikalschliff sieht man deutlich, dass durch diese Wellung die Glimmer gebogen sind. Fälle, bei denen die Wellung durch zwei sich schneidende Planartexturen gebildet wurde, sind unter dem Material aus der Urseren-Garvera-Mulde nicht bekannt. Die Wellenlänge der Kleinfältelung liegt meistens zwischen 2 und 10 mm, und die Amplitude ($2A$) beträgt gewöhnlich 1—3 mm. Eigentliche Falten sind bisher nicht beobachtet worden und müssen daher, wenn sie überhaupt vorkommen, selten sein. Das Altersverhältnis zwischen Striemung und Wellung scheint klar zu sein. Glimmer, die in der Striemungsrichtung gewachsen sind, wurden durch die Wellung gebogen. Die Striemung wurde während einer den ganzen Gesteinskomplex durchgreifenden Deformation gebildet; die

Wellung tritt dagegen nur lokal auf und bedeutet nur eine schwache Überprägung des Gefüges. Wie gross der Zeitunterschied gewesen sein mag, muss vorläufig eine offene Frage bleiben.

Relative Bewegungen. Bisher liegen keine Feldbeobachtungen über den relativen Bewegungssinn vor. In den Dünnschliffen kann man häufig solche Bewegungsspuren beobachten, besonders in den Gesteinen mit blastopsammitischen Feldspatkörnern. Diese sind offenbar zum Teil während den Bewegungen gedreht worden, und die benachbarten Glimmer wurden dabei gebogen. Aus dem Verlauf der Biegung kann man den relativen Bewegungssinn festlegen. Es zeigt sich dabei, dass man in den Horizontalschliffen nur ausnahmsweise Zeichen einer Relativbewegung finden kann, während die Bewegungsspuren in den Vertikalschliffen in vielen Fällen sehr deutlich sind. Diese Tatsache deutet darauf hin, dass die Vertikalbewegungen während der Deformation die wichtigsten waren. Besonders interessant ist diesbezüglich eine Reihe von Schliffen aus der Gegend von Andermatt. Fig. 4 zeigt die Relativbewegungen, die aus den Vertikalschliffen bestimmt werden können. Es wurden nur Schliffe benutzt, in denen der Bewegungssinn auf Grund mehrerer Beobachtungen eindeutig bestimmt werden konnte. Die Schliffe vom südlichen Teil der Mulde zeigen, dass die Südseite aufwärts bewegt wurde, während die Schliffe aus dem nördlichen Teil eine Aufwärtsbewegung der Nordseite zeigen. Denselben Bewegungssinn zeigt ein Schliff vom Südrand des Aarmassivs.

Diese Relativbewegungen stimmen mit der Annahme gut überein, dass das Aarmassiv und das Gotthardmassiv relativ zu den dazwischenliegenden Sedimenten hinaufgepresst wurden.

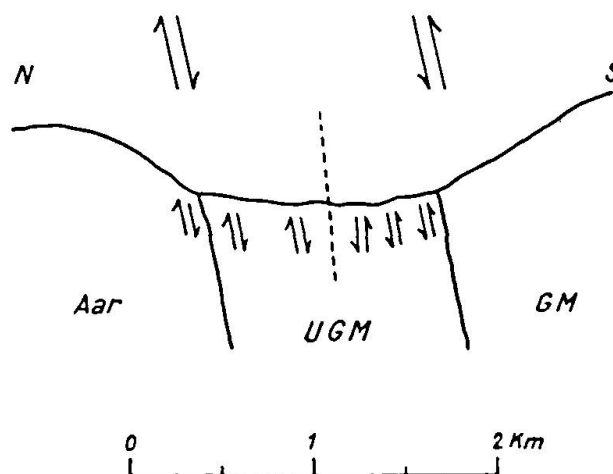


Fig. 4. Profil bei Andermatt mit relativem Bewegungssinn, der aus Vertikalschliffen bestimmt werden kann. Masstab ca. 1:50 000.

Wenn wir die erwähnten Texturen in der Urseren-Garvera-Mulde mit denjenigen der von ROHR untersuchten Gneise am Nordrand des Aarmassivs vergleichen, ergibt sich eine deutliche Übereinstimmung. Beide haben eine ausgeprägte Schieferung ohne Falten und eine ausgeprägte Striemung, die durch parallele Orientierung und Längenwachstum der Mineralien bedingt ist. In beiden Gesteinsserien liegt die Striemung annähernd in der Fallrichtung der Schieferung, und in beiden ist die Streichrichtung der Striemung ungefähr NNW, d. h. parallel mit der Bewegungsrichtung während der Überschiebungen. Es ist gezeigt worden, dass die Bewegungen am Nordrand des Aarmassivs entlang den Schieferungsflächen verliefen, und zwar in der Striemungsrichtung. Ein direkter Beweis für solche Bewegungen kann in der Urseren-Garvera-Mulde nicht gegeben werden, aber die weitgehende Übereinstimmung der Texturen in den beiden Gebieten und die deutlichen Spuren von Relativbewegungen in den Vertikalschliffen, zusammen mit dem Fehlen solcher Spuren in den Horizontalschliffen, deuten mit grosser Wahrscheinlichkeit darauf hin, dass der Bewegungsmechanismus in den beiden Gebieten derselbe war. Bisher sind weder im Felde noch im Dünnschliff Andeutungen für Horizontalbewegungen in der Urseren-Garvera-Mulde gefunden worden.

Dass in der Richtung der steilen Striemung wenigstens in einigen Gebieten eine Streckung des Gesteins stattgefunden hatte, zeigte ALB. HEIM schon 1878 mit seinen Beschreibungen von gestreckten Fossilien aus der Fernigenmulde und anderen Lokalitäten. Er diskutierte auch (1878, S. 63) die Entstehungsweise der Striemung und fand, dass die Striemung dort auftritt, wo während einer starken Zusammenpressung eines Schichtenkomplexes nur in einer Richtung ein Ausweichen möglich war. In den tief eingeklemmten Mulden wie der Urserenmulde war nur das Ausweichen nach oben möglich. Durch diese Ausweichbewegungen wurde die Striemung gebildet.

Die Forschung hat in den 79 Jahren seit ALB. HEIMS Erklärung der Striemungsbildung jedoch gezeigt, dass eine Striemung auf verschiedene Weise entstehen kann. Doch hat HEIM auf eine wichtige Ursache aufmerksam gemacht, und die neuen Untersuchungen ergaben, dass gerade für die Urseren-Garvera-Mulde seine Erklärung in Betracht gezogen werden muss.

Mulden südlich des Gotthardmassivs

Am Süd- bzw. Ostrand des Gotthardmassivs liegen drei Mulden mit postherzynischen, präalpinen Sedimenten, die zur Sedimenthülle des Massivs gehören: die Nufenenmulde im Südwesten, die Scopimulde im

Osten und die Pioramulde, die südlich der Scopimulde liegt und sich westwärts bis Airolo erstreckt. Die Texturen sind in diesen Mulden so ähnlich, dass sie in dieser Übersicht gemeinsam behandelt werden können.

Südlich der Triaszonen, die von Airolo gegen SW und SE verlaufen, folgen die penninischen Bündnerschiefer, welche ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegen. Doch machte RÖTHLISBERGER einige Beobachtungen in der Bedrettomulde südlich des Nufenenpasses, die hier erwähnt werden sollen.

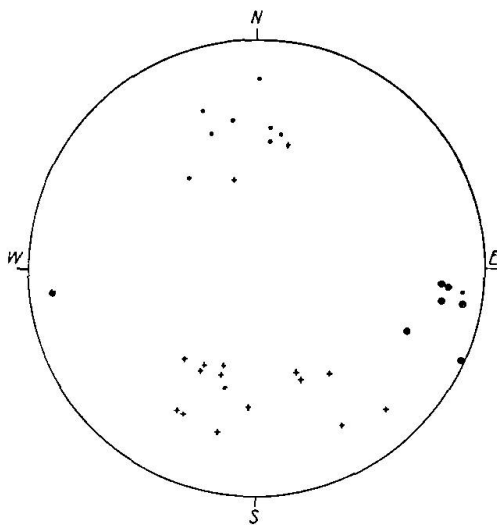


Fig. 5. Diagramm von Schieferungspolen, Striemung, Wellungs- und Faltenachsen in der Pioramulde. Symbole wie in Fig. 3.

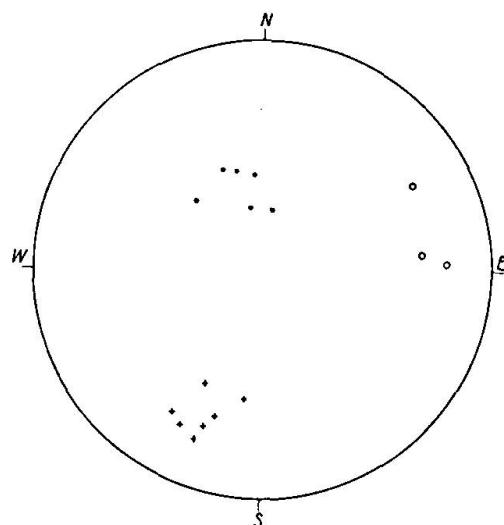


Fig. 6. Diagramm von Schieferungspolen, Striemung, Wellungs- und Faltenachsen in der Scopimulde. Symbole wie in Fig. 3.

Wie die Diagramme der Feldbeobachtungen zeigen (Fig. 5 und 6), finden wir in den zwei östlichen Mulden dasselbe Verhältnis zwischen Schieferung, Striemung und Wellung oder Faltenachsen wie in der Urseren-Garvera-Mulde. Die Schieferung fällt überall gegen NNW bis NNE, dem Fächerbau des Gotthardmassivs und der Überkipfung der Mulden entsprechend. Die Striemung ist steil und fällt auf der Schieferungsfläche westlich der Fallinie. Wellungs- und Faltenachsen fallen $0-30^\circ$ gegen ENE bis ESE und bilden mit der Striemung Winkel von $70-90^\circ$.

In der Nufenenmulde kann die Schieferung sowohl gegen NW als gegen SE fallen. Die Striemung ist steil und fällt östlich der Fallinie der Schieferung. Die Wellenachsen streichen ungefähr nordöstlich mit schwachem Einfallen gegen SW oder NE. Sie bilden auch hier mit der Striemung Winkel, die meistens zwischen 70 und 90° liegen.

Die Schieferung in der Bedrettomulde ist mit derjenigen in der Nufenenmulde parallel. Dagegen ist das Verhältnis zwischen Striemung und Wellungs- oder Faltenachsen von dem in der Nufenenmulde herrschenden grundsätzlich verschieden. Alle Beobachtungen hinsichtlich dieser Lineartexturen geben Fallwinkel von $30\text{--}60^\circ$ in der Richtung N 60° E bis E. Die Striemung ist somit den Wellungs- und Faltenachsen parallel. Da nur wenige Beobachtungen vorliegen, kann man nicht ohne weiteres annehmen, dass ein solches Verhältnis typisch für diesen Teil der Bedrettomulde ist. Doch zeigt die Arbeit von GÜNTHERT (1954), dass weiter östlich in der Bedrettomulde die Richtungen von Striemung und Faltenachsen bedeutende Variationen aufweisen, und dass sie wenigstens zum Teil parallel sind. Wahrscheinlich hat man in den penninischen Bündnerschiefern einen anderen Deformationsstil und kompliziertere Struktur- und Texturverhältnisse als im Gotthardgebiet zu erwarten.

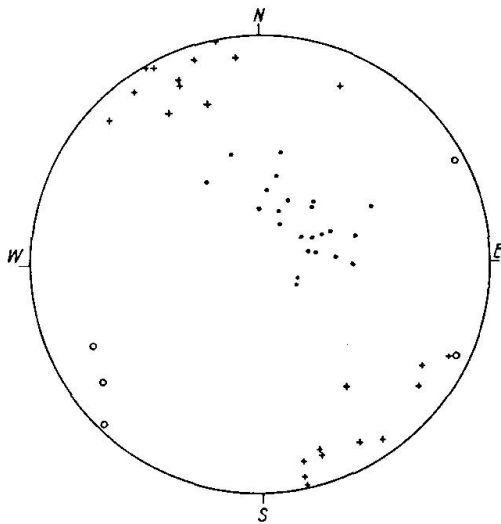


Fig. 7. Diagramm von Schieferungspolen, Striemung, Wellungs- und Faltenachsen in der Nufenenmulde. Symbole wie in Fig. 3.

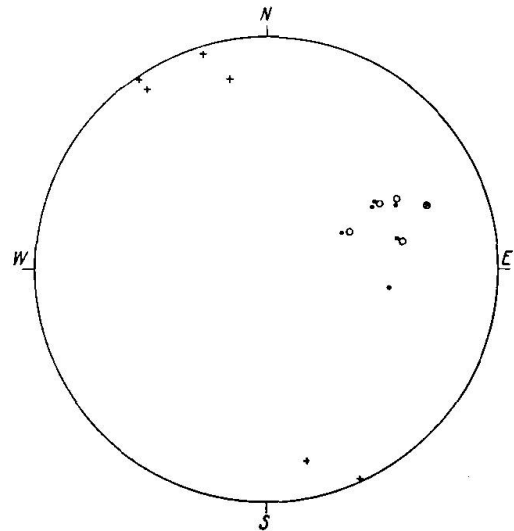


Fig. 8. Diagramm von Schieferungspolen, Striemung, Wellungs- und Faltenachsen in der Bedrettomulde. Symbole wie in Fig. 3.

DIE ALTEN MASSIVE

Das Tavetscher Zwischenmassiv

Dieses Massiv besteht aus prätriadischen Gesteinen, hauptsächlich aus Paragesteinen. Es liegt zwischen dem Aarmassiv und dem Gotthardmassiv und erstreckt sich vom Oberalppass bis Truns. Vom Gotthardmassiv wird es durch die Urseren-Garvera-Mulde getrennt, vom Aarmassiv durch eine ganz schmale Zone von mesozoischen Sedimenten,

die nur an wenigen Stellen aufgeschlossen sind. Das Massiv wurde während der alpinen Orogenese stark beeinflusst. Man könnte daher von vornherein erwarten, dass sowohl präalpine als alpine Texturen vorhanden sind. Im folgenden werden wir sehen, ob es durch die Gefügeuntersuchungen möglich ist, über diese Frage Auskunft zu erhalten.

Die Diagramme der Feldbeobachtungen zeigen ein Bild, das ganz verschieden ist von demjenigen der Diagramme der nur alpin metamorphen Gesteine. Während in den letzteren die Texturen so regelmässig sind, dass man Symbole für Pole der Planartextur, für Striierung und für Wellung im gleichen Diagramm eintragen kann, muss man im Tavetscher Zwischenmassiv die verschiedenen Texturelemente separat eintragen, um nicht die Übersicht zu verlieren.

Die Schieferung ist in den meisten Fällen mit der Schichtung parallel, doch gibt es Stellen, wo keine Relation zur Schichtung festgestellt werden kann; ferner gibt es einige Stellen, wo die Schieferung deutlich die Schichtung durchsetzt. Von den letztgenannten Beobachtungsstellen wurden nur die Pole der Schichtung eingetragen. Die Schieferung fällt dort immer steil gegen S oder SSE.

Das Diagramm der Schieferungspole (Fig. 9) zeigt eine bedeutende Variation sowohl im Streichen als im Fallen. Das häufige Nordfallen steht im scharfen Gegensatz zu dem steilen Südfallen in der Urseren-Garvera-Mulde. Auch Fallen gegen Osten und Westen kommt vor.

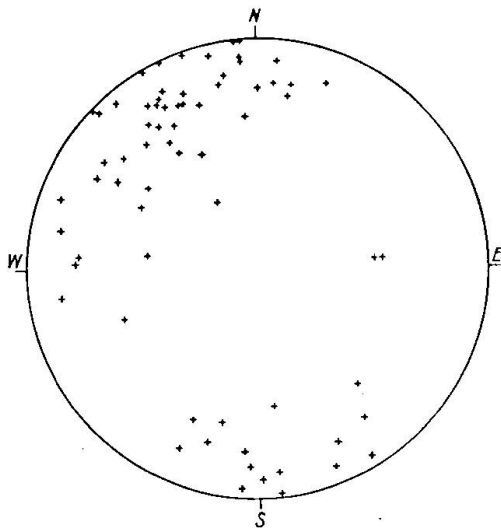


Fig. 9. Diagramm von Schieferungspolen im Tavetscher Zwischenmassiv.

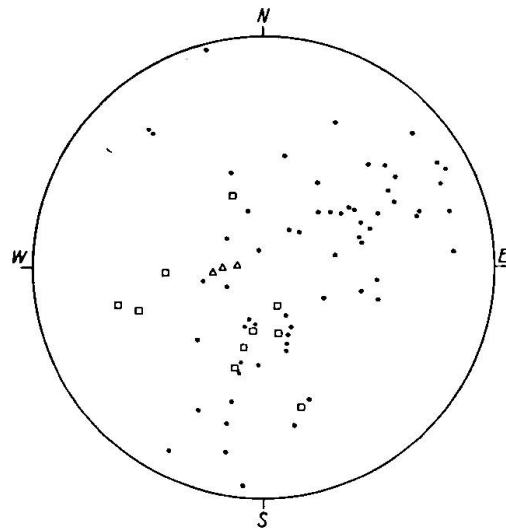


Fig. 10. Diagramm von Striierung im Tavetscher Zwischenmassiv. Punkte: Striierung, Dreiecke: sekundäre Striierung, Vierecke: Rutschstreifen.

Das Diagramm der Striemung (Fig. 10) zeigt auch einen klaren Unterschied gegenüber dem entsprechenden Diagramm der Urseren-Garvera-Mulde. Die steile, südfallende Striemung dieser Zone ist gut repräsentiert, aber etwa die Hälfte der Beobachtungen zeigt ein Fallen gegen NE bis ENE, mit Fallwinkeln, die meistens zwischen 10 und 60° schwanken. Diese Richtung ist in der Urseren-Garvera-Mulde nicht vertreten. Die Vermutung liegt nahe, dass hier ein präalpines Textur-element vorhanden sei.

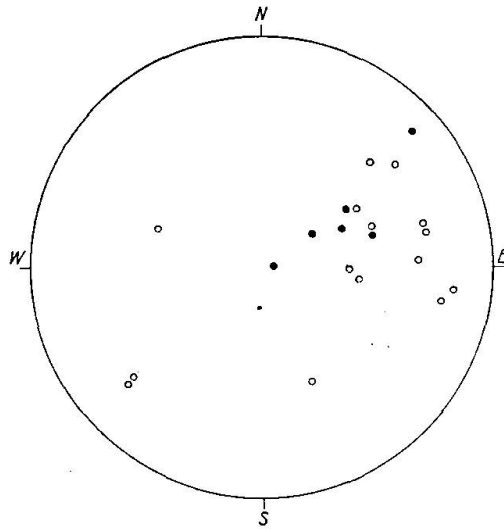


Fig. 11. Diagramm von Wellungs- und Faltenachsen im Tavetscher Zwischenmassiv. Symbole wie in Fig. 3.

Das Diagramm der Falten- und Wellungsachsen (Fig. 11) zeigt, dass die Wellung ungefähr mit derjenigen in der Urseren-Garvera-Mulde parallel ist, während die Faltenachsen viel steiler sind. Sie streichen gegen NE bis ENE und fallen meistens 50° bis fast vertikal.

Das Studium der Verbreitung der verschiedenen Striemungsrichtungen zeigt, dass in der Nähe der Grenzen des Massivs nur die steile, S bis SSE fallende Striemungsrichtung vorkommt. Diese findet man auch dort, wo das Gestein relativ dünn-schiefrig ist. In grösseren Abständen von den Massivgrenzen, und besonders da, wo das Gestein relativ massig ist, tritt die schwach NE-fallende Striemungsrichtung auf. An einigen Lokalitäten, zum Beispiel an der Oberalpstrasse 2,5 km westlich Sedrun, treten beide Richtungen in demselben Gestein auf. Die NE-fallende Striemung ist dann vorherrschend, während die steile Striemung nur als parallele Orientierung von Glimmer auf einzelnen Schieferungsflächen sichtbar ist.

Diese Tatsachen deuten darauf hin, dass die NE-fallende Striemung

präalpin ist, die nur dort erhalten ist, wo die alpine Durchbewegung der Gesteine relativ schwach war. Überall wo die alpine Durchbewegung intensiv war, sieht man nur die steile, S bis SSE fallende Striemung.

Einige Beobachtungen von Rutschstreifen auf Harnischflächen zeigen, dass die meisten dieser Streifen mit der S bis SSE fallenden Striemung parallel sind. Ein Studium der Rutschstreifen zeigt, dass sie der lokalen Bewegungsrichtung entsprechen. Einige Streifen fallen 35—55° gegen W bis WSW.

Das Gotthardmassiv

Das Gotthardmassiv besteht hauptsächlich aus Paragneisen, Orthogneisen und granitischen Plutonen, deren Gesteine ebenfalls zum Teil ein gneisartiges Aussehen haben können. Daneben treten Amphibolite und andere basische Gesteine auf. Für sämtliche Gesteine ist bisher ein präalpines Alter angenommen worden. In den granitischen Plutonen ist die Möglichkeit vorhanden, dass die Texturen primäre Erstarrungstexturen sind. Bei der Beschreibung der Texturen müssen diese Plutone daher gesondert behandelt werden.

Metamorphe Gesteine

Wie bei der Beschreibung des Tavetscher Zwischenmassivs müssen die verschiedenen Texturelemente in eigene Diagramme eingetragen werden, um eine Übersicht zu ermöglichen.

Das Diagramm der Pole von Schieferungsflächen (Fig. 12) zeigt

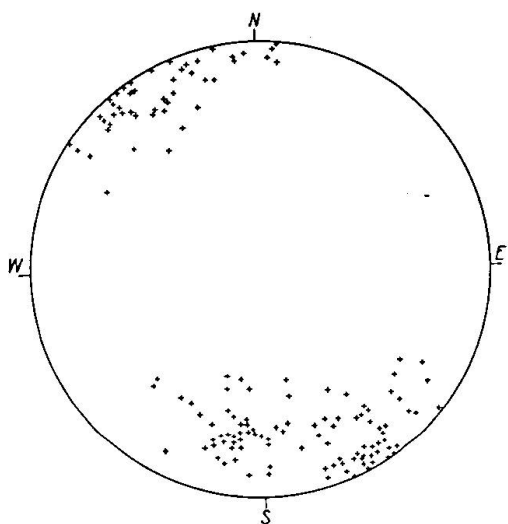


Fig. 12. Diagramm von Schieferungspolen im Gotthardmassiv.

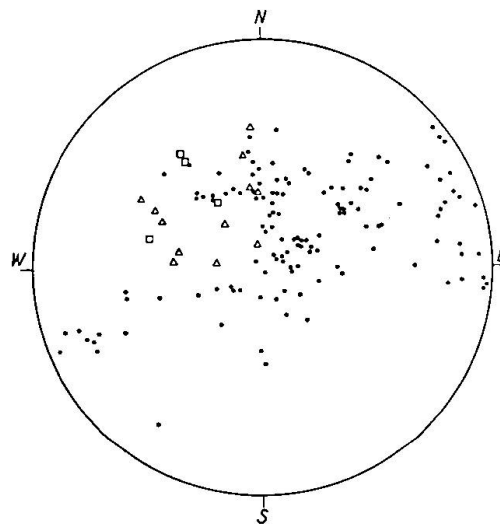


Fig. 13. Diagramm von Striemung und Rutschstreifen im Gotthardmassiv. Symbole wie in Fig. 10.

eine gewisse Variation im Streichen und Fallen, eine Variation, die genau jener Variation entspricht, die man aus Karten und Profilen lesen kann. Interessant ist, dass die Variation geringer ist als in dem viel kleineren Tavetscher Zwischenmassiv.

Das Diagramm der Striemung (Fig. 13) gibt ein Bild, das demjenigen des Tavetscher Zwischenmassivs sehr ähnlich ist. Neben der vorherrschenden, N bis NNW streichenden Striemungsrichtung tritt eine NE bis ENE streichende Richtung hervor, zum Teil mit ganz schwachem Einfallen gegen NE oder SW.

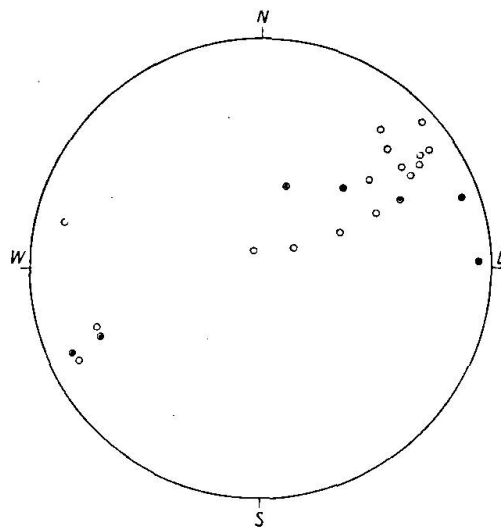


Fig. 14. Diagramm von Wellungs- und Faltenachsen im Gotthardmassiv. Symbole wie in Fig. 3.

Die Wellung (Fig. 14) streicht ebenfalls NE bis ENE, meistens mit einem kleinen Fallwinkel. Nur wenige Beobachtungen von Faltenachsen liegen vor. Die Richtungen weichen nicht beträchtlich von derjenigen der Wellung ab.

Die geographische Verteilung der Faltenachsen ist sehr interessant. Die meisten Beobachtungen stammen aus dem südlichen Teil des Gebietes. Steile Faltenachsen, die parallel zur Striemung sind, findet man im Gebiet von Airolo und westwärts gegen den Nufenenpass. Der nördlichste Beobachtungspunkt liegt bisher bei der Nordgrenze des Fibbiagranits an der Gotthardstrasse. Gegen Osten sind sie bis südwestlich des Westendes der Scopimulde gefunden worden. In der nördlichen Hälfte des Gotthardmassivs sind keine steilen Faltenachsen gefunden worden. Dort zeigen alle Beobachtungen kleine Fallwinkel, und die Streichrichtung ist NE bis ENE. Wo die schwach fallende Striemung auftritt, sind die Faltenachsen zu dieser Striemung parallel. Wo die steile Striemung

auftritt, sind die Faltenachsen parallel mit der Wellung, die Winkel von $70-90^\circ$ mit der Striemung bildet. Die Falten des letzten Typus treten meistens vereinzelt auf und sind ganz klein, während die Falten in Gesteinen mit flacher Striemung Grössen von mehreren Metern erreichen können. Wahrscheinlich handelt es sich hier um Falten verschiedenen Alters, trotz ungefährrer Parallelität der Faltenachsen.

Das Auftreten von steilen Faltenachsen im südlichen Teil des Gotthardmassivs zeigt, dass hier in der W-E- oder WSW-ENE-Richtung eine gewisse Kompression stattfand. Es liegt nahe, die Kompression im südlichen Teil und den Mangel an Kompressionskriterien im Nordteil mit der Bogenform des Massivs in Verbindung zu bringen. Nimmt man an, dass der Nordschub im Airologebiet am stärksten war, könnte man eine gewisse Biegung des ganzen Massivs erwarten, und zwar in dem Sinn, dass im nördlichen Teil des Massivs eine Dehnung, im südlichen Teil eine Kompression in der Längsrichtung des Massivs stattfand. Das ganze Massiv mit der vorherrschenden steilen Schieferung könnte in diesem Sinne als eine Grossfalte mit steiler Achse aufgefasst werden. Die Achsenebene dieser Falte würde im Gebiet Andermatt-Airolo liegen.

Wenn eine solche Biegung stattgefunden hätte, müsste sie durch Relativbewegungen in der Horizontalebene begleitet sein, und zwar in entgegengesetztem Sinn auf beiden Seiten der Achsenebene. Tatsächlich können solche Bewegungen nachgewiesen werden. Wie oben erwähnt, sind keine deutlichen Spuren von Bewegungen in den Horizontalschliffen aus der Urseren-Garvera-Mulde gefunden worden. Doch können auch asymmetrische Glimmermaxima Auskunft über den relativen Bewegungssinn geben. Im südlichen Teil des Massivs geben sowohl die Horizontalschliffe als die Glimmerdiagramme Auskunft über den Bewegungssinn.

Bisher ist mit diesen Methoden der relative Bewegungssinn in etwa 40 Horizontalschliffen und -diagrammen aus dem Gotthardmassiv und den angrenzenden Mulden bestimmt worden. Die grosse Mehrzahl der Resultate stimmt gut mit der Annahme einer Biegung des Massivs überein.

Was das Altersverhältnis der zwei Hauptrichtungen der Striemung betrifft, kann man dieselben Beobachtungen machen wie im Tavetscher Zwischenmassiv: die flache NE-Striemung findet man nur im inneren Teil des Massivs. Bisher ist sie nur aus dem Gebiet zwischen Lukmanierstrasse und Unteralptal bekannt, doch liegen zwischen der Gotthardstrasse und dem Gerental verhältnismässig wenige Beobachtungen vor.

An mehreren Stellen an und in der Nähe der Lukmanierstrasse kann man sehen, wie die flache NE-Striemung im Gestein vorherrschend

ist, besonders in den Streifengneisen. Daneben tritt auf einzelnen Flächen eine steile N- bis NNW-Orientierung der Glimmer auf. Wahrscheinlich ist hier die flache Striemung präalpin, die steile alpin. Weitere Belege für diese Annahme kann man in den Kontaktverhältnissen Streifengneis-Medelsergranit finden, die unten beschrieben werden.

Die Richtungen der sekundären Striemung sind im Diagramm Fig. 13 eingetragen. Alle Punkte fallen innerhalb des Gebietes der steilen N- bis NNW-Striemung.

Granitische Plutone

Im Gotthardmassiv kann man die folgenden granitischen bis granodioritischen Plutone unterscheiden (siehe z. B. E. NIGGLI in J. CADISCH, 1953, S. 350):

1. Gamsbodengranitgneis
2. Fibbiagranit
3. Medelsergranit mit Cristallina-Granodiorit
4. Rotondogranit

Die Plutone 1, 2 und 4 wurden von R. SONDER (1921) voneinander abgetrennt und ihre Petrographie eingehend beschrieben. Am Südrand des Fibbiagranites liegt nach ihm eine Zone von Cocciola-Tremolagranit, die auch auf der Karte von E. NIGGLI zu sehen ist. Nach den Untersuchungen S. HAFNERS (Diplomarbeit Eidg. Techn. Hochschule, 1955, nicht publiziert) ist diese Zone ein Ausläufer des Rotondogranites. Für alle diese Plutone wird herzynisches Alter angenommen.

Eine detaillierte Struktur- und Texturuntersuchung dieser Plutone war in der Zeit, welche dem Verfasser zur Verfügung stand, leider nicht möglich. Doch liegen genügend Beobachtungen vor, dass mit Hilfe der vorliegenden Literatur auf gewisse Unterschiede zwischen den Plutonen hingewiesen werden kann, und dass auf die Probleme, welche diese Unterschiede hervorbringen, aufmerksam gemacht werden kann.

Bezüglich der auftretenden Texturen können die vier Plutone in drei Gruppen eingeteilt werden:

a) *Gamsbodengranitgneis und Fibbiagranit*. In diesen beiden Plutonen kann man überall sowohl eine Planartextur²⁾ als eine Lineartextur

²⁾ Das Wort „Planartextur“ wird hier als Synonym zu Foliation im Sinne BALKS (1936) benutzt. Diese Textur wird im Gotthardgebiet meistens durch eine parallele Orientierung von dunkeln Mineralien, besonders Biotit, hervorgebracht. Nur selten sind diese Mineralien in typischen Schlieren konzentriert. Die Planartextur wird oft durch die Einregelung von grösseren Feldspatäugen (Einzelkörner oder Aggregate) akzentuiert.

(Striemung) finden. Die Planartexturen streichen parallel zur allgemeinen Streichrichtung des Gotthardmassivs und sind somit parallel zu den Nord- und Südgrenzen der beiden Massive. Von den Ostgrenzen dieser Plutone, die ungefähr N-S verlaufen, liegen leider keine Beobachtungen vor. Das Fallen der Planartexturen ist überall steil und wechselt in der Richtung, dem Fächerbau des Massivs entsprechend. Die Striemung ist ebenfalls überall steil und zur steilen Striemung in den nur alpin deformierten Gesteinen parallel. Sie ist auch mit der Striemung im Nebengestein parallel.

Was das Alter dieser Texturen betrifft, konnte schon W. SALOMON (1912) zeigen, dass die Planartextur einen Aplitgang oberhalb Mätteli durchschneidet, und er zog daraus die Schlussfolgerung, dass die Planartextur keine primäre Erstarrungstextur sei, sondern eine spätere, metamorphe Textur. Diese Auffassung ist jetzt allgemein anerkannt, und seine Beobachtung kann an vielen Lamprophyr- und Aplitgängen in den beiden Plutonen bestätigt werden.

Die Paralleltextur ist in beiden Plutonen so ausgeprägt, dass man oft das Gestein als Granitgneis oder sogar als Gneis bezeichnen muss. Von SONDER wurde es immer als Gneis bezeichnet. Doch tritt im Kartenbild der Unterschied zwischen den beiden Plutonen und den älteren Orthogneisen deutlich hervor.

Beide Plutone enthalten grössere Feldspatkristalle, die meistens hypidiomorph sind und deren Alter ein interessantes Problem bietet. Die Feldspatkristalle sind bis jetzt gewöhnlich als primär angesehen worden. Doch kann man oft beobachten, dass die Feldspäte quer zur Planartextur gewachsen sind, anscheinend ohne irgendeine Deformation erlitten zu haben. Man kann auch in den Feldspäten Einschlüsse von Biotit finden, die genau nach der Planartextur oder in der Striemungsrichtung geregelt sind, ohne Rücksicht auf die Orientierung des Feldspatkristalls. Für diese Erscheinungen kann der Verfasser keine plausible Erklärung finden, wenn die Feldspäte als primär angesehen werden. Wir müssen daher mit der Möglichkeit einer sekundären Entstehung dieser Feldspäte rechnen, so dass sie also Porphyroblasten alpinen Alters wären.

b) *Medelsergranit*. Die Beobachtungen im Medelsergranit stammen aus dem westlichen Teil des Plutons, aus der Nähe der Lukmanierstrasse.

In der Nähe der Grenze kann oft eine Planartextur gesehen werden, doch ist sie viel weniger deutlich als in den Gamsboden- und Fibbia- plutonen. Schon 20 bis 30 m von der Grenze entfernt ist sie oft kaum zu erkennen. Diese Flächentextur ist überall parallel zur Grenze, auch wo

diese die Schieferung des Nebengesteins überschneidet. Kleine basische Partien (Einschlüsse oder Ausscheidungen) sind parallel zur Flächentextur geordnet.

Neben der Flächentextur sieht man auch eine Striemung, die in der Nähe der Lukmanierstrasse überall steil gegen NNW bis NNE fällt. Die Striemung kann weiter gegen das Innere des Plutons verfolgt werden als die Planartextur. Auch sie scheint mit grösserem Abstand von der Grenze weniger deutlich zu werden. Ob sie bis zum zentralen Teil des Plutons verfolgt werden kann, ist nicht bekannt. Basische Partien haben ihre Längsrichtung parallel zur Striemung.

Alle die erwähnten Beobachtungen deuten auf eine primäre Entstehung der Planartextur und der Striemung, die also während der Erstarrung einer fluiden Masse gebildet wurden und deren Orientierung durch die relativen Bewegungen innerhalb dieser Masse entstand. Einen weiteren Beleg für diese Auffassung ergibt ein Vergleich der Richtungen der Striemung im Pluton und im Nebengestein. Die steile Striemung im Medelsergranit kann bis an den Kontakt verfolgt werden. Ein bis zwei Meter davon entfernt sieht man im Streifengneis die fast horizontale NE-Striemung, die in diesem Gebiet charakteristisch für diese Gneise ist.

Die Verhältnisse am Kontakt zeigen eindeutig, dass die Striemung der Streifengneise hier älter ist als die Intrusion des Medelsergranits, ferner, dass die Striemung des Medelsergranits eine primäre Fluidaltextur sein muss.

Wenn man nur die Striemungsrichtungen der verschiedenen Gesteine vergleicht, könnte man annehmen, die Striemung des Medelsergranits sei alpinen Alters. Wie oben gezeigt wurde, wäre eine solche Annahme völlig unbegründet. Die Striemung ist durch die Aufwärtsbewegung des Magmas gebildet, nicht durch eine spätere Deformation. In bezug auf das Alter der Intrusion können die Beobachtungen nur die Auskunft geben, dass sie jünger als die Bildung der Streifengneise ist.

c) *Rotondogranit*. In diesem Granit kann man im allgemeinen weder eine Planartextur noch eine Lineartextur erkennen. Dies trifft sowohl für das Hauptmassiv als auch für den Ausläufer zu, der in einer Breite von etwa 200 m als sog. Tremolagranit die Gotthardstrasse überquert. Wenn man sorgfältig nach solchen Texturen sucht, kann man sehen, dass bis etwa 5 m vom Kontakt die Quarzkörner eine schwache Orientierung aufweisen, indem die Längsrichtung der Körner parallel und steil ist. (Das Gestein ist am Kontakt fast glimmerfrei.) Zum Teil kann man auch eine schwache Planartextur parallel zur Grenze vermuten.

In der Nähe der Grenze sieht man, besonders an der Gotthardstrasse,

zahlreiche steile Rutschflächen, deren Rutschstreifen steil verlaufen und längs welcher der innere Teil des Plutons relativ zur Randzone aufwärts bewegt ist. Diese Flächen sind mit Chlorit belegt, während Biotit das dunkle Mineral des Granits bildet.

Der Mangel an Regelung, den man im Felde und im Handstück sehen kann, wird durch die Gefügediagramme bestätigt. Aus einer Probe vom mittleren Teil der Zone an der Gotthardstrasse wurden Biotitdiagramme sowohl aus dem Horizontal- als aus dem Vertikalschliff hergestellt. Beide zeigen ein Minimum im zentralen Teil des Diagramms. Diese Minima entsprechen jedoch keiner Regelung im Gestein, sondern sind nur dadurch bedingt, dass die Pole der (001)-Flächen, die kleinere Winkel als etwa 40° mit der Schliffebene bilden, nicht eingemessen werden konnten. Wenn man die zwei Glimmerdiagramme miteinander vergleicht, sieht man, dass der Biotit in dieser Gesteinsprobe ungerichtet ist.

Die Quarzdiagramme aus denselben zwei Schliffen zeigen auch keine deutliche Regelung. Auch in einer Probe aus dem nördlichen Teil des Hauptmassivs ist der Quarz völlig ungerichtet.

Der vollständige Mangel an Regelung im Rotondogranit ist für die Frage des Alters des Granits sehr wichtig. In allen anderen Gesteinen in dem 10 km langen Profil an der Gotthardstrasse ist sowohl eine deutliche Planartextur als auch eine deutliche Strömung vorhanden. Wie wir oben gesehen haben, sind diese Texturen sowohl in dem 2 km breiten Fibbiagranit als auch in dem 2,5 km breiten Gamsbodengranitgneis sekundär, haben aber die älteren Texturen der beiden Plutone vollständig überprägt. Wir haben auch gesehen, dass diese Texturen alpin sein müssen. Nur in der etwa 200 m breiten Zone von Rotondogranit fehlen diese Texturen vollständig. Die undeutlichen Texturen an der Grenze können am besten als primäre Erstarrungstexturen gedeutet werden.

Der Verfasser kann keine andere plausible Erklärung für den Mangel an Regelung im Rotondogranit finden, als dass die Intrusion *nach* der Bildung der Texturen der Nebengesteine stattfand. Der Rotondogranit muss spät- bis posttektonisch sein und gehört somit offenbar zu den jungen alpinen Graniten.

Das Aarmassiv

Die Beobachtungen im Aarmassiv stammen meistens aus der südlichen Randzone des Massivs. Daneben sind einige Beobachtungen an der Gotthardstrasse von nördlich Andermatt bis Amsteg gemacht worden sowie einige Beobachtungen zwischen Sedrun und Krüzlipass wie auch zwischen Innertkirchen und Guttannen.

Aus einem so lückenhaften Material können keine Schlussfolgerungen gezogen werden. Die Untersuchung des Aarmassivs liegt auch ausserhalb der Aufgabe der vorliegenden Arbeit. Doch zeigen die vorliegenden Beobachtungen gewisse Eigentümlichkeiten, die darauf deuten, dass Strukturuntersuchungen im Aarmassiv zu wertvollen Ergebnissen führen könnten. Darum werden sie hier veröffentlicht.

Das Diagramm der Planartexturen (Fig. 15) zeigt in allen Gesteinstypen ein Vorherrschen der steilen Flächentextur, die ungefähr parallel mit der Längsrichtung des Massivs verläuft.

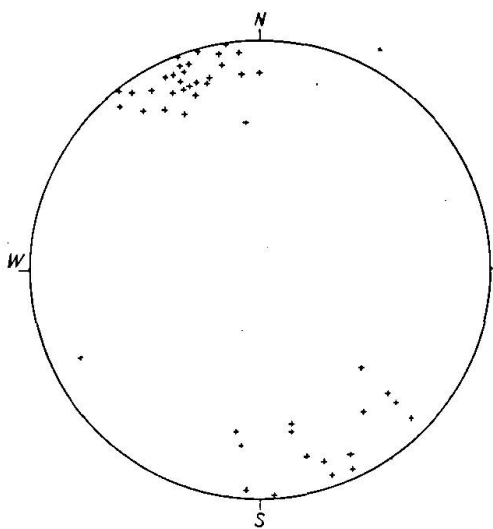


Fig. 15. Diagramm von Schieferungspolen im Aarmassiv.

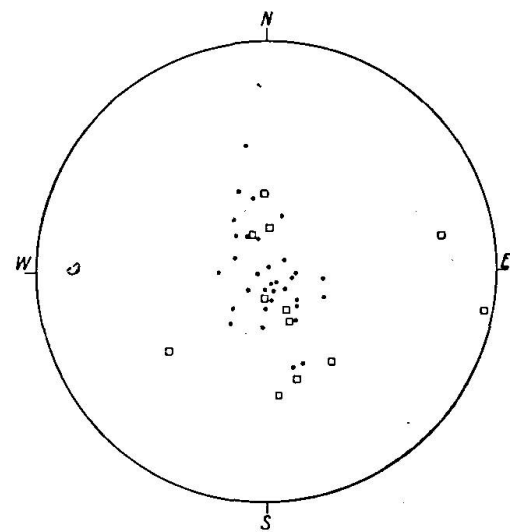


Fig. 16. Diagramm von Striemung und Rutschstreifen im Aarmassiv. Symbole wie in Fig. 10.

Das Diagramm der Striemungsrichtungen (Fig. 16) zeigt eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit dem Diagramm von der Urseren-Garvera-Mulde und unterscheidet sich deutlich von den Diagrammen aus dem Tavetscher Zwischenmassiv und dem Gotthardmassiv. Nur die steile N-S streichende Striemung kommt vor, und sie verläuft annähernd in der Fallrichtung der Planartextur.

Von Wellung und Faltenachsen liegen nur wenige Beobachtungen vor. Beide Texturelemente streichen ungefähr ENE mit kleinen Fallwinkeln (Fig. 17).

Es wurden auch einige Rutschstreifen gemessen, von denen die Mehrzahl ungefähr parallel zur Striemung, die anderen etwa ENE bis ESE streichen.

Die steilen Harnischflächen zeigen, dass die Vertikalbewegungen die Rekristallisation der Gesteine überdauerte. Nach den Untersuchungen JÄCKLIS (1951) setzten sich die Vertikalbewegungen im Aarmassiv bis in die Postglazialzeit fort.

Wie oben gesagt, kann man aus diesem Material keine Schlussfolgerungen ziehen. Man kann nur auf die möglichen Interpretationen hinweisen. Wenn man die Diagramme der Texturbeobachtungen miteinander vergleicht, liegt es nahe anzunehmen, dass alle beobachteten Texturen alpinen Alters seien. Eine solche Annahme stimmt nicht mit der allgemeinen Auffassung überein, dass das Aarmassiv durch die alpine Deformation weniger beansprucht wurde als das Gotthardmassiv. Die

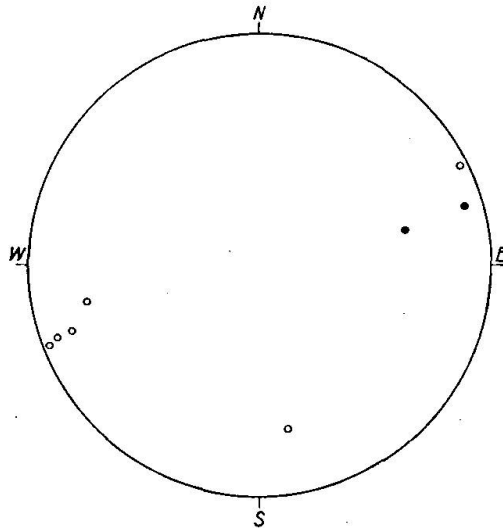


Fig. 17. Diagramm von Wellungs- und Faltenachsen im Aarmassiv. Symbole wie in Fig. 3.

Texturen im Medelsergranit zeigen, dass die herzynischen Granite eine primäre steile Striemung haben können. Es liegen nicht genügend Beobachtungen vor, um über die primäre oder sekundäre Natur der Texturen im Aaregranit zu entscheiden. Doch kann man sowohl nördlich Sedrun als an der Gotthardstrasse basische Partien finden, die parallel mit der Flächentextur und der Striemung liegen, was eher für eine primäre Entstehung spricht. Bemerkenswert ist es auf jeden Fall, dass, wenn man von den sicher alpinen Texturen in der Urseren-Garveramulde in das Aarmassiv geht, keine Änderung in der Striemungsrichtung zu finden ist.

Weitere eingehende Untersuchungen sind nötig, um in diesen Fragen Klarheit zu bringen.

Ergebnisse der Dünnschliffstudien

Gefügediagramme sind von orientierten Gesteinsproben aus sämtlichen oben beschriebenen tektonischen Einheiten hergestellt worden. Die meisten Diagramme betreffen Quarz, aber auch von Glimmer (Biotit, Muskovit oder Serizit) liegen viele vor. Ferner sind eine Reihe von Calcitdiagrammen und zwei Dolomitdiagramme vorhanden. Die Diagramme aus den verschiedenen Gesteinen und Gebieten zeigen so viele Übereinstimmungen, dass sie in dieser Übersicht gemeinsam behandelt werden können.

Glimmer. Mit Ausnahme des Diagrammes des Rotondogranits zeigen alle Glimmerdiagramme eine gute Regelung. Alle Diagramme zeigen Gürtel, deren B-Achsen genau oder annähernd der Striung parallel sind (Fig. 18). Die Abweichungen können auf zwei Ursachen zurückgeführt werden. Die eine hängt damit zusammen, dass fast alle Dünnschliffe horizontal gemacht wurden. In Gesteinen, wo der Fallwinkel der Schieferung kleiner als etwa 65° ist, konnte daher bei vielen Glimmern der Pol (001) nicht ausgemessen werden, so dass die Diagramme unvollständig wurden. Die andere Gruppe von Abweichungen findet man in Gesteinen, in welchen die Striung in der Schieferungsebene relativ grosse Winkel (über ca. 20°) mit der Fallrichtung bildet. Ein genaues Studium von drei zueinander senkrechten Schliffen aus solchen Gesteinen deutet darauf hin, dass nur diejenigen Glimmerblättchen, die ungefähr parallel zur

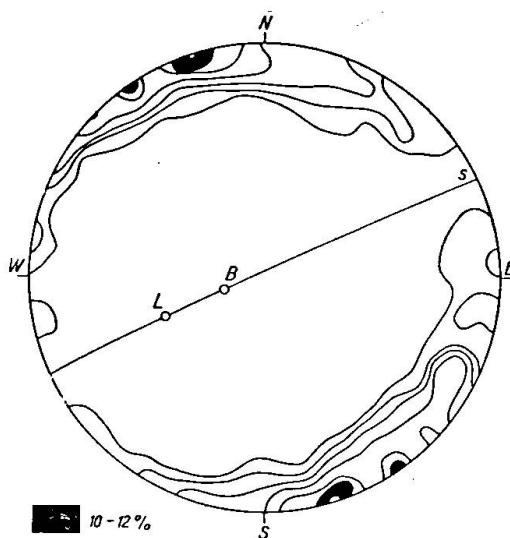


Fig. 18. Serizit. 300 Pole zu (001). Untere Halbkugel. 1, 2, 3, 5, 8, 10 % (= schwarz), Max. 12 % (weiss). s: Schieferung, L: Striung, B: B-Achse des Serizitgürtels. Schliff 10° gegen N geneigt. Serizitquarzit, Pardatsch, Val Nalps, Urseren-Garveramulde.

Schieferungsebene liegen, in der Striemungsrichtung geregelt sind, während diejenigen Glimmer, deren (001)-Flächen mit der Schieferungsfläche einen grösseren Winkel bilden, eine steilere Orientierung ihrer Längsrichtung haben. Ein morphologischer Unterschied zwischen diesen Glimmern konnte nicht festgestellt werden.

Die Glimmerregelung ist somit im allgemeinen in bezug auf die Striemung homoaxial.

Die Grösse der 1% Gürtel wechselt, doch umfasst sie in mehreren Diagrammen 360°, auch wenn 300 Glimmer gemessen wurden. Keine Diagramme zeigen typische s-Tektonite. Einige Diagramme haben nur ein Maximum, das genau oder annähernd im Schieferungspol liegt. Andere haben zwei oder mehrere Maxima, deren Stärke und Abstand voneinander und vom Schieferungspol von Fall zu Fall wechselt. In den Dünnschliffen kann man nur selten Spuren von s-Flächen finden, welche diesen Maxima entsprechen. Zum Teil scheinen die Maxima durch von Glimmer umhüllte Feldspat- und Quarzkörner bedingt zu sein.

Querglimmer treten in einigen Gebieten häufig auf. Der Glimmer kann Biotit oder Muskovit sein. Es handelt sich nicht um einen konstanten Regelungstypus, wo die Glimmer genau in der ac-Fläche des Glimmergefüges eingeregelt sind. In den Diagrammen sieht man meistens zwei oder mehrere Maxima, die 60—90° vom Schieferungspol entfernt liegen, und in den Dünnschliffen sieht man gewöhnlich keine den Maxima entsprechende s-Flächen. Genauere Einzelheiten über die Verbreitung der Querglimmer und ihre eventuelle Typisierung können zur Zeit nicht gegeben werden.

Alle Diagramme weisen eine deutliche Symmetrieebene senkrecht zur B-Achse auf. Ob man daneben auch andere Symmetrieebenen legen kann, hängt von den Forderungen ab, die man an die Symmetrie stellt. In einigen Diagrammen kann man von einer pseudorhombischen Symmetrie sprechen, in anderen nicht. Die Bezeichnung monoklin bis pseudorhombisch würde sämtliche Glimmerdiagramme charakterisieren. Die zweite Symmetrieebene kann dabei durch den Schieferungspol gehen oder 10 bis 15° davon abweichen.

Quarz. Von mehr als 130 Gesteinsproben sind Quarzdiagramme eingemessen worden. In vielen Fällen haben zwei oder drei verschiedene Personen Diagramme an demselben Dünnschliff vermessen. Ferner sind mehrere Teildiagramme aufgenommen worden, ebenso Diagramme von parallelen Schliffen und von Vertikalschliffen. Es liegt somit ein grosses Material zur Prüfung sowohl der Homogenität der Regelung vor, als auch hinsichtlich des Gewichtes, welches man einem Diagramm geben

kann, wenn nur eine Messreihe einer Person und aus einem Dünnschliff vorliegt.

Das Hauptergebnis dieser Kontrollmessungen besteht darin, dass man, wenn die Regelung nicht sehr deutlich ist, sehr vorsichtig in der Deutung des Diagramms sein muss. Bei guter Regelung stimmen die von verschiedenen Personen gemachten Diagramme gut überein, und das Diagramm aus dem Vertikalschliff stimmt, wenn in die Horizontalebene transformiert, mit dem Horizontaldiagramm in den Hauptzügen überein. Bei Gesteinen, deren Quarzregelung weniger gut ist, kommt es vor, dass sowohl Diagramme, die von demselben Beobachter gemacht wurden, als Diagramme, die von verschiedenen Personen herrühren, ziemlich verschieden aussehen. Sehr wichtig ist der Fall, bei dem Diagramme aus dem Horizontalschliff, die von zwei Personen gemacht wurden, ziemlich ähnlich waren, hingegen ein Diagramm aus dem Vertikalschliff, in die Horizontalebene transformiert, ein ganz anderes Aussehen hatte. Mehrere Diagramme zeigen eine Regelung, die scheinbar nicht schlechter ist als die Regelung in Diagrammen, die aus anderen Gebieten veröffentlicht worden sind und aus welchen zum Teil weitgehende Schlussfolgerungen über die Deformationsgeschichte des betreffenden Gesteins gezogen wurden. Doch zeigen die Kontrollmessungen, dass diese Gesteine eine viel schlechtere Regelung haben, als man annehmen würde, wenn nur ein Diagramm aus dem Gestein vorhanden wäre.

Trotz dieser Schwierigkeiten kann man doch folgende Regelungstypen aufstellen, deren Existenz durch Kontrollmessungen belegt ist.

1. Ein reiner Gürtel mit Maxima in der ac -Ebene kommt nur selten vor. Ein gutes Beispiel gibt ein vortriadischer Quarzit aus dem Val Rondadura, der die beste Regelung im ganzen Gebiet aufweist (Fig. 19).

2. Die meisten Diagramme zeigen einen breiten Gürtel, dessen 1% Gürtel $320\text{--}360^\circ$ lang und $70\text{--}100^\circ$ breit ist. Alle oder die Mehrzahl der Maxima liegen $10\text{--}40^\circ$ von der ac -Ebene entfernt. Das Gebiet im Bereich $0\text{--}10^\circ$ beidseits der ac -Ebene zeigt eine kleinere Besetzungsdichte (Fig. 20).

3. Die Besetzungsdichte in der Nähe der ac -Ebene kann bis unter 1% absinken, und man kann dann eher von zwei Kleinkreisen als von einem breiten Gürtel sprechen. Der Winkel zwischen diesen Kreisen ist meistens $50\text{--}70^\circ$ (Fig. 21). Einige Diagramme haben ein Maximum in der ac -Ebene. Man bekommt dann Übergänge zum folgenden Typus.

4. Zwei in einem Punkt (einer Richtung) in der ac -Ebene sich kreuzende Gürtel kommen in einigen der bestgeregelten Gesteinen vor. Der Winkel zwischen den Gürteln beträgt $50\text{--}75^\circ$ (Fig. 22). In diesen Dia-

grammen ist ein Koordinatensystem XYZ bestimmt worden, nach demselben Prinzip wie WENK (1943) es im Verzascatal gemacht hat. (X ist die Schnittgerade der Gürtel, Y halbiert den grösseren Winkel, Z den

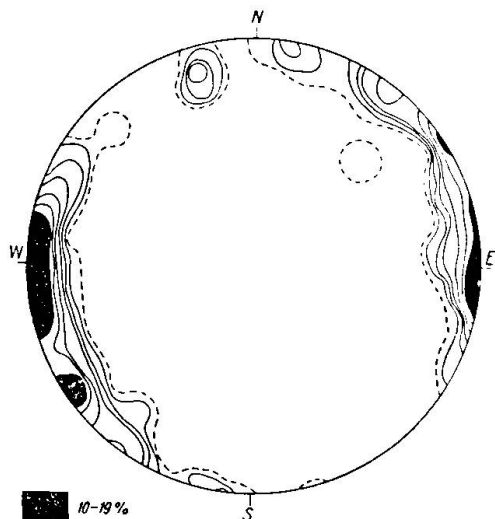


Fig. 19. Quarz, 200 c-Achsen. $\frac{1}{2}$, 1, 2, 3, 5, 8 (10, 12, 15 % = schwarz), Max. 19 % (weiss). Schliff 24° gegen S geneigt. Quarzit, Val Rondadura, Gotthardmassiv.

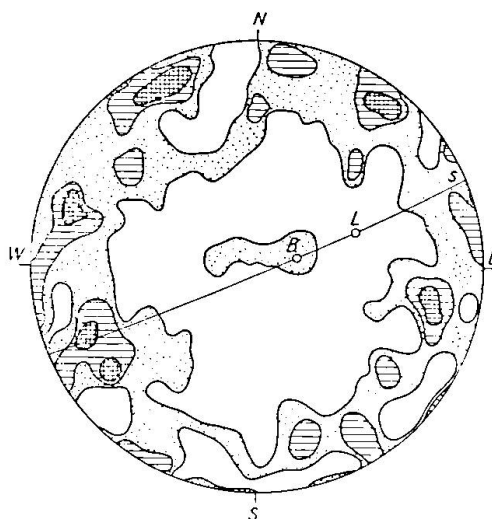


Fig. 20. Quarz. 300 c-Achsen. 1, 2, 3 %. Max. $3\frac{2}{3}$ %. Gleicher Schliff wie Fig. 18.

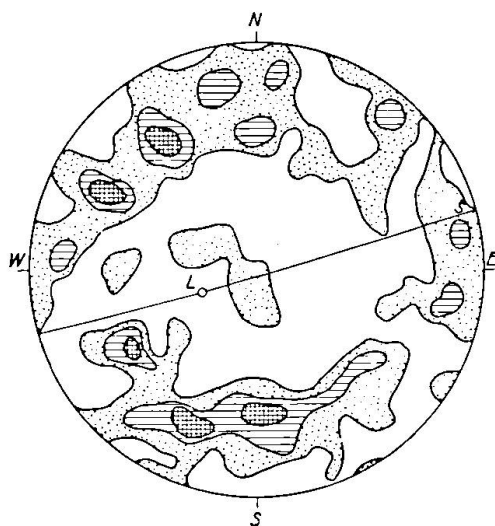


Fig. 21. Quarz. 300 c-Achsen. 1, 2, 3 %. Max. $3\frac{1}{3}$ %. Schliff 6° gegen N geneigt. Sandkalk, Pardatsch, Val Nalps, Urseren-Garvera-Mulde.

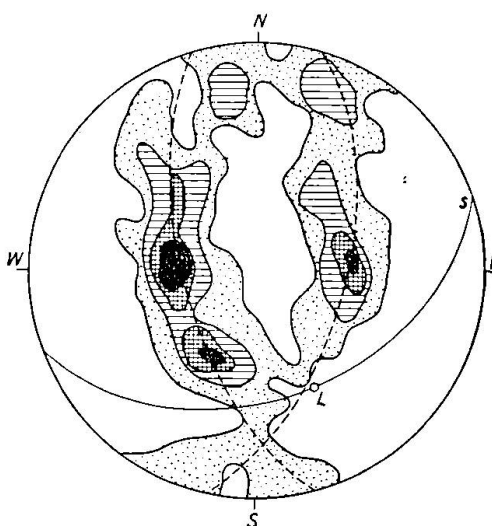


Fig. 22. Quarz. 1000 c-Achsen. 1, 2, 3, 4 %. Max. 4,5 %. Horizontalschliff. Quarzit, Frodamera, Pioramulde.

kleineren Winkel zwischen den Gürteln.) Dabei ist Y in der Regel steil, aber X und Z zeigen keine konstante Orientierung wie es im Verzascatal der Fall war.

Zwischen den hier beschriebenen Typen gibt es viele Übergänge. Einige Diagramme können als Typus 2, 3 oder 4 bezeichnet werden. Kein Zusammenhang zwischen Regelungstypus, Gesteinstypus und geographischer Lage kann gefunden werden. Die einzige Regelmässigkeit scheint darin zu bestehen, dass, mit Ausnahme des erwähnten Quarzites aus dem Val Rondadura, der Zweigürteltypus um so deutlicher wird, je besser die Regelung ist.

Die B-Achsen der Gürtel sind fast immer steil. Die Genauigkeit der Bestimmung ist kleiner als bei Glimmer. Doch scheint es klar zu sein, dass da, wo die B-Achsen von Glimmer steil stehen, die B-Achsen von Quarz mit diesen parallel verlaufen. Weichen die Glimmer-B mehr als etwa 20° von der Vertikale ab, sind Quarz-B und Glimmer-B meistens nicht parallel.

Die Symmetrie der Diagramme ist meistens monoklin mit der ac-Ebene als Symmetrieebene. Bei schlechter Regelung kommt es vor, dass man keine Symmetrieebene legen kann. In den besser geregelten Gesteinen kann die Symmetrie pseudorhombisch werden. Eine Schwierigkeit bei der Beurteilung der Symmetrie ist die wechselnde Lage der Maxima in den Gürteln. Mit Ausnahme der bestgeregelten Gesteine deckt sich die Mehrzahl der Maxima nicht, wenn mehrere Diagramme aus demselben Dünnschliff gemacht wurden. Auch wenn Diagramme aus verschiedenen Gesteinen miteinander verglichen werden, decken sich die meisten Maxima nicht, gleichgültig ob man die Diagramme mit Bezug auf die Schieferung oder auf geographische Koordinaten vergleicht. Denselben Mangel an Konstanz der Maxima fand WENK (1943) im Verzascatal. Bei Bestimmung der Symmetrie in diesen Diagrammen kann man daher nicht zu viel Gewicht auf die Lage und Stärke der Maxima legen, und die Angaben über Symmetrie müssen ungenau werden.

Die Qualität der Quarzregelung wechselt sowohl mit dem Quarzgehalt des Gesteins als mit seiner tektonischen Lage, wobei der letztgenannte Faktor der wichtigere ist. Die schlechteste Regelung findet man in den mesozoischen Quarziten der Nufenenmulde und der Scopimulde, die über 95% Quarz haben können und trotzdem vollständig unregelmäßig sind. Die Ursache liegt wahrscheinlich darin, dass es sich um kleine Quarzitzonen handelt, die von bedeutend grösseren Phyllitzonen umgeben waren und sich deshalb einer Regelung während der Deformation entziehen konnten.

Die beste Regelung findet man in einigen Quarziten, teils aus dem Gotthardmassiv, teils aus dem Frodaleragebiet in der Pioramulde. Die Quarzite im Frodaleragebiet liegen nur wenige Meter von der Stirn der Lucomagnodecke entfernt. Weiter östlich in der Pioramulde haben Quarzite, die 600—700 m von der Lucomagnodecke entfernt liegen, eine bedeutend schwächere Regelung. Es besteht ein interessanter Unterschied zwischen der Regelung in den Quarziten aus dem Gotthardgebiet und derjenigen in den Quarziten aus der Pioramulde. Die Quarzite aus dem Gotthardgebiet haben entweder nur einen Gürtel, wie der oben erwähnte vortriadische Quarzit aus dem Val Rondadura, oder einen sehr deutlichen Gürtel mit einer schwachen Andeutung eines zweiten Gürtels. Die Quarzite aus der Pioramulde zeigen zwei vollständig entwickelte Gürtel, wobei der eine die grössere Besetzungsdichte hat.

WENK (1943) fand im Verzascatal und den angrenzenden Gebieten eine deutliche Regelmässigkeit in der Lage der Kreuzgürtel. Eine solche Regelmässigkeit ist bei den Kreuzgürteln im Gotthardgebiet nicht vorhanden. Sehr interessant ist es, dass die Orientierung der Gürtel in zwei benachbarten Quarziten aus dem Frodaleragebiet ziemlich verschieden ist. In diesem Gebiet sind die Gesteine stark um Achsen gefaltet, die schwach gegen E bis ESE fallen. Doch ist es nicht möglich, bei Drehung um eine solche Achse die Diagramme miteinander zur Deckung zu bringen. Diese Diagramme sind wichtig für die Frage des Alters der Quarzregelung.

Calcit. Die Calcitdiagramme sollen hier nur ganz kurz erwähnt werden. Mit wenigen Ausnahmen wurden nur die c-Achsen der Körner gemessen. Alle Diagramme deuten auf die Existenz einer steilen B-Achse, die annähernd parallel mit der B-Achse von Quarz in demselben Gestein ist. Weitere Messungen von c-Achsen und Polen von Zwillingslamellen sind im Gange.

Deutung der Regelung

Wie oben erwähnt, zeigen alle Glimmerdiagramme einen deutlichen Gürtel, deren B-Achsen mit der Striemung genau oder annähernd parallel sind. Die Symmetrie der Diagramme ist meistens monoklin, kann aber zum Teil monoklin bis pseudorhombisch sein.

Die gewöhnliche Deutung solcher Diagramme ist, dass eine monokline Symmetrie durch tektonischen Transport oder wenigstens durch summierbare Teilbewegungen in den Symmetrieebenen, also senkrecht zur Striemung, erzeugt wurde. Rhombische Symmetrie wird oft hervorgebracht durch Regelung der Glimmer in zwei Scherflächen, die sich in

der B-Achse kreuzen und oft symmetrisch zur Schieferungsebene liegen. Sie kann in diesen Fällen durch Kompression senkrecht zur Schieferungsebene entstanden sein. Die Innsbrucker Schule kennt kein Beispiel von Gürteln, die durch tektonischen Transport parallel zur B-Achse des Gürtels entstanden ist. (Die Bezeichnung von B als Transportrichtung „... ist zu vermeiden, wenn man überhaupt im Zusammenhange damit bleiben will, was je in den Alpen als tektonische Transportrichtung bezeichnet wurde: diese liegt im Korngefüge in der Gürtelenebene der Glimmer und der Quarze [seit 1912 bekannt!] und im Profilschnitt senkrecht B“. SANDER, 1950, S. 241.)

Für die Glimmerdiagramme aus dem Gotthardgebiet ist eine Entstehung durch Einregelung in zwei sich kreuzende Scherflächen nicht wahrscheinlich. Mehrere Diagramme haben nur ein Hauptmaximum. Wo zwei oder mehrere Maxima vorhanden sind, können entsprechende s-Flächen im Dünnschliff nicht nachgewiesen werden. Zum Teil scheinen die Maxima durch von Glimmer umhüllte Feldspat- und Quarzkörner bewirkt zu sein.

Nach den üblichen Prinzipien zur Deutung von Gefügediagrammen müssen die Glimmerdiagramme aus dem Gotthardgebiet als Zeugnisse von tektonischem Transport senkrecht B aufgefasst werden, also Transport in der Richtung ENE-WSW bis NE-SW. Eine weitere Stütze für diese Deutung würde man darin finden können, dass die B-Achsen der Quarz- und Calcitdiagramme genau oder annähernd mit denen der Glimmer übereinstimmen, dass also die Regelung genau oder annähernd homotaktisch und homoaxial ist. Wie wir oben gesehen haben, sind im Felde keine Spuren von solchen Bewegungen zu finden, mit Ausnahme der wenigen Rutschstreifen, die in dieser Richtung verlaufen und die ganz sicher jünger sind als die Regelung der Gesteine.

Nach einer solchen Deutung wären also von den gewaltigen Bewegungen, während welchen die Gesteine intensiv deformiert, stark zusammengedrückt und aufwärts und nach Norden geschoben wurden, in der heutigen Regelung der Gesteine keine Spuren vorhanden. Die Regelung sollte durch Bewegungen, die man weder im Felde noch im Dünnschliff nachweisen kann, entstanden sein.

Bei einem solchen ernstem Widerspruch zwischen den aus den Feldbeobachtungen und den aus den Gefügediagrammen resultierenden Ergebnissen drängt sich die Frage auf, ob vielleicht die auf Grund von Erfahrungen aus den Ostalpen und theoretischen Überlegungen aufgestellten Hypothesen doch nicht alle Möglichkeiten für die Gefügeregelung in metamorphen Gesteinen umfassen. Eine Diskussion dieser Frage kann

hier nicht unternommen werden. Nur ganz kurz soll auf eine mögliche Erklärung der Regelung hingewiesen werden.

Dass die Bewegungen während der Deformation in den Gneisen am Nordrand des Aarmassivs ganz überwiegend laminar waren, zeigen die oben erwähnten Beobachtungen und Profile eindeutig. Dass auch die Bewegungen in den Gesteinen der Urseren-Garvera-Mulde laminar waren, ist durch die erwähnten Beobachtungen wahrscheinlich gemacht. Bei laminarer Bewegung (einschariger Scherung) entsteht als typisches Gefüge dasjenige eines s-Tektonites mit einem vorherrschenden Glimmermaximum. Eine solche Regelung ist in den Gotthardgesteinen nicht gefunden worden. Man könnte auch annehmen, dass eine rein laminare Bewegung unter Bedingungen wie denjenigen, unter welchen die Gotthardgesteine deformiert wurden, unwahrscheinlich seien. Vielmehr könnte man erwarten, dass kleine Unregelmässigkeiten während der Bewegungen erfolgten und im Gefüge registriert wurden.

Die Hauptbewegung setzte sich in der Striemungsrichtung fort. In dieser Richtung war auch, wie ALB. HEIM gezeigt hat, die einzige Möglichkeit zum Ausweichen der stark zusammengepressten Gesteine. In dieser Richtung wurden die Belemniten gestreckt, in dieser Richtung wuchsen die Mineralkörner während der Rekristallisation, die grösstenteils spät- bis posttektonisch zu sein scheint. Die heutige Regelung der Gesteine entstand hauptsächlich durch Längenwachstum der Mineralien in der Striemungsrichtung. Daneben spielte für die Glimmer die Schieferungsfläche eine wichtige Rolle. Doch war die Einregelung viel schärfer in der Striemungsrichtung als in der Schieferungsebene, was bei einem Vergleich von Horizontal- und Vertikalschliff sofort auffällt und was in den Diagrammen deutlich zu sehen ist. Die oft fast isometrische Form der Mineralkörner im Horizontalschliff zeigt, dass die Ausweichmöglichkeiten senkrecht zur Striemung in der Schieferungsebene nur gering waren.

Um zu sehen, ob bei der Einregelung der Muskovite und Serizite die kristallographische Achse *a* eine Rolle spielte, wurden in einem Schliff parallel zur Schieferungsebene die optischen Symmetrierichtungen XYZ in 100 Muskovitkörnern bestimmt. Fig. 23 zeigt die Lage der optischen Normalen Y, die parallel zur kristallographischen Achse *a* sind. Die Streuung ist so gross, dass man kaum von einem regelnden Einfluss der *a*-Achse sprechen kann. In derselben Figur sind die Längsrichtungen der Körner eingetragen. Sie zeigen eine auffallend grosse Konzentration in der Striemungsrichtung.

Auf die Quarzregelung soll hier nicht näher eingegangen werden,

teils weil die Regelung in den meisten Gesteinen so schwach ist, dass sie sich nicht für eine Diskussion der Quarzregelung eignet, teils weil die Untersuchungen nicht abgeschlossen sind. Nur darauf soll aufmerksam gemacht werden, dass viele Diagramme Übergangstypen zwischen den vier aufgestellten Haupttypen darstellen. Man könnte sich daher fragen, ob man für die Entstehung dieser Regelungstypen grundsätzlich verschiedene Regelungsmechanismen annehmen dürfe.

Das Alter der Quarzregelung ist ein interessantes Problem. Die B-Achsen der Quarzdiagramme sind fast überall steil und zeigen daher eine kleinere Streuung als die B-Achsen der Glimmer. Man könnte daher annehmen, dass die Quarzregelung jünger als die Glimmerregelung sei, dass sie eine späte, einheitliche Überprägung sämtlicher Gesteine des Gebietes repräsentiere, eine Überprägung, die nicht in den Glimmerdiagrammen sichtbar ist. Doch ist die verschiedene Orientierung der Kreuzgürtel in den benachbarten Quarziten von Frodalera — Gesteine, die zu den bestgeregelten im ganzen Gotthardgebiete gehören — mit der Annahme einer späten, einheitlichen Überprägung nicht leicht zu vereinbaren.

Auch die Calcitdiagramme können zur Zeit nicht näher besprochen werden. Es scheint jedoch, dass man in diesen Diagrammen wertvolle Informationen über die Deformationsgeschichte des Gebietes finden kann; aber die Untersuchungen sind nicht abgeschlossen.

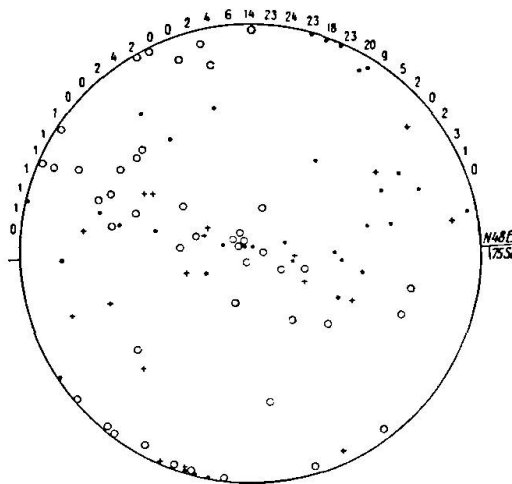


Fig. 23. Muskovit. 100 n_p (optische Normale). Kreuze: grosse Körner, Kreise: mittelgrosse Körner, Punkte: kleine Körner. Schliff parallel zur Schieferungsebene (N 48° E, 75° SE). Zahlen am Rand geben Anzahl von Körnern mit Längsrichtung innerhalb eines 5°-Sektors zu beiden Seiten (= 3% der Peripherie). Serizitgneis, Andermatt, Urseren-Garvera-Mulde.

English Summary

Petrofabric studies in the Gotthard Massif and the adjoining areas began in 1944, thanks to the initiative of Professor P. NIGGLI, at the Mineralogical and Petrological Department of the Swiss Federal Institute of Technology, Zürich. The first investigations were made by Dr. W. EPPRECHT, who in October 1945 presented the main results of the first year's work in a lecture at the Institute. During the following years several persons worked on the project, and two unpublished diploma papers were prepared. At the death of P. NIGGLI in 1953 the work was temporarily postponed. His successor, F. LAVES, asked the writer to complete the study, and he began working on the project in July 1956. The present paper contains a summary of the main results. A more detailed description will appear later in „Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz“.

The area investigated comprises the old crystalline massifs, the Gotthard Massif, the Tavetscher Zwischenmassiv and the southern border of the Aar Massif, where most of the rocks have gone through pre-Alpine as well as Alpine orogenies. It also comprises the synclines of post-Hercynian rocks, which have only suffered Alpine deformation: the Urseren-Garvera Syncline to the north, and the Nufenen, Scopi and Piora Synclines to the south.

The rocks in the synclines exhibit a flow cleavage, which is generally parallel to the bedding, and a conspicuous lineation (Striemung), made up by parallel orientation of elongated minerals. The cleavage dips steeply southward in the northern part of the area and northward in the southern part. The lineation is also steep, rarely deviating more than 20° from the direction of dip of the cleavage. Folds, usually small, with axes parallel to the lineation occur in the southern part, mostly from Airolo westward, but are absent in the north. Small-scale open folds or corrugations with axes nearly at right angles to the Striemung, are found in all parts of the area.

The profiles of ROHR (1926) from the northern border of the Aar Massif demonstrate clearly, that while the Mesozoic sediments were folded on axes trending ENE, the simultaneous deformation of the basement gneisses took place by movements on innumerable planes parallel to the cleavage of the gneisses. Examination of the gneisses show that they have a conspicuous lineation (Striemung), caused by parallel orientation of elongated muscovite and sericite. This lineation is at right angles to the fold axes in the sediments and is parallel to the direction of movement in the gneiss. Younger, more widely spaced slip

planes, along which the older planes have been bent, indicating a relative northward movement of the overlying part, have a lineation of the same character and parallel to the one in the older planes.

The rocks in the Urseren-Garvera Syncline were not folded, but squeezed between the large massifs to the north and south. The only possible way of escape for the squeezed material was upward and northward, in the direction of movement. In this direction the belemnites of the Fernigen Syncline — infolded in the Aar Massif — were stretched (HEIM, 1878), while in the same direction the minerals in the Urseren-Garvera Syncline grew. Studies of horizontal and vertical thin sections from the syncline give ample evidence (bent micas) of movement in the vertical direction and no indication of horizontal movements. Relative movements in the rocks at Andermatt indicate that the two massifs moved upward in relation to the syncline between them. Slickensides with striae parallel to the Striemung give evidence of continued vertical movements after the recrystallization of the rocks was complete. Even post-glacial vertical movements have been recorded in the Aar Massif (JÄCKLI, 1954).

From the Urseren-Garvera syncline there is thus considerable evidence of compression in a N- to NNW-direction and of movements in this direction parallel to the Striemung during the various stages of deformation and recrystallization. No indication of Alpine movements in the E-W-direction has been found, except a few striae on slickensides, which are younger than the recrystallization of the rocks.

The mica diagrams of these rocks are invariably those of a B-tectonite with the B axis parallel to the Striemung. The symmetry is monoclinic, sometimes with a tendency towards orthorhombic. Diagrams of quartz and calcite c-axes give tectonic B axes which either are parallel to those of the mica or more nearly vertical. Diagrams of the optic normal Y in muscovite show a large spreading, indicating that the a-axis of muscovite was of little importance in the orientation process of the micas. This spreading is in sharp contrast with the strong parallelism of the longest dimension of the mica grains.

It is concluded that the orientation of the minerals took place during the northward and upward movement of the rocks on planes parallel to the cleavage and that the growth of the minerals, which largely outlasted the movements, proceeded with greatest ease in the direction of movement, which was the only way of extension. Although the movement in the Urseren-Garvera rocks was essentially laminar in contrast to the folding in the Helvetian nappes, it was not sufficiently laminar

to produce typical s-tectonites. The direction of movement was of greater importance for the orientation of the micas than the plane of cleavage. They grew more strictly parallel to the Striemung than to the cleavage, the poles of the mica flakes therefore show a greater spreading in a plane perpendicular to the Striemung than in a plane through it, and the resulting fabric became that of a typical B-tectonite with its B-axis parallel to the Striemung.

The orientation mechanisms of quartz and calcite will not be discussed here. Investigations which may possibly throw some light upon these problems have not yet been completed.

Going from the Urseren-Garvera syncline into the older rocks, one finds at first the steep lineation (Striemung) with no change at the contacts. But in the interior of the Gotthard and the Tavetsch massif areas with a distinctly different trend of the Striemung occur, a Striemung which plunges gently to moderately in the direction NE to ENE. This lineation is most likely pre-Alpine. In the Aar Massif no Striemung with a trend different from that in the younger rocks has been found.

So far only few fabric diagrams from rocks with the gently plunging Striemung have been made. The mica diagrams have girdles with the B-axis parallel to the Striemung, the quartz diagrams show no definite orientation.

The Gotthard Massif contains five plutons of granitic rocks, all believed to be of Hercynian age. Studies of their structures and contact relations have confirmed older observations that the planar structure and the Striemung, which are visible everywhere in the Gamsboden and the Fibbia Plutons, are in these plutons secondary structures, most likely of Alpine age. The less prominent structures in the Medelser Pluton are probably primary flow structures. The granite of the Rotondo Pluton is devoid of any mineral orientation except in a border zone of a few meters. This applies also to a 200 m wide branch which crosses the Gotthardstrasse south of the Hospiz. All other rocks in the 10 km wide profile through the massif along the Gotthardstrasse have achieved prominent foliation and lineation (Striemung) during the Alpine orogeny. It is therefore concluded, that the Rotondo granite cannot be Hercynian, but must belong to the young Alpine granites.

Literaturverzeichnis

- BALK, R. (1936): Structural behavior of igneous rocks. Geol. Soc. America, Memoir 5.
 CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. Wepf, Basel.

- EPPRECHT, W. (1945): Gefügeregelung im Gotthardmassiv und den angrenzenden Mulden. Kolloquiumsvortrag. Manuskript deponiert im Mineralogisch-petrographischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule, Zürich.
- GÜNTHERT, A. (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 34, S. 1—159.
- HAFNER, S. (1955): Petrographische Untersuchungen in der Tremolaserie westlich des St. Gotthardpasses (bis Rotondo). Unveröffentlichte Diplomarbeit, deponiert im Mineralogisch-petrographischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule, Zürich.
- HEIM, ALB. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 2 Bde. u. Atlas. Basel.
- (1921): Geologie der Schweiz. 2 Bde. Leipzig.
- JÄCKLI, H. (1951): Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden). *Ecolgae geol. Helv.* 44, S. 332—337.
- KVALE, A. (1953): Linear structures and their relation to movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, CIX, S. 51—73
- NIGGLI, P. (1934): Das Gotthardmassiv. Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. II. Wepf, Basel.
- NIGGLI, P. und WINTERHALTER, R. U. (1934): Gotthardpass. *Ibid.*, Fasc. XI, S. 797—801.
- (1934): Lukmaniergebiet. *Ibid.*, Fasc. XI, S. 802—814.
- ROHR, K. (1926): Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs. *Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz*, N. F., 57. Liefg., 1. Abt.
- RÖTHLISBERGER, H. (1947): Profile durch das Gotthardmassiv zwischen Ulrichen und Griespass unter besonderer Berücksichtigung der Gefügeregelung. Unveröffentlichte Diplomarbeit, deponiert im Mineralogisch-petrographischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule, Zürich.
- SALOMON, W. (1912): Ist die Parallelstruktur des Gotthardgranites protoklastisch? *Verh. d. Naturhist.-Med. Vereines Heidelberg*, N. F., XI. Bd., S. 225—229.
- SANDER, B. (1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 2. Teil: Die Korngefüge. Springer, Wien/Innsbruck.
- SITTER, L. DE (1956): *Structural Geology*. McGraw Hill.
- SONDER, R. A. (1921): Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-paläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* I, S. 323—391.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. *Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz*, N. F., 52. Liefg.
- WENK, E. (1943): Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, XXIII, S. 265—294.
- (1955): Strukturkarte der Tessiner Alpen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 35, S. 311 bis 319.
- WUNDERLICH, H. und PLESSMANN, W. (1957): Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer in der Umgebung des Gotthardmassivs. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-nat. Kl. IIa*, Nr. 1.