

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, XXXVI. LIEFERUNG
DES GANZEN WERKES 66. LIEFERUNG

Die
Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone

am

Nordostrande des Gotthardmassives

von

Paul Niggli.

Mit 78 Textfiguren und 2 photolithographischen Tafeln.



Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

1912.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung vom 12. Februar 1912 legte Herr Dr. *Paul Niggli* das druckfertige Manuskript dieser Untersuchung vor und anerbote dasselbe zur Publikation in den „Beiträgen“. Die Kommission nahm die Arbeit an.

Handstücke und Dünnschliffe werden in der Sammlung der Eidgenössischen Technischen Hochschule deponiert.

Für den Inhalt von Text und Tafeln ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im Juli 1912.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, Professor.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Vorwort.

Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. *U. Grubenmann* besuchte ich im Sommer 1910 die Chloritoidschiefervorkommnisse zwischen *Val Zafragia* und *Val Medels*. Für das Jahr 1911 erhielt ich von der geologischen Kommission einen ehrenvollen Auftrag zur Revision von Blatt XIV des eidgenössischen Dufouratlas. Als erste Frucht dieses Auftrages entstand die nachstehende Arbeit.

Dem Präsidenten der geologischen Kommission, Herrn Prof. Dr. *Alb. Heim*, bin ich für weitgehende Unterstützung zu herzlichem Dank verpflichtet.

Während im I. Teil hauptsächlich die geologischen Verhältnisse zur Sprache kommen, stellt der II. Teil eine im mineralogisch-petrographischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule ausgeführte chemisch-petrographische Untersuchung der Chloritoidschiefer dar. (Siehe auch Einleitung zum II. Teil.) Für Mithilfe bei Herstellung der Mikrophotographien danke ich Herrn Dr. *O. Fischer*.

Zürich, Februar 1912.

Paul Niggli.

Inhaltsverzeichnis.

I. Teil.	Seite		Seite
Geologie der sedimentären Zone Tavetsch-Nadèls		1	
II. Teil.			
Die Chloritoidschiefer.			
Einführung	17	c. An der Garvera	32
I. Physiographie der Chloritoidschiefer	18	d. Am Solivabach und bei Curaglia	33
1. Typus Nadèls	23	e. Val Gierm	33
a. Auf Alp de Nadèls	23	6. Typus Runcahetz	33
b. Tenigerbad	26	7. Grenzformen und begleitende Gesteine	34
c. An der Garvera	27	II. Die mechanischen und physikalisch-chemischen Ver- hältnisse des geotektonischen Bezirkes	34
d. Bei Curaglia	27	A. Stress- und Strainbedingungen	35
e. Nalpstal	27	B. Thermodynamische Bedingungen	43
2. Typus Val Naustgel	28	III. Die Metamorphose der Mergel-Tongesteine und die Chloritoidschieferbildung	48
a. Auf Alp de Nadèls	28	Das Ausgangsmaterial	49
b. Tenigerbad und Val Naustgel	29	Die Bildung des Grundgewebes	52
c. An der Garvera	30	Die Entstehung des Sprödglimmers	57
d. Nalpstal — Fil Alpetta	31	IV. Die Stellung der Chloritoidschiefer im allgemeinen P-T-X-Diagramm	73
3. Typus Garvera 1	31	V. Die Weltgruppe der Chloritoid-(Ottrelit)-Schiefer	83
4. und 5. Typus Garvera 2 und Typus Solivabach	32		
a. Auf Alp de Nadèls	32	<i>Anhang: Wirkungen von Stress und Strain auf die Gesteinsmetamorphose</i>	<i>88</i>
b. Val Naustgel	32	<i>Verzeichnis der im Text zitierten Literatur</i>	<i>91</i>
		<i>Erklärungen zu den Mikrophotographien</i>	<i>94</i>

I. Teil.

Geologie der sedimentären Zone Tavetsch-Nadèls.

Gotthard- und *Aarmassiv* sind in der Hauptsache alte Intrusionszentren. Durch Faltung und Abtragung entwickelten sie sich zu Rumpfgebirgen, die auch nach der teilweisen Überdeckung mit mesozoischen Sedimenten noch als mehr oder weniger starre Kerne wirkten. Sie wurden dann zu Orten maximalster Erhebung des autochthonen Gebirges.

Die tertiären Faltungsprozesse in den Alpen sind im wesentlichen von Süden nach Norden wirkende Tangentialbewegungen. Die damals vorhandenen kristallinen Basalteile verhielten sich hierbei, entsprechend ihrer Stellung im ganzen Stress- und Strainsystem, verschieden. Die südlichen kristallinen Gesteine wurden mitgefaltet und überschoben. Sie bilden heute die grossartigen Deckenmassive des *Wallis* und *Tessins* etc. *Gotthard-* und *Aarmassiv* erlitten andere Lagerungsstörungen. Zu einheitlichen grossen Wanderungen oder Abscherungen kam es nicht.

Es erfolgte eine (Lit. 8) starke Zusammenpressung und Hebung der Gesteine. Die Steilstellung ist der Ausdruck der Tatsache, dass in horizontaler Richtung Gesteine den kleinsten Raum einnehmen, wenn sie vertikal gestellt werden.

So führten die gewaltigen Dislokationen, kraft des eigenen inneren Widerstandes, zu den sogenannten Fächermassiven. Das *Gotthardmassiv* zeigt hierbei in seinem Bau eine viel stärkere Einwirkung der tektonischen Vorgänge als das *Aarmassiv*. Der ursprüngliche Aufbau der Intrusionsgesteine ist daher im *Aarmassiv* viel leichter zu erkennen als im *Gotthardmassiv*. Gehen wir noch weiter nach Norden, so finden wir im Schwarzwald den Typus des ursprünglichen Rumpfgebirges. Dort vor allem, wo die grossen tertiären Bewegungen sich nur in Verwerfungen und Brüchen auslösen konnten, kann man die Intrusion studieren.

Wir sehen somit, wie mit der Entfernung vom südwärts gelegenen Herd der Tangentialkräfte, die Rolle der kristallinen Kerne als starre Stellen immer stärker hervortritt, und zugleich die Veränderungen, die durch die tektonischen Vorgänge induziert werden, geringer sind.

Das *Gotthardmassiv* im speziellen erweist sich als ein Übergangstypus zwischen den „Deckmassiven“ des *Tessins* und dem einfachen Fächermassiv des *Finsteraarhorns*.

Petrographische Untersuchungen für einzelne Teile lieferten in vortrefflicher Weise *U. Grubermann* und seine Schüler. (Lit. 3—5, 7, 12.) Die dynamische Geologie ist in neuerer Zeit wenig studiert worden. Die bisherigen zum Teil ausgezeichneten und grundlegenden Arbeiten krankten an dem Übel der nicht einheitlichen Bearbeitung des ganzen Gebietes. Vom östlichen Teil liegt die ausgezeichnete Beschreibung von *Alb. Heim* (Lit. 6) vor, vom westlichen Teil die, besonders geognostisch wertvolle Darstellung, von *v. Fritsch* (Lit. 2). Das Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist die Untersuchung der *Chloritoidschiefer*. Dazu ist ein Verständnis des geotektonischen Bezirkes unbedingt notwendig. Wir werden daher unsere vorläufigen Resultate über den tektonischen Bau des nördlichen *Gotthardmassives*, soweit die Aufgabe es verlangt, vorausschicken.

Das *Gotthardmassiv* erstreckt sich von *Viesch* im *Rhonetal* bis zum *Val Zafragia* im *Bündner Oberland* auf eine Länge von zirka 80 km. Von Süden wurden die penninischen und die ihnen ähnlichen Decken an das *Gotthardmassiv* herangepresst. Das sind übereinandergelagerte Deck-

schollen von kristallinen Gesteinen, die voneinander und vom Gotthardmassiv getrennt sind durch sogenannte Mulden von mesozoischem Glanz- resp. Bündnerschiefer. Im Norden grenzt an das Gotthardmassiv, getrennt durch Sericitschiefer und zum Teil durch die sogenannte Furka-Urserenmulde, das Aarmassiv, das in Ausdehnung und Mannigfaltigkeit der Intrusionsgesteine das

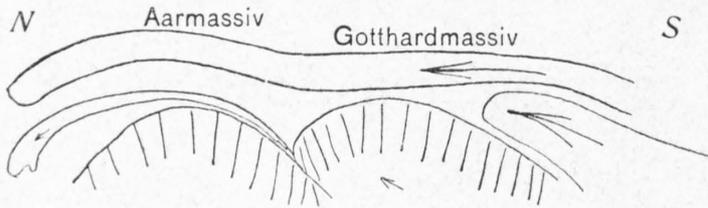


Fig. 1.

Gotthardmassiv weit übertrifft. Zwischen beiden Zentralmassiven sollen die helvetischen Decken wurzeln, zum Teil wohl über beide Massive wurden Partien der prealpinen und ostalpinen Decken geschoben. In dieser Beziehung sind beide Massive tektonische Fenster. Die nebenstehende, ganz schematische Figur soll das erläutern.

Das Gotthardmassiv zeigt in petrographischer Beziehung einen ziemlich einfachen Aufbau. Im Zentrum, zum Teil etwas gegen den Südrand verschoben, treten auf der ganzen Länge des Massives Orthogneise, sogenannte Protogine, von granitischem bis quarzdioritischem Chemismus auf. Sie haben nach den ihnen eigentümlichen strukturellen Abänderungen eine Menge von Namen erhalten wie Fibbiagranit, Gamsbodengneis, Sellagneis, Medelserprotogin, Cristallinagranit etc. Als wohl insgesamt zur gleichen petrographischen Provinz gehörend, wollen wir sie unter dem Namen Gotthardgranitgneis zusammenfassen (siehe auch Lit. 9 und 5). Sie zeigen oft sehr schöne Einschmelz- und Kontakterscheinungen, wie z. B. an der *Rodontbrücke* (Gotthardstrasse) und bei *Acla Medels*. Zu beiden Seiten angelagert sind diesen Intrusionsgesteinen kristalline Schiefer, die wohl die seitlichen Umhüllungsmassen des ursprünglichen multiformen Lakkolites darstellen. Die Einwirkung der tertiären Faltungsprozesse ist im Gotthardmassiv eine so starke, dass es schwierig ist, den Anteil der Intrusion an der Metamorphose zu sondern von den in der Hauptsache viel jüngeren dynamischen Einwirkungen. Ebenso schwierig ist es, ohne durchgreifende chemische Untersuchungen, den Komplex zwischen ursprünglichen Para-, Ortho- und Injektionsgneisen zu entwirren.

Die Folge von kristallinen Schieferen ist nach Norden viel vollständiger als nach Süden. Da uns für unseren geotektonischen Bezirk auch nur die Nordseite interessiert, wollen wir einige neu aufgenommene diesbezügliche Profile besprechen.

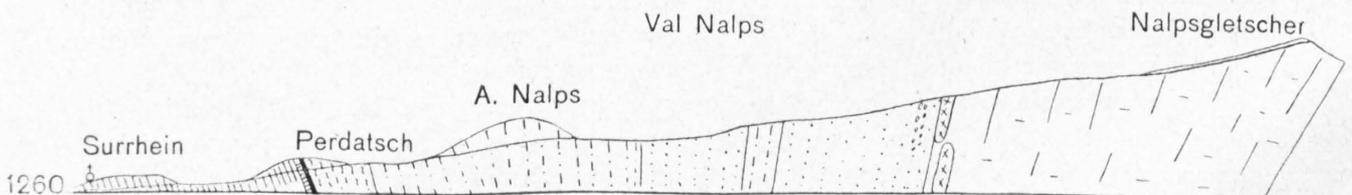
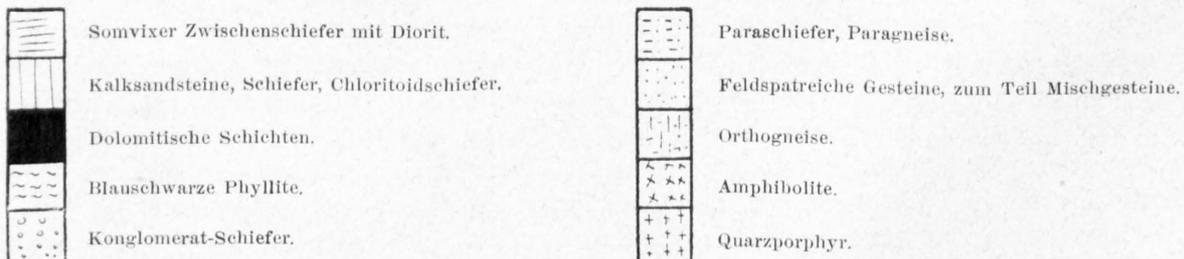


Fig. 2.

1 : 75,000.



Profil Fig. 2 folgt im grossen und ganzen dem *Nalpstal*. Das *Nalpstal*, das vom Gletscherkamm bis zur Eimmündung in den Vorderrhein eine Länge von 12 $\frac{1}{2}$ km hat, ist auch glacialgeologisch äusserst interessant. Der obere Teil des Tales bis zur unteren *Alp Nalps* (1826 m über

Meer) erweist sich in der Form als direkte Fortsetzung des Nalpsgletscherbettes. Das ist z. B. sehr deutlich von der oberen *Alp Nalps* aus zu sehen. Eine Menge von prachtvollen Rundhöckern, teilweise unter leichter Moränenbedeckung, sind sichtbar. Auch rundgeschliffene Sporne fehlen nicht. Eine starke Talstufe findet sich unterhalb Punkt 1826. Auch hier tragen die beidseitigen Talhänge Moränenschutt auf poliertem Glimmergneis. Unterhalb *Perdatsch* hat sich der Bach zum zweiten Male tief eingeschnitten. Am oberen Ende dieser Talstufe befindet sich die schöne Moräne von *Perdatsch*, die schon *Heim* (Lit. 6) erwähnt.

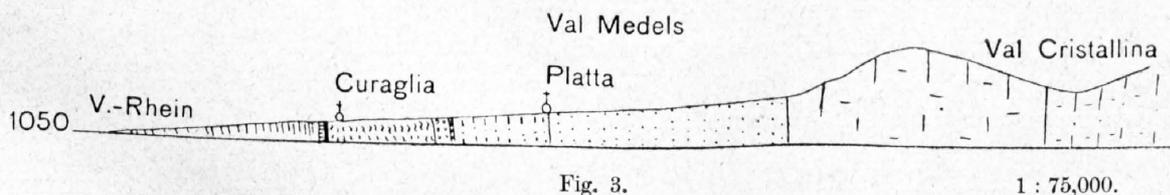
Im Talhintergrund findet man äusserst intensiv gestreckte, durchaus einheitliche Gneise. Sie entsprechen dem ursprünglichen Gotthardgranit. Salische und femische Partien, sowie einzelne Gänge sind gegen den Nordrand hin sichtbar. Die Streckung ist oft so intensiv, dass ein Stengelgneis entsteht. Diese Orthogneise sind vielleicht das Verbindungsglied zwischen Fibbiagranit und Medelserprotogin. Am Nordrande befinden sich eigentümliche, zum Teil stark injizierte und von Gängen durchsetzte Amphibolitmassen. Hierauf folgen talabwärts basische Gneise, die teilweise grob injiziert sind und viele Pegmatitlinsen und Pegmatitgänge führen. Das unruhige Gepräge, das diesen Gesteinen anhaftet, hält bis ungefähr zum Punkt 1871 an. Augengneise und glimmerreiche Partien wechseln miteinander ab. Ein prachtvoller Konglomeratgneis mit grossen Quarzgeröllen bildet das Bachbett oberhalb Punkt 1954. Weiter talabwärts herrschen glimmerreiche Gneise und Sericitglimmerschiefer vor. Oberhalb *Perdatsch* stossen sie an blauschwarze Phyllite, die bis gegen 400 m mächtig sind und die wilden Schluchten des *Val blava* (Nalps) bilden.

Die Phyllite grenzen nördlich an eine ausgezeichnete Rauchwackebank, die östlich von den Häusern von *Perdatsch* ausgebeutet wurde. Ihr vorgelagert sind helle weisse und bunte Schiefer mit zum Teil schwacher Sprödglimmerentwicklung, ferner eine mächtige Folge von Kalken und Kalksandsteinen (bis 100 m mächtig). Darauf folgen wieder Sericitschiefer und Sericitglimmergneise bis *Surrhein* und *Sedrun*.

Die Schichten sind durchwegs aufgerichtet. Das Profil zeigt deutlich die Fächerstruktur. Die Gotthardgranitgneise an der Moräne des *Nalpsgletscher* streichen fast genau WO und fallen mit 60° N ein. In der Nähe von Punkt 1954 stehen die Schichten senkrecht, der Glimmergneis südlich *Perdatsch* fällt schon mit 40°—50° nach Süden ein.

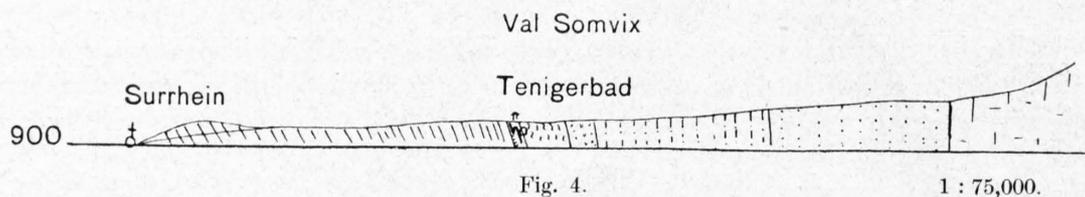
Dieses Profil ist im grossen und ganzen für den Nordrand des Gotthardmassives vom Granitgneis bis zu den Sericitschiefern des sogenannten Somvixerstückes typisch.

Die 2 folgenden Profile bestätigen dies.



Bezeichnungen wie Fig. 2, pag. 2.

Auch im *Val Medels* folgen nordwärts von den Gotthardgranitgneisen (hier Kristallinagranit und Medelserprotogin) zuerst feldspatreiche Gneise mit vielen Quarz-Feldspatäugen und von zu meist unruhigem Gepräge. Erst unterhalb der Kirche von *Platta* herrschen glimmerschiefrige Partien vor. Diese Paraschiefer stossen an einen Quarzporphyrgang, der östlich von der Lukmanierstrasse am Waldrande aufgeschlossen ist. (Spuren auch bei der *Römerbrücke*.) Nördlich davon folgen konglomeratische Schichten, die nach und nach in die blauschwarzen Phyllite übergehen, die die Schlucht von *Mutschmengia* bilden. Auf ihnen liegt auch der Diluvialschutt, auf dem das Dorf *Curaglia* steht. Direkt nördlich der Brücke, über den von der *Alp Soliva* und *Alp Plattas* herkommenden Rhein, ist der schon lange bekannte Aufschluss von Rauchwacke, Sprödglimmerschiefer und Kalksandsteinen. Die Medelserschlucht wird von Sericitglimmergesteinen und Dioriten gebildet.



Bezeichnungen wie Fig. 2, pag. 2.

Das Profil durch das *Val Somvix* lässt die gleichen Eigenschaften erkennen. Von Süden nach Norden folgen: Gotthardgranitgneise, feldspatreiche Gneise, Paraschiefer, sedimentäre Zone, Sericitgesteine des Somvixerzwischenstückes.

Nachdem wir, an Hand der durchwegs neuen Profile, im grossen den geologischen Aufbau des Gebietes kennen gelernt haben, wollen wir die bisherigen Interpretationen besprechen. Für unsere Arbeit wichtig ist insbesondere die Deutung der sedimentären Zone. Wir beschränken uns hier, wie schon gesagt, auf die Nordseite des Gotthardmassivs, und zwar auf den Teil östlich vom *Piz Badus*.

Die Literatur bis zum Jahre 1891 findet sich zusammengestellt in *A. Heim*. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein (Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, 25. Lieferung).

Die älteste wichtige Arbeit über unser Gebiet ist die von *G. v. Rath* [Lit. 10] Geognostisch-mineralogische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins.

G. v. Rath bestätigte die längst erkannte Fächerstruktur des Gotthardmassivs, er gibt auch schon eine Beschreibung der Gesteine insbesondere der sedimentären Zone von Tavetsch-Nadels.

Wir wollen uns im folgenden nur mit den zwei späteren grundlegenden Arbeiten von *K. v. Fritsch* [Lit. 2] (westlich des Medelserrheines) und von *A. Heim* [Lit. 6] (östlich des Medelserrheines) befassen. Die *Schweiz. Geologische Kommission* veröffentlichte 1873 eine geognostische Karte des Gotthardgebietes in 1:50,000 vom Furkapass bis ins Medelsertal von *K. v. Fritsch*. Es ist vielleicht nicht ohne Interesse zu erfahren, dass im wesentlichen die topographische Grundlage besonders für die östlichen Blätter heute noch dieselbe ist wie damals, was natürlich den jetzigen Anforderungen nicht mehr entspricht! Schwierig war für den damaligen Stand der petrographischen Kenntnisse insbesondere die Darstellung der kristallinen Schiefer. Genetische Gesichtspunkte hatte man sozusagen noch keine; der Mineralbestand ist aber oft so wechselnd, dass man nicht wusste, wie man der Mannigfaltigkeit gerecht werden konnte. Auch heute noch bietet die Kartierung im kristallinen Schiefergebirge grosse Schwierigkeiten.

Wie uns scheint, darf man für ein grosses Gebiet von mineralogisch-petrographischer Einteilungsprinzipien nur spärlich Gebrauch machen; die Haupteinteilung muss eine genetische sein. Dabei spielen die Differenzen zwischen Para- Ortho- und Mischgesteinen eine grosse Rolle.

v. Fritsch unterscheidet z. B.: Bündnerschiefer in Glimmerschiefer übergehend, Sericit und Chlorit führende Phyllite und Gneise, Hornblende-, Diorit-, Kersantit-, Eklogit-Schiefer, Lavezsteine in Serpentin übergehend, strahlsteinführende Glimmerschiefer und Gneise, Glimmerschiefer quarzitisches, Glimmerschiefer, glimmerreicher Gneis in Glimmerschiefer übergehend, Gneis, granulitähnlicher Gneis, Fibbiagneis, granitische Gneise, Granit, Protogin.

Für die damalige Zeit war die Wahl dieser Bezeichnungen eine äusserst glückliche, indem sie vielfach dem Wesen der Verschiedenheiten in genetischer Beziehung entsprach; zu einem einheitlichen Bilde über den Aufbau des Gebietes konnte man auf ihrer Grundlage aber natürlich nicht gelangen.

Wir unterscheiden in den Profilen:

- Gotthardgranitgneis (Orthogneis).
- Feldspatreiche Gneise von zumeist „unruhigem“ Habitus.
- Glimmerreiche Gesteine zumeist Paraschiefer.

Die feldspatreichen Gesteine scheinen in den meisten Fällen injizierten oder doch schon kontaktmetamorphen Schiefen zu entsprechen. Auch Orthogesteine können darin vorkommen. Die nachfolgende dynamometamorphe Einwirkung war durchwegs intensiv. Sie ergriff insbesondere die Feldspäte, die kaum mehr zu erkennen sind. Parasitär haben sich Sericit und Zoisit aus ihnen entwickelt. Wo die ursprüngliche Feldspatsubstanz noch erkannt werden kann, sieht man ihre komplizierte Struktur. Mikroclin, Perthit und sekundär entmischte Plagioklas-Albite sind häufig. Quarz und Feldspat bilden oft gefälte Adern. An andern Orten haben sich Augengneise gebildet. Stets herrscht in diesem Komplex unruhig wechselnder Habitus vor. Alle diese Merkmale scheinen auf Mischgesteine, injizierte Schiefer usw. hinzuweisen. Pegmatitlinsen und Pegmatitgänge bestätigen diese Folgerungen aus mikroskopischen Studien.

Selbstverständlich sind mineralogisch-petrographisch nicht alle Gesteine, die mit der gleichen Signatur dargestellt sind, einander gleichwertig. Die Abgrenzung entspricht eher Zonen. Wo wir auch zwischen *Val Cornera* und *Val Somvix* von der sedimentären Zone südwärts schreiten, treffen wir zuerst auf sericitische bis glimmerreiche Gesteine und eigentliche Glimmerschiefer, die zusammen einen mächtigen Komplex von Paraschiefern bilden. Dann folgen Augengneise oder Schiefer mit vielen Quarz-Feldspateinlagerungen, oft mit dazwischen gelagerten reinen Paragesteinen. Amphiboliteinlagerungen und Talkschiefer finden sich besonders am Südrande, am Kontakt mit den Gotthardgranitgneisen. Sehr schön lässt sich der Übergang zwischen Paragesteinen und injizierten Schiefen am Pazzolagrät verfolgen von *Alp Pazzola* über *Piz Pazzola* (Beginn der unruhig struierten Gesteine) Punkt 2600, 2606, 2604 bis zum *Piz Aul*. Das ist im wesentlichen die Grenze von glimmerreichen Gesteinen und Gneisen, die v. Fritsch angibt.

Der Bau des östlichen Gotthardmassivs ist also nach Norden hin im grossen einfach. Die Umhüllungsgesteine des Lakkoliten liegen normal. An die Intrusionsgesteine schliessen sich zum Teil injizierte Gesteine und in weiterer Entfernung unveränderter Paraschiefer an. Die Paraschiefer nördlich der sedimentären Zone bezeichnen wir anders als die südlich dieser Zone. Der allgemeine Eindruck, den man bei langem Wandern in diesen Gebieten erhält, rechtfertigt diese Trennung. Im einzelnen liessen sich natürlich sowohl diesseits wie jenseits der Zone analoge Gesteine finden. Ob man die Gesteine trennen will, hängt auch von der Auffassung ab, die man über die Sedimentzone hat.

Wir wenden uns daher jetzt zur speziellen Tektonik dieser sogenannten „Tavetscher Mulde“.

v. Fritsch bezeichnete zum ersten Male die südlich der Rauchwacke liegenden blauschwarzen Phyllite als Bündnerschiefer, allerdings ohne damit in bezug auf ihr Alter etwas aussagen zu wollen. Er schreibt pag. 109:

„Da der in Rede stehende Gesteinszug durch die relativ geringe Entwicklung kalkiger Glieder und durch die Stellung der Rauchwacke, welche nicht die Unterlage des ganzen Systems zu bilden scheint, sondern zwischen Schiefen eingeschlossen ist, von den Kalksteinbildungen des Urseren- und Walliser Tales abweicht, so durfte, bis ein glücklicher Fachgenosse etwa durch Petrefaktenfunde die Identität beider nachzuweisen imstande ist, die Gleichheit auf der Karte nicht behauptet werden. Es erschien demnach die Zurechnung zu den Bündnerschiefern, deren Alter ja noch nicht sichergestellt ist, das beste vorläufige Auskunftsmittel.“

„Die vom Verfasser untersuchten Aufschlüsse genügten nicht, eine klare Übersicht zu gewinnen, in welcher Weise die Massen dieses Zuges gelagert sind; ob sie eine einfache Schichtenfolge, oder eine zusammengepresste Schichtenmulde darstellen. Auch wurde eine Sicherheit darüber, ob die Lagerung der einzelnen Schichten mit der der umgebenden Glimmergneise völlig konform ist, nicht erreicht.“

Man sieht, dass v. Fritsch eine symmetrische Anordnung nicht erkennen kann, für eine Mulde schien einzig das doppelte Auftreten von Phylliten zu sprechen. Ein Profil durch die sedimentäre Zone im *Val Gierm* beschreibt er folgendermassen:

„Über dem noch bei der erwähnten Häusergruppe (Misses Ground) herrschenden (nördlichen) Glimmergneis mit Pegmatitnestern folgen graue, etwas talkige [sollte natürlich sericitisch

heissen] Schiefer, darauf Schiefer mit dolomitischen Nestern und Butzen, dann dunkle graue und grüne Fleckschiefer mit unreinen Kristalloiden von ? Granat [vermutlich waren das Chloritoide]. Hierauf folgt gerade an der Einmündung des unteren kleinen Seitentobels und nördlich von dessen Lauf das 9—10 m mächtige Dolomitlager, h. 6—6.5 streichend und mit 84° Neigung nach Süden einfallend. Nur ein Teil der Dolomitbank ist als zellige Rauchwacke entwickelt. Neben dieser erscheint auch feinkörniger, mit Talk und Chlorit durchwachsender Dolomit. Auch Quarz durchzieht in Adern und Knollen das Gestein.

„Im Hangenden folgt wieder, und zwar in beträchtlicher Mächtigkeit — bis über den grösseren Seitentobel hinreichend — grauer Schiefer, dem sich nordwärts grüne talkige und chloritische Schiefer anschliessen, bis wieder die glimmerreichen Gneise herrschend werden.“

Noch erkennbare, nicht alte, sedimentäre Gesteine inmitten von kristallinen Schiefen konnte man sich damals nur als Mulden vorstellen. *Heim* erkannte sofort die grosse Analogie zwischen der Furka-Urserenmulde und der südlichen sedimentären Zone des Tavetsches. Da der Muldencharakter jener als erwiesen angesehen wurde, war es durchaus konsequent, auch den südlichen Zug womöglich als Mulde aufzufassen. *Heim* schreibt pag. 117:

„Der Muldenzug des Tavetsch ist nicht einfach, sondern die Mulde wird hier doppelt. Der nördliche Teil der Doppelmulde, der nur unvollkommen gegliedert ist, entspricht der Fortsetzung der Urserenmulde; der südliche Teil der Doppelmulde ist viel besser ausgebildet und entspricht einer Gabelung des Gotthardmassives, die schon in der Gegend des Piz Badus angedeutet ist. Diese südlichere Mulde öffnet sich oben an den Bergen (Carvera, Nadèls) weiter und keilt sich gegen die Taltiefen aus, was ihrer Muldenatur entspricht. Das Profil der südlicheren Mulde ist weit vollkommener. Es lautet von Norden nach Süden, wo es am vollkommensten ist: Sericitische und glimmerige Gesteine, unterer Verrucano, Anthracitschiefer, oberer konglomeratischer Verrucano und Verrucanotonschiefer, Rötigruppe, violette und grünlich quarzische Quartenschiefer (Carvera), Liasische Bündnerschiefer mit *Pentacrinus tuberculatus* und Belemniten, unterer Verrucano, Sericitgesteine und endlich Gneise des Gotthardmassives.“

Hier ist also der Versuch gemacht worden, die einzelnen Gesteine des Zuges dem Alter nach zu bestimmen. Die ältesten Schichten wären die des Carbons (Anthracitschiefer). Ein durchaus charakteristisches Glied ist der Röti; dieser kommt aber nur einmal vor. Die von uns blauschwarze Phyllite genannten Gesteine bezeichnet *Heim* auf Grund von Fossilfunden als liasische Bündnerschiefer. Sie entsprechen den „Bündnerschiefern“ von *v. Fritsch*. Auch sie kommen nicht doppelt vor. Der Nordschenkel der Mulde wäre somit besser ausgebildet als der Südschenkel. Wesentlich vorsichtiger ist die Ausdrucksweise auf pag. 118. „Die sericitisch-glimmerschiefrige Zone des Tavetsch ist also ohne Zweifel im ganzen ein Muldenzug im Verhältnis zu den beiden Massiven des Finsteraarhorns und des Gotthard, zwischen denen er liegt.“

Das gilt auch nach der veränderten tektonischen Auffassung voll und ganz.

Der klaren und einfachen Darstellung von *Heim* schloss sich *C. Schmidt* an [Lit. 6]. Er beschreibt dunkle, Anthracit oder Graphitoid führende Ottrelitschiefer von *Curaglia* als Carbon. Das Bild, das man sich von jetzt an vom Bau des Aar- und Gotthardmassives machte, war folgendes: Beide Massive sind getrennt durch die *Furka-Urserenmulde*, die bis nach *Disentis* streicht. Östlich vom *Badus* findet sich eine zweite sedimentäre Mulde, die einer Gabelung des Gotthardmassives entspricht. Ihr ältestes Glied sind ottrelitführende, kohlereiche Carbonschichten, ihr jüngstes Glied ist typischer Bündnerschiefer. Diese zweite Mulde ist unsere sedimentäre Zone von *Tavetsch-Nadèls*.

Als dann durch den gewaltigen Umschwung, den die *Schardt-Lugeonsche* Überschiebungstheorie zur Folge hatte, die Alpenprofile anders gedeutet wurden, hatte man vorerst keinen Grund, an der Richtigkeit der obigen Erklärungsweise zu zweifeln. Im Gegenteil! Es war infolge der Faciesverhältnisse als sicher anzunehmen, dass die helvetischen Decken zwischen Aar- und Gotthardmassiv wurzeln. Die dort vorhandenen Mulden schienen diesen Wurzeln direkt zu entsprechen. Diese Annahme führte *C. Schmidt* zu seiner Theorie der Rhein- und Rhonetal-

narben. Die Urserenmulde ist nach ihm die Wurzel der helvetischen Decken, die südliche Tavetschermulde die Wurzel der Klippendecke [siehe z. B. Lit. 11 die Profile].

Dem Zweifel an der Muldenatur beider Sedimentzonen gab zum erstenmal *Königsberger* [Lit. 9] Ausdruck. Er bestreitet besonders den Charakter des Urserensedimentzuges als Mulde und führt auch an, dass im südlichen Tavetscherzug vermutlich kein Carbon vorkomme.

1910 veröffentlichten *P. Arbenz* und *W. Staub* [Lit. 1] eine sehr interessante Arbeit über die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal. Sie kommen zum Schluss, dass die mesozoischen Kalke und die Trias von *Bonaduz* nicht der Wurzelregion der helvetischen Decken entsprechen können, sondern noch nördlich von jener liegen. Über das Wurzelgebiet der helvetischen Decken sind die Bündnerschiefer überschoben. Wahrscheinlich identisch mit der *Bonaduzer* Region ist der Marmor von *Disentis*, der also nicht zur Urserenmulde gehören soll.

Sie veröffentlichten auch eine Mitteilung des nach Sumatra verreisten Dr. *Fr. Weber* über den Bau der südlichen „Tavetschermulde“. Diese äusserst wichtige Mitteilung hat folgenden Wortlaut:

„1. Die Schieferzone Curaglia-Tenigerbad besteht aus *Verrucanophyllit*, der auch bei Schlans unter dem Rötidolomit auftritt. Das normale Liegende (Quarzporphyr, Konglomeratgneis, Sericitgneis) ist am Piz Muraun, das normale Hangende in der Trias von Curaglia-Somvix-Nadils zu erblicken.

2. Der Ottrelitschiefer von Curaglia repräsentiert den Quartenschiefer. Es liegt also eine regelrechte verkehrte Schichtreihe von Muraun nordwärts vor.

3. Die als Carbon bezeichnete Gesteine der Carvera enthalten in ihrer Verlängerung im Somvix auf der Alp Nadils graue Echinodermenbreccien vom Typus des Lias (oder Dogger). Carbon ist nicht vorhanden. Dieser Lias ist das jüngste Glied der verkehrten Schichtreihe des Somvix und Medels. Gegen unten (Norden) grenzt er mit scharfem Überschiebungskontakt an Konglomeratgneiss der Zone der Medelserschlucht. An dieser Überschiebung sind die Liasgesteine enorm zerquetscht worden, so dass eine Verwechslung mit Carbon, besonders da die Echinodermen nicht häufig erkennbar sind, leicht begreiflich ist.“

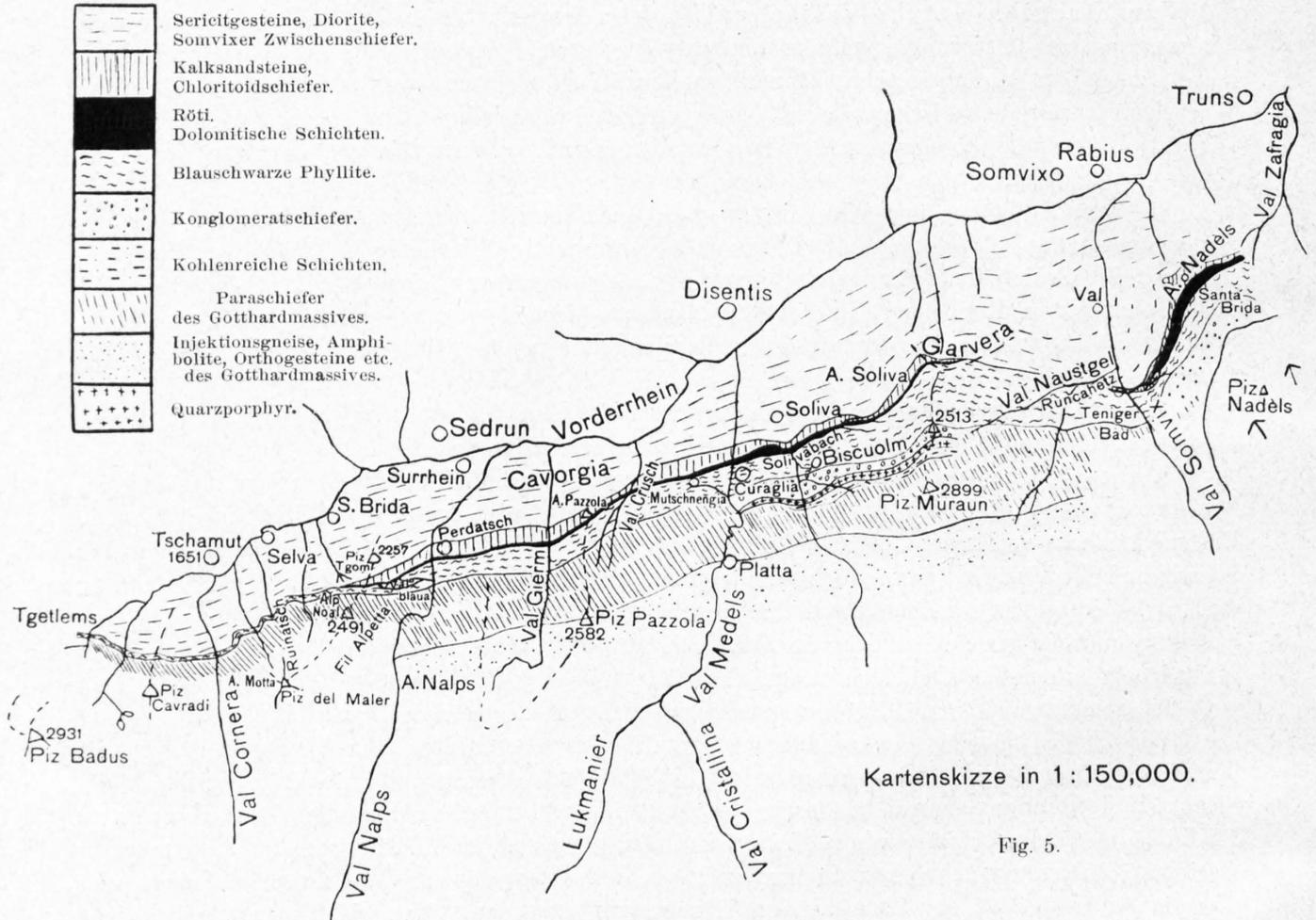
Im Sommer 1910 und 1911 untersuchte ich dann die Zone vom *Badus* bis in *Val blava*.

Wie aus der beigelegten schematischen Grundrisskizze hervorgeht (Fig. 5), ist die Mächtigkeit des sedimentären Zuges eine durchaus wechselnde. Am mächtigsten und am vollständigsten ist die Schichtenfolge an der Garvera. Das markanteste und durchgehende Glied sind die blaue schwarzen Phyllite, die Bündnerschiefer von *v. Fritsch* und *Heim*. Sie sind im Verhältnis zu den angrenzenden Gesteinen äusserst weich, so kann man z. B. von der Oberalpstrasse zwischen *Sedrun* und *Tschamut* den Verlauf der Zone an den Hängen gut erkennen. Man sieht merkwürdig runde Formen, zum Teil mit seitlichen weithin glänzenden Abstürzen, oberhalb des „Steinmannli“ von *Alp Mott*, am Grat des *Piz del Maler* bei ungefähr 2200 m, oberhalb *Alp Noal*, am Grat zwischen *Piz Tgom* und der *Fil Alpetta*, beim untern *Culm Cavorgia* und fern im Osten oberhalb des Steilabsturzes der *Garvera*. Am Nordgrat des *Piz Cavradi* streicht die Zone genau oberhalb des weithin glänzenden Quarzitzahnes durch.

Wir wollen nun an Hand einer Profilserie die Zone näher kennen lernen. [Siehe dazu die Profile Fig. 6 bis 14.] Wir beginnen mit einem Profil von der *Fil Alpetta*, zwischen dem westlichen und mittleren Arm des Baches, der gegenüber der Kapelle *Santa Brida* zwischen *Tschamut* und *Rueras* in den Vorderrhein mündet. Hier ist die Schichtfolge noch ziemlich vollständig. Die Schichten fallen mit zirka 50° nach Süden.

Über den gewöhnlichen Sericitglimmergesteinen des sogenannten Somvixerzwischenstückes liegen, besonders im westlichen Bachbett gut aufgeschlossen, mächtige helle Sericitglanzschiefer. Darüber lagern am Westhang des mittleren Baches bei ungefähr 2160 m ü. M. helle stark verwitterte Schiefer mit Pyritporphyroblasten. Dann folgen schwärzliche Phyllite zirka 5 m mächtig, sowie eine eigentümliche Sericitquarzitbank von 2—3 m Mächtigkeit. Diese besitzt schon mikroskopisch sichtbare, hellrote Granatporphyroblasten. Das Grundgewebe ist fast ausschliesslich aus kleinen Quarzkörnchen zusammengesetzt, in den

Zwickeln hat sich wenig Sericit entwickelt. Die Granate weisen scharf begrenzte einfache Formen auf und zeigen durchwegs typische Siebstruktur. Das Ursprungsgestein war ein feinkörniger Quarzsandstein. Über der Sericitquarzitbank folgen graue und schwarze Phyllite von geringer Dicke, hierauf neuerdings heller Sericitquarzit.



Kartenskizze in 1 : 150,000.

Fig. 5.

Dieser weisse Quarzit ist überlagert von hellem, dichtem Dolomitkalk und Zellendolomit in einer Gesamtmächtigkeit von über 10 m. Darüber liegen die, etwas westlich davon sehr gut aufgeschlossenen, blauschwarzen Sericitglanzschiefer, die dem sogenannten Bündnerschiefer von *v. Fritsch* entsprechen. Sie gehen nach Süden in Glimmergneis mit Quarzitbänken über. Die sedimentäre Zone weist hier also sowohl nördlich wie südlich von der Rauchwacke phyllitische Glieder auf.

Nach Westen hin verschwindet der Dolomit. Schon in der Schlucht des *Alp Noalbaches* spielt er keine wesentliche Rolle mehr. Es sind hier nur die blauschwarzen Sericitglanzschiefer erhalten geblieben, die eine Mächtigkeit von zirka 100 m aufweisen.

Diese bilden auch den gegen *Ruinatsch* hin gelegenen, von weitem schon sichtbaren, Steilabsturz. Sie liegen direkt auf den Glimmergesteinen des Somvixerzwischenstückes. Die Sericitglanzschiefer lassen sich von da bis zur *Alp Mott* verfolgen. Sie bilden eine Reihe von rundlichen Erhöhungen zwischen denen Bergsturz- und Schuttmaterial vom *Piz del Maler* liegt. Schauerliche Schluchten sind von der *Alp Mott* gegen das *Corneratal* hin in sie eingeschnitten.

Nördlich von ihnen steht beim Steinmannli ob *Alp Mott* ein eigentümliches Quarz-Feldspatgestein an, wahrscheinlich ein metamorpher Quarzporphyr.

Westlich vom *Val Cornera* ist die Glanzschieferzone ebenfalls noch sichtbar. Ihre Abgrenzung gegen die glimmerreichen Gesteine ist hier sowohl nach Norden wie nach Süden unscharf, weil die Kristallinität der Zone nach Westen hin selbst zunimmt. Immerhin lassen sich die Schiefer, wenn man, von Osten herkommend, stets ihrer Streichrichtung folgt, noch oberhalb der Hütten von *Tgetlems* erkennen, wo sie zum Teil als Magnetitphyllite entwickelt sind.

Wir sehen somit, dass westlich der *Alp Noal* als einziges Glied der sedimentären Zone die blauschwarzen Phyllite entwickelt sind, und dass diese selbst nach Westen hin einen höheren Grad von Kristallinität annehmen.

Ganz anders verhält sich die Zone nach Osten. Ziemlich gut aufgeschlossen ist sie am Kamm zwischen *Piz Tgom* 2257 m ü. M. und der *Fil Alpetta* (2390 m ü. M.). Von der *Alp Tgom* über den *Piz Tgom* bis zu 2280 m ü. M. stehen überall die Sericitglimmergesteine des Somvixerzwischenstückes an. Die Schichten streichen ziemlich genau West-Ost und fallen unregelmässig mit 15°–40° Neigung nach Süden. Quarzbänke mit Bergkristalldrüsen durchsetzen die Glimmergesteine. Oberhalb der Kurve von 2280 m folgen schlecht aufgeschlossene, zum Teil steilstehende, schwarze Schiefer mit kalkreichen Gliedern. Weisse und grünliche Sericitphyllite, die ihnen südwärts anlagern, zeigen schon ganz erhebliche Chloritoidentwicklung. Die schwarzen glimmerähnlichen Kristalle treten auch makroskopisch hervor. Eine weisse Quarzitbank bildet die Grenze gegen den Dolomit hin. Auf dem dichten dolomitischen Kalk liegt typische Rauchwacke. Beide zusammen sind zirka 15 m mächtig. Nach Süden folgen dann blauschwarze bis schwarze Schiefer. Diese sind zum Teil sehr quarzreich und lassen den ursprünglichen Habitus eines Sandsteines noch sehr gut erkennen. Andererseits gehen sie in Sericitglanzschiefer über und sind dann wohl Derivate von Tonschiefern. Die Phyllitzone ist in ihrer typischen Entwicklung kaum über 50 m mächtig. Nach Süden geht sie allmählich in Sericitglimmergneis über, der oft ziemlich grosse Muskovitblättchen enthält. Dieser Konglomeratgneis wird von vielen weissen Quarzmuskovitbänken durchsetzt.

Bei Punkt 2390 streichen diese Schichten NW-SO und fallen mit 40° nach Süden ein. Ob die Sedimentzone zum Teil diskordant zwischen beiden Sericitglimmergneisen liegt, lässt sich nicht erkennen, da, wie eingangs betont, diese Gneise selbst unregelmässig gelagert sind.

Gegen das *Nalpstal* hin verbreitert sich die Zone. Im oberen Teil bildet der nördliche Bach, der oberhalb *Perdatsch* in den *Nalpser Rhein* mündet, die Grenze zwischen der Rauchwacke und den blauschwarzen Phylliten. Nördlich des Dolomites entwickeln sich rötliche und grünliche Schiefer, die zum Teil chloritoidreich sind. Die Mächtigkeit des Dolomites nimmt dann etwas ab, seine Farbe wird rot (Röti). Daneben ist ein Schiefer, der eine intensive Wechsellagerung von Dolomit mit Phyllithäutchen darstellt (wie am *Piz Urlaun*), sehr gut entwickelt.

Im unteren Teil sind beide Schluchten des *Val blava* in den blauschwarzen bis violetten Phylliten und Chloritschiefern des südlichen Teiles der sedimentären Zone eingeschnitten. Diese Schiefer weisen schon ganz den Habitus auf, den sie an der *Garvera* besitzen. *Perdatsch* liegt auf einer Moräne. Im Bett des Nalpser Rheines, unter den Hütten des Maiensäss, sind helle weisse Schiefer mit beginnender Sprödglimmerbildung, sowie schwärzliche und kalkreiche Schiefer aufgeschlossen. Der Rötidolomit und die Rauchwacke kommen am Hang östlich von den Häusern zum Vorschein, wo sie früher abgebaut und gebrannt wurden. Prachtvolle Aufschlüsse finden sich hier in den sedimentären Gesteinen, die nordwärts vom Röti liegen. Ein Zweifel über ihre Natur ist nicht mehr möglich. Die schönsten Stellen sind die längs eines Grabens östlich von *Perdatsch*, sowie die in einem Tobel, das von *Cavorgia* ins *Nalpsertal* hinabführt. Die Rauchwacke ist vom dichten Dolomiten durch rotviolette Schiefer getrennt. Violette und helle Schiefer liegen auch nördlich vom Dolomit; sie weisen zum Teil intensive Wechsellagerung mit dolomitischen Partien auf. Dann folgen nordwärts helle sandige und schwarze kohlenreiche Schiefer und hierauf ein mächtiger (über 100 m) Wechsel von Schiefern mit sandigen, eisenschüssigen oder kalkspatreichen Gesteinen. Es finden sich alle Übergänge von reinen Kalken zu Kalksandsteinen und groben Sandsteinen, die Karbonate nur als Verkittungsmasse besitzen. Im allgemeinen herrschen die quarzreichen Glieder vor. Der Habitus der ganzen Serie

ist der von mesozoischen (vielleicht liasischen) Sedimenten in einer Facies, die zwischen der helvetischen und der der Bündnerschiefer liegt. Versteinerungen konnten keine gefunden werden. Auch der Kontakt zwischen diesen Gesteinen und den Sericitglimmerschiefern des Somvixerzwischenstückes ist nirgends gut aufgeschlossen. Die nordwärts vom Röti liegenden Kalksandsteine und Schiefer lassen sich durchwegs gut unterscheiden von den stärker metamorphen, oft magnetitreichen, blauschwarzen Phylliten, die südlich vom Röti liegen.

Das gleiche Bild von der sedimentären Zone erhält man im *Val Gierm*. Südwärts der Hütten von *Misses ground* stehen die Sericitglimmergneise an. Ihnen folgen helle Sericitglanzschiefer und grobe, dickbankige Sandsteine. Darüber liegen schwarze Schiefer, Kalke und dunkle Kalksandsteine vom gleichen Habitus wie oberhalb *Perdatsch*. Viele Kalkspatadern durchsetzen die Gesteine. Kohlenreiche Partien sind nicht selten. Gegen den Dolomit hin stellen sich schwarze Phyllite, helle weisse etwas stengelige, zum Teil Sprödglimmer führende, und violette, dolomitreiche Schiefer ein. Dolomit und Rauchwacke sind 10—15 m mächtig. Nach Süden stossen sie an die blauvioletten Phyllite, in die zwei tiefe Schluchten erodiert sind. Diese Phyllite, die Bündnerschiefer von *v. Fritsch* und *Heim*, sind auch hier sehr magnetitreich. Am Osthang des Val Gierm findet sich eine ganze Folge von Schiefern mit sehr schönen Magnetitporphyroblasten. Die südlichen Schiefer sind durchwegs stärker metamorphisiert als die nördlichen; jene stammen zumeist von Tongesteinen ab, diese von Kalken und Kalksandsteinen. Der Dolomit liegt also nicht etwa symmetrisch zu beiden; es liegt im Gegenteil eine einzige Schichtfolge von kalkigen Gliedern, hellen und bunten Schiefern, Röti und blauschwarzen Phylliten vor. Südlich von den Phylliten sind glimmerreiche Gesteine des Gotthardmassives und im Talhintergrund prachtvoll injizierte Gneise des inneren Umhüllungsmantels sichtbar.

Die *Alp Pazzola* ist von einer Moräne bedeckt, die auch den Kamm von *Stagias* bildet. Die sedimentäre Zone ist wieder aufgeschlossen östlich von *Stagias* gegen das *Medelsertal* hin. Die Schlucht von *Mutschnengia* liegt in den blauschwarzen Phylliten, der Rötidolomit bildet zum Teil scharf hervortretende Bänke, nördlich davon sind die kalkigen bis sandigen Glieder der Zone, sowie helle weisse und bunte Schiefer sehr gut entwickelt. Von jetzt an lässt sich auch südwärts der blauschwarzen Phyllite eine Gliederung erkennen. Zwischen der *Mutschnengiaschlucht* und der *Römerbrücke*, 1290 m ü. Meer, sind konglomeratische Gesteine aufgeschlossen, die im übrigen den Phylliten sehr ähnlich sind. Dann folgt (besonders östlich von der Lukmanierstrasse gut sichtbar) ein *Quarzporphyrlager*, dem nochmals schwarze Schiefer aufliegen. Die Schlucht des Medelser-Rheines unterhalb *Platta* wird von glimmerreichen Paraschiefern gebildet, denen südlich der Kirche Augengneise folgen.

Ein prächtiges Profil durch die Rauchwacke und die nördlich vorgelagerten Sedimente hat die Lukmanierstrasse unterhalb *Curaglia* angeschnitten. Es ist schon von *C. Schmidt* (Lit. 6, pag. 22) beschrieben worden.

Die hellen Schiefer zwischen Dolomit und den Kalksandsteinen, sowie die dazwischen gelagerten an Kohle reichen schwarzen Schiefer sind zum Teil sehr reich an Sprödglimmerporphyroblasten. *Heim* und *Schmidt* sahen diese Gesteine als Carbon an. Die Schiefer streichen Ost 20° Nord und fallen mit 80° südwärts ein.

Von Süden nach Norden erhalten wir folgendes Profil:

- | | |
|---|---|
| a) Blauschwarze Phyllite. | h) Blauschwarzer Schiefer 1.2 m. |
| b) Gew. Rauchwacke über 10 m mächtig. | i) Schwarzer, kohlenreicher Schiefer mit Chloritoiden 0.75 m. |
| c) Tiefgelbe zerknitterte Rauchwacke 1.3 m. | k) Blauschwarze Schiefer 1.2 m. |
| d) Violett-gelbe Schiefer, intensive Wechsellagerung von Dolomit und Phyllit 3 m. | l) Grünliche, chloritoidreiche Schiefer 6.7 m. |
| e) Unaufgeschlossen 1.8 m. | m) Graue, weniger chloritoidreiche Schiefer 1.5 m. |
| f) Rotviolette Schiefer. 3.2 m. | n) Grünliche, chloritoidreiche Schiefer 3.4 m. |
| g) Violett-hellgrüner Schiefer mit dunkeln Knötchen 2 m. | o) Kalksandsteine, schwarze Schiefer, Kalke ? m. |
| | p) Sericitgesteine u. Diorite der Medelserschlucht. |

Gegen die *Garvera* hin wird die Zone der blauschwarzen Phyllite immer mächtiger. Die Schluchten zwischen *Biscuolm*, *Crus*, *Valmasauna* und *Alp de Soliva* sind in ihnen erodiert. Der Dolomit und die Rauchwacke lassen sich in den nördlichsten Bachbetten bis auf die *Solivalp* und von da bis zum Steilabsturz der *Garvera* kontinuierlich verfolgen. Ebenso die Chloritoidschiefer. Besonders gut ausgebildet ist in dieser Streichrichtung der Knötchenschiefer. Die nördlichen schwarzen Schiefer und Kalksandsteine sind weniger gut aufgeschlossen. Zu erwähnen ist ein Sandstein mit sehr viel Pyritporphyroblasten. Auf der *Alp de Soliva* ist der Kontakt zwischen den dunkeln Kalken und den Sericitglimmerschiefern des Somvixerzwischenstückes gut sichtbar. Er ist ein scharfer Grenzkontakt. Ein vollständiges Profil lässt sich am Westrande der *Garvera* bei ungefähr 2200 m ü. M. aufnehmen. Die Schichten streichen S 20° W-NO und fallen mit zirka 30° nach Südosten ein.

Es folgen von oben nach unten:

- | | |
|---|---|
| a) Blauschwarze Phyllite. | p) Grauer bis schwarzer Chloritoidschiefer zirka 2 m. |
| b) Quarzit 2.5 m. | q) Grauvioletter bis schwärzlicher zum Teil chloritoidführender Schiefer 7 m. |
| c) Schwärzliche Schiefer 5.2 m. | r) Chloritoidführender Knötchenschiefer 7.5 m. |
| d) Quarzit 2.8 m. | s) Wechsel von schwarzen Schiefen mit Kalksandsteinen zum Teil noch chloritoidführend zirka 20 m. |
| e) Rauchwacke 1.5 m. | t) Kohlenreiche Schiefer 1 m. |
| f) Violette Schiefer, oft dolomitisch 5 m. | u) Zerknitterter stengeliger Schiefer 2 m. |
| g) Dolomit 2 m. | v) Kohlenreiche Schiefer mit Chloritoid 1 m. |
| h) Wechsel von Dolomit mit grünen und violetten Schiefen 8 m. | w) Schwarze Schiefer, Kalksandsteine, Kalke mit Quarzadern zirka 30 m. |
| i) Dolomitreccie 4 m. | x) Hellgraue Schiefer und Knötchenschiefer 2 m. |
| k) Grünlichweisse Schiefer zum Teil konglomeratisch ? m. | y) Violetter, zerknitterter Schiefer 1.4 m. |
| l) Graue Knötchenschiefer 1 m. | z) Sericitschiefer, Konglomeratgneise. |
| m) Hellgrüne } chloritoidreiche Schiefer 5 m. | |
| n) Dunkelgrüne } | |
| o) Rotvioletter bis grünfleckiger Chloritoidschiefer 5.4 m. | |

Die blauschwarzen Phyllite sind hier bis 1200 m mächtig. Entsprechend ihrer leichten Verwitterungsfähigkeit bedingen sie im Gelände runde Formen. Die schönen Alpen *Soliva* und *Naustgel* verdanken ihre Fruchtbarkeit diesen phyllitischen erzeichen Gesteinen. Bäche haben sich tief eingeschnitten und erzeugten eine Menge von Aufschlüssen in dem einförmigen Komplex. Südlich der blauschwarzen Schiefer, von Punkt 2513 an, werden die Gesteine konglomeratisch. Sie behalten im übrigen noch ganz Farbe und Aussehen der Phyllite bei. Besonders gegen *Curaglia* hin sind diese Konglomeratgesteine gut ausgebildet. Dunkelgrüne Chlorite, zum Teil auch Chloritoid, sind neben Quarz, Feldspat, Magnetit, Muskovit die wesentlichen Gemengteile.

Am Nordgrat des *Piz Muraun* lassen sich die Konglomeratschiefer oft kaum von dem südlich anschliessenden mächtigen Quarzporphyr unterscheiden, da die Metamorphose beide Gesteine im gleichen Sinne beeinflusst hat. Der Quarzporphyr bildet eine zweite Erhöhung am Nordgrat des *Piz Muraun*. Er findet sich in allen möglichen Ausbildungen mit ursprünglich feiner oder grober Grundmasse. Die Feldspäte zeigen prachtvolle perthitische Struktur; auch Entmischungserscheinungen sind häufig. Im übrigen ist das mikroskopische Bild das von *Grubenmann* und *Rüetschi* beschriebene dynamometamorpher Quarzporphyre. Direkt südlich vom Quarzporphyr findet sich ein tiefer Sattel. Dieser entspricht einer kurzen Folge von weicheren Gesteinen. Nachstehendes Profil lässt sich hier aufnehmen:

- | | |
|---|---|
| a) Weisser Quarzporphyr. | e) Konglomeratschiefer mit Graphitoid und andern kohligen Substanzen ? m. |
| b) Konglomeratschiefer zirka 1 m. | f) Schwarze Schiefer zum Teil gefältelt, reich an kohligem Substanz 2 m. |
| c) Tiefschwarze Schiefer, reich an kohligem Substanz zirka 3 m. | g) Konglomeratschiefer zirka 3 m. |
| d) Konglomeratische Sericitschiefer zirka 25 m. | |

- h) Schwarze, stark abfärbende, kohlenreiche Schiefer zirka 1 m. k) Dickbankige Konglomeratsandsteine.
 i) Sericitkonglomeratgesteine. l) Paraschiefer, Paragneise des Piz Muraun.

Die Schichten fallen mit 50° nach SO und streichen SW-NO.

Die kohlige Substanz ist fein verteilt; seltener sind grössere tafelförmige Blättchen. In den schwarzen Schiefen erlangt sie eine stark dominierende Bedeutung. Das Profil scheint einer dyadischen oder karbonischen Schichtserie zu entsprechen¹⁾. Am Westgrat des *Piz Muraun* und südöstlich *Biscuolm* lassen sich die gleichen Gesteine erkennen.

An der *Garvera* streicht nach Osten der Röti aus. Mit ihm verschwinden auch die nördlich vorgelagerten Chloritoidschiefer und Kalksandsteine. Die blauschwarzen Phyllite ruhen direkt auf den Sericitglimmergesteinen des Somvixerzwischenstückes. Diese Kontaktverhältnisse halten über die ganze *Alp de Naustgel* an. Erst westlich von *Runcahetz* treten die Chloritoidschiefer wieder auf. Der Röti ist durch Diluvialablagerungen beim *Tenigerbad* verdeckt. Die Mineralquellen aber verraten seine Anwesenheit. Die Kalke, Kalksandsteine und Sandsteine sind in der Schlucht des Somvixerreines unterhalb Punkt 1213 aufgeschlossen. Sie, sowie ein da zutage tretender, grüner Chloritoidschiefer sind oft reich an Pyriten.

Interessant sind die Verhältnisse in der Schlucht zwischen *Rosas* (der Siegfriedkarte!) und *Crestlianders*. Es lässt sich da ein sekundäres Gewölbe im Dolomit erkennen. Grüne stark gefaltete Gesteine mit grossen Chloritoiden finden sich daneben. Die Mächtigkeit des Dolomites nimmt nach Osten stark zu. Sehr schöne Aufschlüsse finden sich wieder bei der *Kapelle Santa Brida* und auf der *Alp de Nadèls*. Die Lagerungsverhältnisse sind zwar wegen der Einwirkung der von Süden kommenden Überschiebungen des *Piz Nadèls* etwas komplizierter. Ein einziges zusammenhängendes Profil lässt sich nicht gewinnen. Die Auflagerungsfläche der Kalke und Kalksandsteine auf den Sericitschiefern des Somvixerstückes scheint uneben zu sein, besonders gegen *Culm de Nadèls* hin. Die Kalke sind sehr gut entwickelt, oft reichlich von Quarzadern durchsetzt. *Weber* fand darin Pentacriniten. Helle Knötchenschiefer, violette, grüne, schwarze Chloritoidschiefer sind sehr gut entwickelt. Die mächtigen dolomitischen Gesteine bestehen wiederum aus dichtem Dolomitmalk und Rauchwacke. *Alp de Nadèls dadens* besteht aus blauschwarzen Phylliten, denen südwärts bis zum Punkt 2417 konglomeratische Gesteine folgen. Der Dolomitmalk streicht WO (zirka 10° nach Norden) und fällt mit 50° nach Süden. Der schöne Chloritoidschiefer unterhalb der Kapelle fällt mit zirka 70° nach Süden. Die Konglomeratschiefer von Punkt 2417 streichen SW-NO und besitzen einen Südostfall von zirka 45°. Oberhalb dieses Punktes, gegen den *Piz Nadèls* hin, sind die Lagerungsverhältnisse kompliziert, die ganze Gesteinsfolge von hier an aufwärts scheint von Süden aus dem Hintergrund des Somvixertales überschoben zu sein.

Von der *Alp de Nadèls* streicht die sedimentäre Zone gegen das *Val blava*, dem Zweigtale des *Val Zafragia*, hin. Jener letzte Teil der Zone ist schon von *Weber* untersucht worden.

Überblicken wir die Resultate unserer Untersuchung. Die Grundrisskizze und die Profilerie leisten uns zu dem Zwecke gute Dienste. Wo die sedimentäre Zone am vollständigsten ist, nämlich von der *Garvera* bis zum Nordgrat des *Piz Muraun*, ist sie von Norden nach Süden wie folgt zusammengesetzt:

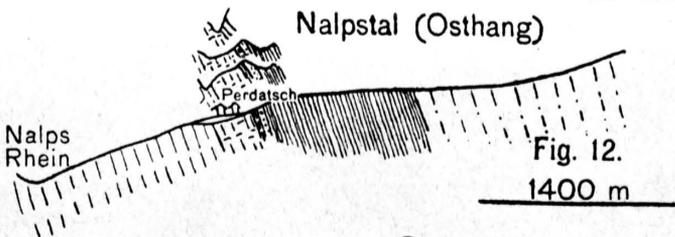
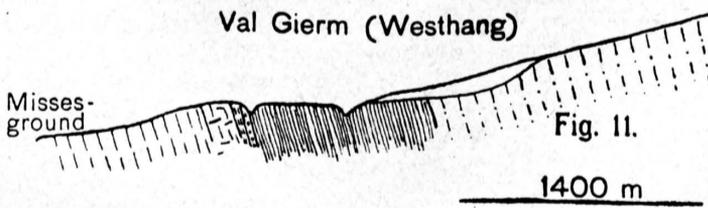
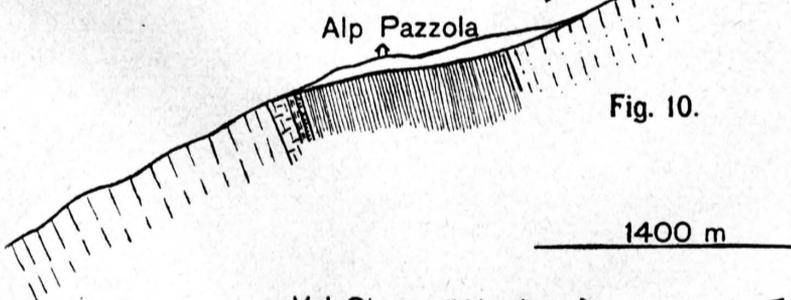
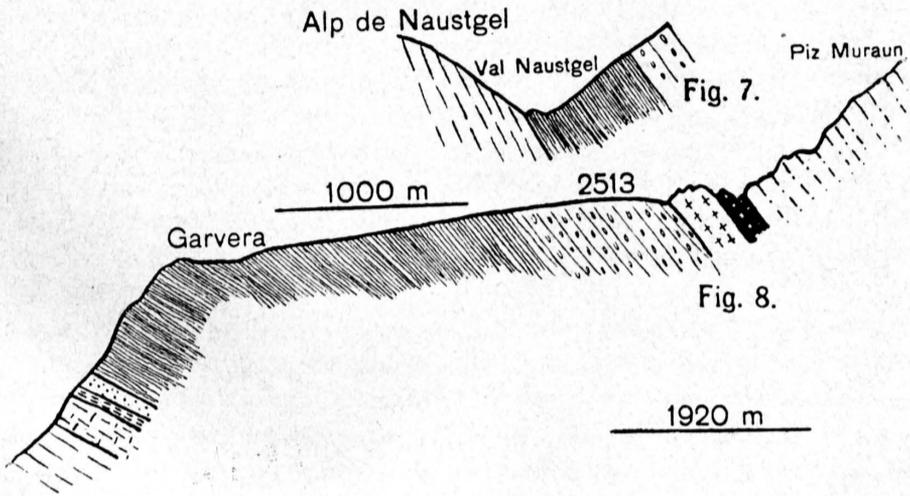
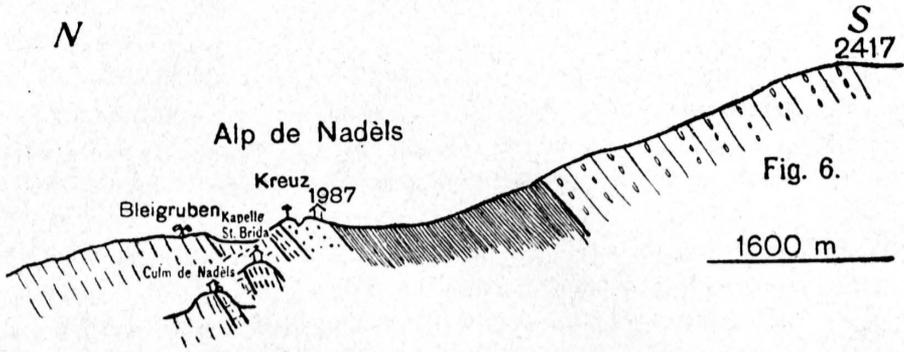
1. Sericitschiefer, Konglomeratgneise, Quarzporphyre, Diorite etc. des Somvixerzwischenstückes.
2. Schiefer, Kalke, Kalksandsteine zirka 60 m.
3. Eigentliche graue, grüne, rotviolette, schwarze Chloritoidschiefer zirka 30.
4. Dolomite, dolomitische Schiefer, Quarzite zirka 30 m.
5. Blauschwarze Phyllite und Glanzschiefer zirka 1200 m Mächtigkeit.
6. Konglomeratschiefer } zirka 400 m.
7. Quarzporphyr }
8. Konglomeratschiefer, schwarze Phyllite, reich an kohligem Substanz zirka 40 m.
9. Paraschiefer und Glimmergneise.

¹⁾ Wie ich nachträglich beim Durchmustern der min.-petrogr. Sammlungen der eidg. Technischen Hochschule in Zürich sehe, hat schon Herr Dr. *F. Weber* diese Gesteine gefunden und als Carbon etikettiert.

Querprofile durch die sedimentäre Mulde am Nordostrande des Gotthardmassivs

von
Paul Niggli.

Massstab 1 : 20,000.



- | | |
|--|---|
| | Glimmerschiefer,
Gneise des Gotthardmassivs. |
| | Kohlenreiche Konglomerate
und Schiefer (? Carbon). |
| | Quarzporphyr. |
| | Konglomeratschiefer. |
| | Blauschwarze Phyllite. |
| | Dolomitische Gesteine. |
| | Chloritoidschiefer und ver-
wandte Gesteine. |
| | Kalksandsteine,
schwarze Schiefer, Kalke. |
| | Sericitgesteine des Somvixer-
zwischenstückes. |

Gesamtmächtigkeit der sedimentären Zone + Quarzporphyr (Nr. 2—8) zirka 1600—1700 m. Ostlich vom *Val Somvix* und westlich vom *Val Medels* lassen sich die Glieder 6—8, wenn vorhanden, nicht mehr scharf von den Paraschiefern und -gneisen des Gotthardmassives trennen. Es wurden deshalb jeweilen nur 2—5 ausgeschieden. Irgendwelche Symmetrie im Bau des sedimentären Zuges ist nicht vorhanden, es sei denn, man betrachte Phyllite immer als äquivalente Glieder, wenn sie auch im speziellen Habitus voneinander abweichen! Die sedimentäre Zone ist nicht durchwegs vollständig. Schon am Ostrand der *Garvera* fehlen die Glieder 2—4, die blauschwarzen Phyllite und Glanzschiefer liegen direkt auf den Sericitschiefern von *Somvix*. Im Somvixertal und östlich davon treten sie wieder auf.

Westlich von *Alp Noal* ist das einzig erkennbare und erhalten gebliebene Glied der Zone: Nr. 5, die blauschwarzen Glanzschiefer. Unabhängig von diesem Fehlen einzelner Gesteine wechselt auch ihre Mächtigkeit. Im grossen und ganzen nimmt sie von beiden Seiten gegen die *Garvera* hin zu; doch sind gerade die nördlichsten Glieder, die Kalksandsteine etc. bei *Perdaisch*, *Misess Ground* und auf der *Alp de Nadèls* eher besser entwickelt, ebenso zum Teil der Röti.

Über das Alter der dolomitischen Glieder kann kein Zweifel möglich sein, Rauchwacke, Zellendolomit und dichter Dolomit sind so gut erkennbar und stimmen mit den Triasgesteinen der nächsten Umgebung so vollkommen überein, dass man auch sie zur Trias rechnen muss. Die nördlichen Kalke und Kalksandsteine sind auf *Alp Nadèls* an Hand von Pentacrinitenbreccien (*Weber*) als mesozoisch bestimmbar. Der ganze Habitus der Gesteine ist der von vielleicht zumeist liasischen Gesteinen, in der Facies zwischen helvetisch und Bündnerschiefer¹⁾, vielleicht näher den letzteren. Die Chloritoidschiefer sind, wie wir später beweisen werden, zum Teil aus Phylliten mit Dolomit- und Breuneritbrocken hervorgegangen. Ihrem Aussehen nach stimmen sie ganz mit Quartenschiefern von *Obersaxen*, *Farsortastein*, *Piz Urlaun* etc. überein. Irgendwelche Anhaltspunkte, Gesteine der Glieder 2 und 3 als Carbon anzusprechen, liegen nicht vor. Das merkwürdigste Glied der sedimentären Zone sind die blauschwarzen Phyllite. *Heim* sprach diese Gesteine als Bündnerschiefer von liasischem Alter an.

Er schreibt pag. 302:

„Mineraliensammler Huonder hat mir einige gute Belemniten aus der Nähe von Curaglia gebracht. Das Gestein stimmt genau mit den dort vorhandenen kalkigen Einlagerungen im Bündnerschiefer des Medelsertales überein, so dass ich an der Richtigkeit der Ortsangabe nicht zweifle.“

Diese Belemniten können natürlich ebensogut, ja noch wahrscheinlicher, aus dem nördlichen Gesteinszug stammen, der bei Curaglia auch sehr gut entwickelt ist. Glieder mit Karbonatführung sind allerdings auch aus den blauschwarzen Phylliten bekannt, der Kalk spielt aber keine dominierende Rolle.

Schwerwiegender ist der zweite Petrefaktenfund (pag. 307). „Taf. V, Fig. 9, stellt in natürlicher Grösse einen hellgrauen von Glimmerschüppchen durchsetzten kristallinen Kalkschiefer dar, in welchem eine ganze Anzahl weisser Sterne erscheinen. Dieselben bestehen aus unregelmässig gelagerten grossen Calcitkörnern und setzen prismatisch ein kurzes Stück weit in das Gestein hinein. Ich besitze 6 solche Stücke. Dieselben stammen zum Teil von Mutschnengia, zum Teil von der Nähe von Biscuolm, beide Fundstellen angehörend der schmalen Bündnerschieferzone am Nordrande des Gotthardmassives, da wo dieselbe das Medelsertal durchquert. — Ohne Zweifel sind die Sterne Stielglieder des liasischen *Pentacrinus tuberculatus*. Von der gleichen Lokalität hat mir mein Petrefaktensammler Huonder, der die *Pentacrinus*sterne entdeckt hat, noch eine Anzahl Stücke gebracht, welche zahlreiche marmorisierte Durchschnitte kleinerer Bivalven, verschiedene deutliche Belemniten etc., allein nichts genauer Bestimmbares enthalten. Die kalkigen Glieder bilden dünne Schichten zwischen den schwarzen Schiefen der genannten Zone.“

¹⁾ Die Faciesvergleichung ist natürlich infolge der erheblichen Metamorphose und der geringen Entwicklung, der als mesozoisch bestimmbar Gesteine, schwierig. Die Frage, ob die helvetischen Decken wirklich zwischen Aar- und Gotthardmassiv wurzeln oder eventuell südwärts davon, kann noch nicht als definitiv entschieden angesehen werden. Doch scheint mir die erste Annahme wahrscheinlicher.

Die beschriebenen Gebilde sind wohl zweifellos Versteinerungen. Der genaue Fundort ist leider nicht mehr bekannt. Vermutlich handelt es sich auch hier um Glieder der nördlichen Kalke und Kalksandsteine.

Weber hat auf die grosse Ähnlichkeit der blauschwarzen Phyllite mit dem Verrucanophyllit von *Schlans* hingewiesen.

Da der Kontakt, sowohl der Kalksandsteine und Chloritoidschiefer, wie der besagten Phyllite, mit dem Röti ein primärer zu sein scheint, wäre diese Annahme bei der veränderten Schichtfolge die einfachste. Für Verrucano spricht auch sehr der Übergang in die konglomeratischen Schichten, die sowohl petrographisch wie durch die Quarzporphyrführung an Verrucanokonglomerat erinnern. Ich habe vergeblich nach Petrefakten gesucht. Der Habitus der Gesteine, besonders das Fehlen grösserer Kalkpartien, spricht gegen die Bündnerschiefernatur. Auch mir scheint die Annahme, dass diese Gesteine Verrucano sind (im stratigraphisch-historischen Sinne), die einfachste und gegebenste. Die Versteinerungen, die Heim erwähnt, würden dann insgesamt aus den nördlichen Kalksandsteinen stammen. Dass diese Altersbestimmung nicht beweisend ist, ist klar. Hingegen scheint permisches Alter für die konglomeratischen Schiefer sicher zu sein, in Folge der ausgedehnten Quarzporphyrmassen zwischen *Val Somvix* und *Val Medels*. Die Konglomeratschiefer bilden aber andererseits mit den Phylliten eine einheitliche Masse. Die an kohliger Substanz äusserst reichen Schiefer und Konglomerate vom Nordgrat des *Piz Murau*n würden dann vielleicht Carbon entsprechen, vielleicht sind sie auch noch dyadisch.

Eines scheint fest zu stehen: Muldenatur im engeren Sinne weist die sedimentäre Zone nicht auf. Die facielle Ausbildung entspricht dem Bilde, das man sich von Sedimenten am Nordrande des Gotthardmassives machen muss. Der Kontakt der Kalksandsteine und Sericitschiefer oder der blauschwarzen Phyllite und Sericitschiefer ist ein sekundärer. Nach Süden scheint in vielen Fällen der Kontakt gegen die Paraschiefer des Gotthardmassives ein gewöhnlicher, primärer zu sein. Die einfachste Altersbestimmung der Gesteine unter diesen Gesichtspunkten ist dann die einer einfachen Schichtenfolge von Mesozoicum zu Carbon. Sie ist bei Anders-

deutung der Petrefaktenfunde vorläufig auch einwandfrei. Diese Umdeutung der Muttergesteine der Versteinerungen ist für den, der die Gegend und die Art der Aufschlüsse kennt, kein so gewagter Schritt, wie man glauben sollte; um so weniger, da gerade in der Gegend von *Curaglia* die sedimentäre Zone auf der Karte 1 : 100,000 nach Norden verschoben gezeichnet ist, die Kalksandsteine also näher bei *Mutschnengia* und *Biscuolm* durchstreichen, als dort angegeben ist. Dann aber gehört die sedimentäre Zone von *Tavetsch-Nadèls* noch zum Fächermassiv des Gotthards. Sie ist die sedimentäre Nordhülle des alten Massives. Für diese Annahme sprechen auch alle tektonischen Befunde. Die Schichten stehen im allgemeinen in den Tälern steiler als an den

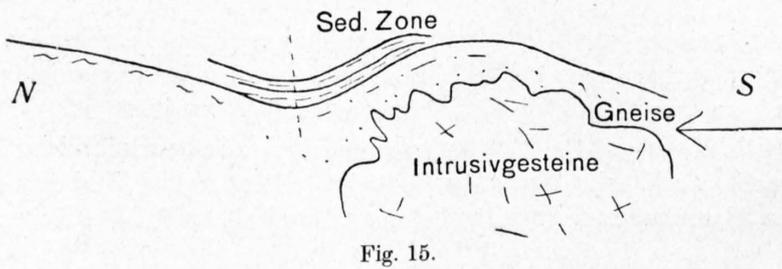


Fig. 15.

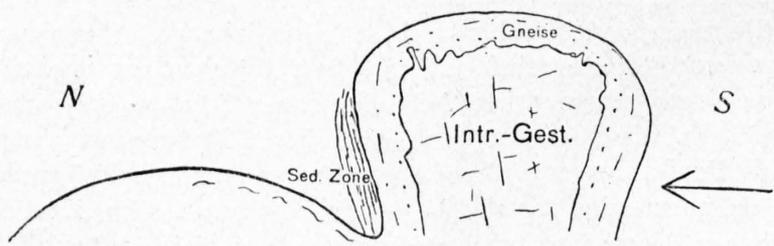


Fig. 16.

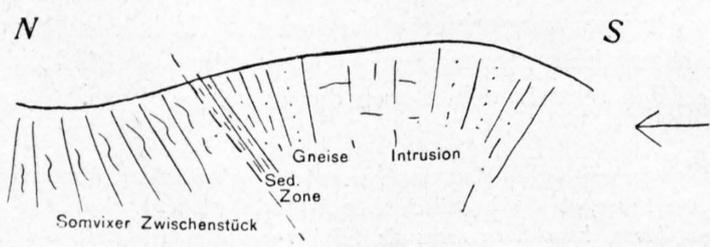
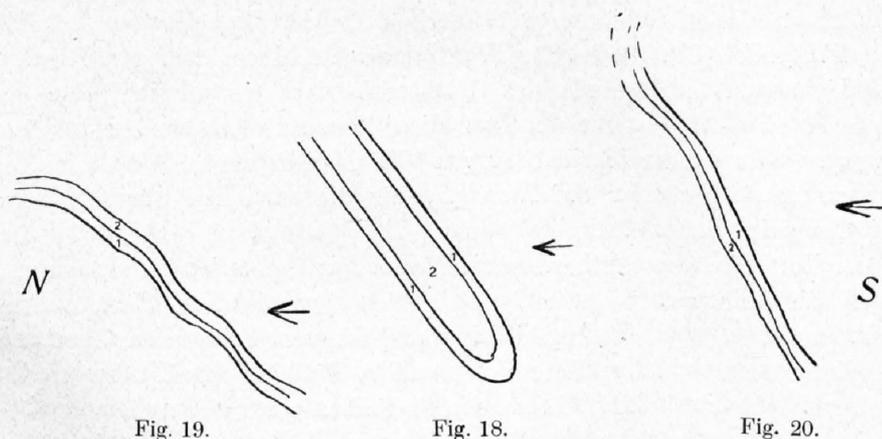


Fig. 17.

Berghängen. Das ist die Folge der stauenden Wirkung des Aaremassives. Das Gotthardmassiv wurde an das Aarmassiv herangepresst, die horizontalen Schichten wurden steilgestellt. Sie konnten unten nicht, wohl aber oben nach Norden etwas ausweichen. So wurden die Sedimente an und auf die Sericitschiefer geschoben; die selbst ebenfalls zusammengepresst und aufgerichtet wurden. Der Kontakt der sedimentären Zone und der Sericitglimmergesteine des Somvixerzwischenstückes scheint wirklich der einer An- und Überschiebungsfläche zu sein. Nur unter diesem Gesichtspunkte verstehen wir das plötzliche Ausfallen einzelner Glieder der Zone, sowie die komplizierten Verhältnisse (unebene Überschiebungsfläche) auf *Alp de Nadèls*. Vorstehende 3 Skizzen zeigen schematisch den tektonischen Vorgang.

Die geotektonische Leitlinie der sedimentären Zone ist folgende:



Sie scheint sich auf einfache Art nur auf 3 Weisen deuten zu lassen:

1. Als zusammengepresste Mulde. (Fig. 18.)
2. Südmantel des Aarmassivs. (Fig. 19.)
3. Nordmantel des Gotthardmassivs. (Fig. 20.)

Eine gewöhnliche zusammengepresste Mulde kann aus allen schon angegebenen Gründen nicht vorliegen. Dagegen spricht unter anderem der anormale Kontakt Sericitschiefer-Kalksandsteine. Man müsste also zum mindesten einen von anderswoher transportierten Muldenkeil annehmen. Dafür aber haben wir im ganzen Bau der Zone keine Anhaltspunkte, um so weniger, da der Südkontakt der Zone ein gewöhnlicher zu sein scheint.

Der Auffassung des Sedimentzuges als Südmantel des Aarmassivs stehen die gleichen Gründe entgegen, die eben angeführt wurden. Wir können somit nach dem Stand der jetzigen Kenntnisse über den Bau und die Tektonik der sedimentären Zone von Tavetsch-Nadèls nur die dritte Annahme machen! Wollte man absolut die blauschwarzen Phyllite als liasische Bündnerschiefer ansehen, so müssten diese in den Verbandsverhältnissen der Gesteinszone ein fremdes Glied sein. Dagegen sprechen aber ihre Kontakte gegen den Röti und die Konglomeratschiefer.

Seit dem Siege der *Schardt-Lugeonschen* Überschiebungstheorie ist meines Wissens auch schon der Versuch gemacht worden, die Sedimentzone von Tavetsch-Nadèls in Verbindung zu bringen mit den von *Heim* erkannten Überschiebungen von Gneis und Bündnerschiefer östlich vom *Val Somvix*. (Siehe loc. cit., Profil Fig. 3, Taf. VII.) Die Zone müsste dann in Übereinstimmung mit der von *Weber* und mir angenommenen Schichtfolge der Nordschenkel des stark nach Norden überkippten „Gewölbes“ sein. Dieser Auffassung kann ich mich nicht anschließen. Die Sedimentzone lässt sich ja verfolgen bis in die Gegend des *Piz Badus*. Die Überschiebung von Streifengneis, Sericitschiefer, Quarzporphyr etc. vom *Piz Cavel*, *Piz Grein*, *Piz Nadèls* ist aber bedingt durch das Untertauchen des Gotthardmassivs gegen Osten. Die Verhältnisse sind dort sehr unübersichtlich und kompliziert; eigene Detailaufnahmen konnte ich noch nicht machen. Folgende Überlegungen schienen mir aber richtig zu sein:

Gegen das Gotthardmassiv wurden die penninischen und ihnen ähnliche Decken gepresst. Das Gotthardmassiv wurde gestaut und zum Fächermassiv. Im Osten, besonders östlich vom *Val Somvix*, sinkt die Axe des Massives rasch in die Tiefe. Die widerstehende Kraft der kristallinen Gesteine ist daher dort gering. So wurden die Gesteine des Südmantels sozusagen herausgequetscht und nach Norden überschoben. Dieses Herauspressen sieht man sehr schön im Hintergrund des *Val Somvix*. Die so entstandenen Überschiebungen von nicht sehr grosser Spannweite sind zum Teil dieselben, wie die Überschiebungen von Bündnerschiefer bei *Bonaduz*.

Die gesamte Bündnerschiefermasse in der Streichrichtung des Gotthardmassives östlich vom *Val Somvix* ist daher nicht streng autochthon, sondern etwas von Süden überschoben. Sie liegt ja z. B. auch bei *Alp Nova* auf dem, am *Piz Grein* deutlich überschobenen Streifengneis. Ausser dem Bündnerschiefer, der von der Südseite des untertauchenden Gotthardmassives herausgepresst wurde, finden sich in diesen Gebieten wohl noch Teile der Umhüllungen der herangepressten Deckenmassive. *F. Zyndel* (Lit. 13) ist für *Mittelbünden* zu einem analogen Resultate gekommen.

Die Überschiebungen am Ostende des Gotthardmassives waren nicht ohne Einfluss auf die sedimentäre Zone *Tavetsch-Nadèls*. Sie drückten diese Zone selbst, besonders in den obern Partien, nach Norden vor, so dass die Streichrichtung von WO umbiegt nach SW-NO. Sie bedingten auch die scharfe Streckung der Schiefer auf *Nadèls*, sowie die partiellen Überschiebungen von Kalksandsteinen bei *Culm de Nadèls*¹⁾.

Der Bau der Nordseite des Gotthardmassives vom *Piz Badus* ist bis zu seinem Untertauchen in grossen Zügen ein einfacher.

Orthogneis, Injektionsgneis mit Amphiboliten und Gängen, Paragneise, ? carbonische Gesteine, Quarzporphyre, Konglomeratschiefer, Verrucanophyllit?, Röti, Chloritoid führende Quartenschiefer, mesozoische Kalksandsteine liegen in vollständiger Reihenfolge aufeinander; sie sind entsprechend der Fächermassivstruktur aufgerichtet und zumeist nach Süden fallend. Sie wurden gegen das stauende Aarmassiv, im speziellen gegen die Somvixerzwichenschiefer, gepresst.

Dort, wo das Gotthardmassiv ostwärts untertaucht, wurden die Gesteine der Südseite des Massives nach Norden überschoben. Die „sedimentäre“ Zone *Tavetsch-Nadèls* entspricht nicht der Wurzelregion der helvetischen oder der Klippendecken. Die Wurzeln der helvetischen Decken liegen stratigraphisch eher nordwärts von der Sedimentzone; durch das herangepresste Gotthardmassiv, insbesondere im Osten durch die Gesteine des Südmantels wurden sie überdeckt.

Über die Beziehungen zwischen den sedimentären Gesteinen von *Tavetsch-Nadèls* zu der sogenannten Urserenmulde kann erst Stellung genommen werden, wenn die eingehenden Untersuchungen von *W. Staub* und die revidierte Karte veröffentlicht werden.

Um die physikalisch-chemischen Bedingungen, die während der orogenetischen Bewegungen in der Sedimentzone herrschten, näher kennen zu lernen, wollen wir die Metamorphose der interessanten Chloritoid-(Ottrelit)-Schiefer allseitig studieren.

Die Verknüpfung von Untersuchungen im grossen mit solchen im kleinen ist ja das, was der Petrologie auch heute noch, da die meisten Arbeitsmethoden der Chemie und Physik entlehnt sind, einen eigenen Reiz verleiht.

¹⁾ Diese Entwicklung parautochthoner Decken am Ostende des Gotthardmassives findet ihr Analogon in der starken Ausbildung der helvetischen Decken östlich vom Gotthardmassiv. Ein grosser Teil der helvetischen überschobenen Gesteine wurzelte östlich vom Gotthardmassiv. Die Schubrichtung dieser Decken war zum Teil ebenfalls mehr SO-NW gerichtet. So wurden die Depressionen nördlich des Aarmassives ausgefüllt. Die Rolle der beiden Massives, als die Schubrichtung seitwärts ableitende Kerne, tritt somit deutlich hervor.

II. Teil.

Die Chloritoidschiefer.

Einführung.

Es wird in der vorliegenden Arbeit versucht, auf Grund ausgedehnter geologischer Studien, sowie chemischer und petrographischer Untersuchungen, ein Bild zu erhalten von dem Auftreten und der Erscheinungsweise der Chloritoidschiefer des nordöstlichen Gotthardmassives.

Dabei ergeben sich verschiedene Eigentümlichkeiten, die man einigermaßen gut aus theoretischen Folgerungen der allgemeinen Physik und Chemie ableiten kann. Theorien sind Gesetze, die quantitative Beziehungen zwischen messbaren Grössen aufstellen. Innerhalb einer gewissen Grenze sind sie, wenn einmal geprüft, immer gültig, ob auch die hypothetische Voraussetzung, die zu ihrer philosophischen Formulierung führte, sich mit der Zeit als falsch erweist. Die Theorien, die hier auf das Problem der Chloritoidschieferbildung angewandt wurden, sind in der Chemie und Physik längst fundamementiert. Die Übertragung auf so komplizierte Gebilde, wie die Gesteine sie darstellen, wird oft gescheut, weil eine Menge von neuen, bisher nicht berücksichtigten Faktoren sich dabei bemerkbar machen. Sicherlich muss man dabei vorsichtig zu Werke gehen und vor allem experimentelle Untersuchungen ausführen. Wenn man aber vorläufig von den theoretischen Anschauungen nicht verlangt, dass sie das System vollständig quantitativ beherrschen, so liefern sie in ihrer idealen Gestalt dennoch eine gute Übersicht der Verhältnisse und erläutern wenigstens im Prinzip viele merkwürdige Erscheinungen. Wie nutzbringend sie für klassifikatorische Zwecke sein können, zeigen die Arbeiten von *U. Grubenmann* und *V. M. Goldschmidt*.

Ich habe, und dies wird z. T. neu sein, zumeist die Gesetze in ihrer mathematischen Formulierung angeführt. Es ist klar, dass quantitative Beziehungen am besten durch eine mathematische Formel zum Ausdruck kommen. Dabei ist natürlich nicht zu vergessen, dass eine komplizierte mathematische Ableitung, auf ein bestimmtes Beispiel angewandt, zu ebenso falschen Schlüssen führen kann wie eine einfache Hypothese, vorausgesetzt, dass die Prämissen nicht richtig waren. Gerade auf die verwickelten Verhältnisse der Gesteinsbildung darf man die Gesetze nicht ohne weiteres anwenden. Die mathematische Formulierung zeigt aber auch hier sofort, welche Faktoren bei ihrer Ableitung berücksichtigt worden sind, und für was für ideale Fälle Gültigkeit des Gesetzes zu erwarten ist.

Der Einwand, dass Petrographen im allgemeinen mit der mathematischen Ausdrucksweise nicht befreundet sind, entkräftigt sich von selbst. Eine rein beschreibende Wissenschaft, wie die Petrographie früher oft war, entwickelt sich zu einer exakten in dem Masse, wie sie Theorien (im Sinne quantitativ messbarer Beziehungen, *Arrhenius*) aufnimmt. Dieses Ziel verfolgt die heutige Petrologie. Wenn sie aber die komplizierten Fälle mathematisch formulieren will, muss sie zuerst gelernt haben, die einfachen Gesetze in mathematischer Sprache zu verstehen.

Die mathematische Formulierung einfacher, in der Natur nie rein vorkommender Prozesse, bedeutet also an und für sich keine grössere Genauigkeit, sondern bloss die Vorbedingungen zur Erlangung einer solchen. Damit diese erreicht wird, müssen Petrographen und Physikochemiker Hand in Hand arbeiten und sich nicht scheuen, zeitraubende Untersuchungen von immer verwickelteren Fällen vorzunehmen.

Meinen Lehrern der Geologie, Herrn Prof. Dr. *F. Mühlberg* und Herrn Prof. Dr. *A. Heim*, sowie Herrn Prof. Dr. *G. Bredig*, der mich in die physikalische Chemie einführte, möchte ich auch an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen. Zu grossem Dank verpflichtet bin ich aber besonders meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. *U. Grubenmann*, in dessen Institut die Arbeit ausgeführt wurde und dem ich mannigfache Anregung und liberalstes Entgegenkommen schulde. Frl. Dr. *L. Hezner*, die fünf der angeführten Analysen ausführte und mir bei der chemisch-analytischen Untersuchung stets mit Rat und Tat zur Seite stand, sei ebenfalls herzlich gedankt.

Schliesslich hat mir Herr Dr. *Fr. Weber* in äusserst entgegenkommender Weise das gesamte von ihm gesammelte Material von Chloritoidschiefern zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm ebenfalls zu grossem Dank verpflichtet bin.

I. Kapitel.

Physiographie der Chloritoidschiefer.

Charakteristisch für den Fortschritt der Naturwissenschaften in unserer Zeit ist die Entdeckung neuer Beziehungen zwischen Erscheinungen, die man früher gar nicht als voneinander abhängig betrachtet hat. So ist man jetzt überzeugt, dass die Erscheinungsweise eines Gesteines nicht verstanden werden kann, wenn man die Verbandsverhältnisse und die geologische Lagerung nicht kennt. Jedes Gestein erscheint uns heute als das notwendige Produkt aller darauf eingewirkten physikalisch-chemischen Faktoren; und da jene örtlich verschieden und bestimmt sind, ist es auch das Gestein.

Abhängigkeiten lassen sich im allgemeinen durch geometrische und andere Beziehungen in einem Koordinatensystem darstellen. Dieses Koordinatensystem oder die Bezugsgleichung ist in den meisten Fällen von sehr komplizierter Natur. Für eine bestimmte Gruppe räumlich nahestehender Gesteine wird es aber stets ein System geben, das für alle Varietäten in bezug auf gewisse Eigenschaften zu den einfachsten Beziehungen führt. Wir wollen das an zwei besonders durchsichtigen Beispielen erläutern.

L. V. Prisson (lit. 28) beschreibt die Differentiation in einem Lakkolithen vom *Yogo Peak Montana (Little Belt Mountains)*. Das Zentrum besteht aus einem porphyrischen Granit, nach aussen geht dieser in Banatit, Monzonit und Shonkinit über, und zwar so, dass die chemische Zusammensetzung eine einfache Funktion der Entfernung vom Zentrum ist. Für diesen Lakkolithen ist somit das Koordinatensystem, das uns über die chemischen Beziehungen der genetisch verwandten Gesteine Auskunft gibt, ein rein räumliches. Koordinatenanfangspunkt ist das Zentrum des Lakkolithen.

Bei Differentiationsserien ist im allgemeinen das Bezugssystem komplizierter. Eine wichtige Rolle spielt die Zeit, die im angeführten Beispiel nur deshalb eliminiert ist, weil sie für die Gesteine des gleichen Lakkolithen fast konstant, oder ebenfalls eine einfache Funktion der Entfernung vom Rande ist. Stets aber ergeben die durch Differentiation eines Magmas entstandenen Gesteine verwandtschaftliche Beziehungen, die sich zeitlich und räumlich als vom Intrusionsherd abhängig erweisen. Gesteine des gleichen Intrusionsherdes vereinigt man zu einer petrographischen Provinz oder einer *commagmatical region*.

Sedimentäre Gesteine erweisen sich in Mineralbestand, Korngrösse usw. von der Bodengestalt während ihrer Ablagerung abhängig. (Facielle Verschiedenheiten.) In speziellen Fällen kann es vorkommen, dass die Faciesverschiedenheit einzig durch die Entfernung von der damaligen Küste bedingt ist, so dass das Koordinatensystem sofort gegeben ist. Im allgemeinen wird die Tiefe des Ablagerungsbeckens, seine Morphologie, sowie der Herkunftsort des Materials eine Rolle spielen. Verändern sich durch äussere Einflüsse diese Verhältnisse in erheblichem Masse, so ändert sich auch das Bezugssystem, ein neuer Abschnitt beginnt.

Die zwei einfachen Beispiele, die erklären wollen, was wir unter einem Bezugssystem für räumlich nahestehende Gesteine verstehen, sind vielleicht weniger überzeugend, als komplizierte Fälle bei den diagenetisch verfestigten und den metamorphen Gesteinen. Die Vorgänge, die zu einer Metamorphose führen, sind für ein bestimmtes Gebiet kausal miteinander verknüpft, seien sie nun tektonischer oder regionaler Natur. Dann lassen sich die Gesteine eines solchen Gebietes wiederum in ein gleiches Bezugssystem einordnen. Gesteine des innern, oder die des äusseren Kontakthofes einer Eruptivmasse werden sich deshalb auf ein gleiches Koordinatensystem beziehen lassen, ebenso Gesteine einer Überschiebungszone, eines Mittelschenkels usw. Bei richtiger enger Begrenzung wird sich das Koordinatensystem durch mehr konstante äussere Faktoren (Druck, Temperatur) auszeichnen; bei einer weiteren Fassung des Begriffes verändern sich auch diese Bezugsachsen.

Aufschluss über die Lage im zugehörigen Bezugssystem gibt uns jeweilen das Studium der Lagerungsverhältnisse, des geologischen Verbandes.

Gesteine, die unter sich einfache Relationen irgendwelcher Art aufweisen, wollen wir verwandt nennen. Die Verwandtschaft möglichst zahlengemäss, mathematisch auszudrücken und auf physikalische und chemische Ursachen zurückzuführen, sei unser Ziel. Dadurch wird die Petrographie zur Petrologie.

Die nachfolgende Untersuchung beschränkt sich bloss auf geologisch verwandte Gesteine. Das heisst, diejenigen Gesteine, die wir miteinander in Beziehung setzen, erweisen sich durch ihr Auftreten als zur gleichen geologischen Einheit, zum gleichen Bezugssystem, gehörig. Die Ursachen der gemeinsamen Beziehungen scheinen uns somit genetische zu sein.

Die geologische Einheit für magmatische ursprüngliche Gesteine ist die commagmatical region, consanguinity, geologische oder petrographische Provinz. Metamorphe Gesteine, kristalline Schiefer, müssen dem gleichen regionalen oder geotektonischen Bezirk angehören. Der Begriff des geotektonischen oder regionalen Bezirkes sei hier eng gefasst. Er enthält nur ein zusammenhängendes Gebiet, in dem die physikalisch-chemischen Verhältnisse während der Gesteinsmetamorphose sozusagen in jedem Punkte gleiche oder doch sehr ähnliche und voneinander abhängige waren.

Der geotektonische Bezirk, dem die Chloritoidschiefer angehören, die wir betrachten wollen, ist die sedimentäre Zone von Tavetsch-Nadels auf der Nordseite des östlichen Gotthardmassives. (Siehe Fig. 5, pag. 8.) Sie gehört zum Fächermassiv des Gotthardes und stellt die äusserste sedimentäre Nordhülle des Massives dar. Wie das Studium der geologisch-dynamischen Verhältnisse lehrt, wurde das Gotthardmassiv durch Tangentialschub von Süden zusammengedrückt und aufgerichtet. Das Aarmassiv wirkte als starres Widerlager. Der Kontakt zwischen der sedimentären Zone und dem Somvixerzwichenschiefer ist ein An- und Überschiebungskontakt.

Die Chloritoidschiefer dieser Zone sind in der petrographischen Literatur unter dem Namen Ottrelitschiefer bekannt. C. Schmidt (Lit. 6) beschrieb sie von *Curaglia* im Jahre 1891 und erkannte ihre Ähnlichkeit mit den Ottrelitphylliten von *Belgien*.

Chloritoid, Ottrelit, Sismondin, Masonit sind nahe verwandte Mineralien der Sprödglimmergruppe. Analysenreines Material dieser Mineralien ist überall sehr schwer zu erhalten, weil die Entwicklung zumeist eine porphyroblastisch-poikiloblastische ist.

Durch mehrfache chemische Untersuchung ist das Vorhandensein einer Verbindung von der Formel $\text{Si Fe}^{\text{II}} \text{Al}_2 \text{H}_2 \text{O}_7$ mit wechselnder Vertretung von Fe O durch Mg O sichergestellt. Mineralien von dieser Zusammensetzung erhielten den Namen Chloritspat (*Friedel*) später Chloritoid. Nicht lange nach der Entdeckung des Chloritoids beschrieben *Descloizeaux und Damour* (Lit. 42) ein sehr ähnliches Mineral, das sie nach einem kleinen Dorfe in den *Ardennen* (*Ottrez*) Ottrelit nannten. Die chemische Untersuchung, die sie und später *Klement* ausführten, schien für eine Formel $\text{Si}_2 (\text{Mn, Fe}) \text{Al}_2 \text{H}_2 \text{O}_9$ zu sprechen. Wesentlich war eine starke Vertretung von Fe O durch Mn O, sowie ein grösserer Kieselsäuregehalt als der des Chloritoides. Auch heute noch schreibt *L. de Dorlodot* (Lit. 18) die Formel des Ottrelites als $[2 \text{Si O}_2] \cdot \text{Al}_2 \text{O}_3 \cdot \text{Mn O} \cdot \text{H}_2 \text{O}$. Wichtige Analysen chloritoidischer Mineralien veröffentlichten ferner: *Tschermak und Sipöcz* (Lit. 59),

Keller und *Lane* (Lit. 53), *Hobbs* (Lit. 25), *Heddle* (Lit. 46), *Prost* (Lit. 56), *Damour* (Lit. 41), *Klement* (Lit. 54), *Götz* (Lit. 22) und *Barrow* (Lit. 34).

Durch die Analysen von *Klement* schienen sich die oben angeführten Berechnungen für *Ottrelit* zu bewahrheiten. Die übrigen Untersuchungen bestätigten zum Teil die Formel des Chloritoides, zum Teil ergaben sie abweichende Zusammensetzungen, oft mit einem Kieselsäuregehalt zwischen dem des reinen Chloritoides und dem des *Ottrelites*.

B. G. Barrow gelang es, durch Behandlung mit Salzsäure aus dem Mineralpulver einen Teil abzusondern, der dann ziemlich genau die Zusammensetzung von $\text{Si Fe Al}_2 \text{H}_2 \text{O}_7$ aufwies. Er glaubt, dass die abweichenden Analysen durchwegs durch Beimischung von Verunreinigungen erklärt werden können, was aber *H. Hobbs*, *H. Keller* und *J. Götz* bestreiten.

Die optischen Eigenschaften aller Sprödglimmer sind einander sehr ähnlich; wo sie abweichend angegeben werden, kann vorläufig eine Beziehung zwischen ihnen und der chemischen Zusammensetzung nicht gefunden werden.

Chloritoides sind die Sprödglimmer, welche der Zusammensetzung $\text{Si Fe Al}_2 \text{H}_2 \text{O}_7$ entsprechen, oder deren Kieselsäuregehalt um 30% „gefunden“ wurde. Das spezifische Gewicht ist 3.4—3.6. *RO* ist in der Hauptsache als *FeO* vorhanden. *Sismondine* sind die magnesiareicheren Mineralien ähnlicher Zusammensetzung. *Ottrelite* dürfen nur die chemisch eigentümlichen Sprödglimmer genannt werden, die aus Belgien bekannt geworden sind. Der Name *Ottrelit* ist ja seinerzeit im Gegensatz zu dem kieselsäureärmeren Chloritoid aufgestellt worden. *FeO* ist oft durch *MnO* vertreten, das spezifische Gewicht ist 3.3. Optisch lassen sich *Ottrelit* und Chloritoid-*Sismondin* nicht unterscheiden (siehe auch *G. Tschermak*, lit. 59). Es war daher schon aus diesem Grunde eine Analyse unseres *Tavetscher* Sprödglimmers erwünscht. Auf Aufklärung der chemischen Verhältnisse der Sprödglimmer überhaupt dürfte nicht gehofft werden, da die Trennung sich äusserst schwierig gestaltete. Verwendet wurde das Gestein vom Typus *Nadèls*, zwischen *Alp de Nadèls* und *Culm Nadèls*. Die Sprödglimmerporphyroblasten erreichen da eine Grösse von 1—2 mm im Durchmesser und sind frei von anderen als *Rutil* — eventuell geringen Erzeinschlüssen. Das Gestein wurde ziemlich fein pulverisiert und Spuren von Magnetit durch einen Magneten ausgezogen. In *Thoulet'scher* und in *Rohrbach'scher* Lösung (sp. Gew. 3.5) fand die Trennung von *Sericit* und Quarz statt. Der gerade zu Boden gesunkene Sprödglimmer wurde auf dem Wasserbade in destilliertem Wasser mehrmals gereinigt. Das so erhaltene Pulver erwies sich unter der Lupe frei von anderen Mineralkörnern. Hingegen waren die Sprödglimmerblättchen noch mit Gesteinsrestchen verwachsen. Sorgfältig wurden alle grösseren Verwachsungen ausgelesen und entfernt. Vom zurückgebliebenen Pulver durfte man erwarten, dass die adherierenden *Sericit*- und Quarzpartikelchen nur die Rolle von geringen Verunreinigungen spielen würden.

Die Analyse wurde nach den im chemisch-petrographischen Institut der eidg. technischen Hochschule gebräuchlichen Methoden ausgeführt. Bestimmung der Oxyde im Natriumkarbonataufschluss, des O-Eisens im Flussäureaufschluss und der Alkalien nach *Smith*.

Analyse des Sprödglimmers von *Nadèls*.

	Gewichtsproz.	Mol.-Zahlen	Mol.-Z. nach Abzug f. <i>Sericit</i>
Si O ₂	32.27	538	500
Al ₂ O ₃	33.87	331	} 344
Fe ₂ O ₃	5.14	32	
Fe O	19.82	275	} 309
Mg O	1.16	29	
Ca O	0.28	5	
Alkalien	0.60	6.4	
H ₂ O unter 110°	0.18		
Glühverlust + Korr. . .	6.36	H ₂ O 354	342
Ti O ₂	0.89	als <i>Rutil</i>	
	100.57		
Spez. Gewicht ca.	3.5.		

Das Wasser wurde aus dem Glühverlust bestimmt unter Zurechnung des durch Oxydation von FeO aufgenommenen Sauerstoffes. Durch Bestimmung des FeO sowohl vor wie nach dem Glühen zeigte sich, dass in der Gebläsehitze von den 19.82 % FeO 19.27 % oxydiert wurden. Diese leichte Oxydierbarkeit mahnt sehr zur Vorsicht bei Beurteilung des Genauigkeitsgrades der gefundenen Zahlen für Fe₂O₃ und FeO. Da der Sprödglimmer unserer Gesteine mit H₂SO₄ und HF sehr schlecht, im Gesteinsverbande überhaupt kaum, aufschloss, musste das Mineralpulver sehr stark zerkleinert werden. Nun ist ja bekannt, dass schon durch diesen Prozess FeO in Fe₂O₃ umgewandelt werden kann. Das Aufschliessen (unter Zuleitung von CO₂) nahm auch sehr viel Zeit in Anspruch, so dass, da ziemlich stark erhitzt werden musste, auch etwas Eisenoxydul oxydiert werden konnte. Immerhin wird dieser zweite Faktor weniger erheblich sein, da zwei Bestimmungen die gleichen Werte ergaben. Es scheint aber doch, dass im ursprünglichen Mineral, der FeO-Gehalt wahrscheinlich auf Kosten des Fe₂O₃-Gehaltes grösser war, so vielleicht, dass in Molekularzahlen R₂O₃ und RO in gleicher Menge vorhanden sind.

Die Alkalien dürfen unbedingt auf Kosten des verwachsenen Sericites gesetzt werden. Eine gewichtsprozentisch eher schwächere Verunreinigung durch Quarz war auch vermutet worden.

Nun ist aber der SiO₂-Gehalt, wenn man an die Formel Si Al₂ Fe H₂ O₇ denkt, hier viel grösser. Denkt man sich noch etwas SiO₂ als Quarz weg, so würde der Rest ziemlich gut mit einer Formel Si₃ Al₄ Fe₂ H₄ O₁₆ übereinstimmen. (R₂O₃, RO, H₂O rund 320, SiO₂ 495.)

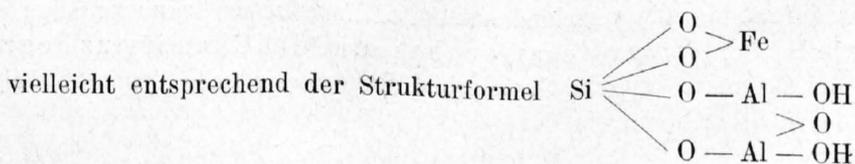
Wenn man unbefangen an die Analyse herantritt, würde das die zu Grunde liegende Zusammensetzung scheinen. Andererseits darf man nicht vergessen, dass man Verunreinigungen oft unterschätzt. Auch die von *G. Barrow* analysierten, nach im verunreinigten, Sprödglimmer zeigten ja ursprünglich einen ähnlich hohen Kieselsäuregehalt.

Man ist immer bestrebt, bei Mineralanalysen ein genaues stöchiometrisches Verhältnis herauszufinden. Ich glaube, dass in vielen Fällen das kaum möglich ist. Die anisotrope Phase ist oft ein kompliziertes Gebilde, in dem Adsorptionen und feste Lösungen eine wesentliche Rolle spielen. Vielleicht kommt bald die Zeit, die ein exaktes Studium dieser Erscheinungen ermöglicht. Eine gewisse weitgehende Identität aller oben genannter Sprödglimmer steht fest. Andererseits schwankt die chemische Zusammensetzung, so wie sie gefunden werden kann, ganz erheblich. Nun sind die Sprödglimmer durch eine sehr starke Adsorptionskraft und eine grosse Kristallisationsgeschwindigkeit ausgezeichnet. Es scheint mir daher nicht ausgeschlossen, dass Adsorptionen oder feste Lösungen von Si Al₂ Fe H₂ O₇ besonders mit Si O₂ vorliegen, und dass die sogenannten „schlechten“ Analysen gerade charakteristisch sind. Allerdings ist es bei den Sprödglimmern vorläufig unmöglich, einen eventuellen Anteil von „Verunreinigungen“ in fester Lösung (homogenes System) zu sondern von dem Anteil, der durch Beimischung fremder Mineralien bedingt ist (heterogenes System).

Da man, weil sicher Verunreinigungen fremder Komponenten vorhanden waren, gegen jegliche Deutung unserer Analyse Bedenken äussern kann, bietet sie zur Zeit nur bedingten Wert zur Deutung des Chemismus der Sprödglimmer. Sie ermöglicht aber immerhin das Mineral zu benennen. Der Name *Ottrelit* ist aus historischen Gründen zum mindesten nur für manganreiche Sprödglimmer oder solche, die einer eventuellen Zusammensetzung nahe kommen, wie sie *C. Klement* angibt, anzuwenden. Das spezifische Gewicht der *Ottrelite* scheint niedriger als 3.5, nämlich 3.26 zu sein.

Magnesiareiche Sprödglimmer heissen *Sismondine*. Der Sprödglimmer von *Nadèls* ist vorwiegend ein FeO-Mineral, somit ein Chloritoid.

Die Mikrostruktur und das petrographische Auftreten aller drei Mineralien ist das gleiche, so dass in dieser Beziehung kein Einteilungsprinzip gefunden werden kann. Wir werden bei unseren Untersuchungen stets die Formel Si Al₂ Fe H₂ O₇



benützen, die sicher einer einfachen Verbindung entspricht. Die Komplikationen, die eintreten, wenn Si O_2 wirklich in fester Lösung vorhanden ist, oder Mineralien von der Zusammensetzung des Ottrelites existieren, sind dann immer leicht abzuleiten. Im übrigen können Ottrelit und Chloritoid vollständig analog behandelt werden.

Die Chloritoidschiefer des nordöstlichen Gotthardmassives lassen sich verfolgen vom *Val Zafragia* bis in die Nähe der *Alp Noal* südöstlich von *Tschamutt*, auf eine Länge von zirka 22 km. Zwischen dem Ostende der *Garvera* und *Runcahätz* ob dem *Tenigerbad* erleidet der Gesteinszug allerdings gerade in diesen Gliedern eine Unterbrechung. Die Chloritoid führenden Gesteine liegen zwischen dem Rötidolomit und den Kalksandsteinen der sedimentären Zone *Tavetsch-Nadèls*. Sie stammen daher sehr wahrscheinlich von Quartenschiefern ab. Dem Fächermassiv des Gotthardes entsprechend fallen die Schichten nach Süden ein, und zwar stehen sie in den Tälern oft steiler als an den Hängen. Am schönsten entwickelt sind die Chloritoidgesteine zwischen *Val Medels* und *Alp Nadèls*.

Die metamorphe Entwicklung der Quartenschiefer und angrenzender mesozoischer Gesteine ist eine sehr mannigfaltige. Sie steht aber fast durchwegs unter der Herrschaft der Sprödglimmerbildung. Ein gewisser Gesteinskomplex erweist sich durch das Vorherrschen der Sprödglimmerporphyroblasten oder durch seine enge Verknüpfung mit solchen Gesteinen als genetisch zusammengehörend und verwandt. Diesen Komplex wollen wir Chloritoidschieferserie nennen.

Andere Gesteine, die Chloritoid nicht oder nur akzessorisch erkennen lassen und deren Habitus und Auftreten zudem ein wesentlich anderes ist, erwähnen wir als begleitende Gesteine oder bei Sprödglimmerführung als Grenzformen der Serie.

Wo wir auch die Chloritoidschieferserie des sedimentären Zuges untersuchen, finden wir immer wieder die gleichen Ausbildungsformen vor.

Sechs leicht unterscheidbare Typen lassen sich erkennen. Sie zeigen, dass die Chloritoidschiefer nicht in einer einzigen Erscheinungsform, sondern komplex vorkommen; ein Phänomen, das für das Auftreten metamorpher Schiefer überhaupt charakteristisch ist. Die 6 Haupttypen, die sich selbst wieder aus Varietäten zusammensetzen, benennen wir nach den Lokalitäten innerhalb des Gesteinszuges, wo sie besonders gut ausgebildet sind.

1. Typus *Nadèls*: Hellgraue, weisliche bis grünliche Schiefer, zumeist mit sehr gut entwickelten Sprödglimmerblättchen. Die schönsten Sprödglimmerschiefer gehören diesem Typus an, der auch von der *Garvera*, aus der Gegend des *Tenigerbades* und von *Curaglia* (*C. Schmidt*) her gut bekannt ist.

2. Typus *Val Naustgel*: Violette bis dunkelgrüne Chloritoidschiefer. Häufig wechselt die Farbe fleckenförmig; so entsteht ein unruhig dunkles Gesteinsbild.

3. Typus *Garvera 1*: Dunkelgraue, matte bis schwarze, glänzende, meist chloritoidreiche Schiefer. Kohlige Substanzen sind stark verbreitet.

4. Typus *Garvera 2*: Hellgraue (Untertypus *Santa Brida*) bis grüne (Untertypus *Curaglia*) chloritoidführende Knötchenschiefer. Die Schiefer zeigen makroskopisch eine Menge von dunkeln, rundlichen Knötchen, lassen aber daneben auch gutausgebildete Sprödglimmerblättchen erkennen.

5. Typus *Solivabach*: Graue bis grüne Knotenschiefer. Der Habitus ist ähnlich wie der von Typus 4; nur sind die schwarzen Knötchen noch besser ausgebildet; Sprödglimmer lassen sich keine mehr erkennen.

6. Typus *Runcahätz*: Rote bis rotviolette Schiefer mit nur geringer Sprödglimmerführung. Oft treten aber in ihnen unvermittelt grüne chloritoidreiche Schiefer auf.

Innerhalb dieser 6 Typen lassen sich alle Glieder, die auf den ersten Blick sich als genetisch verwandt zeigenden metamorphen Gesteinskomplexes, einordnen. Die durchgehende Verbreitung der Typen spricht dafür, dass die verschiedenen Ausbildungsformen keine zufällige Erscheinungen, sondern dass sie im Wesen der Metamorphose und des Chemismus begründet sind.

Wir wollen nun das mikroskopische Gesteinsbild der verschiedenen Typen an einigen Beispielen kennen lernen:

1. Typus Nadèls.

Mineralbestand: Quarz, Sericit, Chloritoid, Hämatit, [Chlorit] Rutil.

Chemische Varietäten: $\left\{ \begin{array}{l} \text{Quarz, Sericit, Chloritoid} \\ \text{Quarz, Sericit, Chloritoid, Hämatit} \\ \text{Quarz, Chlorit, Chloritoid} \\ \text{Quarz, Sericit, Chlorit, Chloritoid.} \end{array} \right.$

Struktur: Porphyroblastisch.

Makroskopisch gut unterscheidbare, weissliche bis grünliche Schiefer mit schwarzen Chloritoiden.

Mikroskopisch zuweilen Übergänge zum Typus Val Naustgel, wenn Ferrite + Chlorit in grösserer Menge vorhanden sind. Karbonatreste bedingen Übergänge zum Typus Solivabach.

a. Auf Alp de Nadèls.

Von hier stammt der Chloritoidschiefer, dessen Porphyroblasten analysiert wurden. Die Struktur des Grundgewebes ist äusserst fein kristalloblastisch¹⁾. Es zeigt für schwache Vergrösserungen eine durchaus einheitliche braune Farbe. Etwas Pleochroismus des ganzen Gewebes ist insofern vorhanden, als senkrecht zur Schichtfläche weniger Absorption auftritt als parallel dazu. Bei gekreuzten Nicols zeigt das gesamte Grundgewebe bei 45° Stellung Seidenglanz, ohne dass individualisierte Blättchen sichtbar würden. Das herrschende Mineral ist der Sericit, die Art des Auftretens die als Sericitfilz. Die allgemeine einheitliche Auslöschung des Filzes gibt sich bei starker Vergrösserung als etwas schief (bis 16°) zu der durch die Rutilmikrolithen angedeuteten Schichtung zu erkennen.

Zwischen dem Filz liegen verschwommen begrenzte, grau polarisierende Flecken. Die Auslöschung ist teilweise undulös; das ist kristalloblastischer Quarz. Grössere, in der Längsrichtung oft gestreckte, Körner sind reliktsche Quarze.

Chlorit kommt in winzigen Schüppchen vor. Einzelne Individuen sind schwer zu fassen. Doppelbrechung und Relief sind hie und da anormal hoch. Es liegt, wie wir auch später sehen werden, ein eisenreicher Prochlorit (Ripidolit) vor.

Im ganzen ist der Chlorit in diesem Typus auf wenige ehemalige Karbonatbrocken beschränkt und im eigentlichen Grundgewebe selten.

Eine Erscheinung, die senkrecht zur Schieferung bemerkbar wird, muss noch erwähnt werden: Schon von blossem Auge werden im Dünnschliffe parallele helle Linien sichtbar die einen Winkel von 70°—80° zur Schichtung bilden. (Siehe Fig. 21.)

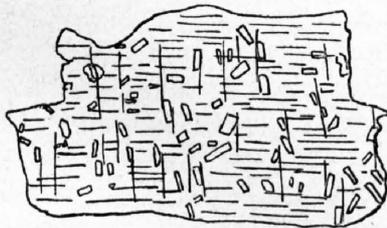


Fig. 21. Dünnschliff schematisch $\frac{2}{1}$ nat. Grösse.



Fig. 22. Sericit des Grundgewebes.

Unter dem Mikroskop zeigen diese Stellen bei gekreuzten Nicols etwas intensivere Polarisationsfarben als das übrige Grundgewebe. Das Gewebe ist in dieser Richtung auch etwas lockerer und grober kristallin, der Sericit hie und da etwas gewellt. (Siehe Fig. 22.)

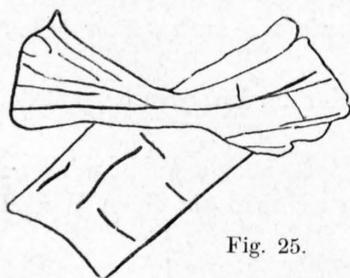
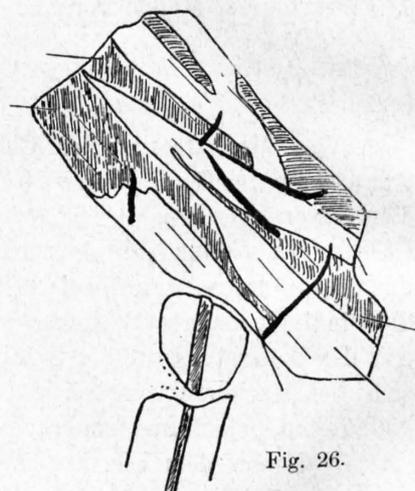
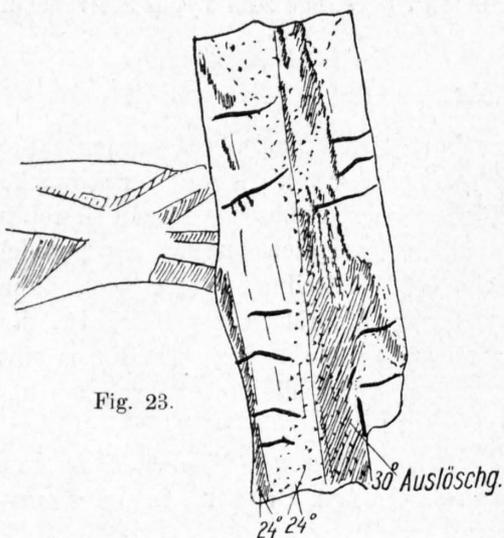
¹⁾ Nomenklatur durchwegs nach F. Becke und U. Grubenmann. Siehe U. Grubenmann: Die kristallinen Schiefer 2. A. 1910 (lit. 45).

Einschlussfreier Quarz bildet sich oft randlich dieser Kluft- oder Zerreißungsrichtungen, Chloritoiden entwickeln sich gerne daran.

Der Chloritoid ist vollständig porphyroblastisch ausgebildet. Er findet sich sozusagen in allen Lagen, vielleicht herrschen die etwas vor, bei denen die Längsrichtungen der Kristalle parallel der Schichtfläche, parallel dem vorhin erwähnten Liniensystem oder parallel einer dazu unter 70° gelegenen Richtung sind.

Der Sprödglimmer tritt in ziemlich dicken Blättchen parallel der Basis auf. Die Begrenzung nach (001) ist immer gut, die seitlichen Kristallflächen sind selten erhalten. Durchwegs sind die Porphyroblasten Komposite. Die Viellingsbildung ist gequält, selten sind eigentliche Leisten vorhanden; meistens greifen die verschiedenen Individuen fleckig ineinander über.

Die folgenden Zeichnungen, sowie die Mikrophotographie Nr. 2, erläutern das.



Bei gewöhnlichem Licht ist die Zwillingsbildung nicht sichtbar, weder durch die Farbe noch durch die Einschlüsse. Die Eigenfarbe ist durch die massenhaft vorhandenen Rutileinschlüsse getrübt, die oft sanduhrförmig konzentriert sind. Die Zwillingsbildung setzt dann ungehindert durch die Sanduhrform. (Siehe Fig. 23 und 24.)

Parallel der Basis ist die sichtbare (verunreinigte!) Farbe ein fleckiges Blaugrün bis Dunkelgrün; senkrecht zur Basis ist sie stets hellgelbgrün.

Der Sprödglimmer ist monoklin, doch sind Schnitte mit gerader Auslöschung äusserst selten. Zwillinge liegen häufig so, dass das eine Individuum zur Zwillingsnaht (Basis) einen Auslöschungswinkel von 15° , das andere einen solchen von 25° hat. Der Winkel, den die Auslöschungsrichtungen dann gegenseitig bilden, ist 40° . Da auch Individuen unter je 15° Auslöschungsschiefen zu Zwillingen zusammentreten, bewegt sich der Winkel gegenseitiger Auslöschung zumeist zwischen 30° und 40° . (Siehe Fig. 27 und 28.)

Die Richtung parallel zur Basis, oder die 25° resp. 15° dazu geneigte, entspricht stets der grösseren Elastizität a oder b, die schwer voneinander zu trennen sind. Senkrecht dazu ist c (hellgelbgrün).

Der Pleochroismus scheint der von *G. Tschermak* und *H. Hobbs* angegebene zu sein.

- a olivengrün
- b blau
- c hellgelbgrün.

H. Rosenbusch gibt a blaugrün-pflaumenblau

- b olivengrün
- c hellgelbgrün

an.

Wirklich ist es infolge der eigentümlichen Mikrostruktur der Sprödglimmer sehr schwer, a und b durchwegs auseinander zu halten.

Auch inbezug auf die Auslöschungsschiefen stimmen unsere Beobachtungen mit denen von *H. Hobbs* (Lit. 25) überein. Chloritoide vom *Michigansee* zeigen nach ihnen folgendes optische Verhalten (siehe Fig. 29 und 30):

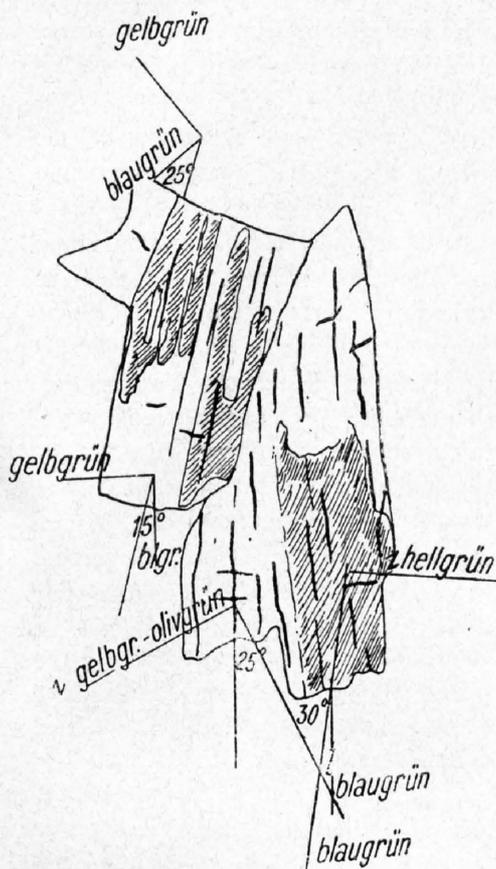


Fig. 28.

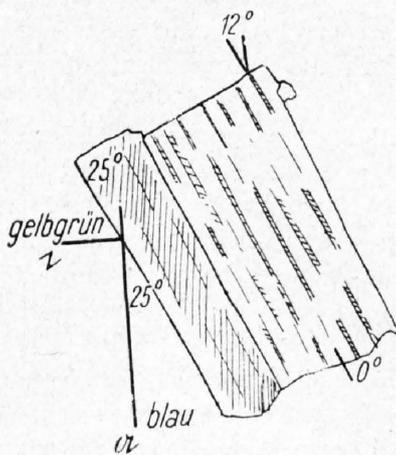
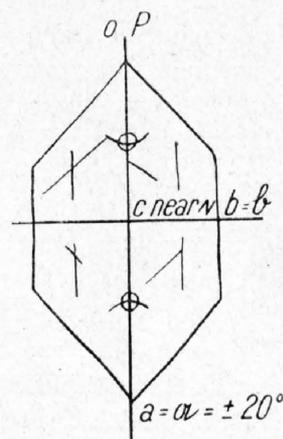
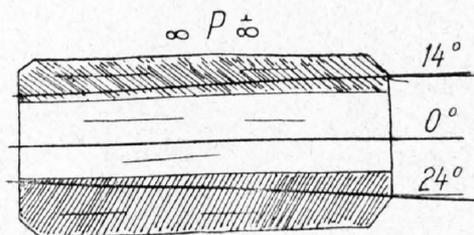


Fig. 27.



Nach H. Hobbs.

Fig. 29.



Nach H. Hobbs.

Fig. 30.

Die positive Bisektrix ist fast normal zur Basis.

Ortopinakoidalschnitte zeigen Lamellen entsprechend drei Lagen. Eine mit paralleler Auslöschung und die anderen mit 14° resp. 24° Auslöschung auf verschiedenen Seiten der basalen Spaltbarkeit. Was das häufige Nebeneinander von Auslöschungsschiefen von ungefähr 15° und 25° betrifft (vergleiche Fig. 27 und 28), so glaube ich, dass es auf folgendem Umstande beruht. Der Winkel von 25° würde die Auslöschungsschiefe auf Blättchen parallel (010) entsprechen, der Winkel von 15° der Auslöschungsschiefe auf (110). Da beim Sprödglimmer, wie bekannt, die Zwillingindividuen häufig um 120° gedreht sind, müssen gegenseitige Auslöschungen von $15° + 25° = 40°$ eine grosse Rolle spielen.

Basisschnitte zeigen unter gekreuzten Nicols oft eine ganz verworrene Felderteilung. Die Schliffe sind in der Regel wohl zu dick, als dass nur ein Individuum zur Geltung käme. Meist ist ihre Form unregelmässig kreisförmig mit gelapptem Rand, selten gelingt es, Kristallflächenbegrenzung wahrzunehmen. Die Chloritoide von *Nadèls* zeigen ausser der guten Spaltbarkeit parallel der Basis häufig verschieden orientierte Risse und Klüfte, die auf mechanische Beeinflussung zurückzuführen sind. Quarz bildet oft eine Randzone zu beiden Längsseiten der Komposite.

b. Tenigerbad.

Makroskopisch das schönste Chloritoidgestein ist das aus der Schlucht östlich vom *Tenigerbad* beim Rötigewölbe. Die Schieferung ist kaum sichtbar; bis 4 mm grosse Sprödglimmer liegen kreuz und quer im Gestein.

Grosse Quarzkörner lassen jetzt noch die ursprünglich gröbere klastische Struktur erkennen.

Der Sericit liegt zwischen diesen Körnern immer in breiten Bändern, die optisch einheitlich reagieren, aber doch aus einzelnen Fasern bestehen. Diese Sericitlagen zeigen zumeist starke Fältelung. In ihnen haben sich die tektonischen Störungen als Falten ausgelöst, währenddem Quarz und Chloritoid sich spröde verhielten.

Einzelne grosse mit Gelb-Blau 1. Ordnung polarisierende „Körner“, ohne Spaltbarkeit und oft mit fleckiger Verteilung der Interferenzfarben, scheinen einheitliche Pseudomorphosen eines glimmerähnlichen Minerals nach Feldspat oder Andalusit? zu sein.

Der Chloritoid ist hier selten scharf begrenzt, der Rand ist zumeist zerfasert. Das, sowie die Siebstruktur, wird durch die Photographie Nr. 3 verdeutlicht. Die Klüfte in den Sprödglimmern sind einander oft parallel, wenn auch die Porphyroblasten gegeneinander gedreht sind. (Siehe Photographie Nr. 4.)

Auch am *Somvixerrhein* beim *Tenigerbad* ist dieser Typus durch helizitische Textur ausgezeichnet. In Schlifren senkrecht zum Schichtclivage sieht man an Stelle des einheitlichen Grundgewebes breite Sericitbänder in Wechsellagerung mit quarzreichen Streifen. Die Sericitbänder sind gewellt. Der Quarz ist mit kleinen Chloritschüppchen diablastisch verwachsen, also durchwegs neugebildet. Wiederum durchschneiden in 60—70° zur Schieferung eine Menge paralleler Linien den Schliff. Diese Linien verwerfen die Sericitbänder, wie Fig. 31 und 32 zeigen.

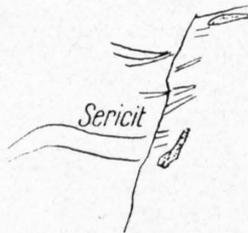


Fig. 31.

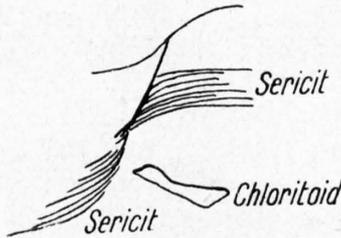


Fig. 33.



Fig. 32.

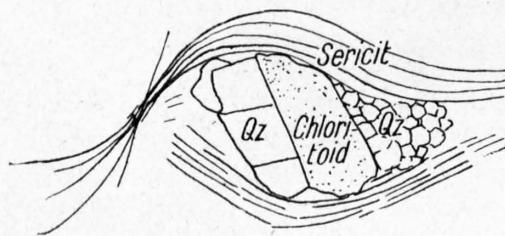


Fig. 34.

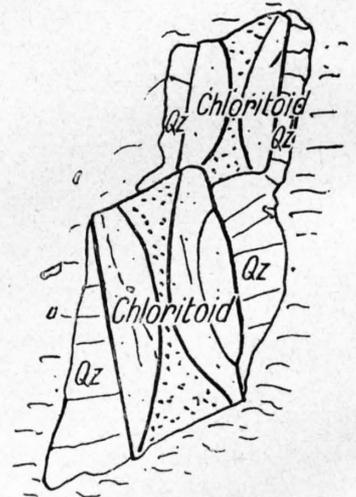


Fig. 35.

Bei starken Vergrößerungen sieht man, dass die Linien nicht eigentliche Verwerfungen sind, sondern selbst aus Sericittfasern bestehen, die längs ihnen geschleppt sind (Typus eines Mittelschenkels). (Siehe Fig. 33.)

Wiederum folgt der Chloritoid hin und wieder diesen Linien, die übrige Anordnung der Porphyroblasten ist regellos. Häufig verbindet der Sprödglimmer zwei Sericitbänder, die dann ausgebaucht sind. Zu beiden Seiten findet sich neugebildeter Quarz, der einschlussfrei ist und den Anschein erweckt, als ob er in einen Hohlraum gewachsen wäre. (Siehe Fig. 34 und 35.)

Auch Längsverwachsungen von Chloritoid mit Muskowit finden sich schon hier.

c. An der Garvera.

Über die Stadien der Ausbildung der Sprödglimmer geben uns einige grosse Schliffe Auskunft, die durch wenig chloritoidreiche Schichten gelegt wurden. Die ersten Umwandlungserscheinungen machen sich in den die Quarzkörner einbettenden Tonsubstanzen bemerkbar. Es findet Umkristallisation statt unter Bildung von Sericit und Quarz-Chloritverwachsungen. Der Sericit, der in Lagen auftritt und sich allen grossen Quarzreliktkörnern anschmiegt, ist vorläufig noch vollständig unrein und mit Limonit erfüllt. An einigen Stellen treten fast farblose Flecken von etwas grösserer Lichtbrechung auf. Sie sind unregelmässig begrenzt und umschliessen Quarzkörner, Erze usw. In polarisiertem Licht zeigen sie unregelmässige Auslöschung und Interferenzfarben, wie sie dem Sprödglimmer zukommen.

Die beste Bezeichnung für diese Art des Vorkommens der Sprödglimmer scheint die als „Reaktionsflecken“ (reaction spots) zu sein. Photographie Nr. 12 gibt das Bild eines, allerdings schon stärker metamorphen, Schiefers dieser Ausbildungsweise. Nach und nach entwickelt sich dann wohl eine Kristallbegrenzung. Der „Reaktionspunkt“ erscheint von Anfang der Substanzbildung an als eine besonders ausgezeichnete, stauende Stelle im ganzen Gestein. Die einwirkenden Drucke finden hier ein Hindernis. Dadurch erst erhält der Kristall die Entwicklungsmöglichkeiten, und kraft des grossen Kristallisationsvermögens und des stetigen Umsatzes entsteht der das Gesteinsbild beherrschende Porphyroblast.

Die Entwicklung kann aber auch anders vor sich gehen; auch dafür liefert die Garvera Beispiele: Der Sprödglimmer kommt oft in scharfer Begrenzung in zwei Formen vor, einmal als Porphyroblast und einmal als kleines Schüppchen im Grundgewebe. Es entspricht dies äusserlich den zwei Generationen in porphyrischen Gesteinen. Hier hat offenbar die Sprödglimmerbildung an sehr vielen diskreten Punkten begonnen, und später ein Wachstum der grösseren Kristalle auf Kosten der kleinen stattgefunden (Sammelkristallisation).

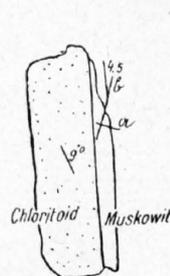


Fig. 36.

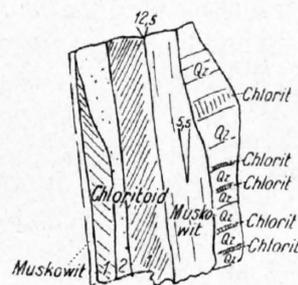


Fig. 37.

Sternförmige Aggregate von Chloritoiden sind nicht selten. Verwachsungen mit Muskowitblättchen zeigen die Figuren 36 und 37.

Chlorit, zum Teil als Pennin, mit $a = c =$ hellgrün, $b =$ sattgrün kommt in grösseren Flatschen (Pseudomorphosen nach Karbonaten) vor. Granat, vollständig von braunen Erzen imprägniert, tritt hin und wieder auf. Die Ferrite sowie der Chlorit sind unregelmässig verteilt; bei Anwesenheit grösserer Mengen leitet das Gesteinsbild zum Typus Val Naustgel über.

d. Bei Curaglia.

Die grünlichen Chloritoidschiefer von Curaglia sind schon von C. Schmidt (Lit. 6, pag. 20) beschrieben worden. Eine Mikrophotographie findet sich in U. Grubenmann, „Die kristallinen Schiefer“; sie zeigt besonders schön die oft vorkommenden sternförmigen Aggregate. Eine besondere Beschreibung erscheint nicht nötig. Auch hier sieht man etwa, wie an der Garvera, die ursprüngliche Schichtfläche an Hand von Quarzkörnern durch die Porphyroblasten durchgehen (siehe Photographie Nr. 9).

E. Nalpstal.

Aus der Schlucht des Val blava zwischen der Fil Alpetta und Perdatsch ist mir ein prachtvolles Gestein dieses Typus bekannt mit Quarz, Sericit, Chlorit, Chloritoid als wesentliche Gemengteile. Quarz bildet hier nicht nur mit Chlorit, sondern zum Teil auch mit Sericit ein

diablastisches Gewebe. (Siehe Photographie Nr. 1.) Der Chloritoid zeigt prachtvolle Sanduhrformen, die äusseren Partien sind dann ziemlich rein. Randlich an den porphyroblastischen Kristallen findet sich Quarz. Die Erscheinungsform dieses Gesteins zeigt die Mikrophotographie Nr. 1 sehr schön.

2. Typus Val Naustgel.

Mineralbestand: Quarz, Chlorit, Limonit, Hämatit, Sericit, Chloritoid, Rutil.

Chemische Varietäten: { Quarz, Chlorit, Sericit, Ferrite, Chloritoid.
 { Quarz, Chlorit, Ferrite, Chloritoid.

Rotviolette bis grünfleckige oder dunkelgrüne Schiefer von unruhigem Gepräge.

Porphyroblastische Entwicklung des Sprödglimmers.

a. Auf Alp de Nadèls.

Der rotviolette Typus ist anstehend bei einem Hause unterhalb der Kapelle *Santa Brida*. Die Farbe wechselt von rotviolett zu grauviolett. Grüne Flecken sind nicht selten. Der unruhige Wechsel von Violett und Grün ist bedingt durch den Mineralbestand. Hämatit und Chlorit übernehmen die Rolle von wesentlichen Komponenten. Dadurch, dass der Sericit zum Teil durch Chlorit ersetzt ist, wird das Gefüge etwas lockerer, immerhin bleibt die Textur zumeist noch dünnstieferig bis helizitisch.

Die Struktur ist wiederum porphyroblastisch. Das Grundgewebe zeigt zum Teil diablastische Formen, da Quarz und Chlorit sich zugleich entwickeln. Die ungleiche Verteilung des Chlorites und der Ferrite bedingt auf Schliffen parallel dem Clivage ein äusserst charakteristisches unruhiges Bild. Oft herrscht Sericit noch vor, dann treten die dunkelgrünen Chlorite in flachen Augen längs den Schichtlagen auf. (Siehe Fig. 38.)

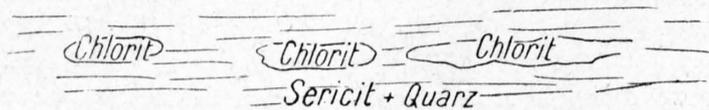


Fig. 38.

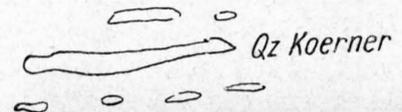


Fig. 39.

Zudem ziehen dunkle Streifen parallel dem Schichtclivage hin, die aus Limonit und anderen Ferriten bestehen. In Schliffen parallel zur Schichtfläche ist die Unregelmässigkeit der Erz-, Rutil- und Chloritverteilung, wie schon gesagt, sehr gut sichtbar. Blutrote Hämatite stellen das Hauptkontingent der Ferrite.

Im vollständig kristalloblastischen Grundgewebe kann man hie und da auch kleine sechseckige Scheibchen von grüner Farbe und hohem Relief sehen, die vermutlich kleine Chloritoiden sind. Der Grundgewebequarz weist oft parallel dem Clivage sehr langgestreckte Formen auf, wie Fig. 39 zeigt.

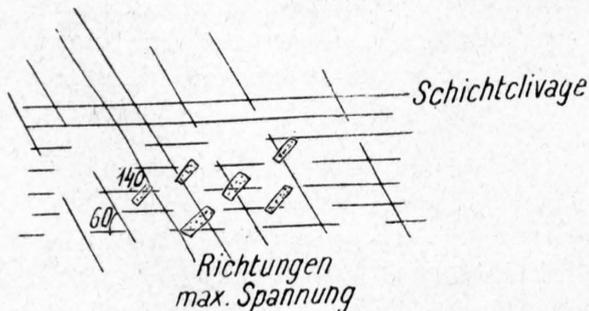


Fig. 40.

Die Auslöschung ist vorwiegend undulös. Wiederum durchziehen parallele Liniensysteme das Grundgewebe, längs denen das Gefüge scheinbar lockerer, das heisst kristalliner, ist. Diese Linien bilden mit der Schichtlage einen Winkel von zirka 60°. Die Chloritoiden sind besonders gern längs diesen Streifen angeordnet, und zwar dann so, dass ihre Längsachsen einander fast parallel und unter einem Winkel von 140°, resp. 40° zum Schichtclivage geneigt sind. (Siehe Fig. 40 und Phot. Nr. 10.)

Sind mehrere Sprödglimmer hintereinander längs einem der Streifen angeordnet, so sind die Zwischenräume oft durch grosse einschlussfreie Quarzindividuen ausgefüllt. (Siehe Fig. 41.)

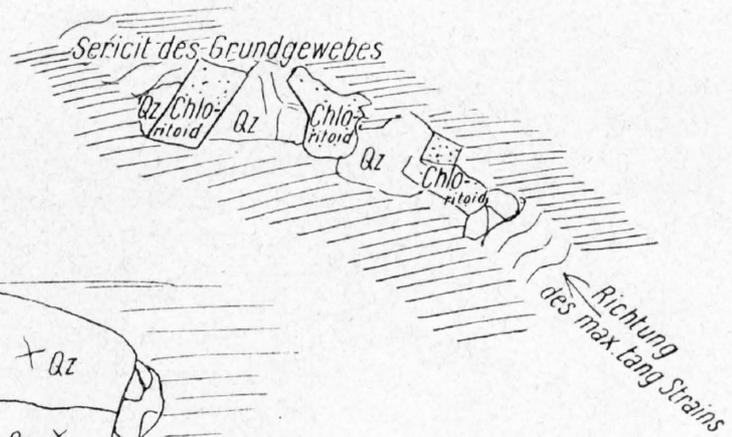


Fig. 41.

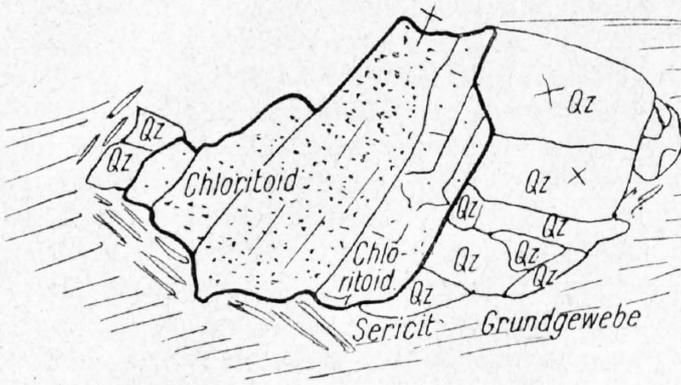


Fig. 42.

Der sekretionäre Quarz um die Chloritoiden ist hier überhaupt sehr gut entwickelt. Hie und da sieht man zu beiden Seiten eines von Rutil durchspickten Chloritoides vollständig einschlussfreie klare Partien des Sprödglimmers in ähnlicher Ausbildung wie der Quarz. (Siehe Fig. 42 und 43.)

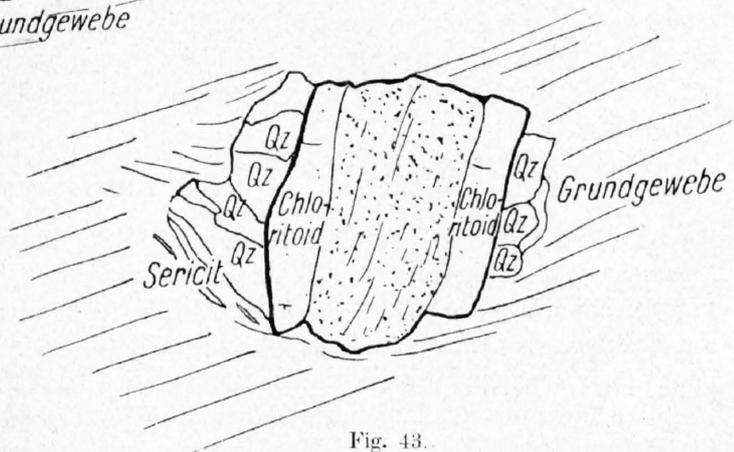


Fig. 43.

Diese einschlussfreien Chloritoidteile zeigen leider vollständig wandernde Auslöschungsschatten, so dass sie zur optischen Untersuchung doch nicht geeignet sind. Durchkreuzungszwillinge von Chloritoid sind häufig, Quarzsonnen parallel dem Clivage oft prächtig ausgebildet.

b. Tenigerbad und Val Naustgel.

Beim *Tenigerbad* finden sich dunkelgrüne Chloritoidschiefer mit grossen, gut begrenzten Pyritporphyroblasten. Nachstehende Figur erläutert die gegenseitigen Verhältnisse der Mineralien zu einander.

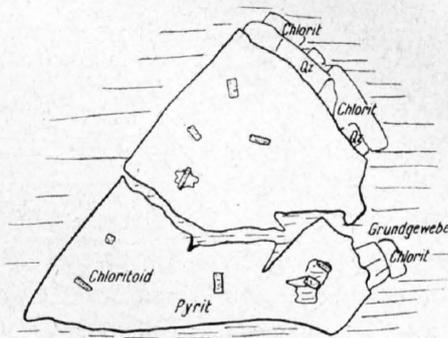


Fig. 44.

Im *Val Naustgel* bei *Runcahetz* ist der Typus, von dem wir jetzt sprechen, besonders gut ausgebildet. Er kommt in beiden Formen vor, als rot- bis grau-violetter Chloritoidschiefer und als dunkelgrüne sprödglimmerreiche Einlagerungen in roten Dachschiefern. Wir sprechen hier besonders von den letzteren. Dünne Sericitstreifen durchziehen im Schliiff das Bild: sie sind helizitisch gefältelt; häufig findet sich der Sprödglimmer gerade an den Umbiegungsstellen. Die Porphyroblasten zeigen oft auch ein Bestreben, sich parallel zu stellen. Fig. 45 gibt ein hübsches Bild von der Beziehung von Fältelung und Sprödglimmerbildung zu einander.

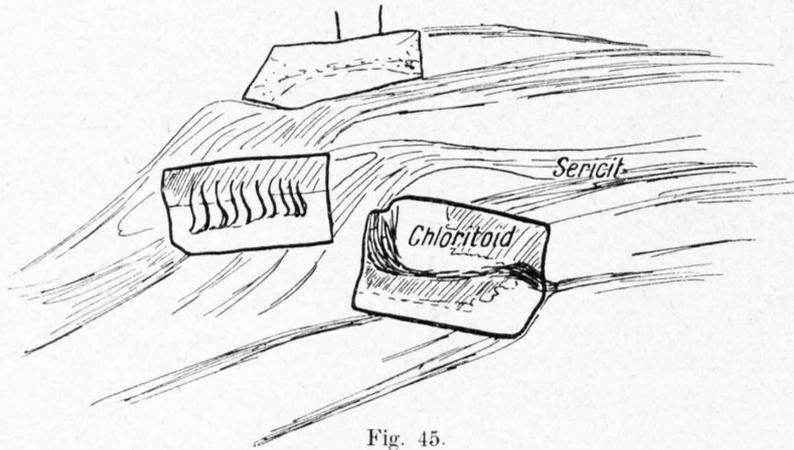


Fig. 45.

Durch die Anwesenheit schon makroskopisch sichtbarer Brocken von Dolomit und beginnender Pseudomorphose von Chlorit, Quarz und Sericit nach Karbonat erweist sich das Gestein als ein Übergangsglied zum Typus Garvera 2. Der hier auftretende Chlorit zeigt bei etwas höherer Lichtbrechung Verwandtschaft mit Klinochlor. Charakter der Hauptzone negativ. c = hellgelb bis farblos, α = hellgrasgrün. Eben-

falls am Wege nach *Alp Valesa* wurde ein ziemlich massiger Chloritoidhornfels gefunden. Die Massigkeit ist durch das ursprüngliche Sediment bedingt. Es liegt ein fast reiner Quarzsandstein vor mit Relikten von Turmalin, Titanit und Hämatit. Der Chloritoid scheint an Limonitlagen gebunden, die ursprünglich wohl auch tonig waren. Er tritt wieder als formlose Flecken auf, die fast farblos sind, dennoch aber den typischen Pleochroismus zeigen. Quarzeinschlüsse sind sehr häufig.

c. An der Garvera.

Von hier stammt das Gestein, dessen Mikrophotographie durch Nr. 5 dargestellt wird. Die Anwesenheit der Ferrite gibt sich im Querschnitt durch dunkle Schichtzüge zu erkennen. Parallel zum Schichtclivage bemerkt man die fleckige Verteilung von Chlorit und Hämatit-Rutil-Limonit. Die Entwicklung von Quarz und Muskovit am Rande der Sprödglimmerkristalle lässt sich ebenfalls aus Phot. Nr. 5 ersehen. Das gleiche Phänomen wird durch folgende Zeichnung (Fig. 47) dargestellt.

Die Richtung der Linien vorwiegender Chloritoidbildung ist $60-80^\circ$ zur Schichtung geneigt. Ein dunkelgrünes Gestein zeichnet sich aus durch viele eiförmige Chloritflatschen. Der Form nach sind es Pseudomorphosen nach Karbonatbrocken. Die Schichtung des Grundgewebes geht durch die Porphyroblasten, zumeist mit etwas veränderter Richtung. Photographie Nr. 4, sowie Figuren 47 und 48 zeigen dies deutlich.

Hie und da findet sich um die inneren verunreinigten Partien ein äusserer einschlussfreier Rand, so dass folgendes Phänomen entsteht (Fig. 49).

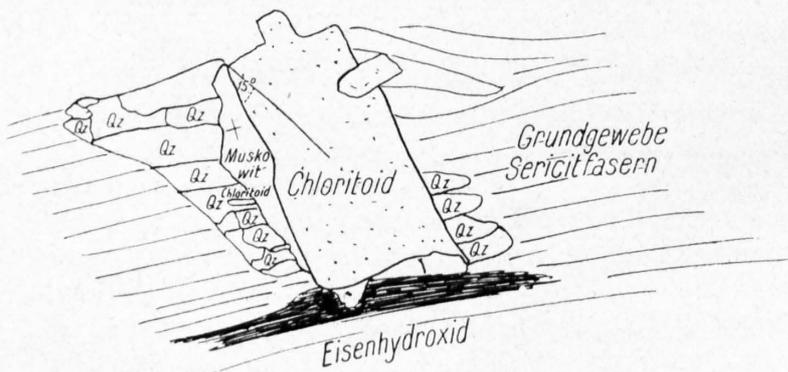


Fig. 46.

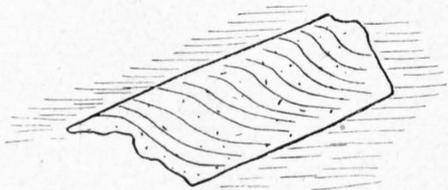


Fig. 47.

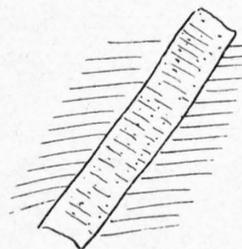


Fig. 48.

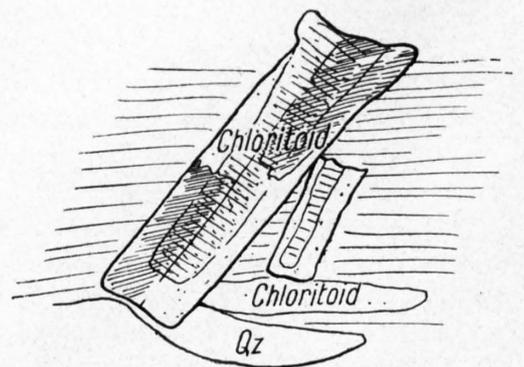


Fig. 49.

d. Nalpstal — Fil Alpetta.

Auch aus den westlichen Teilen des Gesteinszuges sind mehrere Sprödglimmerschiefer von diesem Typus bekannt. Die allgemeine Entwicklung ist gröber kristallin als in den östlichen Partien. Die Sericitbänder, die oft stark gewunden sind, weisen sehr hohe Polarisationsfarben auf. Muskowitblättchen treten häufig auf und bilden mit den Sprödglimmern Doppelporphroblasten. Währendem der Chloritoid voller Einschlüsse ist, fehlen diese dem Muskowit meistens.



Fig. 50.

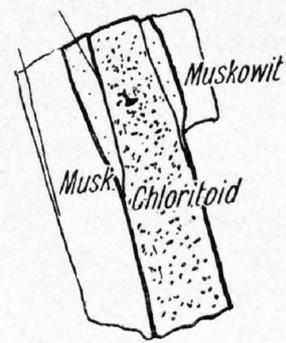


Fig. 51.

3. Typus Garvera 1.

Mineralbestand: Quarz, Chlorit, Sericit, Ferrite, Rutil, Chloritoid, kohlige Substanzen.

Alle möglichen Varietäten. Dunkelgraue, matte oder tiefschwarze, glänzende Schiefer mit Chloritoidporphyroblasten.

Die Abgrenzung dieses Typus rechtfertigt sich besonders makroskopisch. Die schwarze Farbe ist bedingt durch organische, kohlige Substanz, zum grossen Teil in der Form des Graphitoides. Sericit spielt oft nur eine untergeordnete Rolle. Quarz, Eisenhydroxide, Chlorit, Chloritoid sind die wesentlichen Bestandteile.

Auf der *Alp de Nadels* im Kontakt mit dem grünen Sprödglimmerschiefer findet sich dieser Typus gut entwickelt. Das Grundgewebe ist hier äusserst fein, die kohlige Substanz trübt aber alles. Die Klüfte sind durchwegs mit gelblichgrünem, oft einschlussfreiem Chlorit erfüllt. Der Chloritoid ist in der Eigenfarbe sehr hell und oft schwer von Chlorit zu unterscheiden. In Schliften parallel zum Schichtelivage sieht man, was für einen grossen Anteil die Ferrite, insbesondere Hämatit, sowie Rutil an der dunkeln Farbe haben.

An der *Garvera* sind die schwarzen Chloritoidschiefer weniger feinkörnig. Die kohlige Substanz findet sich zwischen den hellen Quarzkörnern. Relikte, Turmalinrestchen usw. sind häufig. Der Chlorit bildet Schichtzüge oder er erfüllt ehemalige Karbonataugen ganz, als scheinbar isotrope mit Limonit verunreinigte Substanz. Die kohlenartige Substanz ist unregelmässig verteilt; häufig erfüllt sie die Porphyroblasten vollständig. Solche schwarze, undurchsichtige Flatschen verunmöglichen jegliche weitere mikroskopische Untersuchung. Durch Glühen verschwinden sie; der Sprödglimmer wird aber dabei dunkelbraun, undurchsichtig. Nicht selten sind sternförmige Chloritoidaggregate. Die Eigenfarbe des Chloritoides ist auch hier, soweit sie erkannt werden kann, blasser als in den grünen Chloritoidschiefern.

Ausser gutbegrenzten Porphyroblasten findet man die Sprödglimmer auch in Form schlechtbegrenzter Flecken mit ausgesprochener Siebstruktur. Die Photographie Nr. 12 stammt eigentlich von diesem Typus. Ein diablastisches Gewebe von Quarz und Chlorit breitet sich zwischen den nur randlich veränderten Quarzkörnchen aus, ähnlich etwa wie es die Photographie Nr. 8 zeigt. Es ergibt sich hieraus, dass gewichtsprozentisch ungefähr die Hälfte des Gesteines durch Lösungs-umsatz neu gebildet wurde.

4 und 5. Typus Garvera 2 und Typus Solivabach.

Wir fassen beide Typen zusammen, da sie sich voneinander nur durch die Anwesenheit, resp. das Fehlen, des Sprödglimmers unterscheiden.

Mineralbestand: Typus 4: Quarz, Chlorit, Sericit, Karbonate, Chloritoid, Rutil, Hämatit oder Limonit.

Typus 5: Quarz, Chlorit (Sericit), Karbonate, Ferrite.

Die Erscheinungsweise dieser Typen ist äusserst mannigfaltig. Das verbindende Merkmal ist das Auftreten schwarzer, rundlich begrenzter Knötchen. Beim Typus 4 finden sich daneben Sprödglimmerporphyroblasten. Je nach der Menge des Chlorites und der Ferrite (eventuell etwas kohligter Substanz) ist die Farbe grau oder grün.

a. Auf Alp de Nadèls.

Der Untertypus *Santa Brida* ist am schönsten an dem Felskopfe ausgebildet, der die Kapelle gleichen Namens trägt. Es ist das ein grauer, stark linear gestreckter Knötchenschiefer. Quarz, Chlorit und Sericit bilden ein diablastisches Grundgewebe, in dem aber Quarzreliktkörner noch eine grosse Rolle spielen. Die schwarzen Knoten und Flecken geben sich unter dem Mikroskop als flache Linsen zu erkennen. Entweder bestehen sie noch aus ganz braunem Karbonat, oder aber sie sind vollständig ersetzt durch Quarz, Prochlorit, gew. Chlorit, Eisenhydroxyd oder Magnetit.

Quarz und Prochlorit bilden zusammen ein diablastisches Gefüge oder Chlorit und Ferrite erfüllen die Linsen mehr kompakt. Das mikroskopische Bild erinnert somit an oolithische, stark gepresste Gesteine. Ob die Karbonatlinsen früher oolithische Struktur besaßen, oder aber, ob sie nur kleine Brocken eines älteren Gesteines sind, die mechanisch zugeführt wurden, lässt sich kaum entscheiden. Da aber im untersten Jura und der Trias Dolomitbrocken von allen Dimensionen häufig in Tonschiefern und Sandsteinen konglomeratisch auftreten, erscheint die letztere Annahme als die wahrscheinlichere. Zudem lässt sich keine konzentrische Anordnung mehr erkennen. Karbonat ist auch oft im ganzen Gestein verteilt. Spitze braune Rhomboeder und Pseudomorphosen von Limonit nach ihnen sind keine seltene Erscheinung. Die ursprünglichen Bestandteile waren somit vorwiegend Dolomit- und Eisenkarbonate. Der Fe-Reichtum der Prochlorite und Chlorite geht auch aus ihrer Farbe hervor, die ziemlich intensiv ist, so dass die Knoten auch bei geringer Anwesenheit von Ferriten makroskopisch schwarz erscheinen.

Der Chloritoid spielt zum Teil eine akzessorische Rolle, anderswo fehlt er ganz. Wo er vorhanden ist, ist er etwas lichter gefärbt als in den eigentlichen Chloritoidschiefern, sonst aber ähnlich porphyroblastisch entwickelt.

b. Val Naustgel.

Wie wir bereits auf pag. 30 mitteilten, finden sich in den grünen Schiefern von *Runcahetz* ebenfalls Karbonatbrocken. Diese sind aber makroskopisch mehr hellgelb, bestehen also vorwiegend aus Dolomit. Chlorit und Quarz ersetzen auch hier den Spat, wie Photographie Nr. 7 zeigt. Chloritoid entwickelt sich gerne am Rand der Linsen, in der Nähe von Sericitbändern.

c. An der Garvera.

Der Knötchenschiefer findet sich am Steilrande der *Garvera* in ähnlicher Ausbildung wie bei der Kapelle *Santa Brida*. Graue Schiefer herrschen vor. Der Sprödglimmer ist aber neben den Knötchen oft in ganz erheblicher Menge vorhanden. Die Pseudomorphosen von

Chlorit, Ferriten und Quarz nach Karbonat schreiten vom Rande der Linsen nach innen vor. So finden sich in einem Mantel von Chlorit und Quarz häufig noch die Reste der Karbonate. Die Ferrite konzentrieren sich im Innern oder längs des Kontaktes zwischen Chlorit und Breunerit. Die zwei obenstehenden schematischen Figuren erläutern diese Verhältnisse. (Siehe auch Photographie Nr. 11.)



Fig. 52.

Fig. 53.

d. Am Solivabach und bei Curaglia.

Besonders schön ist der Typus 5 am *Solivabach* entwickelt. Prachtvolle grüne Schiefer mit grossen schwarzen Knoten finden sich von *Curaglia* bis gegen die *Alp Soliva*. Da kann man die Umwandlung der Eisen-Magnesiumkarbonate in Chlorit, Chloritoid, Quarz und Ferrite einlässlich verfolgen. Dolomitspat ist mehr hell; eisenreiche Karbonate zeigen einen dunkeln grümeligen Kern von Limonit und andern ausgeschiedenen Ferriten. Der Chlorit zeigt starken Pleochroismus $a = \text{saftgrün}$, $c = \text{lichtgrün}$. Charakter der Hauptzone negativ. Es liegt Klinochlor vor. Die Auslöschung ist oft etwas schief zur Spaltbarkeit. Chloritoid findet sich zur Seltenheit mitten in den Pseudomorphosen. Der Sericit ist mannigfach um die Knoten gestaucht und zeigt auch sonst sehr intensive tektonische Beeinflussung. Im Grundgewebe bilden Quarz und Chlorit ein diablatisches Gefüge. Die Photographie Nr. 7 gibt ein gutes Bild von der Erscheinungsweise dieses Typus.

Figur 54 zeigt, wie um einen Kern von Chloritoid sich Chlorit ansetzt.

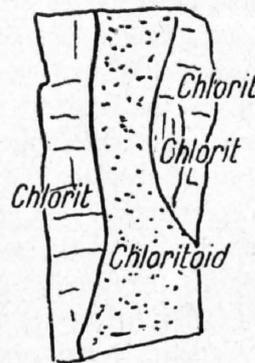


Fig. 54.

Sie verdeutlicht die innige Beziehung beider Mineralien zu einander. Erze finden sich in den Pseudomorphosen oft in Form grosser Körner.

e. Val Gierm.

Ein sehr interessantes Gestein ist mir aus dem *Val Gierm* bekannt. Nördlich vom Dolomit stehen weisse Schiefer an, die schon makroskopisch kleine Knötchen und Chloritoidblättchen erkennen lassen. Das ganze Gestein ist gleichmässig von Karbonaten durchsetzt, zwischen denen Sericit und Quarz liegt. Die Karbonate sind sehr eisenreich und zumeist mit innerem bräunlichem Kern versehen. Eine Menge blasser Sprödglimmer hat sich zum Teil gerade aus ihnen entwickelt. Dieser Chloritoidschiefer zeigt besonders schön, wie auch bei mehr homogenen Gesteinen ein grosser Teil des FeO der Sprödglimmer aus ursprünglichen Sideriten und Breuneriten herkommen kann.

Typus 4 und 5 sind die erste Phase der Metamorphose von Mergelgesteinen. Ebenfalls ein Anfangsstadium der Chloritoidschieferbildung repräsentiert der Typus 6.

6. Typus Runcahetz.

Mineralbestand: Quarz, Limonit, Hämatit, Rutil, Sericit, Chlorit. Rote bis rotviolette Schiefer, in denen oft unvermittelt grüne chloritoidreiche Partien auftreten.

Man sieht im Dünnschliff nichts als Haufen von schwarzen und roten Ferriten, Rutil- resp. Tonschiefernadelchen, die das ganze Bild verdunkeln. Hie und da finden sich quarzreichere und

chloritische Partien. Chloritoidporphyroblasten erlangen bloss akzessorische Bedeutung. Oft sind längs den Schichtflächen flache Augen, bestehend aus einem diablastischen Gewebe von Quarz und ziemlich stark lichtbrechendem Chlorit, sichtbar. Ursprünglich mögen diese „Augen“ auch Karbonatbrocken gewesen sein. Das Gestein findet sich in der Gesellschaft der eigentlichen Chloritoidschiefer überall.

7. Grenzformen und begleitende Gesteine.

Quarzsandsteine, Dolomit- und Kalksandsteine sind das normale Hangende (infolge der verkehrten Lagerung wirklich Liegende) der Chloritoidschiefer.

Die Karbonate sind fein verteilt oder in Linsen gehäuft. Zwischen den Quarzkörnern entwickelt sich ein diablastisches Gewebe von Prochlorit und Quarz. Sericit, Erze und köhlige Substanz liegen ebenfalls in den Zwickeln. Vereinzelt sieht man blasse Chloritoidhäufchen, die an erz- und tonreiche Partien gebunden sind. Entsprechend der Vorherrschaft der Karbonate und des Quarzes erlangen sie bloss akzessorische Bedeutung. Die Karbonatgesteine sind zum Teil feinkristallin, die Sandsteine und Karbonatsandsteine zumeist grob. Magnetit und Pyrit sind nicht selten und erreichen in den Konglomeratgesteinen oft eine ziemliche Grösse.

Der Zellendolomit zeigt die bekannte eigentümliche Struktur. Häufig finden sich rot-gelb gebänderte Schiefer, die aus einer intensiven Wechsellagerung von kleinen Dolomit- und Tonschieferschichten bestehen. Diese Gesteine sind sehr oft gefältelt und weisen dann Clivageerscheinungen auf, wie sie *A. Heim*, Lit. 47, und *G. Allenspach*, Lit. 48, von der *Piz Ner*-Lücke beschreiben. Die weissen, den Dolomit begleitenden Quarzite sind häufig grobkonglomeratisch. Sericit entwickelt sich senkrecht zur Begrenzungsfläche der Quarz- und Feldspatkörner.

Die blauschwarzen Phyllite sind sehr magnetitreich. Quarz, Feldspat, helle Karbonate, Magnetit, Sericit von hoher Polarisationsfarbe, Chlorit sind die wesentlichen Gemengteile. Tonschiefer und Mergel, hie und da auch Sandsteine, waren wohl die ursprünglichen Gesteine dieses nun metamorphen Komplexes.

Eine besondere Ausbildungsweise dieser Phyllite, die Magnetitporphyroblastenschiefer, beschreiben wir später. Im übrigen bieten die begleitenden Gesteine, da wir unser ganzes Interesse auf die Chloritoidschieferbildung konzentrieren, wenig Neues.

II. Kapitel.

Die mechanischen und physikalisch-chemischen Verhältnisse des geotektonischen Bezirkes.

Nachdem wir im I. Kapitel die äussere Erscheinung der Gesteine kennen gelernt haben, untersuchen wir jetzt die mechanischen und physikalisch-chemischen Verhältnisse des geotektonischen Bezirkes näher. Wir werden die Gesetze festzustellen suchen, die während der Alpenfaltung in der *Tavetscher-Zone* wirksam waren und fragen dann, ob das Gesteinsbild mit diesen Gesetzen im Einklang ist. Schon jetzt wollen wir erwähnen, dass es uns gelungen ist, sozusagen durch eine einzige Gleichung, die prinzipiellen Erscheinungen unter der einfachen Annahme der Wirkung von einseitigem Druck verbunden mit Temperaturerhöhung theoretisch vorauszusagen. Dadurch sind in einem Falle die funktionellen Beziehungen zwischen geotektonischem Bezirk und Gestein im Prinzip hergestellt; sie im einzelnen zu verfolgen, ist eine der schönsten Aufgaben moderner Petrologie. Dieser Einzelausführung ist das III. Kapitel gewidmet.

A. Stress- und Strainbedingungen.

Durch die geologischen Untersuchungen steht fest, dass auf die sedimentären Gesteine der Zone von *Tavetsch-Nadels* während der Alpenfaltung ein einseitiger Druck wirkte, und dass das Aarmassiv inklusive Gasterenmassiv dabei die Rolle eines mehr oder weniger starren Widerlagers spielte.

Bevor wir nun die mechanischen Verhältnisse, die in einem Gesteinsverbande unter solchen Bedingungen herrschen, untersuchen, müssen wir über einige Begriffe der Mechanik sprechen¹⁾.

Unsere Ableitungen bedürfen eines vielleicht etwas schwerverständlichen Beiwerkes von mathematischen und mechanischen Vorstellungen. Um daher das Wesentliche unserer Betrachtungsweise auch dem mit diesen Dingen nicht so vertrauten Leser zugänglich zu machen, habe ich in einem Anhang eine etwas elementarere Darstellung versucht. Ich denke, dass man mit Vorteil zuerst diesen Anhang lesen wird. Andererseits bietet er zugleich eine Rekapitulation des II. Kapitels, soweit darin allgemeine Fragen angeschnitten werden. Die Ergebnisse der speziellen Untersuchung und der Chloritoidschiefer finden sich jeweilen am Schluss der Abschnitte A und B zusammengefasst und können dort nachgelesen werden.

Unter Strain versteht man irgend eine relative Änderung in der Lage der Partikelchen eines Körpers zueinander. Strain ändert also entweder die Form der Körper, oder ihre Grösse, oder beide zugleich. Eine Kugel wird im allgemeinen durch äussere Einflüsse in ein Ellipsoid umgewandelt. In jedem Punkte gibt es, wie auch das System der Verrückungen beschaffen ist, stets drei aufeinander senkrechte Richtungen, in denen die Verschiebungen ein Maximum oder Minimum sind, auf denen vor und nach der Veränderung dieselben Teilchen liegen, und um die herum die Verrückungen derart symmetrisch angeordnet sind, wie ein Ellipsoid um seine drei Achsen. Die längste Achse wird die der grössten Elongation sein (Achse des grössten Strains, der grössten Deformation) usw. Das durch irgendwelche Änderungen aus einer Kugel entstandene Ellipsoid heisst Strainellipsoid; die Achsen des Ellipsoides sind die Hauptachsen des Strains. Ist das Endresultat eines Straines das, dass z. B. ein Rechteck in ein Parallelogramm von gleicher Höhe und gleicher Grundlinie umgewandelt wird, so heisst der Strain: einfache Abscherung, simple shear, oder Gleitung.

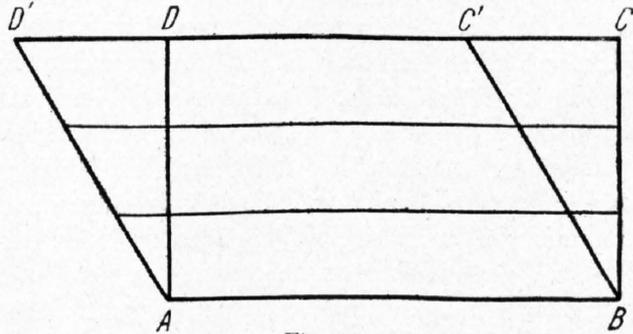


Fig. 55.

Alle einzelnen Punkte in Linien parallel zu AB sind untereinander in gleicher relativer Lage geblieben (ebenso in Flächen parallel der Grundfläche, wenn körperlich gedacht). Jede Linie ist aber scheinbar über die andere gegliitten. Die Flächen parallel der Grundfläche heissen

¹⁾ Wir benutzen im folgenden besonders:

C. R. van Hise: Principles of North American pre-cambrian geology 16. Annual Report U. S. Geol. survey, pt 1. 1896, Lit. 49.

C. R. van Hise: Metamorphism of rock and rockflowage Bull. Geol. Soc. Am. vol. 9. 1898, Lit. 50.

C. R. van Hise: Treatise on metamorphism Mon. U. S. Geol. Survey, vol. 47. 1904, Lit. 51.

G. F. Becker: Finite homogeneous strain flow and ruptur of rocks Bull. Geol. Soc. Am., vol. 4. 1893, Lit. 36.

G. F. Becker: Schistosity and slaty cleavage Journ. Geol. vol. 4. 1896, Lit. 37.

G. F. Becker: Experiments on schistosity and slaty cleavage Bull. U. S. Geol. Survey, No. 241. 1904, Lit. 38.

Ch. K. Leith: Rock Cleavage. Bull. U. S. Geol. Survey, No. 239. 1905, Lit. 55.

L. M. Hoskins: Flow and fracture of rock as related to structure. 16. Annual Report U. S. Geol. Survey, pt 1. 1896, Lit. 52.

U. Grubenmann: Die kristallinen Schiefer, II. Auflage. 1910, Lit. 45.

Siehe auch das älteste grössere Werk über diesen Gegenstand:

A. Heim: Über den Mechanismus der Gebirgsbildung II. 1878, Lit. 47.

Abscherungsflächen oder Gleitflächen (shearing planes). Sie sind zugleich Flächen des grössten tangentialen Strains, denn da die relative Lage der Partikelchen in der Ebene gleich geblieben ist, waren die beiden anderen Strains offenbar Null.

Durch aufeinander senkrecht stehende Verlängerungen und Verkürzungen und darauffolgende Rotation können ähnliche Verhältnisse geschaffen werden wie durch einfaches Gleiten. Gewöhnlich werden unter dem Einflusse eines beliebigen Strains zwei Gleitflächen auftreten, die einen Winkel miteinander bilden.

Unter Stress versteht man die Drucke, die zwischen zwei angrenzenden Teilen eines Körpers auftreten. Immer wird man die Resultate dieser Kräfte aufsuchen und sie dann so zerlegen können, dass drei aufeinander senkrechte Flächenelemente senkrechte Drucke erfahren. Diese drei Drucke in Richtung und Intensität heissen die drei Hauptachsen des Stress (grösste, mittlere, kleinste). Die zwischen zwei angrenzenden Partikelchen eines Körpers tangential wirkende Kraft heisst tangentialer Stress. Die Intensität des Stress wird als Kraft berechnet, das heisst als Atmosphäre pro cm^2 .

Stress und Strain sind englische Wörter; leider kennt die deutsche Sprache keine ganz entsprechenden Ausdrücke. Stress und Strain stehen im Verhältnis von Ursache und Wirkung zueinander. Am ehesten kann man Stress mit Beanspruchung übersetzen; Strain ist dann der durch die Beanspruchung im Körper wachgerufene Zwangszustand, die Spannung. Bei wachsendem Stress tritt ein Zustand ein, wo die Veränderungen nicht mehr rückgängig gemacht werden können.

Ist der Körper isotrop, und bleibt die Richtung des Stress dieselbe, so werden die drei Achsen des Strainellipsoides den drei Hauptachsen des Stress entsprechen, so dass einer grössten Verkürzung ein grösster Druck gleichgerichtet ist. Wird aber die Deformation auch durch Drehung der Partikelchen (Rotationsstrain) erreicht oder ändern sich die Stressrichtungen, so wird das in einem jeden Momente vorhandene Strainellipsoid die Summe aller vorher schon eingewirkten Spannungen enthalten. Es findet dann ein Kompromiss zwischen dem vorher geformten und nun rotierten Strainellipsoid und dem direkt durch den jetzigen Stress bedingten Ellipsoid statt. Zur Kenntnis der mechanischen Verhältnisse eines Gesteines ist es also von grosser Bedeutung, die Lage und Grösse des Strainellipsoides zu kennen. Denn dadurch ist der Zwangszustand, der im isotropen Medium herrschen würde, bekannt. Schon vorhandene Mineralien haben die Tendenz, sich in ihrer Form diesen Spannungsverhältnissen anzupassen, neu sich bildende Mineralien sind in ihrer Entwicklung davon abhängig. Selbstverständlich erleidet im anisotropen Medium, gemäss den Elastizitätsverhältnissen doppelbrechender Kristalle, der Strainzustand eine Änderung; mit diesen speziellen Erscheinungen befassen wir uns aber in dieser, nur das Wesen des Phänomens behandelnden, Abhandlung nicht.

Das Strainellipsoid hat aber noch eine weitere Bedeutung. Denn ebenso, wie es durch die Stressverhältnisse bedingt ist, ist im geotektonischen Verbands auch die Lage des Gesteins vom Stress abhängig. Bei sehr grossen Stressdifferenzen, die Bewegungen ganzer Gesteinskomplexe ermöglichen, ist es somit auch für die schliessliche Lage des Gesteins mitbestimmend. In vielen einfachen tektonischen Störungen werden so Schichtlage und Lage des Strainellipsoides einander parallel oder nahezu parallel.

Ebenso wichtig, für die Deutung des mechanischen Zustandes eines Gesteins, wie das Strainellipsoid, sind aber auch die Flächen maximalen tangentialen Stresses und Strains.

In allen Fällen, wo der auf ganz beliebig gerichtete Flächen wirkende normale Stress je nach der Lage der Fläche verschiedene Intensität hat, treten Flächen grössten tangentialen Stresses auf; andererseits bilden sich, wenn die Deformationen eines Körpers nicht in allen Richtungen die gleichen sind, stets Ebenen tangentialen maximalen Strains (Gleitflächen, Scherflächen). In den Scherflächen ist definitionsgemäss die tangentiale Verschiebbarkeit ein Maximum. Daher werden Zerreibungen, Klüfte, rein mechanisch bedingte Clivageerscheinungen parallel zu diesen Flächen stattfinden.

Wir müssen daher versuchen, ob wir die Lage des Strainellipsoides und der Scherflächen für die Gesteine des geotektonischen Bezirkes der sedimentären Zone von *Tavetsch-Nadèls* angeben können. Nehmen wir an, der horizontale Schub von Süden nach Norden, dem als resistente Masse das Gastern- und Aarmassiv entgegensteht (siehe auch Lit. 20, besonders pag. 95), treffe auf eine unter 60° nach Süden einfallende Schicht auf. (Siehe Fig. 56.)

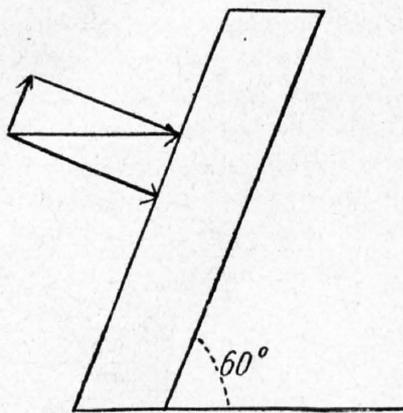


Fig. 56.

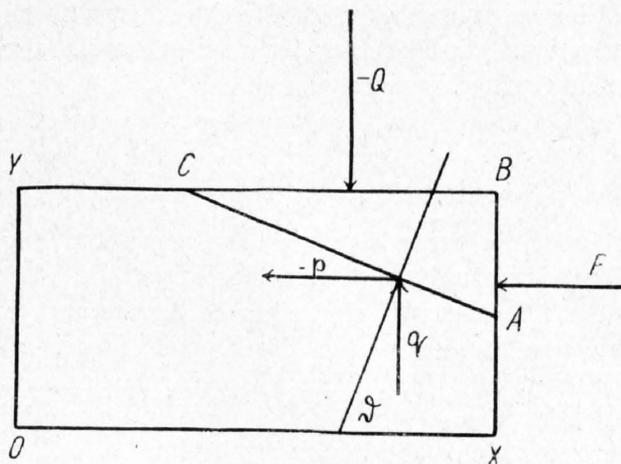


Fig. 57.

Er lässt sich beim Auftreten auf die Schichtfläche zerlegen in drei senkrecht zueinander stehende Stress, zwei in der Schichtebene, einer senkrecht darauf. Das Parallelogramm der Kräfte zeigt uns, dass die grösste Komponente in der Richtung senkrecht zur Fläche geht, die kleinste parallel in die Fläche. Die Stressdifferenz zwischen Schichtfläche und senkrecht dazu ist sehr gross, besonders weil die Kräfte in der Schichtfläche in negativem Sinne, als Zug, wirken. Die Schwerkraft, das heisst das Gewicht der hangenden Schichten, macht sich wie folgt bemerkbar. Der Druck senkrecht zur Schichtfläche wird etwas verstärkt, der Zug aber sehr stark verkleinert. In grossen Tiefen wird somit die Ausweigungstendenz in der Nord-Südrichtung geringer sein, und die Stressdifferenz nimmt nach innen ab (siehe auch Lit. 45). Zum gleichen Resultate gelangen wir, wenn wir statt des horizontalen Schubes einen schwach von oben wirkenden einseitigen Druck annehmen (z. B. unter dem Winkel von 30° von Süden nach Norden). Die Flächen maximalen tangentialen Stresses und maximalen gleitenden Strains sind durch die Stressbedingungen wie folgt bedingt (Lit. 36, pag. 36). (Siehe Fig. 57.)

OBXY sei ein Körper herausgeschnitten aus der Schicht nach ihrer Deformation. — Q und P halten dann den Kräften $-p$ und $+q$ das Gleichgewicht (Wäre die Deformation noch nicht beendigt, würde dieser Gleichgewichtszustand noch nicht erreicht sein). AC sei die Spur einer Ebene, die auf der XY-Ebene senkrecht steht. Die Totalkraft auf AC in Richtung OX ist $-p \cdot (AC)$. Die Totalkraft auf BC in Richtung OX ist $P \cdot (BC)$. Ebenso ist $q \cdot (AC) = -Q \cdot (AB)$. Ist δ der Winkel, den die Normale auf AC mit OX bildet, so können wir schreiben:

$$\begin{aligned} -p \cdot (AC) &= +P \cdot (AC) \cdot \cos \delta \\ -q \cdot (AC) &= +Q \cdot (AC) \cdot \sin \delta \end{aligned}$$

oder

$$\begin{aligned} -p &= P \cdot \cos \delta \\ -q &= Q \cdot \sin \delta. \end{aligned}$$

Bleibt die Lage der Fläche [AC] dieselbe, so kann man die Kräfte p und q auch auffassen als Komponenten einer Kraft T, die tangential in der Richtung von (AC) wirkt und einer dazu senkrechten Kraft N (Normalkomponente).

$$\begin{aligned} T &= -p \cdot \sin \delta - q \cos \delta = (P + Q) \sin \delta \cos \delta \\ N &= -p \cdot \cos \delta + q \sin \delta = P \cos^2 \delta - Q \sin^2 \delta. \end{aligned}$$

T ist ein Maximum, wenn $\sin \delta \cdot \cos \delta = \text{Max.}$, also wenn $\sin \delta = \cos \delta$. Dann ist $\delta = \pm 45^\circ$.
Dann wird $N = \frac{P - Q}{2}$.

Wäre die Fläche maximalen tangentialen Stresses zugleich Fläche des maximalen tangentialen Strains, so müsste $N = 0$ sein; denn in den Flächen maximalen tangentialen Strains findet nur eine Gleitung tangential statt, die Punkte der Ebene erleiden unter sich scheinbar keine relative Deformation. Die Fläche des maximalen tangentialen Strains ist also gegeben, wenn δ folgenden Bedingungen nachkommt:

$$P \cos^2 \delta = + Q \sin^2 \delta$$

$$\frac{P}{+Q} = \tan^2 \delta$$

Einer der Stress ist dann entgegengesetzt (Zug). (Q als Druck genommen = $-Q$.)

In bezug auf das Strainellipsoid ist die Fläche maximalen tangentialen Strains wie folgt orientiert: Nehmen wir eine einfache Abscherung ohne Rotation an. Eine Kugel wird zu einem dreiachsigen Strainellipsoid. Die Flächen, in denen selbst keine Deformation stattfindet, also die Scherflächen oder Gleitflächen (Flächen maximalen tangentialen Strains), werden auch nach der Deformation Kreise sein. Der Radius der ursprünglichen Kugel sei gleich der Einheit · die Länge der grössten Achse der Haupt-Strainellipse = a .

Eine mathematische Behandlung der Frage nach der Lage der Kreisschnitte des Scherellipsoides zeigt nun, dass diese mit der grössten Achse einen Winkel einschliessen, dessen tangens = $\frac{1}{a}$ ist. Die Normalen auf diese Kreisebenen (welche Ebenen, wie wir oben sahen, zugleich Ebenen maximalen tangentialen Strains sind) schliessen infolgedessen mit der OX-Achse (zugleich grösste Ellipsenachse) einen Winkel δ ein, dessen tangens = a ist.

Somit können wir schreiben:

$$\tan^2 \delta = a^2 = \frac{P}{+Q}$$

oder $\tan (90 - \beta)^2 = a^2 = \frac{P}{+Q}$, wobei β der Winkel der Gleitflächen ist, in bezug auf die Hauptachse des Strainellipsoides.

Es wird des Quadrates über der Tangente wegen zwei solcher Flächen geben müssen, die anfänglich senkrecht aufeinanderstehen. Allein die Lage der Flächen wird, wie folgt, modifiziert: Wenn auch die Kreisebenen des Strainellipsoides nach der Deformation gleiche Dimensionen haben wie vorher, so haben sie doch während des Strains Veränderungen erlitten. Nur bei einfacher Gleitung ist dies nicht der Fall. Im allgemeinen sind die Partikelchen, die die Kreisebenen nach dem Strain bilden, nicht die gleichen, wie die, welche in den entsprechenden Flächen vor den Veränderungen lagen. Das heisst also (wir folgen immer *G. F. Becker*), dass die Ebenen maximalen tangentialen Strains von Beginn bis Ende der Deformation sich um einen kleinen Winkel drehen.

Anfänglich stehen die Ebenen maximalen tangentialen Strains in $\pm 45^\circ$ zu der grösseren Achse der Ellipse, weil a noch 1 ist. Ist γ_0 der Winkel, den die grosse Achse ursprünglich mit der Koordinatenachse OX einschliesst, so ist $\sphericalangle \beta = \gamma_0 \pm 45^\circ$ bei Strainbeginn. Nach der Beendigung des Strains macht die grosse Achse der Ellipse einen Winkel γ mit OX; der Winkel, den dann die „unzerstörten“ Platten mit der Achse bilden, sei ω . Eine analytische Überlegung zeigt nun, dass die Ebenen maximalen tangentialen Strains schwanken von γ_0 bis $\mu \pm (90 - \omega)$, wo μ = dem Winkel, den die kleine Achse der Strainellipse vor der Deformation mit OX bildete. Die eine Gleitfläche drehte sich somit um den Betrag

$$\gamma_0 + 45^\circ - [\mu + 90 - \omega] = \omega - 45^\circ + \frac{\gamma - \mu}{2}$$

die andere um

$$-(\gamma_0 - 45^\circ) + [\mu - 90 + \omega] = \omega - 45^\circ - \frac{\gamma - \mu}{2}$$

Die beiden Ebenen maximalen tangentialen Strains sind also in dieser Beziehung nicht gleichwertig.

Gehen wir von der Betrachtung im zwei-dimensionalen Raum über zur Betrachtung in drei Dimensionen, so dass die Scherung noch berücksichtigt wird, welche die dritte Strainellipsenachse zum Wert β macht, so hat das auf die betrachtete XY-Ebene bloss den Einfluss, dass alle Linien parallel zur Scherachse im Verhältnis β reduziert werden. Der Winkel ω wird dann zu W so verändert, dass $\tan W = \beta^{-1} \tan \omega$.

Nach dieser, zum Verständnis der weiteren Überlegungen notwendigen mehr allgemeinen Betrachtung, fassen wir nun unser spezielles Problem ins Auge.

Wenn geneigter Druck auf ein Gestein wirkt, das eine mehr oder weniger starre Unterlage besitzt, so kann das Kräftediagramm, resultierend aus den Komponenten des Druckes und der Widerstandskraft, nur durch Strain im Gestein selbst ausgeglichen werden. Dieser Strain wird dann zum Teil als Scherungskraft wirken. Dabei ist der Winkel der Rotation der Gleitflächen ein ziemlich grosser, und zwar werden die einen Gleitflächen viel schneller sich bewegen als die andern.

Um uns über die Zahlenwerte der verschiedenen Grössen ein Bild zu machen, müssen wir eine Voraussetzung über das Verhältnis von Längsdilatation zur Querkontraktion machen. Wird nach *S. Poisson* ein Stab der Länge nach gedehnt (Koeffizient α) so tritt immer auch eine Querkontraktion auf (Koeffizient β), so dass $\frac{\beta}{\alpha} < \frac{1}{2}$ ist. Nehmen wir mit *S. D. Poisson* und *L. Navier* an, was in Wirklichkeit nur in beschränktem Masse zutrifft, dass $\frac{\beta}{\alpha} = \frac{1}{4}$ sei, so sind wir in der Lage, alle uns interessierenden Grössen, die den Strainzustand des dem geneigten Druck ausgesetzten, homogen und isotrop gedachten Gesteins bestimmen, auszurechnen.

Wiederum ist es *G. F. Becker* (lit. 36, pag. 63), der diese Beziehungen aufgestellt und für verschiedene Beispiele berechnet hat.

Es seien

OX, OY, OZ die Koordinatenachsen,

$\gamma_0 = \sphericalangle$, den die grosse Ellipsoidachse vor dem Strain mit OX einschloss,

$\gamma_0 \pm 45_0$ also = \sphericalangle der jetzigen Ebenen maximalen tangentialen Strains vor der Deformation mit OX.

$\gamma = \sphericalangle$, den die grosse Ellipsoidachse nach der Deformation mit OX bildet,

$\omega = \sphericalangle$ der Gleitflächen nach der Deformation mit OX, ohne Berücksichtigung von β .

$W = \sphericalangle$ der Gleitflächen nach der Deformation mit OX, unter Berücksichtigung von β .

ε_1 und ε_2 = Drehwinkel der Gleitflächen während der Deformation.

Unter der Annahme, dass ein Druck unter dem Winkel von 30° auf eine Gesteinsplatte, die auf einer starren Unterlage ruht, wirksam ist, erhält *G. F. Becker* folgende Darstellung:

$$\gamma_0 = -36^\circ 58'$$

$$\gamma_0 + 45^\circ = +8^\circ 02'$$

$$\gamma_0 - 45_0 = -81^\circ 58'$$

$$\gamma = -22^\circ 37'$$

$$W = 28^\circ 42'$$

$$\omega = 31^\circ 20'$$

$$\varepsilon_1 = 0^\circ 41'$$

$$\varepsilon_2 = 28^\circ$$

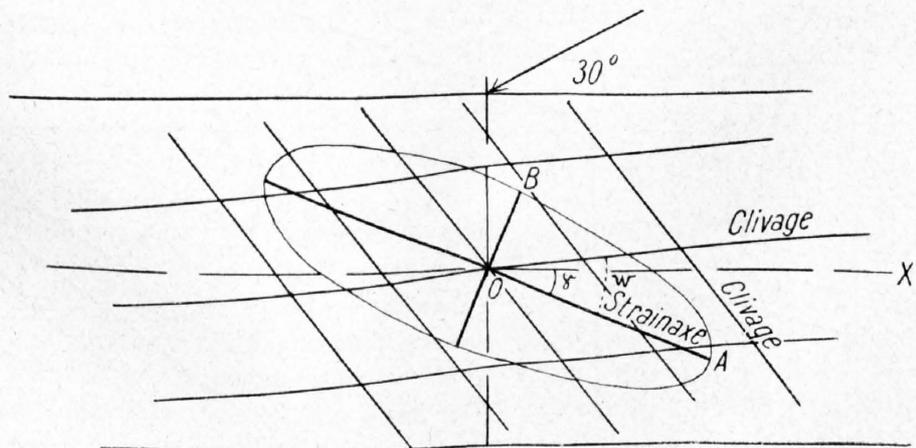


Fig. 58.

Grösste Strainachse = 1.56 = OA. Mittlere Strainachse = 1.06 = OC.
Kleinste Strainachse = 0.52 = OB.

Man sieht, dass die flachliegenden Ebenen tangentialen maximalen Strains seit Beginn der Deformation ihre Lage nur um $41'$ verändert haben. Anders die steilliegenden Ebenen maximalen tangentialen Strains. Sie änderten im Verlauf der Deformation ihre Lage um volle 28° .

Dieses verschiedene Verhalten ist selbstverständlich von grossem Einflüsse. Beide Ebenen werden nur dann zur Ausbildung kommen, wenn das Gestein spröde ist und die neuen Bedingungen so langsam sich einstellen, dass die Viskosität keine Rolle spielt. Wird der Strainzustand rasch erreicht, so vermögen sich in der Richtung der stetig ihre Lage wechselnden Ebenen tangentialen maximalen Strains (ϵ_2) keine ausgezeichneten Eigenschaften entwickeln, es tritt dann nur die andere Gleitfläche hervor. Verhält sich das Gestein mehr plastisch oder ist der Strain so beschaffen, dass er die Schichten lange zwischen Elastizitätsgrenze und Bruchfestigkeit hält, so entstehen längs diesen stabilen Gleitflächen mehr plastische Deformationen oder Clivageebenen. In der Richtung des rasch rotierenden tangentialen maximalen Strains treten eher Klüfte auf. Wir werden uns also wesentlich mit den Gleitflächen ϵ_1 zu beschäftigen haben.

Wie wir schon bemerkt haben, spielte in der Zone von *Tavetsch-Nadels* besonders das Aarmassiv im weiteren Sinne die Rolle des starren Widerlagers. Nehmen wir zur Fixierung eines Stadiums an, der Stress habe die Schichten bereits senkrecht emporgerichtet. Der horizontale Schub von Süden, verbunden mit dem Gewicht der hangenden Schichten, wirke als einseitiger Druck unter dem Winkel von 30° . In den tieferen Teilen der Zone wirkt die entgegenstimmende Kraft des Aarmassivs mehr von der Seite, in den oberen Teilen mehr schräg von unten. Ziehen wir die beiden Extreme, seitliches und unteres Widerlager, in Betracht, dann wird das effektive Verhalten in jedem Falle sich als eine Kombination beider ergeben. Die nachfolgenden Zeichnungen stellen die Lage der Strainachsen und der stabilen Gleitflächen dar.

Für Figur 59 ist $W = 28^\circ 42'$.

$$W - \gamma = 6^\circ 05'$$

$$\gamma = -22^\circ 37'$$

Für Figur 60 ist $W = 32^\circ 04'$.

$$W - \gamma = 15^\circ 32'$$

$$\gamma = -16^\circ 32'$$

Eine Kombination beider extremen Fälle stelle zum Beispiel Figur 61 dar.

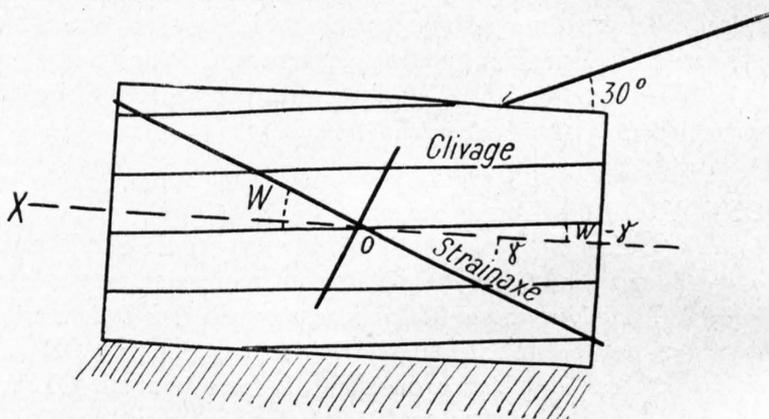


Fig. 59.

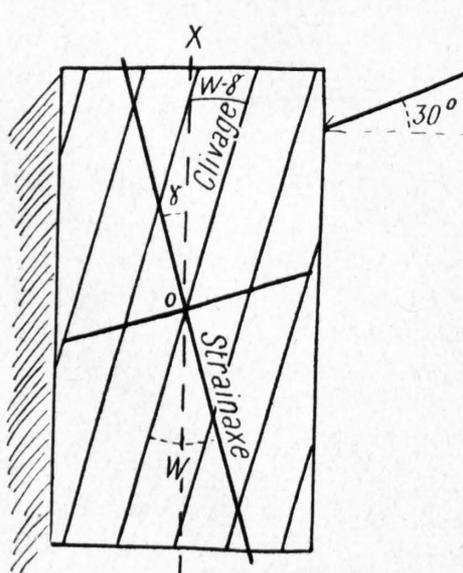


Fig. 60.

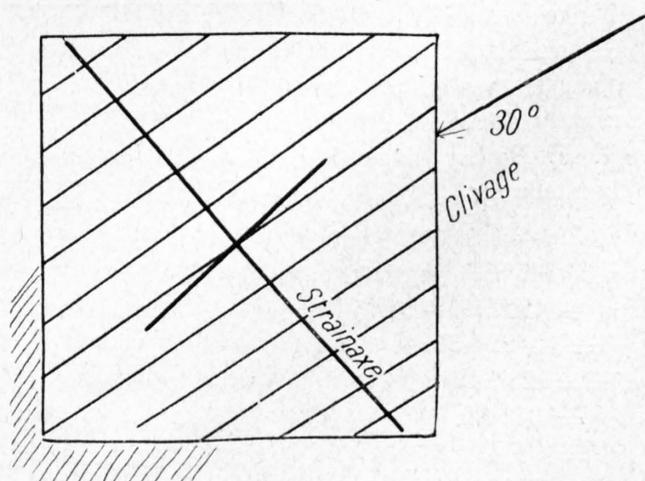


Fig. 61.

Bedenken wir, dass bei so einfachen tektonischen Verhältnissen und bei der leichten Beweglichkeit der zum grössten Teil tonigen Sedimente, die Schichten und Strainellipsoide sich parallel stellen wollen, so gibt uns die Lage der grössten Strainachse auch ungefähr die Lage, d. h. das Fallen, der Schichten an. Dieser Parallelismus zwischen Strainellipsoid und Schichtlage ist auch aus anderen Gründen leicht ersichtlich. Im unteren Teil der Zone, wo die entgegenstimmende Kraft sich besonders von der Seite bemerkbar macht, werden die Schichten gepresst und aufgerichtet. Je mehr der Widerstand seitlich verschwindet und von unten wirkt, desto grösser ist die Möglichkeit des Ausweichens nach Norden. Zudem gelten unsere Ableitungen ja für homogene, isotrope Körper.

Durch die Heterogenität, das heisst durch die Anwesenheit verschieden harter Teilchen, werden die Kräfte mehrfach zerlegt und abgelenkt. Einerseits wird die Lage des Strainellipsoides durch die feine Schichtung (entsprechend einer normierten Verteilung von harten und weniger harten Teilchen) beeinflusst, andererseits wird die Schichtlage, soweit sie sich verändern kann, durch die Richtung des Strainellipsoides bestimmt. Im speziellen Falle übertragen ganz starre Partikelchen die Stressrichtungen senkrecht zu ihren Begrenzungen. Dadurch werden neu entstehende Mineralien noch mehr in die Richtung der schon vorhandenen gebracht.

Wir erhalten also, unter blosser Berücksichtigung der allgemeinen geologischen Verhältnisse und der mechanischen Zustände, die in gepressten Körpern herrschen, ungefähr folgendes Bild von der Lage der Strainellipsoide, der Schichten und der stabilen Flächen maximalen tangentialen Strains in der sedimentären Zone *Tavetsch-Nadèls* (siehe Fig. 62). In quantitativer Hinsicht ist natürlich keine Übereinstimmung zu erwarten, da wir immer ideale Verhältnisse betrachtet haben (die Abweichungen scheinen zwar nicht bedeutend zu sein).

Von rein theoretischen Gesichtspunkten aus kommen wir somit zu folgendem Schluss:

Hat auf die Gesteine der Chloritoidschieferserie ein horizontaler Schub von Süden nach Norden eingewirkt, so müssen sich im Gestein zwei besonders wichtige Richtungen wieder erkennen lassen. 1. In steiler, nach oben flacher werdender Südstellung liegen die grössten Strainachsen; das durch die Schichtung bestimmte Pseudoclivage, soweit es mit den Ebenen der grössten und mittleren Strainachsen übereinstimmt, zeigt also ebenfalls verschieden starken Südfall.

2. Nach Norden fallend, und zwar in den tiefsten Aufschlüssen steiler als in den oberen Partien, liegen die Ebenen grössten tangentialen Strains (ϵ_1), nach denen Clivagebildung zu erwarten ist.

3. In einer dritten Richtung, die während der Deformation ihre Lage stetig veränderte und schliesslich einen Winkel von 60—70° mit den stabilen Gleitflächen bildete, treten eventuell Klüfte auf.

Die petrographische und geologische Untersuchung, insbesondere der Chloritoidschiefer, führte zu einer im Prinzip vollständigen Bestätigung dieser theoretischen Folgerungen. Im einzelnen treten natürlich lokale Komplikationen auf, die aber unter Einsetzung der betreffenden Faktoren auch leicht vorausgesagt werden können.

Die Lage der Schichten innerhalb der Sedimentärzone entspricht der Zugehörigkeit zum Nordteil des Fächermassives. Die Ebenen maximalen tangentialen Strains erkennt man leicht wieder in den in der Physiographie beschriebenen Sericitschleppungen. Es ist ja gerade das Charakteristikum der Mittelschenkel, dass sie grösstem Zuge, grösster Gleitung ausgesetzt sind.

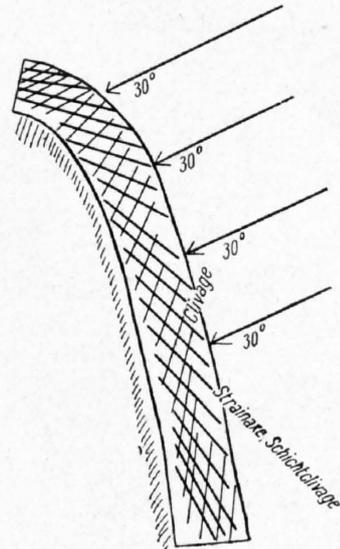


Fig. 62.

Der Winkel, den sie mit der Schichtung bilden, ist im allgemeinen grösser, als den Ableitungen für isotrop-homogene Körper entspricht. Das hat seinen Grund zum Teil darin, dass eben zwischen Schichtlage und Lage der Strainellipsoide ein Kompromiss stattgefunden hat.

Diese Sericitschleppungen können Anlass geben zu einem sekundären Clivage. So kann Streichen und Fallen dieser Ebenen maximalen tangentialen Strains in der Natur selbst bestimmt werden. (Siehe auch Photographie Nr. 10.)

Fig. 63 zeigt ein Spaltungsstück eines Chloritoidschiefers von der *Garvera*. ABCD ist die Schichtfläche. Die Schichten fallen mit 30° nach SO und streichen S 20° W — NO. Zwei Clivageflächen lassen sich erkennen. Sie bilden mit der Schichtfläche einen Winkel von 60° , beziehungsweise 80° , und gegeneinander einen Winkel von ca. 110° . Sie fallen also nach Norden, beziehungsweise NNO und NW. Diese beiden Gleitflächen stehen nicht im Verhältnis von ε_1 und ε_2 zueinander. Beides sind stabile Ebenen maximalen tangentialen Strains.

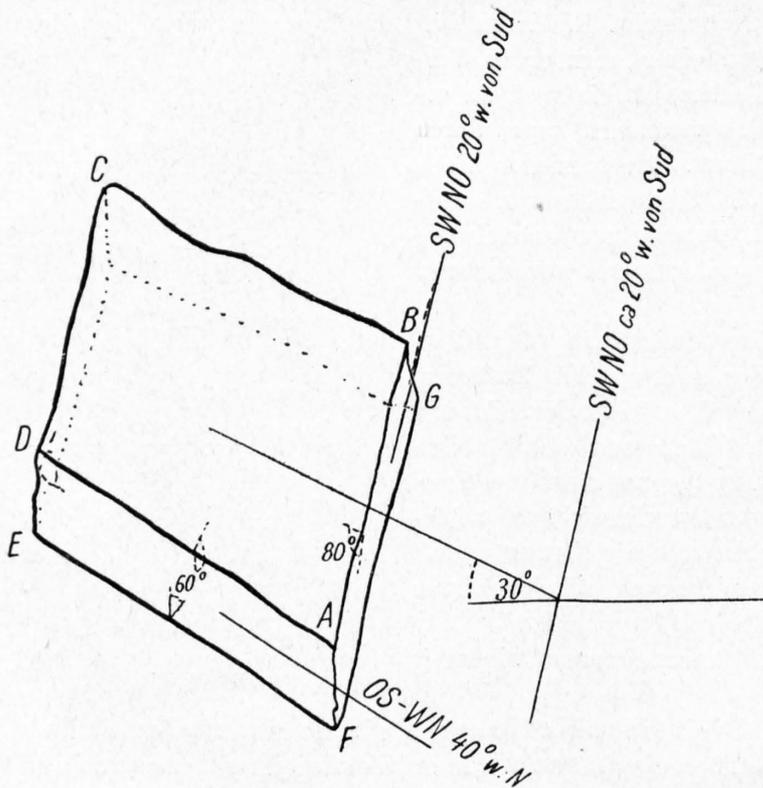


Fig. 63.

Die Ausbildung zweier verschieden gerichteter Ebenen beruht auf der Einwirkung zweier verschieden gerichteter Stress. Das macht sich ja auch in der abnormen Streichrichtung der Schichten bemerkbar. Wir nähern uns an der *Garvera* schon dem Ostende des Gotthardmassives. Da aber, wo das Gotthardmassiv in die Tiefe sinkt, entwickeln sich eine Reihe von Überschiebungen in Richtung von Süden nach Norden, weil sie nun in den Massivgesteinen keinen Widerstand mehr finden. Es entstehen also östlich der *Garvera* starke, nach Norden gerichtete Bewegungen (überschobener Streifengneis, Bündnerschiefer etc.), die dadurch auf die zentraleren Teile des Gotthardmassives eine scherende Kraft ausüben. Ausser dem allgemeinen mehr von Süden nach Norden gerichteten Schub tritt ein zweiter Stress in Richtung SO-NW auf. Und es stützt nun unsere Anschauungen über den mechanischen Zustand der Gesteine in grossem Masse, wenn wir sehen, dass entsprechend diesen Verhältnissen zwei stabile Gleitflächen auftreten. Die fast direkt N fallende Clivageebene entspricht dem Hauptschub, die NW fallende Ebene der sekundären Scherungskraft.

Bei *Curaglia* stehen Schichtfläche und Gleitfläche beide steil, die Schichtebene streicht W 20° S-ON, die Clivageebene W 20° N-OS. Solche Differenzen in der Streichrichtung sind durch die lokalen Verhältnisse natürlich stets zu erwarten.

Der Umstand, dass der maximale tangentiale Strain sich in der einen Richtung als clivagebildend erweist, weder in der einen noch in der anderen Richtung aber erhebliche Klüfte schafft¹⁾, ist wichtig zur Beurteilung der Dauer der Stresseinwirkung. Es scheint, dass der Stress ziemlich rasch einen hohen Betrag erreicht hat und dann längere Zeit ungefähr diesen Wert beibehält.

¹⁾ Einige Schichten zeigen allerdings starke Durchsetzung mit Quarzadern. Zum Teil scheinen diese aber eher beim Ausklingen der orogenitischen Bewegungen entstanden zu sein.

Diese Anschauung steht sowohl mit den geologischen Tatsachen in Übereinstimmung, wie auch mit den chemisch-petrographischen Beobachtungen (siehe besonders pag. 59).

Wir werden im III. Kapitel noch öfters auf die Strain- und Stressbedingungen zu sprechen kommen. Vorläufig stellen wir fest, dass die Gesteine diejenigen Eigenschaften zeigen, die ihnen zukommen müssen, wenn ein einseitiger Druck sie gegen ein relativ starres Widerlager presste.

B. Thermodynamische Bedingungen.

Vor noch nicht sehr langer Zeit hätte man geglaubt, nach Kenntnis der mechanischen Stress- und Strainbedingungen, die ein Gestein erlitten hat, die ganze Metamorphose zu verstehen. Es ist das grosse Verdienst von *U. Grubenmann*, *F. Becke* und *Ch. R. van Hise*, die chemische Seite der Metamorphose in ihrer ganzen Bedeutung erfasst zu haben.

Durch äussere Kräfte, Schub und Schwerkraft, die dislozierend auf ein Gestein wirken, wird durch Reibung Wärme erzeugt. Ebenfalls Wärme liefert ein relatives Einsinken in grössere Erdtiefe. So wird sich bei Metamorphosen, die als Begleiterscheinungen orogenetischer Bewegungen auftreten, die zugeführte Energie zusammensetzen aus zugeführter Wärme $\delta\omega$ und Arbeit. Die Gesamtzunahme der Energie des Systems, auf das die Dislokation wirkt, sei δE .

$$\delta E = \delta A + \delta\omega$$

Diese gesamte Zunahme der Energie macht sich bemerkbar als lebendige Kraft äusserlich sichtbarer Bewegungen (Deformationen) und als Zunahme der inneren Energie. Die innere Energie eines Systemes findet nun aber nicht nur ihren Ausdruck in den mechanischen Spannungen, sondern sie bedingt auch das chemische Verhalten. Durch Zufuhr von Arbeit geht das System niederer Energie in ein System von höherem Energieinhalt über. Das drückt sich im heterogenen System ganz allgemein durch chemischen Umsatz aus. Mit anderen Worten:

Stressbedingungen und Temperaturänderungen bedingen die Vermehrung der einen Phase auf Kosten der andern; sie provozieren chemische Vorgänge. Die wichtigsten Vorgänge sind dabei Lösung, chemische Reaktion, Kristallisation. Uns interessiert an dieser Stelle, wo wir nur das Prinzipielle untersuchen, vor allem die chemische Reaktion. Denn was wir beobachten, ist, dass an Stelle der ursprünglichen Mineralien andere getreten sind.

Das Mass für die chemische Reaktion ist die Gleichgewichtskonstante K . Sie ist bei gegebener Temperatur konstant, das heisst unabhängig von dem Massenverhältnis der reagierenden Stoffe.

Die Gleichung der Reaktionsisotherme lautet:

$$K = \frac{c_1'^{n_1'} \cdot c_2'^{n_2'} \cdot c_3'^{n_3'} \dots}{c_1^{n_1} \cdot c_2^{n_2} \cdot c_3^{n_3}} \quad (1)$$

wo c_1' , c_2' . . . die Konzentration der Reaktionsprodukte im Gleichgewichtszustande, und c_1 , c_2 , c_3 die Konzentration der reagierenden Stoffe im Gleichgewichtszustande sind. n_1' , n_2 . . . n_1 , n_2 geben die Zahlen der einzelnen Moleküle an, wie sie in der Gleichung auftreten. Vorausgesetzt ist dabei, dass die Reaktion sich in einem homogenen System abspielt, also zum Beispiel in einer Lösung.

Die maximale Arbeit A während eines chemischen Prozesses ist, wenn C_1' , C_2' , C_3' . . . C_1 , C_2 , C_3 die Anfangskonzentrationen sind, nach folgender Gleichung bestimmt:

$$A = RT \ln \frac{C_1^{n_1} \cdot C_2^{n_2} \dots}{C_1'^{n_1} \cdot C_2'^{n_2'} \dots} + RT \ln K \quad (2)$$

Die Änderung des Gleichgewichtskoeffizienten K mit der Temperatur ist durch die Gleichung der Reaktionsisochore gegeben:

$$\frac{d \ln K}{dT} = \frac{-U}{RT^2} \quad (3)$$

U = Wärmetönung der Reaktion.

Daraus folgt der wichtige Satz (siehe Lit. 75, pag. 663 und 664, sowie Lit. 45, pag. 50): „Erwärmen wir ein chemisches System bei konstantem Volumen, so findet eine Verschiebung des Gleichgewichtes nach der Seite hin statt, nach welcher die Reaktion unter Wärmeabsorption verläuft“.

Ebenso folgt aus

$$\frac{d \ln K}{dp} = \frac{-V_0}{RT} \quad (4)$$

V_0 = Volumänderung während der Reaktion
 der Satz: „Komprimieren wir ein chemisches System bei konstant erhaltener Temperatur, so findet eine Verschiebung des Gleichgewichtes nach derjenigen Seite hin statt, nach welcher die Reaktion mit Volumenverminderung verknüpft ist“.

Wir wollen nun sofort unseren speziellen Fall ins Auge fassen: Auf ein Gemisch von festen Körpern in festem Verband (angewandter Fall = Gestein) wirke der einseitige Druck P . Zugleich tritt eine Temperaturerhöhung ein, teilweise direkt durch die mechanische Arbeit bedingt, teilweise aus anderer Quelle stammend. Die gesamte zugeführte Wärme sei Q . Sie erzeugt die Temperatur T , die während dem Umwandlungsprozess als konstant angesehen wird. Die Wärmetönung sei im Verhältnis zu Q und der Masse nicht umgesetzter Mineralien (z. B. Quarz) gering.

Es finde eine Reaktion statt, deren Affinität (maximale Arbeit bei konstantem Volumen) = A_F sei. Es entstehen dabei andere feste Körper und Gase (z. B. CO_2 und ev. Wasserdampf).

Wir betrachten einen Anfangszustand, bei dem schon die neuen Stoffe, wenn auch in minimalen Mengen, als vorhanden angenommen sind. Dann ist der Arbeitsumsatz reguliert durch dE_{PT} = mechanisch geleistete Arbeit + zugeführte Wärmemenge — der durch die Reaktion geleisteten Arbeit. Da die maximale Arbeit vom Wege unabhängig ist, denken wir uns dabei, dass vorerst einmal der Zustand PT erreicht wird, und erst nachher der Umsatz stattfindet. Die durch die Reaktion geleistete Arbeit ist natürlich für sich als Ganzes mit negativem Vorzeichen behaftet, da wir ja die Reaktion in der Richtung betrachten, in der sie Arbeit braucht.

$$dE = A_{(mech.)} + dQ \cdot J - [A_F(X, Y, Z, p, T) - pdV_{gas} - f(X, Y, Z, V_0)] \quad (5)$$

wobei die einzelnen Glieder folgende Bedeutung haben:

$A_{(mech.)}$ ist die mechanisch verbrauchte Energie, die Risse, Clivage etc. erzeugte, sowie die innere Spannungsenergie. Alles in allem ist das derjenige Teil der zugeführten Arbeit, den wir im ersten Abschnitt dieses Kapitels besprochen haben.

J ist das mechanische Wärmeäquivalent.

Der einseitige Druck P lässt sich zerlegen in die drei senkrechten Stresse X, Y, Z . Die Gasphase könne ausweichen; bei einseitigem Druck auf Gesteine in nicht zu grosser Tiefe wird das immer der Fall sein. Diesen Umstand wollen wir gleichbedeutend setzen mit der Annahme, dass die Gasphase nur unter einem kleineren Drucke, nämlich p , stehe.

Wir können A_F für feste Körper berechnen unter der Voraussetzung, dass die festen Körper einen, wenn auch kleinen, Dampfdruck (oder eine Lösungstension in irgendeinem Lösungsmittel) haben, der zu einer gewissen Konzentration im Gasraum (resp. Lösungsmittel) führe. Es mag vielleicht befremdend scheinen, dass wir nur ein System von festen Körpern und Gasen betrachten, nicht Lösungen. Ja, es ist sogar sehr lange üblich gewesen, chemische Reaktionen ohne flüssige Lösungsmittel überhaupt abzustreiten. Nach den schönen Untersuchungen von *W. Spring* (Lit. 85) und *G. Tammann* (Lit. 86) wissen wir aber, dass feste Körper auch unter sich reagieren können. Allerdings können wir uns über den Mechanismus und die Gültigkeit des Massenwirkungsgesetzes bei solchen Umsetzungen noch kein richtiges Bild machen. Wir setzen daher voraus, dass es möglich sei, bei den gleichen äusseren Bedingungen die maximale Arbeit der Reaktion in irgendeinem Lösungsmittel, oder im Dampfraum, zu berechnen.

Das wesentliche Moment in der Gesteinsumwandlung ist die Verwandlung von Mineralien in andere. (Dass wir im speziellen Beispiel noch die Gasphase betrachten, geschieht nur, weil wir ursprüngliche Mineralien, wie Karbonate, haben, die zu Fest (Silikat) + Gas (CO_2) sich umwandeln.)

Nehmen wir ein flüssiges Lösungsmittel, wie Wasser, an, das selbst an der Reaktion teilnimmt, so tritt es mit seiner aktiven Masse, die proportional der Konzentration des von ihm entsandten Dampfes ist, in Rechnung. Irgendeine andere prinzipielle Änderung findet nicht statt.

Wir berechnen auch nicht die Konzentration der festen Körper in die Konstante hinein; es bleibt K einfach die Gleichgewichtskonstante für die Reaktion im Gasraum (oder in einem beliebigen Lösungsmittel) unter dem Drucke p und der Temperatur T .

Dieses K ist nun immerhin etwas verschieden von der Konstanten K_1 , die für die gleiche Reaktion gelten würde, wenn auch auf die festen Phasen bloss der hydrostatische Druck p wirken würde. Denn unter der Einwirkung der Stresskomponenten X, Y, Z sind die festen Körper aktiver, haben also grössere Dampf- oder Lösungstension. Schon *C. Hambuechen* (Lit. 69) zeigte, dass Körper irgendwelcher Art, die einem Strain unterworfen werden, reaktionsfähiger sind als in gewöhnlichem Zustand. Besonders die Stellen stärkster Spannung zeigen eine grössere Löslichkeit¹⁾.

A_F ist also verstanden unter $[X, Y, Z]_{\text{fest}} p_{\text{Gas}}$ und T , was wir schreiben $A_{F(X, Y, Z, p, T)}$.

$$\text{Es ist } A_{F(X, Y, Z, p, T)} = \left(\ln K_{(X, Y, Z, p, T)} + \ln \frac{C_1'^{n_1} \cdot C_2'^{n_2} \cdot \dots}{C_1^{n_1} \cdot C_2^{n_2}} \right) RT.$$

A_F ist in unserm Falle eine negative Grösse, der Betrag kommt also $+$ in Rechnung. Es braucht zur Reaktion äussere Arbeit.

Das ganze Glied in der eckigen Klammer von Gleichung 5 bedeutet die durch die Reaktion geleistete Arbeit, wenn das Volumen nicht konstant bleibt. Die Affinität A_F bedeutet ja nur die maximale Arbeit für konstantes Volumen.

dV_{Gas} = Volumenzunahme im Gasraum. Unter Berücksichtigung, dass in unserem Beispiel Gase erst durch die Umwandlung entstehen, ist dV gleich dem Volumen dieser entstehenden Gase unter dem Drucke p .

$p dV$ ist die Arbeit, die die Gase bei ihrer Entstehung leisten müssen. Auch zwischen den festen Körpern finde eine Volumenänderung statt, so dass das Gesamtvolumen der Mineralien am Anfang der Reaktion v_1 am Ende v_2 sei.

$v_2 - v_1 = v_0$. Dabei ist selbstverständlich die elastische Deformation nicht berücksichtigt, da wir annehmen, dass beide Prozesse zeitlich getrennt verlaufen. Erkennen wird man eine solche Volumenänderung daran, dass die Summe der Molekularvolumen der Mineralien auf der einen Seite der Gleichung \leq ist, als die Summe der Molekularvolumen der festen Körper auf der anderen Seite. (Siehe *U. Grubenmann*, Lit. 45, pag. 52.)

Die Arbeit, die durch diese Volumenänderung geleistet wird, ist offenbar, da sie die feste Phase betrifft, eine Funktion der Stresskomponenten und der Volumänderung v_0 .

Die Gleichung $dE = A_{(\text{mech.})} + dJQ - [A_f(X, Y, Z, v_0, p, T) - p dV_{\text{Gas}} - f(X, Y, Z, v_0)]$ beherrscht somit unter der Annahme idealer Verhältnisse die Veränderungen des vorausgesetzten Systems, die durch die Wirkung der Drucke P, p und der Temperatur T stattfinden.

Wir wollen nun untersuchen, inwieweit sich auch auf die Art der Metamorphose der Gesteine der sedimentären Zone von *Tavetsch-Nadèls* Schlüsse ziehen lassen. Diese befanden sich ja unter prinzipiell ähnlichen, in Wirklichkeit aber viel komplizierteren Bedingungen. Die Folgen der mechanischen Einwirkung haben wir schon diskutiert und dabei gefunden, dass unser Bild vom Strainzustand im Gestein mit den petrographischen Beobachtungen übereinstimmt. Aus der Betrachtung der chemischen Arbeit ergibt sich folgendes:

Von allen Gliedern der rechten Seite der Gleichung 5 ist nach den Voraussetzungen die Möglichkeit nur für das letzte Glied vorhanden, schliesslich mit negativem Betrag in Rechnung zu fallen.

¹⁾ Theoretische Ableitungen finden sich bei *J. Thomson*, Trans. R. S. Edinb. 16, 575, Proc. R. Soc. 11, 473 und bei *W. Gibbs*, Thermodynamische Studien, Leipzig 1892, pag. 219 ff.

Die Reaktion betrachten wir ja in der Richtung, in der sie unter Energiezufuhr stattfindet. A_F wird also negativ werden und kommt somit + in Rechnung. V_{Gas} ist positiv, da wir angenommen haben, es entstehen durch die Reaktion erst Gase.

Über v_0 haben wir noch keine Annahme gemacht. Nun herrscht bei allen chemischen Vorgängen das Prinzip von *Le Chatelier*, das aussagt, dass jede Änderung eines der Faktoren des Gleichgewichts eine Umwandlung im System nach derjenigen Richtung hin erzeugt, in der dieser Faktor eine entgegengesetzte Änderung erfährt. Das letzte Glied wird somit, wenn P eine der Hauptursachen der Umwandlung ist, mit negativem Betrag in Rechnung kommen, das geschieht offenbar von vornherein, wenn v_0 negativ wird. Zum gleichen Resultate kommen wir unter Anwendung der Formel 4.

Die Summe der Molekularvolumen der entstehenden festen Stoffe wird also kleiner sein als die Summe der Molekularvolumen der verschwindenden Mineralien. Das ist zugleich seit den Darlegungen von *R. Lepsius*, *F. Becke* und *U. Grubenmann* anerkannt eines der wichtigsten Momente bei der Bildung kristalliner Schiefer.

Unser v_0 , das heisst die Volumenabnahme der festen Stoffe im Verlaufe der Reaktion, besteht nun offenbar aus zwei Teilen. Es verschwindet erstens einmal ein bestimmtes Volumen der ursprünglichen Stoffe und an dessen Stelle tritt zweitens ein etwas kleineres Volumen der neu entstandenen Mineralien. Wirken auf die festen Phasen die Stresskomponenten X, Y und Z, so wird im allgemeinen auch beim isotropen Stoffe das Verschwinden der Edukte nicht nach allen Richtungen mit der gleichen Intensität statthaben. Am besten können wir uns das vorstellen, wenn wir ein Lösungsmittel in Betracht ziehen. Nach *W. Gibbs* (Thermodynamische Studien, pag. 233) ist das thermodynamische Potential eines, von einem Lösungsmittel umgebenen, isotropen Stoffes auf den Flächen, senkrecht zu welchen X wirkt, grösser als wenn der ganze Körper dem Drucke X unterworfen wäre. Ebenso ist das thermodynamische Potential der Flächen senkrecht zu Y grösser, als wenn auf den ganzen Körper Y wirken würde. Nimmt somit noch die Löslichkeit mit dem Drucke zu, so werden senkrecht zum grössten Stress mehr Partikelchen gelöst als senkrecht zum mittleren oder gar zum kleinsten Stress. Es will sich auf diese Weise das Strain-ellipsoid bilden.

Beim Wachstum neuer Mineralien hat offenbar die Kristallisationskraft senkrecht zum grössten Druck einen grösseren Widerstand zu überwinden als senkrecht zum kleinsten Druck. Dem minimalen Arbeitsaufwand entspricht somit eine bestimmte Orientierung der neuen Partikelchen und eine bestimmte Form der Relikte der Edukte.

Dieses Ergebnis ist an und für sich selbstverständlich. Es erklärt aber sofort die sogenannte Kristallisationsschieferung, das flow cleavage der Amerikaner. Unabhängig davon, ob die neuen Komponenten sich aus Lösungen bilden oder durch die Reaktion fest:fest, entspricht die Kristallisationsschieferung einem Minimum aufgewendeter Arbeit. Metastabile Zustände, d. h. Zustände mit einem grösseren als dem zugeordneten minimalen Energieinhalt, werden auch da möglich sein, ein Umstand, der für die Erklärung porphyroblastischer Struktur nicht ohne Bedeutung ist.

Andererseits kann auch das *Rieckesche Prinzip* allein zur Erläuterung der Kristallisations-schieferung herbeigezogen werden. *E. Riecke* (Lit. 82) untersuchte die Erniedrigung der Schmelztemperatur eines Kristalles, wenn er parallel einer seiner Achsen einem Zuge ausgesetzt ist. Der Erniedrigung des Schmelzpunktes geht Erhöhung der Löslichkeit parallel. Das Prinzip von *E. Riecke* ist hauptsächlich von *F. Becke* (Lit. 35) und *U. Grubenmann* (Lit. 45) auf die inhomogenen Gesteine angewandt worden. Mit Recht scheint allerdings *G. Spezia* (Lit. 58) zu bemerken: „Ma in questo caso d'applicazione del principio di Riecke dovrebbe entrare in funzione anche la direzione d'orientamento dei granuli per la grandissima differenza di solubilità“.

Einen interessanten Fall haben *Le Chatelier* (Lit. 67) und *W. Ostwald* (Lit. 79) untersucht. Es ist das die „Pressung“. Pressung ist dann vorhanden, wenn ein Druck auf zwei Phasen eines Körpers wirkt, von denen die eine ausweichen kann; Verhältnisse, wie wir sie in unserem

geotektonischen Bezirk auch annehmen mussten. So wird nach *Nernst* (Lit. 75, pag. 666) bei Betrachtung von fester und gasförmiger Phase $\frac{d II}{II} = -\frac{100}{R T} V_0$

$\frac{d II}{II} =$ prozentische Dampfdruckerhöhung durch äusseren Druck (also pro Atmosphäre).

$V_0 =$ Volumenzunahme, die der feste Stoff durch Verdampfung eines Mols erhält. Da V_0 natürlich immer negativ ist, ist $\frac{d II}{II}$ positiv, das heisst die Dampftension der festen Phase vermehrt sich durch äusseren Druck, wenn die Gasphase ausweichen kann. Daraus folgt ohne weiteres durch Analogie, dass die Pressung einer gesättigten Lösung mit Bodenkörper die Lösungstension, also die Löslichkeit, wächst.

Wir sehen somit, dass das Gesetz von *Le Chatelier-Ostwald*, das Prinzip von *Riecke* sowie der Spannungszustand, dem die festen Körper unterworfen sind, alle denselben Einfluss haben, nämlich die festen Phasen aktiver zu machen. Das haben wir ja auch schon bei der Diskussion von A_F berücksichtigt.

Kehren wir nach diesem Exkurs zu der Gleichung 5 zurück. Wir sahen, dass die Orientierung der neuentstehenden Mineralien einem Minimum von zu leistender Arbeit entspricht, und dass durch diesen Umstand die Kristallisationsschieferung, auch ohne Zuhilfenahme anderer Gesetze, erklärt werden kann.

Eine weitere wichtige Tatsache lässt sich aus der Gleichung ableiten: C_4 sei z. B. die minimale Konzentration der Gasphase am Anfang. C_4 also $= k \frac{II}{p}$; wobei II der Partialdruck des Gases bei Beginn der Betrachtung ist. Der Maximalwert, den II erlangen kann, ist bei grosser Ausweichmöglichkeit $= p$. II_K entspreche c_4 , also dem Partialdruck des Gases im Gleichgewichtszustand. Ist $p < II_K$ kann die Reaktion so lange verlaufen, bis alles mögliche Gas frei ist. Ist $p \geq II_K$ wird ein Gleichgewichtszustand eintreten. So lange $II < p < II_K$ ist, findet Umwandlung im Sinne der Gasentwicklung statt. Je geringer C_4 (also in gewissem Sinne auch die absolute Menge der gasproduzierenden Körper) anfangs ist, um so weitgehender die Umwandlung. Im angewandten Beispiel handelt es sich um Metamorphose eines Mergels mit $MgCO_3$, $FeCO_3$ etc. Die Karbonate werden silifiziert. Aus den Betrachtungen der Gleichung geht somit hervor, dass bei der Dekarbonation P (der einseitige Druck) keine direkte Rolle spielt, sondern, dass der Druck p und der Partialdruck der Kohlensäure den Gang des Prozesses bestimmen. Nur dadurch ist bei grossem Stress und nicht sehr hoher Temperatur eine Dissociation der Karbonate möglich. Ferner ist ersichtlich, dass umsomehr relativ an Karbonaten zerstört wird, je kleiner II ist. II wird aber abhängig sein vom Mengenverhältnis der Karbonate zu den anderen ursprünglichen Mineralien. Diese Folgerungen stehen mit der Erfahrung vollständig im Einklang. Die Karbonatgesteine, Dolomite etc., sind nicht zersetzt, wohl aber die Karbonatbrocken in den Mergelgesteinen.

Die Gleichung 5 erlaubt somit eine Reihe von Erscheinungen vorauszusagen, die auftreten müssen, wenn sie die Vorgänge der Metamorphose beherrscht. Es lassen sich einerseits die gesamten Stress- und Strainbedingungen für ideale Verhältnisse ableiten. Die Diskussion der chemischen Arbeit ergibt andererseits die Abhängigkeit des „Umwandlungsgrades“ vom Partialdruck der entstehenden Gase. Die entstehenden Mineralien werden von grösserem spezifischem Gewicht und kleineren Molekularvolumen sein als die Ausgangsprodukte. Unter minimalem Arbeitsaufwande würden sie sich so entwickeln, dass eine kristallisationsschiefrige Textur entsteht.

Kennen wir ganz allgemein die Ausgangsmaterialien, ferner ihre Umsetzungen bei den verschiedenen Temperaturen und Drucken, so könnten wir auch quantitativ das chemische Gleichgewicht bezeichnen. Nach dem *Nernstschen* Wärmetheorem wäre die maximale Arbeit berechenbar, wenn die Änderungen der spezifischen Wärmen mit der Temperatur für alle Phasen bekannt wäre. Aber gerade in dieser Beziehung findet sich der Petrograph in einer misslichen Lage, da meistens die spezifischen Wärmen über ein ganzes Temperaturintervalle bestimmt wurden. Zudem gehört zu jeder spezifischen Wärmebestimmung eine genaue chemische Analyse des unter-

suchten Minerals. Gleichung 5 beherrscht somit in grossen Zügen den Gang der Metamorphose vollständig; sie stellt das Bezugssystem zwischen geotektonischem Bezirk und Gestein dar und schliesst schon in sich eine Reihe von Möglichkeiten verschiedener Entwicklung.

Im einzelnen nachzuweisen, wie die mineralogisch-petrographischen Erscheinungen durch die Anwendung der theoretischen Chemie in richtige Beleuchtung gestellt werden, ist die Aufgabe des folgenden Kapitels.

III. Kapitel.

Die Metamorphose der Mergel-Tongesteine und die Chloritoidschieferbildung.

Wir untersuchen vorerst die einzelnen Reaktionen, die stattgefunden haben für sich, nachher betrachten wir das ganze System vom Gesichtspunkte der Phasenregel aus.

Einige Bemerkungen über die Berechtigung einer solchen Behandlung des Problems seien vorausgeschickt. Erstens einmal gilt ganz allgemein, dass es für das Schlussresultat der Metamorphose gleichgültig ist, auf welchem Wege das, bei den gegebenen physikalischen Bedingungen unbeständige, System in das beständige übergehe. Zweitens ist es gerade bei den Gesteinen, die ja während der Umwandlung stets in ihrer Hauptmasse aus festen anisotropen Phasen bestehen, a priori gar nicht wahrscheinlich, dass die Stabilisierung nur auf einem Wege stattfindet. Der Umstand, dass wir bei der Bildung der kristallinen Schiefer in jedem Momente in der Hauptsache Gesteine (also neben Lösungen in der Grosszahl feste Körper) betrachten müssen, scheint mir trotz der Betonung durch *U. Grubenmann* und *F. Becke* viel zu wenig beachtet zu werden. Nur so erklären sich merkwürdige Folgerungen über Kristallisationsfolgen und Stresseinwirkungen, die z. B. *L. de Dorlodot* macht.

Metamorphosen, bei denen grössere Partien eines Gesteinkomplexes zu irgendeiner Zeit in toto in fluidem oder zähflüssigem, anisotropen Zustande waren, sind relativ selten.

Daher kann die Umwandlung innerhalb eines Gesteines in getrennten Phasenkomplexen stattfinden, die nicht immer alle vorhandenen Komponenten aktiv enthalten müssen. Ja wie schon *J. H. van't Hoff* bemerkt hat, sind sogar Reaktionen quaternärer Systeme im Quintupel- oder Sextupelpunkt äusserst selten.

Es wird somit eher die Frage berechtigt sein, ob wir die Phasenregel überhaupt auf das ganze Gestein einheitlich anwenden dürfen. (Siehe darüber pag. 150.) Darauf hat zum Teil schon *Goldschmidt*¹⁾ in seinem grossangelegten Werke über Kontaktmetamorphose hingewiesen.

Drittens ist die Rolle eines Lösungsmittels nicht von der Bedeutung, die ihr oft zugeschrieben wird. Bei den verhältnismässig wasserreichen Tonschiefern haben wir ja wohl die Berechtigung, die meisten Reaktionen in wässriger Lösung anzunehmen, umsomehr, da Wasser ein Bestandteil der meisten festen Phasen ist. Das hindert uns natürlich nicht, Wasser auch oft nur als eine Komponente zu betrachten, die nicht anders behandelt zu werden braucht als die übrigen Komponenten.

¹⁾ *V. M. Goldschmidt*. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania 1911. (Lit. 43.)

Es erübrigt uns, an dieser Stelle über die Beziehung unserer Arbeit zu der von *Goldschmidt* einige Worte zu sagen. Die hier vorliegende Behandlungsweise ist schon in meiner Diplomarbeit Februar 1911 (vor Erscheinen des *Goldschmidtschen* Werkes) in prinzipiell gleicher Form enthalten. Sie („Gegenüberstellung von Gesteinsreihen metamorphen Ursprungs mit Differentiationsserien“) hatte gerade den Zweck, den neugeschaffenen Serienbegriff der kristallinen Schiefer auf eine physikalisch-chemische Grundlage zu stellen, und benutzte die Anwendung der Phasenregel auf eben dasselbe Beispiel wie hier. Man kann somit wohl beide Arbeiten, die auf verschiedenen Gebieten zu gleichem Resultate kommen, als kontemporär betrachten, wobei nicht verschwiegen werden darf, dass mich das Studium der klassischen Arbeit von *Goldschmidt* bestärkt und weiterhin gefördert hat.

So hoffen wir, dass die verschiedenen Betrachtungsweisen des Einzelnen und die Behandlung des Ganzen einander ergänzen und ein tieferes Eindringen in das Problem erlauben.

Schliesslich sei noch bemerkt, dass eine Menge von Dünnschliffen der untersuchten Gesteine angefertigt wurden, die auch die Entstehungsart von akzessorischen Mineralien aufs beste erläutern. Es liegt nicht im Rahmen dieser Arbeit, alle diesbezüglichen untergeordneten Umwandlungen zu beschreiben. Es genügt uns, wenn wir imstande sind, die Entstehung der einzelnen Gesteintypen anschaulich zu machen.

Das Ausgangsmaterial.

Zum Studium der chemischen Verhältnisse wurden 8 Gesteinsanalysen innerhalb der Chloritoidschieferserie ausgeführt. Die Analysen B und F verdanke ich Frl. Privatdozent Dr. L. Hezner, die übrigen 6 Analysen stammen von mir. Alle wurden nach dem gleichen Verfahren im petrographisch-chemischen Institut der technischen Hochschule in Zürich ausgeführt.

Bei den meisten Analysen sind Fe_2O_3 und FeO zusammen als FeO angegeben worden. Es zeigte sich bei der FeO -Bestimmung, dass mit Flusssäure und Schwefelsäure, auch bei feinstem Gesteinspulver und ziemlich langem Erhitzen unter Kohlensäurezufuhr, bei Anwesenheit von Chloritoiden nie alles aufschloss. Die erhaltenen Werte für FeO waren dennoch immer hoch, stets erheblich über der Hälfte oder zwei Dritteln des Gesamteisens. Um aber nicht eine Genauigkeit vorzutäuschen, für die der Analytiker nicht verbürgen kann, wurden die einzelnen Werte nicht angegeben, sondern alles Eisen als FeO verrechnet. Dadurch, dass viel FeO -Eisen vorhanden ist, ist der Glühverlust auch nicht identisch mit dem Wassergehalt. Die Korrektur, die man anbringen müsste, wenn alles zweiwertige Eisen in dreiwertiges umgewandelt würde, ist unten als Korrektionsglied angegeben. Die richtige Korrektur wird etwas niedriger sein, entsprechend dem ursprünglichen Fe_2O_3 -Gehalt.

CO_2 und P_2O_5 wurden nur dann bestimmt, wenn durch die mikroskopische Untersuchung dies als wünschenswert erschien.

Die chemische Untersuchung steht im Einklang mit den mikroskopischen und geologischen Befunden. Die Analysen A—E entsprechen typischen Tonschiefern bis mergeligen Tongesteinen. Sehr kieselsäurereich sind die Gesteine F—H. Sie weisen den Chemismus der Grauwacken auf und waren wohl ursprünglich sandige Tone oder Tonsandsteine.

Trotzdem der CO_2 -Gehalt in diesen untersuchten Schiefern ein geringer ist, war er ursprünglich ziemlich gross, wie die Typen Garvera 2 und Solivabach zeigen. Die Analysen B und E stammen von solchen Gesteinen, bei denen allerdings die meisten Karbonate schon auf Kosten von Chlorit und Quarz verschwunden sind. Analyse E zeigt deutlich, dass die ursprünglichen Karbonate vorwiegend Eisenkarbonate und Magnesiumkarbonate waren, da der noch übrig gebliebene CO_2 -Gehalt viel grösser ist, als dem Äquivalent von CaO entspricht. Der Kieselsäuregehalt der untersuchten Gesteine ist ein recht verschiedener. Es würden sich wohl gut ausgebildete Chloritoid-schiefer finden lassen, die jedem beliebigen SiO_2 -Gehalt zwischen ca. 50 % bis 75 % entsprechen würden. Dabei lässt sich makroskopisch der Quarzgehalt nicht etwa an einer weniger reichlichen Sprödglimmerentwicklung (innerhalb obiger Grenzen) erkennen; F und H sind im Gegenteil zwei der schönsten Chloritoidgesteine. Hingegen tritt Chloritoid auch noch in viel quarzreicheren Gesteinen, fast reinen Quarzsandsteinen, auf. Hier ist er dann an die spärlichen Mengen von tonigem Bindemittel gebunden und erlangt infolgedessen nur eine akzessorische Bedeutung. Jene Gesteine kann man nicht mehr zur eigentlichen Chloritoidschieferserie zählen; sie sind höchstens Grenzglieder derselben.

Eine Frage, die wir erst am Ende unserer theoretischen Untersuchungen lösen können, drängt sich hier schon auf, nämlich die, ob die einzelnen Typen sich chemisch gegeneinander abgrenzen lassen. Dass der Quarz-, resp. Kieselsäuregehalt dabei keine Rolle spielt, ist zum vorn herein klar. Es geht das auch aus einer Gegenüberstellung von Analysen D und H, B und E,

Gestein Typus Fundort	A	B	C	D	E	F	G	H
	Grüner Chloritoidschiefer Typus Nadèls Curaglia, Brücke	Grüner Knötchenschiefer Typus Solivabach Solivabach	Rotschiefer Typus Runcachetz Garvera W	Tiefgrüner Chloritoidschiefer Typus Val Nautstel Val Nautstel	Grauer Knötchenschiefer Typus Solivabach Garvera W	Grober Chloritoidfels Typus Nadèls Tenigerbad Ost	Schwarzer Chloritoidschiefer Typus Garvera 1 Garvera W	Violettgrüner Chloritoidschiefer Typus Garvera 2 z.T. Typ-Val Nautstel Val Nautstel
SiO ₂	49.91	51.83	55.86	56.89	65.19	71.45	73.54	73.86
TiO ₂	1.23	1.32	1.08	1.04	0.48	0.76	1.22	0.73
Al ₂ O ₃	27.49	21.20	21.92	20.68	16.56	12.79	14.40	11.37
Fe ₂ O ₃	12.26	2.07	} 9.10	10.64	1.77	2.23	} 4.59	4.44
FeO		6.24			4.11	2.97		
MnO	0.11	0.04	0.01	Sp.	n. best.	0.04	0.05	n. best.
MgO	0.19	4.68	1.37	3.31	3.16	3.00	0.50	2.56
CaO	0.38	0.83	0.35	0.83	0.34	1.78	0.02	0.68
K ₂ O	2.54	2.40	4.85	1.54	2.04	1.47	2.11	2.45
Na ₂ O	0.73	3.45	0.43	0.24	0.87	0.24	0.44	0.34
P ₂ O ₅	n. best.	0.38	n. best.	n. best.	n. best.	0.07	n. best.	n. best.
CO ₂	n. best.	n. best.	0.12	n. best.	2.44	n. best.	0.60	n. best.
H ₂ O 110°	0.36	0.23	0.37	0.33		0.23	0.24	0.36
Glühverlust	3.93	5.42	3.94	4.24	} 2.27	2.88	2.46 ^x	2.98
Σ	99.13	100.09	99.38	99.24		99.23	99.91	100.17
Max. Glühverlust. Korrektur	1.5	.	0.9	1.2	.	.	0.5 ca. 0.5 C.	0.5
Sp. Gew.	2.95	2.77	2.74	2.90	2.73	2.74	2.72	2.75

A und F hervor. Zur Feststellung, ob die anderen Oxide bestimmend sind, wurden die Gewichtsprozentage von Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , K_2O und Na_2O auf die Summe 100 umgerechnet.

Die Analysen B, C und E stammen von Gesteinen mit ganz wenig Chloritoid, Gesteinen, die aber durch ihre Verknüpfung mit an Sprödglimmer reichen Typen als zur Chloritoidschieferserie gehörig erkannt wurden. (Siehe I. Kapitel.) Von besonderem Interesse war die Frage, ob diese Analysen von den übrigen abweichende Verhältnisse geben würden. Wie man sieht, ist das nicht der Fall, wenigstens nicht eindeutig. So zeigt Analyse B grosse Übereinstimmung mit H, ebenso E. Dass die Alkalien einen grossen Teil der Tonerde absättigen, erklärt, wie H zeigt, nur zum Teil das Fehlen von Chloritoid.

Mittel und Abweichungen		A	B	C	D	E	F	G	H
3.0	TiO_2	2.7	3.1	2.7	2.7	1.6	3.0	5.6	3.2
55.4 . . ± 11 %	Al_2O_3	61.1	50.4	56.1	54.7	56.8	51.1	61.7	50.4
22.2 . . ± 27 %	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ als FeO	27.5	19.4	23.3	28.2	19.9	19.9	19.2	19.7
0.1	MnO	0.2	0.1	—	—	—	0.1	0.1	—
7.5	MgO	0.4	11.1	3.5	8.8	10.6	12.0	2.2	11.3
2.0	CaO	0.8	1.9	0.9	0.9	1.2	7.1	0.2	3.0
9.8 . . ± 50 %	K_2O	5.7	5.8	12.4	4.1	7.0	5.9	9.1	10.9
	Na_2O	1.6	8.2	1.1	0.6	2.9	0.9	1.9	1.5
	Σ	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
	Σ Alkalien	7.3	13.0	13.5	4.7	9.9	6.8	11.0	12.4

Aus dieser Tabelle geht wohl zur Genüge hervor, dass **die verschiedene Typenausbildung ihre eigentliche Ursache nicht im Chemismus hat.** Wir kommen, wie schon gesagt, auf das Problem zurück.

Das konstanteste Merkmal aller Gesteine der Serie ist der hohe Tonerdegehalt. Etwa die Hälfte des Gesteinsrestes, nach Abzug der Kieselsäure und des Wassers, ist in Gewichtsprozenten Al_2O_3 . Als Mittel ergibt sich etwa 55.4%, mit Abweichungen von bloss ca. 11%. Die Hälfte des noch übrig bleibenden Gesteinsrestes ist durch $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ gebildet; Mittel ist 22.2%, mit Abweichungen bis 27% dieser Zahl. Die Alkalien kommen mit 9.8 an dritter Stelle, Abweichungen bis 50% von 9.8 lassen sich hier konstatieren.

Wir kommen zu folgendem Schluss: Zentrum der Chloritoidbildung sind die Tonschiefer, tonreiche Mergel und Tonsandsteine. Grenzformen entwickeln sich aus Tonmergeln, Dolomit- und Eisensandsteinen. Es interessiert uns daher vor allem der Mineralbestand der Schiefertone: *N. Dale* (Lit. 40) gibt folgende ursprüngliche Mineralien an: Quarzkörner, Feldspatkörner, Zirkonkörner, Muskowitfetzen, Kaolin, Apatit, Magnetit, körnige Karbonate, Turmaline, Rutil. *E. A. Wülfing* (Lit. 60) fand bei der Untersuchung von Keupermergeln (also stratigraphisch den Tavetscher Chloritoidschiefern entsprechenden Gesteinen) die nachstehenden Mineralien: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Chlorit, Eisenglanz, Rutil, Glimmer, sowie ein Tonerdesilikat, ohne kristallographische Begrenzung, aber saurer und löslicher als Kaolin, vielleicht annähernd $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Es gelang ihm auch, ein Magnesium-Alumosilikat von der Zusammensetzung $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot x(\text{H},\text{K})_2\text{O}$ zu trennen. Die Karbonate erwiesen sich als isomorphe Gemische von CaCO_3 und MgCO_3 . Dass Rutil und Hämatit nicht nur authigen, sondern auch klastisch sein können, scheint durch seine Untersuchungen wahrscheinlich gemacht.

Die Bildung des Grundgewebes

Die Abgrenzung zwischen Tongesteinen, Tonschiefern und Phylliten ist nach *N. Dale* (Lit. 40) folgende:

Clay slates (Tonschiefer, Tongesteine) Matrix without any or with but very faint aggregat polarization

Mica slates (Sericitschiefer, Phyllite) Matrix with marked aggregat polarization.

In der Natur finden sich alle Übergänge vom Sediment mit meist amorpher Grundsubstanz zum Sericitschiefer. *H. Rosenbusch* hat dafür die Namen Tone, Schiefertone, Tonschiefer, Tonglimmerschiefer geschaffen.

Wir stehen auf dem Standpunkte von *U. Grubenmann* (Lit. 45, pag. 140), dass ein Gestein dann zu den kristallinen Schiefern zu zählen ist, wenn die durch die Metamorphose erworbenen Eigenschaften die vorherrschenden geworden sind. In diesem Sinne wären die Phyllite der Zone Tavetsch-Nadels, die ja bei guter Schieferung keine amorphe Tonsubstanz und fast keine Feldspäte mehr aufweisen, auch dann kristalline Schiefer, wenn der sicher sekundäre Sprödglimmer nicht vorhanden wäre. Die Bezeichnung der Zone als sedimentäre ist also „cum grano salis“ zu nehmen; sie gründet sich auf die Funde von Petrefakten und die wenig veränderte Struktur der mesozoischen Kalksandsteine und des triadischen Dolomites.

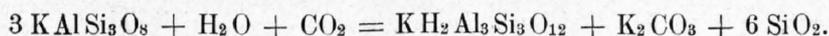
Die amorphe Tonsubstanz, die im ursprünglichen Sedimente die klastischen Bestandteile umgab und einbettete, ist das Produkt der Oberflächenverwitterung. Verwitterung ist zugleich Gelbildung (Lit. 66 und 76). Nach *J. J. van Bemmelen* (Lit. 62) herrscht in einer amorphen (kolloidalen) Substanz keine Ruhe. Die Änderung im physikalischen Molekularzustand und deshalb auch in der Zusammensetzung ist eine sehr langsame bei der gewöhnlichen Temperatur und wird bei Temperaturzunahme beschleunigt. Der kolloidale Zustand ist ein metastabiler. Nach *P. P. von Weimarn* (Lit. 87) und *Wo. Ostwald* (Lit. 77) will jedes Kolloid in den gewöhnlichen kristallisierten Zustand übergehen, wenn man ihm genügend Zeit dazu lässt. Damit stimmen die Untersuchungen von *J. J. van Bemmelen* über Verwitterungserscheinungen (in verschiedenen Jahrgängen der *Z. f. anorg. Chemie*) überein, der bei den am stärksten verwitterten Böden wieder embryonale Kristallbildungen fand.

Die Oxidations- und Verwitterungszone der Erdrinde gewährt schon durch die Anwesenheit der organischen Kolloide den Mineralgele diejenigen Bedingungen, die dem metastabilen Zustand möglichst lange Dauer geben. Kommt das Gestein aus der Verwitterungszone heraus (Überdeckung durch andere Sedimente etc.) und ändern sich die physikalisch-chemischen Verhältnisse durch Dislokationsvorgänge, so muss der stabile Zustand eintreten; es entstehen Kristalloide. Die Umwandlung kann verschiedene Wege gehen. Es ist bekannt, dass Gele oft Vorläufer von chemischen Verbindungen sind, also häufig durch selektive Adsorption eine Zusammensetzung erhalten, die einem Kristalloid entspricht. *F. Cornu* nennt solche Gele Homoisochemite. Gelangt ein Homoisochemit unter veränderte Verhältnisse, so kann daraus ohne weiteres das entsprechende kristalloide Mineral entstehen. Es ist das dann eine Art Umwandlungserscheinung. Die anorganischen Kolloide sind aber fast stets sehr wasserreich. Solche Gele sind im Grunde genommen feste isotrope Mischungen zwischen Wasser und dem betreffenden Kolloid. In dem Momente, wo der kolloidale Bestandteil dieser festen Lösungen sich in eine anisotrope Substanz umwandelt, sinkt in den meisten Fällen die Mischbarkeit mit Wasser. Es entstehen zwei getrennte Schichten, bestehend aus festem anisotropem Salz und wässriger Lösung. Dabei kann im Falle der Hydratbildung statt einer isomorphen Mischungsreihe zwischen Salz und Wasser eine chemische Verbindung auftreten. Hier, wie bei anderen chemischen Vorgängen, scheint mir der Unterschied zwischen fester Lösung und Verbindung nur ein gradueller zu sein. Im Falle der Zeolithbildung bleibt die Mischbarkeit zwischen Wasser und Salz auch in dem anisotropen Zustand bestehen. Homoisochemite sind nach dieser Auffassung feste isotrope Lösungen von der Zusammensetzung der anisotropen Verbindungen. Der Fall der einfachen Dehydratation ist oft eine Entmischung.

Solange in einer Lösung kolloidale oder amorphe Substanz Bodenkörper ist, ist die Löslichkeit grösser, als wenn die entsprechende kristalloide Phase Bodenkörper ist.

Die Anwesenheit wasserreicher gelartiger Körper in den Tonen vor ihrer Metamorphose erlaubt uns eine Reihe von Erscheinungen als in wässriger Lösung stattfindend anzunehmen; ein Umstand, der für die Anschaulichkeit der betreffenden Umsetzungen ziemlich fördernd ist.

In keinem der *Tavetscher* Phyllite findet man noch erhebliche reliktsische Mengen von unverändertem Feldspat. Auch der Feldspat ist in Sericit umgewandelt. Dies ist eine typische Erscheinung der säkulären Verwitterungsmetamorphose, d. h. bei den Gesteinen, auf die Wasser und CO₂ unter anderen als Oberflächenbedingungen wirkt. Dann kann die Reaktion wie folgt geschrieben werden:

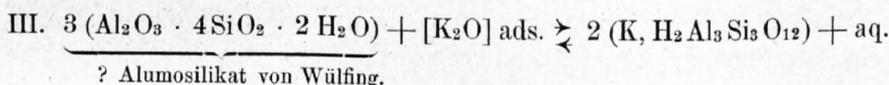
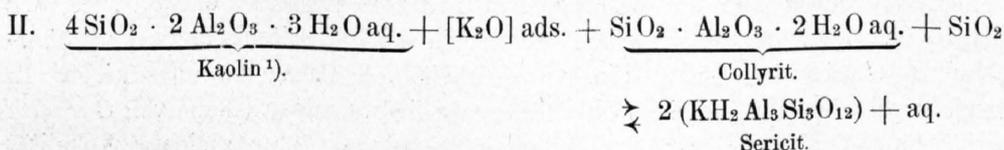
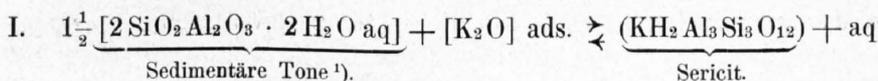


Wird Feldspat von Wasser teilweise angegriffen und gelöst, so kann auch mit noch vorhandenem Diaspor oder einem Aluminiumhydroxidgel folgende Reaktion eintreten:



Ähnliche Gleichungen gelten auch für Albit; es entsteht dann Paragonit oder ein Glimmer, der sowohl K₂O als Na₂O enthalten kann.

Die Bildung des Sericites direkt aus kolloidalen Verwitterungsprodukten kann man wie folgt formulieren:

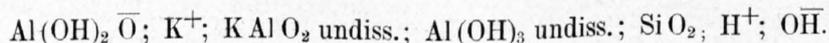


Alle diese Prozesse wären in der Oberflächenverwitterungszone reversibel.

Wir können nun noch einen Schritt weiter gehen und versuchen, diejenigen Bestandteile anzugeben, die in der wässrigen Lösung vorkommen. Nach den Untersuchungen von *Kahlenberg* und *Lincoln* (Lit. 72) sind bei gewöhnlichen Temperaturen die Silikate von der Form M₂SiO₃ und MHSiO₃ in Wasser fast vollständig dissociiert in Metall- und OH Jonen und in kolloidales SiO₂. Auch für kompliziertere Verbindungen kann der in Wasser gelöste Anteil in dieser Form angenommen werden. Erst bei ziemlich hohen Temperaturen wird SiO₂ in Form dissociierter Kieselsäure auftreten. Al(OH)₃ verbindet sich in alkalischer Lösung mit Na(OH) zu einem Aluminat. Wie *R. Slade* (Lit. 83) gezeigt, reagiert dabei die Al(OH)₃ stets wie eine einbasische

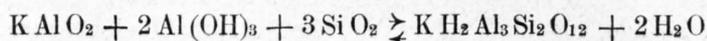
Säure, also wie Al(OH)₂OH. Die entstehenden Aluminate sind daher $\text{Al} \begin{matrix} \diagup \text{O} \\ \diagdown \text{O Na} \end{matrix}$ oder $\text{Al} \begin{matrix} \text{OH} \\ \diagdown \text{OH} \\ \diagdown \text{ONa} \end{matrix}$

Aluminiumhydroxid kann aber auch in saurer Lösung Salze bilden, somit als Base reagieren. Löst sich im Wasser irgend ein Alumosilikat bei Anwesenheit von ungenügenden Mengen von Alkalien [z. B. K(OH)], so erhält man bei mässigen Temperaturen folgende Komponenten in der Lösung:



Diese können miteinander reagieren nach folgenden Gleichungen:

¹⁾ Die Zusammensetzung der Tone und Tonmaterialien, besonders ihr Wassergehalt, entspricht den Untersuchungen von *Le Chatelier*: *Compte rendu* 104 (1887), pag. 1443, 1517. *Z. f. phys. Ch.* 1 (1887), pag. 336, und *E. Löwenstein*, *Z. f. anorg. Chemie* 1909, Bd. 63, pag. 69 (Lit. 73).



wobei $K Al O_2 = Al(OH)_2 \bar{O} \cdot K^+$ und $Al(OH)_2 \bar{O}$ selbst noch durch die Gleichung bestimmt ist:
 $[Al(OH)_2 OH] = Al(OH)_2 \bar{O} \cdot H^+ = K = \text{konstant}$, wenn $Al(OH)_3$ als Bodenkörper vorhanden ist.

Da wir jetzt die Umsetzung im homogenen verdünnten System betrachten, können wir auf sie das Massenwirkungsgesetz anwenden.

$$K_1 = \frac{C_{\text{Sericitmolekül}}}{C_{\text{Aluminat}} \cdot C_{\text{Hydroxid}}^2 \cdot C^3 Si O_2}$$

Ist die Konzentration des Aluminiumhydroxid oder der $Si O_2$ in der Lösung grösser als der Umsatzgleichung entspricht, so wird das Gleichgewicht zugunsten der Sericitbildung verschoben. Zudem ist die Löslichkeit des Sericites bei den entsprechenden Temperaturen wahrscheinlich eine viel geringere als die der Komponenten, wodurch unter Umständen stetige Neubildung des Silikatkomplexes in der Lösung stattfinden muss.

Wir können natürlich die Sericitbildung nach obiger Gleichung auch vom Standpunkt der Phasenregel als eine Trippelsalzbildung im quaternären System ansehen.

Wahrscheinlich entsteht entweder in Form eines Zwischenproduktes oder aber bei Mangel an Alkalien auch als Endprodukt noch $Al_2 Si O_5$. $Al_2 Si O_5$ wird unter den gegebenen Bedingungen als Andalusit auskristallisieren oder mit Ferrohydroxid ein weiteres Doppelsalz bilden. Dieses Doppelsalz ist der Chloritoid, wodurch der Anschluss an die später zu besprechende Porphyroblastenbildung gegeben ist.

Das Mineral aber, das durch alle die besprochenen Prozesse zunächst entsteht, ist der Sericit oder Paragonit. Im allgemeinen scheint Sericit in den Chloritoidschiefern zu überwiegen. Doch hat schon *C. Schmidt* (Lit. 6) die Anwesenheit von Paragonit konstatiert. In Übereinstimmung damit ergab eine Analyse eines Chloritmergelschiefers aus der Nähe von *Curaglia* (B) ein Molekularverhältnis $K_2 O : Na_2 O = 5 : 11$. Andererseits wurde von der gleichen Lokalität auch ein Chloritoidschiefer (A) mit typischem Sericitgrundgewebe analysiert. Über die Mischungsverhältnisse beider Silikate sind wir noch nicht genügend orientiert. Sericit hat die gleiche chemische Zusammensetzung wie Muskowit; man betrachtet ihn zumeist als eine blosse Ausbildungsform des letztern. Sericit ist in bezug auf Muskowit ein metastabiles Stadium in dem Sinne, dass bei weiter fortschreitender Metamorphose aller Sericit zugunsten von Muskowit verschwindet. Das geht auch daraus hervor, dass der Sericit leichter angreifbar und löslicher ist. Man kann in der Umwandlung eine blosse Sammelkristallisation sehen, oder aber, wenn der Unterschied zwischen beiden Mineralien ein tieferer ist, eine damit verbundene polymorphe Umwandlung.

Nehmen wir an, das Silikatmolekül $KH_2 Al_3 Si_2 O_{12}$ habe sich in der Lösung gebildet. Es finde nun bei konstanten Bedingungen Abscheidung der festen Phase statt. Dann ist die Änderung der freien Energie $dE = \Psi_L - \Psi_{L'} - \Psi_{\text{fest}}$

wobei Ψ_L = freie Energie der Lösung vor der Abscheidung
 $\Psi_{L'}$ = freie Energie der Lösung nach der Abscheidung
 Ψ_{fest} = freie Energie der abgeschiedenen, festen Substanz.

Diese Änderung der freien Energie ist ein Maximum, wenn der stabilste Zustand erstrebt wird, nicht ein Maximum, wenn ein zwischenliegender Zustand angenommen wird. Ob der Maximalwert erreicht wird, hängt im wesentlichen wieder davon ab, ob Ψ_{fest} ein Minimum ist oder nicht. Ist der kristallisierte Körper für die gegebenen Bedingungen der stabilste, so wird Ψ_{fest} ein Minimum sein, in jedem anderen Falle nicht. Da wo neugebildeter Muskowit (Verwachsung mit Chloritoid) und Sericitschüppchen im gleichen Schriff vorkommen, war Muskowit sicher das stabilere Mineral.

$$\Psi_{\text{fest}} (\text{Sericit}) > \Psi_{\text{fest}} (\text{Muskowit}).$$

Die Sericitisation ist daher der Ausdruck einer Umwandlung, bei der die Abnahme der freien Energie der Auskristallisation vorerst nicht den Maximalwert, sondern einen Zwischenwert einnahm.

Noch klarer wird die Tatsache unter der erlaubten Annahme, dass einer der wesentlichen Faktoren (wenn nicht der alleinige!) des Unterschiedes zwischen Sericit und Muskowit die schuppige kleinkristalline Ausbildungsform des ersteren sei. Jedes einzelne Schüppchen von Sericit müssen wir als Individuum für sich betrachten, das Grenzflächen besitzt, daher auch Oberflächenenergie. Nach *P. Pawlow* (Lit. 80).

$$\Psi_{\text{fest}} = [m\Psi + \Sigma ks + \Sigma kl + \Sigma k], \text{ wobei}$$

Ψ = freie Volumenenergie der Einheit der Masse im kristallisierten Zustand

k = freie Oberflächenenergie der Flächeneinheit oder Kanteneinheit

s = Grösse der Fläche

l = Kantenlänge

ks also = freie Energie der Fläche

kl freie Energie der Kante

k freie Energie der Winkel

m = Masse, die kristallisiert ist.

Für gegebenes m ist Ψ_{fest} ein Minimum, wenn $[\Sigma ks + \Sigma kl + \Sigma k] = \text{Minimum}$ ist. Je weniger Kanten, Flächen und Winkel eine gegebene Masse hat, um so kleiner ist im allgemeinen dieser Ausdruck. Man erhält somit nebenbei den längst bekannten Satz, dass viele kleine Kristalle in bezug auf einen grossen Kristall von der gleichen Masse metastabil sind.

Das Ergebnis, dass Sericit, wenigstens bei gewissen Temperaturen, die energiereichere Form ist als Muskowit, erscheint auf den ersten Blick widersinnig; denn, wenn wir zwei sonst gleiche Gesteine betrachten, die vollständig umgewandelt sind, das eine mit Muskowit, das andere mit Sericit, so erscheint uns der gröberen kristallinen Ausbildung wegen das Muskowitgestein durch grössere Energiezufuhr entstanden zu sein. Bei hohen Temperaturen ist Sericitbildung vermutlich auch unmöglich, unsere Betrachtungen stützen sich aber ausschliesslich auf das Übergangsbereich, wo neben Muskowit noch Sericit auftritt.

Wir begreifen erst die Folgerungen voll und ganz, wenn wir uns nach dem Verbreitungsgebiet der Sericitgesteine umsehen. Sericit ist ein typisches Mineral der Epizone, jener Zone also, wo die Stress- und Straindifferenzen oft einen grossen Betrag erreichen. In der Epizone vermag nur ein relativ kleiner Teil der gesamten Energiezufuhr sich in chemische Arbeit umzusetzen, ein grosser Teil wirkt in Form mechanischer Energie auf die feste Phase allein. Sogenannte Dynamometamorphose erzeugt daher häufig Mineralien, die für Bedingungen, wie wir sie experimentell verwirklichen können, metastabil sind, deren Energieinhalt verhältnismässig sehr gross ist.

Man braucht nur an den über ein sehr grosses Temperatur- und Druckgebiet stabilen Sillmanit zu erinnern und an die polymorphen Formen Andalusit und Disthen, um die allgemeinere Bedeutung dieses Satzes einzusehen.

Ich hoffe, dass man mich in bezug auf das Beispiel Sericit-Muskowit nicht missversteht. Man kann sich ja den Vorgang sehr leicht so vorstellen: An vielen diskreten Punkten begann die Umwandlung des tonigen Zementes in die chemische Verbindung $\text{KH}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Dadurch entstand von Anbeginn an Sericit. Der nächste Schritt, der nun nach dem Gesetz der Entropievermehrung stattgefunden hätte, wäre die Sammelkristallisation zu Muskowit. (Analog, wie man durch blosses Stehenlassen kleinkristalliner Niederschläge die Korngrösse erhöht.) Dieser Schritt fand nicht statt, eben darum nicht, weil die festen Phasen starkem Stress, einer grossen meist mechanischen Energiezufuhr, ausgesetzt sind, die das sonst metastabile Stadium beständig macht.

Am Grundgewebe beteiligt ist in ausgiebiger Weise der Quarz. Das Existenzfeld des Quarzes ist ein überaus grosses. Quarz ist sowohl dem ursprünglichen Sediment wie dem metamorphen Schiefer eigen. Es ist daher hie und da äusserst schwierig zu bestimmen, inwieweit er

bloss klastischen Ursprungs und inwieweit er neugebildet ist. In den meisten Fällen aber lässt sich, wie aus der mikroskopischen Beschreibung hervorgeht, die Frage deshalb entscheiden, weil der sekundär gebildete Quarz sich in diablatischem Gewebe zugleich mit Chlorit ausschied. Der Quarz klastischen Ursprungs bildet dann noch homogene Körner, die sich durch Weglösen der stark dem Strain unterworfenen Teilchen, in der Form dem Strainellipsoid genähert haben.

Kataklastische Phänomene treten nur in ursprünglich grobkörnigen Sedimenten auf. Zumeist sind sie mit chemischen Umsetzungen verbunden. Es sei hingewiesen auf das pag. 80 erwähnte Gestein und die Photographie 8. Undulöse Auslöschung tritt hin und wieder auf. Neue grössere Quarzindividuen finden sich in den Quarzsonnen um die Sprödglimmer. Es zeigt uns das, dass der chemische Vorgang, der den Chloritoid erzeugte, auch zugleich SiO_2 ausschied.

Als Einschluss im Sprödglimmer findet man Quarz häufig (siehe Photographie Nr. 3), und oft kann man an Hand dieser ellipsoidischen Einschlüsse die Schieferungsebene durch den Porphyroblasten durchgehen sehen. Die Tonschiefernadelchen, die in vielen Fällen mit Sicherheit als Rutil erkannt werden können, liegen zum grossen Teil in der Schieferungs-, resp. Schichtfläche, dort aber beliebig. Sie werden zumeist klastische Relikte sein, eine eventuelle Neubildung kann auch entstanden sein nach der Gleichung: $\text{FeTiO}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 \rightleftharpoons \text{TiO}_2 + \text{Fe}_3\text{O}_4$. Diese Reaktion stellt in den Phylliten ein wichtiges Gleichgewicht dar.

Auf der linken Seite des Umwandlungsproduktes liegen die Kombinationen

- 1) $\text{FeTiO}_3; \text{Fe}_2\text{O}_3; \text{TiO}_2$
- 2) $\text{FeTiO}_3; \text{Fe}_2\text{O}_3; \text{Fe}_3\text{O}_4$

Auf der rechten Seite des Umwandlungsproduktes sind die Kombinationen

- 3) $\text{TiO}_2; \text{Fe}_3\text{O}_4; \text{FeTiO}_3$
- 4) $\text{TiO}_2; \text{Fe}_3\text{O}_4; \text{Fe}_2\text{O}_3$ beständig.

Die Kombinationen 3) und 4) entsprechen vermutlich höheren Temperaturen als 1) und 2).

In den Chloritoidschiefern findet man fast durchwegs die Kombination: Hämatit, Rutil, Titaneisen, also 1). Dieselbe Kombination findet sich auch in den Ottrelithschiefern der *Ardennen*.

Eine zweite Reaktion zwischen den Ferriten hat schon *Goldschmidt* (Lit. 43, pag. 270) besprochen. Es betrifft das die Umwandlung $\text{FeS}_2 + 3\text{Fe}_3\text{O}_4 = 2\text{FeS} + 4\text{Fe}_2\text{O}_3$. Sowohl bei den Kontakterscheinungen im Kristianiagebiet, wie auch bei der Metamorphose der Tavetscher Sedimente, war die linke Seite der Gleichung das beständige System. Wir finden darum Pyrit neben Magnetit und Hämatit, wobei, im Gegensatz zu den pyritfreien Gesteinen, der Magnetit oft eine erhebliche Rolle spielt.

In den Chloritoidschiefern ist im allgemeinen das wichtigste ferritische Mineral der Hämatit. Selbstverständlich findet man auch noch den ursprünglichen Limonit, dessen Deshydratation ja zu einem Teil den Eisenglanz erzeugte. Fe_2O_3 ist oft ganz dunkel, so dass nur an den durchscheinenden Rändern die rote Farbe wahrgenommen werden kann.

C. Dölter (Lit. 68, pag. 223) erhielt Hämatit in Kristallform schon bei ca. 100°. Oft ist der Eisenglanz auch dem ursprünglichen Sedimente schon eigen. So findet er sich neben Göthit in einem wenig veränderten Tonschiefer von *Obersaxen*.

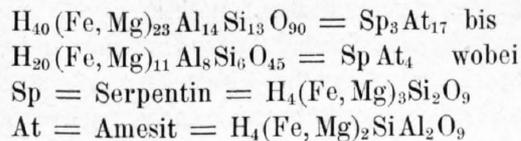
E. A. Wülfing (Lit. 60) gibt Eisenglanz als wichtigen Bestandteil der Keupermergel an. Die Eisenerze in der Form, in der sie in metamorphen Schiefern vorkommen, derivieren zwar zumeist von Eisenkarbonaten und Eisenhydroxiden. Da die so entstandenen Ferrite sich zum grossen Teil aktiv bei der Sprödglimmerbildung beteiligten, werden wir erst dort einlässlicher von ihrer Entstehung sprechen. Dass der Sprödglimmer sie aufbrauchte, geht, abgesehen von seiner Zusammensetzung, aus dem Umstande hervor, dass im allgemeinen mit Zunahme der Chloritoidentwicklung das Gestein an Erzen ärmer wird. Deshalb die blassgrüne Farbe des Grundgewebes der besten Sprödglimmerschiefertypen. Die Farbe ist überhaupt eine Funktion des Erz- und Chloritgehaltes.

Violette Schiefer sind oft ganz von Hämatit, Limonit und eventuell Magnetit durchschwärmt; schwarze Schiefer haben ihre Farbe vorwiegend von Graphitoid, Kohle und

Magnetit und weisse bis grüne Schiefer sind erzarm und oft chloritreich. Häufig sind die grünen Schiefer bloss mehr oder weniger mächtige Einlagerungen in den violetten bis roten Schiefen. Dann zeigen sie stets gröbere kristalline Entwicklung. Da wo die Bedingungen der Metamorphose günstig waren, sich also Chloritoid bildete, entfärbte dieser durch „Erzverbrauch“ das Grundgewebe.

Wir können somit im allgemeinen den Satz von *Gosselet* (Lit. 22), abgeleitet aus den Untersuchungen der Ardennenschiefer, bestätigen: „Le métamorphisme des phyllades gris est d'un degré supérieur à celui des roches rouges“.

Über die Eigenart des Chlorites sprachen wir schon bei der physiographischen Beschreibung der Gesteine. Die Analysen B, C, E (pag. 50) bestätigen die optischen Resultate. Der Typus „Solivabach“, entsprechend der Analyse E, besteht im wesentlichen aus Quarz, Sericit und dem fraglichen Chlorit. Es muss also wirklich ein eisenreicher Prochlorit, respektive Ripidolit vorliegen. Selbstverständlich findet sich in verschiedenen Gesteinen der Chloritoid-schieferserie auch gewöhnlicher Klinochlor, wie ja schon aus der Physiographie hervorgeht. Die kleinen Schüppchen des Ripidolites bilden zumeist mit Quarz ein diablastisches Gewebe. Das deutet auf gleichzeitige Entstehung beider Komponenten. Die Zusammensetzung der Prochlorite entspricht ungefähr den Werten:



SiO₂ ist also selbst ein wesentlicher Bestandteil der Salze Serpentin und Amesit, deren Mischungen Chlorite heissen.

An den Knickpunkten zweier Lösungslinien, wie die eines Salzes und seiner Komponenten, scheiden sich immer beide Stoffe gleichzeitig aus. Durch Auskristallisation auf einem solchen Knickpunkt ist offenbar das diablastische Gewebe von Quarz und Prochlorit entstanden. Da die Elemente, die Prochlorit und Klinochlor zusammensetzen, auch Chloritoid bilden, betrachten wir die dahingehörigen Doppelsalzbildungen erst bei Anlass der Untersuchungen über Sprödglimmerbildung. Dort sprechen wir auch über die wichtige Silikation der Karbonate, das heisst über die Verdrängung der Kohlensäure durch Kieselsäure und die Entstehung der Alumosilikate durch Al₂O₃-Zufuhr.

Die Entstehung des Sprödglimmers.

Wenn man den bestentwickelten Sprödglimmerschiefer von Culm de Nadels mikroskopiert, so glaubt man beim ersten flüchtigen Hinsehen, dass der Porphyroblast etwas dem übrigen Gesteinsbild ganz Fremdartiges sei. So hat man es stets als eine besondere Aufgabe angesehen, die Bedingungen für die Entwicklung porphyroblastischer Mineralien zu suchen.

Wie verschieden mutmassliche Verhältnisse verallgemeinert wurden, zeigen die zwei folgenden Zitate:

H. Rosenbusch (Lit. 57, pag. 14) schreibt: „Wenn man auch die Annahme bald fallen lassen musste, dass kontaktmetamorphe und dynamometamorphe Prozesse toto genere verschieden seien, so ergaben sich doch auch hier (d. h. bei den dynamischen Prozessen) gewisse charakteristische Mineralbildungen wie die Sprödglimmer und gewisse Strukturformen, die kataklastische, die mechanisch porphyrische und andere, die in genau der gleichen Entwicklung im kristallinen Schiefergebirge (gemeint ist Urgebirge) wie in dynamometamorphen Sedimenten und Eruptivmassen auftraten“.

H. Credner (Lit. 39, pag. 523) aber schreibt bei der Untersuchung über das sächsische Granulitgebirge: „Der Ottrelith (Chloritoid?) ist ein typisches Kontaktmineral“.

Die neuere Petrographie (z. B. Lit. 45) hat eine andere Betrachtungsweise. Sie sieht unter den Namen Kontaktmetamorphosen und Dynamometamorphosen nur die Bezeichnungen der Hauptursachen gewisser physikalisch-chemischer Bedingungen, die das eine Mal durch den einen, das andere Mal wenigstens teilweise durch den anderen Prozess geliefert werden können.

Unsere Untersuchung muss also dahingehen, festzustellen, in welchem Verhältnis der Chloritoidporphyroblast zur Dislokation und zur Entwicklung des Grundgewebes steht. Daraus ergibt sich dann, ob zu seiner Entstehung Bedingungen nötig waren, die durch die Dislokation nicht geliefert werden konnten.

Der Sprödglimmer zeigt innerhalb unserer Gesteinsserie zwei Erscheinungsweisen. Bei einigen Gesteinen, am besten ausgeprägt an der Garvera (siehe Photographie 12) findet er sich in fast formlosen, grossen Flecken, vollständig durchspickt von den Mineralien des Grundgewebes (ausgenommen Sericit). In anderen Sprödglimmerschiefertypen aber trifft man ihn in wohlbegrenzten scharfen Kristallkompositen. Begrenzt ist allerdings nur die Basis, seitliche Flächen findet man selten. Quarz ist dann nur noch ausnahmsweise als Einschluss vorhanden.

Die formlosen Flecken besitzen eine grosse Analogie mit Umwandlungsstellen an metastabilen Metallen. Erinnert sei an die Zinnpest und die Forcierkrankheit. Wirklich ist die Analogie auch eine innere. Die Bildung der Chloritoidsubstanz entspricht dem Auftreten der stabilen Phase. Das Gestein erscheint an vielen Punkten zugleich infiziert. Die „Infektion“, resp. die Umwandlung, befindet sich im Anfangsstadium; noch ist die Kristallisationskraft der neuen Phase gering. Es scheint in solchen Fällen oft nur eine Umwandlung im festen Zustande stattgefunden zu haben. Eine etwas andere Ursache haben wohl die schlecht begrenzten, grossen Chloritoid des Gesteins östlich vom Tenigerbad (Photographie 3). Die komplizierten tektonischen Verhältnisse begünstigten die Bildung von Chloritoidsubstanz, nicht aber die Ausbildung von Endflächen.

Die gut begrenzten Sprödglimmerporphyroblasten zeigen oft Beziehungen zu den Ausweichungsrichtungen. Lösungsprozesse haben bei ihrer Entstehung eine erhebliche Rolle gespielt. Der Sprödglimmer ist mit Ausnahme einiger bald zu besprechenden randlichen Partien durchwegs unrein. Die Verunreinigungen bestehen aus Rutilnadelchen, aber auch aus vielen opaken schwarzen Pünktchen, die Graphitoid oder Eisenerz sein können. Diese Unreinigkeiten sind im Schliff oft in parallelen Linien angeordnet. Sie entsprechen direkt den Schichtflächen ausserhalb der Porphyroblasten, oder aber sie sind alle in gleichem Sinne etwas gedreht, z. B. nach folgendem Schema:

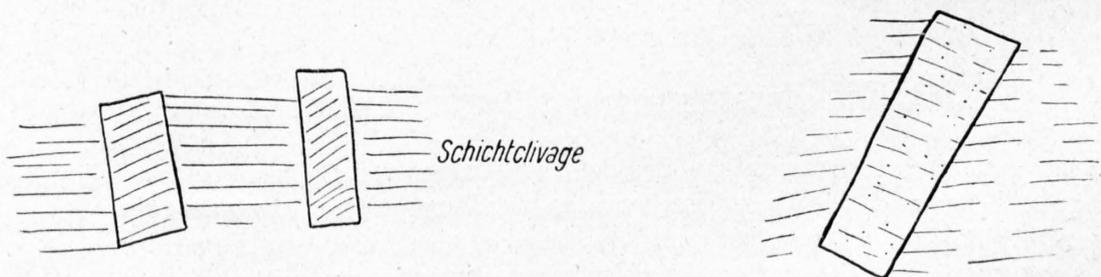


Fig. 65.

Fig. 66.

Ein sehr schönes Beispiel dieser Beziehungen zeigt uns ein dunkelgrüner Chloritoidschiefer von der Garvera (siehe Photographie 4).

Bei einigen Typen, besonders aus den Aufschlüssen in der Nähe des *Tenigerbades*, ist helizitische Fältelung häufig. Das Grundgewebe setzt durch den Porphyroblasten in Form gewundener Linien (siehe Fig. 45, pag. 61). Vom gleichen Gesichtspunkte aus, wie diese Biegungen und Drehungen, müssen wir die Stellen betrachten, wo der Sericit sich um die Chloritoidkristalle herumstaut, so dass der Porphyroblast gewissermassen in einer Sericitlinse liegt (siehe Fig. 34, pag. 26).

Die helizitische Fältelung ist bis jetzt stets als der Ausdruck der Nacheinanderbildungen aufgefasst worden. Man sagte sich, zuerst musste das Grundgewebe gebildet und

gefaltet werden, dann entwickelte sich der Porphyroblast und konservierte in seinem Innern die ursprüngliche Textur. In sehr vielen Fällen, auch bei den Chloritoidschiefern des *Tavetsches*, mag das den Tatsachen entsprechen. Ebenso oft hat Gleichzeitigkeit beider Prozesse, oder sogar Umkehr der Reihenfolge stattgefunden. Nehmen wir einmal an, während der Einwirkung des Horizontalschubes auf das Gestein entwickle sich an einem Punkte durch irgendwelche Umstände ein Sprödglimmer. Sofort ist eine starke Heterogenität geschaffen. Der Stress wird vom spröden Mineral zerlegt in eine Komponente parallel und senkrecht zur Angriffsfläche. Dadurch werden lokal ganz andere Stressbedingungen geschaffen. Es entstehen Stauungen und Spannungen, die sich durch Falten auslösen. Geht die Weiterbildung des Sprödglimmerkornes Hand in Hand mit der Verstaung, so erhält man ein Bild helizitischer Textur. War die Kristallisation eine rasche, so muss sich das Grundgewebe um den gebildeten Sprödglimmer herumstauen, ähnlich etwa wie Fig. 34 zeigt. Den Beweis zu erbringen, dass die Porphyroblasten oft vor Schluss der tektonischen Bewegungen entstanden sind, fällt nicht schwer. Man braucht nur an die vielen Klüfte zu erinnern, die besonders bei gestreckten oder stark gefalteten Schiefern die Sprödglimmer durchsetzen. Photographie 4 gibt ein sehr schönes Bild der diesbezüglichen Verhältnisse. Man sieht auch, wie die Richtung der Klüfte zum Teil unabhängig von der Lage der Chloritoidkristalle ist und ganz allgemein den Ebenen maximalen tangentialen Strains entspricht. Infolge von analogen Erscheinungen kam *L. de Dorlodot* (Lit. 18) zum Schluss, dass der Ottrelit der *Ottrelitschiefer Belgiens* überhaupt durchwegs vor den tektonischen Störungen gebildet wurde.

Er nimmt zwei streng gesonderte Phasen der Metamorphose an. Zuerst bildeten sich bloss Ottrelit, Granat, Magnetit und Hämatit, später unter der Einwirkung orogener Vorgänge Sericit und Chlorit. Die Erscheinungsweise der Ottrelitschiefer von *Otré, Stavelot, Lierneux* etc. stimmt zum grossen Teil mit der der Chloritoidschiefer vom Gotthardmassiv überein, wie ich mich selbst überzeugt habe. Es gilt daher auch, die Annahme *de Dorlodots* in unserem Gebiet zu prüfen. Es scheint mir, dass der belgische Forscher vergisst, dass auch während der Metamorphose stets die festen Phasen vorhanden sind, auf die nach ihrer Entstehung sofort Stress und Strain einwirken. Sicherlich dauerte die tektonische Beeinflussung länger als bis zu dem Zeitpunkt, wo das Gleichgewicht praktisch erreicht war. Das erlaubt uns aber nicht, einen Hiatus anzunehmen. Für die Chloritoidschiefer des *Tavetsches* lässt sich die Gleichzeitigkeit der Sprödglimmerbildung und der tektonischen Beeinflussungen beweisen.

Die Sprödglimmer liegen anscheinend richtungslos, das heisst aber nicht, dass die Stressachsen auf ihre Lage keinen Einfluss hatten. Häufig nähert sich ihre Stellung der Schichtfläche oder zwei bestimmten Liniensystemen. Mehrere nahe beieinander liegende Kristalle sind dann annähernd parallel gestellt. Es ist also a priori anzunehmen, dass die Stress- und Strainbedingungen bei der Entstehung der Porphyroblasten komplizierte waren und die Lage derselben beeinflussten. Die 2 Liniensysteme entsprechen, wie man sich leicht überzeugen kann, den Richtungen maximalen tangentialen Strains. Das eine davon ist besonders deutlich und zeichnet sich aus durch etwas gröbere Kristallinität und durch sekretionären Quarz. In gefalteten Schiefern entspricht es den Mittelschenkeln der Falten. Schon *L. Milch* (Lit. 27) und *U. Grubemann* (Lit. 45, pag. 174) betonen, dass die Chloritoidkristalle oft an den Umbiegungsstellen solcher Mittelschenkel auftreten. Die Erklärung dieser Erscheinung ist eine sehr einfache. In jenen Richtungen konnte das Wasser ausweichen, einerseits weil dort Zug herrschte, andererseits weil durch die Zerreissungstendenz daselbst das Gewebe gelockert wurde. So trafen an diesen Stellen die für die Sprödglimmerbildung notwendigen Lösungen vor allem zusammen. Später sind dann auch Hohlräume entstanden, die aber sofort von Quarz, Sericit, Muskowit und Chlorit ausgefüllt wurden. So entstanden die überall vorhandenen Quarzsekretionen um die Porphyroblasten. In einigen Fällen, ich verweise auf Fig. 42 und 43, pag. 87, wuchs auch der Chloritoid in diese Hohlräume hinein, so dass einschussfreie seitliche Partien entstanden.

Ähnliche Erscheinungen sind wahrscheinlich die von *F. Becke* (Lit. 35, pag. 47) beschriebenen: „Oft entwickeln sich an ihnen ausgezeichnete Streckungshöfe, an denen sich bisweilen das allmähliche Grösserwerden derselben erkennen lässt. In den Richtungen kleinster Pressung hebt

sich das Grundgewebe von der Oberfläche des Kristalles ab und der Hohlraum füllt sich im Momente des Entstehens mit Mineralneubildungen, die sich öfters vom Grundgewebe im Mengenverhältnis, in der Korngrösse, im Gehalt an unveränderlichen und unlöslichen Partikelchen (Kohlenflitter oder Graphitschüppchen) und hierdurch in der Färbung unterscheiden“.

Selbstverständlich lassen sich nicht alle Sprödglimmer der Chloritoidschieferverkommnisse des *Tavetsches* auf den drei mechanisch ausgezeichneten Richtungen anordnen. Es gibt ja viele zur Gesteinsserie gehörende Schiefer, die im Dünnschliff die Linien maximalen tangentialen Strains gar nicht erkennen lassen und da wo sie vorhanden sind, gibt es viele Lagen, die gar keine Beziehungen, weder zur Schichtfläche, noch zu den Kluftrichtungen, haben. Dass aber überhaupt oft eine Beziehung besteht, und der Umstand, dass in die tektonisch entstandenen mikroskopischen Hohlräume auch Chloritoid kristallisierte, beweist die Gleichzeitigkeit beider Prozesse, wenigstens im Anfang, zur Genüge. Die Grösse der Porphyroblasten und ihre Nichtparallelstellung zum Kristallisationsclivage muss also eine andere als zeitliche Ursache haben. (Man betrachte besonders die schöne Mikrophotographie Nr. 10.)

Die Verbindung $H_2FeAl_2SiO_7$, die dem Chloritoid entspricht, besitzt eine sehr geringe Löslichkeit, eine viel geringere als die Komponenten, die sie bilden. Daher tritt immer starke Übersättigung an Chloritoid auf. Die Kristallisationsgeschwindigkeit ist aber proportional dem Quadrate der Übersättigung. Andererseits steht durch die Untersuchungen von *J. W. Retgers* (Lit. 81, pag. 287) fest, dass alle kristallinen Substanzen unter gleichen Umständen bei der Züchtung, jede für sich, ein bestimmtes Maximum der Kristallgrösse haben. Lassen wir zwei gleich übersättigte Lösungen von NaCl und NaClO₃ unter gleichen Bedingungen stehen, so erhalten wir bloss 1 mm grosse Natriumchloritkristalle, aber Natriumchloratkristalle von 1 cm Durchmesser. Auch in der Natur besteht ein solches mittleres Maximum. Grosse Übersättigungen begünstigen also bloss die Erreichung dieses Maximums. Es gibt nun offenbar chemisch-physikalische Bedingungen, unter denen das Maximum der Chloritoidkristalle ein viel grösseres ist, als das des Sericites, Chlorites und Quarzes. Dass die Kristallisationskraft der Sprödglimmer eine grosse war, geht schon aus ihren Einlagerungen hervor, die die Sanduhrformen (Anwachspyramiden) oft sehr schön erkennen lassen (siehe besonders Photographie 1). Es zeigen stets die Flächen mehr Einlagerungen, senkrecht zu denen der Kristall die grösste Entwicklung zeigt. Dies lässt mich eine andere Erklärung der sanduhrförmigen Einlagerungen als richtig erscheinen, als sie *Goldschmidt* (Lit. 43, pag. 355) annimmt. Vielleicht hatte in diesen Richtungen direkt Adsorption stattgefunden, und beruht der Unterschied am Reichtum von mikrolitischen Einschlüssen nicht nur auf einer verschiedenen guten Wegdrängung der ursprünglich vorhandenen Verunreinigungen. Nun ist aber, wie aus den Untersuchungen von *R. Marc* (Lit. 74) hervorgeht, auch der Kristallisationsvorgang zum Teil eine Adsorptionerscheinung. Die Adsorption von gelöster Substanz und die Adsorption von winzigen Mikroliten lässt sich dann vielleicht auf die gleiche Kraft zurückführen. Damit steht im Einklang, dass um die Porphyroblasten oft grosse Armut an den winzigen schwarzen Pünktchen herrscht. Die Folgerung ist aber die, dass diejenigen Mineralien Einschlüsse in sich anhäufen, die eine grosse Kristallisationskraft zeigen. Selbstverständlich haben wir dabei nicht die Einschlüsse im Auge, die das ursprüngliche Grundgewebe noch erkennen lassen, wie Quarz und einzelne Ferrite. Wie nun jede kristallographische Fläche eine verschiedene Kristallisationskraft und eine verschiedene obere Sättigungsgrenze für adsorbierte Farbstofflösungen hat, wird sie auch eine verschiedene ihr eigentümliche Menge von Mikroliten adsorbieren können.

Die Entwicklung von grossen Kristallen in einem Grundgewebe braucht daher nicht, wie *Leith* und *van Hise* meinen, auf ein nachträgliches Sinken der Gesteine in die untere Zone zurückzuführen sein. Sie ist, wie *U. Grubenmann* und *F. Becke* sagen, der Ausdruck des Voraneilens gewisser Komponenten in der Kristallisation. Ja, die porphyroblastische Struktur ist die notwendige Folge davon, dass die Kristallisationskraft eine Funktion der Substanz ist, eine notwendige Folge auch des *Retgerschen* Prinzipes, nach dem jedes Mineral für bestimmte Temperatur- und Druckverhältnisse ein

ihm eigentümliches Maximum der Kristallgrösse hat. Je grösser die absoluten Werte für hydrostatischen Druck und Temperatur werden, um so ähnlicher werden sich wohl diese arteigenen Maximalwerte.

Wir sehen, die Grösse der Chloritoidkristalle bietet kein Moment, das für sie andere Bedingungen beanspruchen würde als die, die bei der Grundgewebebildung herrschten. Vielleicht als letztes die nichtparallele Anordnung. Wir haben schon betont, dass wir oft Beziehungen zwischen den Stress- und Strainachsen und den Stellen besonders günstiger Porphyroblastenentwicklung finden können. Dennoch nehmen die Sprödglimmer an einer Kristallisationschieferung nicht teil. Im II. Kapitel leiteten wir aus thermodynamischen Betrachtungen ab, dass die Kristallisationsschieferung einem Minimum geleisteter Arbeit bei der Neubildung entspricht. Die Arbeit, die bei der Bildung der Chloritoidschiefer vom System geleistet wurde, war also kein Minimum. Dadurch verliert dieser Einwand an Bedeutung, denn gleich wie nicht immer die stabilsten Mineralien entstehen, also die mit der geringsten Menge freier Energie, ebenso braucht die vom System geleistete Arbeit nicht stets dem Minimum zu entsprechen. Wir sehen den Zusammenhang zwischen Grösse und Nichtparallelstellung klar vor uns. Die Mineralien mit grosser Kristallisationskraft und Kristallisationsgeschwindigkeit werden am ehesten dazu befähigt sein, die Mehrleistung an Arbeit entgegen den Stress- und Strainbedingungen auf sich zu nehmen. Offenbar spielt dabei gerade die Zeit, also die Kristallisationsgeschwindigkeit, eine grosse Rolle. Alle aber so gebildeten Kristalle sind in bezug auf Stress und Strain metastabil. Diese Metastabilität kann durch Drehung aufgehoben werden. Sofort nach der Entstehung der Porphyroblasten tritt dieser Rotationsstrain in Funktion. Ihm verdanken wir eine Reihe von eigentümlichen Erscheinungen, die zum Teil auch an helizitische Fältelung erinnern. (Siehe nebenstehende Figuren.)



Fig. 66.

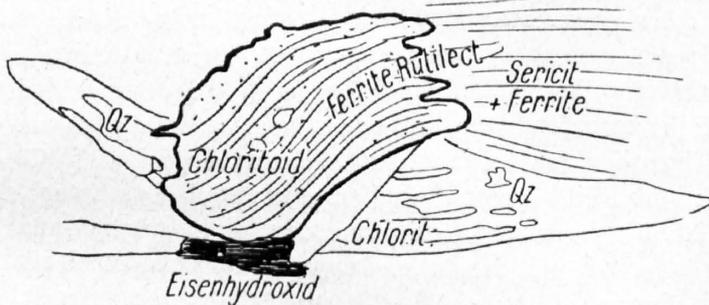


Fig. 68.

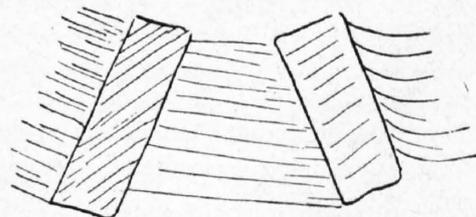


Fig. 67.

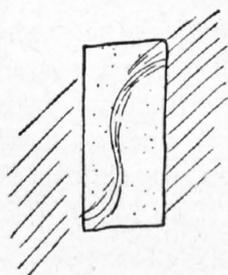


Fig. 69.

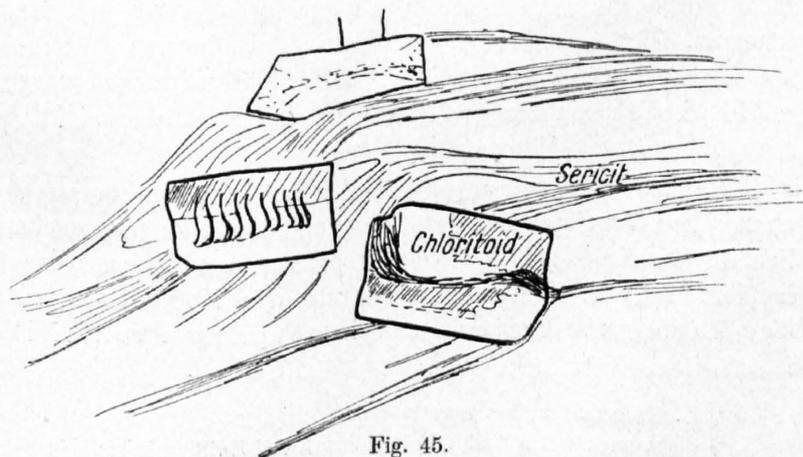


Fig. 45.

Wir sehen somit, dass sog. helizitische Fältelung verschiedene Ursachen haben kann:

1. Konservierung von schon gefaltetem Grundgewebe;
2. Gleichzeitigkeit von Faltung und Mineralbildung;
3. Natürliche Drehung der Ebenen maximalen tangentialen Strains während der Mineralbildung;
4. Nachträglicher Rotationsstrain am schon gebildeten Kristall.

Porphyroblastenbildung aber und Nichtparallelordnung gehen Hand in Hand; beides sind Folgen grosser Kristallisationskraft der betreffenden Mineralien. Beide Erscheinungen finden vorwiegend in der Epizone¹⁾ statt, wo die Differenzen der spezifischen Eigenschaften verschiedener Mineralien sich relativ bedeutend bemerkbar machen können. Ganz im Einklang mit unseren bisherigen Resultaten steht eine Erscheinung, von der wir bis jetzt nicht sprachen, nämlich die Viellingsbildung. Sie ist in unserer Gesteinsserie so verbreitet, dass es gar nicht gelingt, grössere einfache Individuen aufzufinden. Die maximale Grösse, von der wir vorhin sprachen, bezieht sich also nicht auf ein einfaches Individuum, sondern auf einen Kompositen. Alle neueren physikalisch-chemischen Untersuchungen über Zwillingsbildungen kommen zum Schlusse, dass Zwillinge der Ausdruck nicht vollständiger einfachster Orientierung der sich vereinigenden Kristallmoleküle sind. Die Bildung einfacher Kristalle scheint immer mit einer grösseren Abnahme der freien Energie verbunden zu sein, als die Bildung von Zwillingen oder gar Viellingsen²⁾. Unter der plausibeln Annahme, dass die Grenzenergie paralleler Vektoren irgendeines Körpers kleiner sei als diejenige zwischen nicht parallelen Vektoren, folgt dieser Satz auch aus der Betrachtungsweise von *P. Pawlow* (vide pag. 55). Die freie Energie setzt sich zusammen aus der Summe der freien inneren Energie, der Flächenenergie und der Grenzenergie. Sind die Grenzenergien paralleler Vektoren kleiner als solche nichtparalleler Vektoren, so folgt daraus, dass die gesamte freie Energie um so geringer ist, je mehr Vektoren einander parallel stehen. Es ist daher die freie Energie von Zwillingen grösser als die eines einfachen Kristalles von gleicher Masse, aber kleiner als die Summe der freien Energien zweier beliebig gestellter Kristalle, deren Gesamtmasse gleich ist der Masse des Komposites.

Das Auftreten der Viellingsbildung bei den Sprödglimmerporphyroblasten entspricht also wieder einem energiereichen, metastabilen Stadium. Sie ist auch der Ausdruck der Spannungsverhältnisse während der Mineralneubildung. Jede noch so merkwürdige Lage eines Porphyroblasten ist schliesslich doch ein Kompromiss zwischen Stress und Kristallisationskraft. Die Lage der Resultierenden ändert sich mit den Stressbedingungen, und so mag auch eine nur teilweise Parallelstellung mit den schon vorhandenen Kristallmolekülen die Folge sein. Dass Druck bei fertig gebildeten Kristallen Zwillingsbildung hervorrufen kann, ist schon lange bekannt; warum soll er es nicht bei erst sich bildenden Mineralien tun? Für diese Erklärung spricht auch die Unregelmässigkeit der Form der Zwillinge; nur selten gehen Lamellen ganz durch den Kompositen. (Siehe besonders Mikrophotographie Nr. 2.) Isomorphe Schichtung oder Entmischung kann nicht vorliegen, denn sonst würde sie zu allererst bei den Anwachspyramiden zum Ausdruck kommen. Die Beobachtung, dass Zwillingslamellen von Klüften beidseitig ausgehen ist zu vereinzelt, als dass daraus mit Sicherheit auf nachträgliche Druckviellingsbildung im bereits gebildeten Mineral geschlossen werden könnte. Unwahrscheinlich ist aber nicht, dass auch hier ein Teil der Lamellen sekundäres Druckphänomen ist.

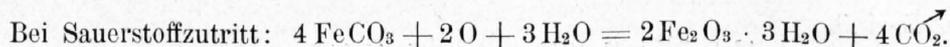
Nachdem wir die porphyroblastische Ausbildungsweise verstehen, erübrigt es uns noch, die chemischen Vorgänge bei der Chloritoidbildung zu untersuchen. Wie wir sahen, waren ursprünglich im Gestein ziemlich viele Karbonate, besonders aus der Dolomit-Ankerit-Breuneritreihe vorhanden. Durch Silikation wurde die Kohlensäure ausgetrieben, und an Stelle der Karbonate traten Pseudomorphosen von Silikaten auf. Man nennt diesen Vor-

¹⁾ U. Grubenmann, loc. cit.

²⁾ Siehe auch den Aufsatz: Kolloidchemie und Zwillingskristalle in Zeitschrift für Kolloidchemie, Bd. 10, pag. 268.

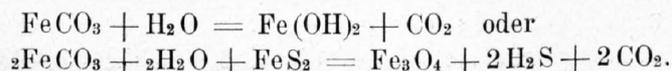
gang Dedolomitisation oder Entdolomitisation. Doch haben wir es hier nicht mit einer gewöhnlichen Entdolomitisation resp. Entbreuneritisation zu tun, weil nicht einfache Eisen- und Magnesiumsilikate entstehen, sondern unter Hinzutritt von Al_2O_3 Alumosilikate. Denn, wie aus mannigfachen Beobachtungen hervorgeht, bildeten sich aus dem MgO und FeO der Karbonate oft sehr aluminiumreiche Chlorite und ein Grossteil der Chloritoide. Eine ganz ähnliche Alumosilikation, nur bei höherer Temperatur, ist neuerdings von *F. Hatch* und *R. H. Rastall* (Lit. 29) beschrieben worden.

In den Knoten und Flecken des Typus „Solivabach“, die ursprünglich Karbonatlinsen entsprachen, ergab die Entkarbonatisierung vorwiegend Quarz und Prochlorit. Wie der Typus *Garvera 2* beweist, ein Typus, der in der ganzen Zone, z. B. auch im *Val Giern*, bei *Perdatsch* und an der *Fil Alpetta* immer in Gesellschaft der reinen Sprödglimmerschiefer auftritt, stammt aber auch ein Grossteil des Eisenoxiduls der Chloritoide aus umgewandelten Karbonaten. Die Dissoziation der Karbonate ist abhängig vom Druck und der Temperatur. So ist die rechte Seite der Gleichung $\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{CaO} + \text{CO}_2$ bei Atmosphärendruck erst über 900° beständig. Druckerhöhung verhindert die Dissoziation. Magnesit lässt sich schon bei 200° und Atmosphärendruck zersetzen, und vermutlich bei noch niedrigeren Temperaturen Breunerit und Siderit. Wie wir im zweiten Kapitel eingehend auseinandersetzen, kommt aber nicht der Gesamtdruck oder gar der Stress bei Beurteilung des Dissoziationsgrades in Betracht, sondern der Partialdruck der CO_2 . Dieser Partialdruck ist im Falle der Pressung klein. Den Prozess der Umwandlung von Eisenkarbonaten können wir, abgesehen von nachherigen Reaktionen, so formulieren:



Es entsteht Limonit; wirklich fanden wir auch Pseudomorphosen von Limonit nach Siderit.

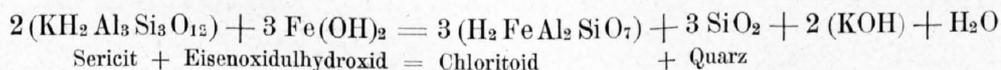
Zumeist aber bleibt die Oxidation stehen oder findet gar nicht statt:



Unterstützt wird die blosse Partialoxidation durch die reduzierende Wirkung von H_2S und eventuell anwesenden organischen Bestandteilen. In den meisten Fällen trat sogar eine Reduktion des ursprünglich vorhandenen Hämatites und Göthites ein, wodurch ebenfalls FeO zur Sprödglimmerbildung geliefert wurde. So zeigen alle unveränderten Tonschiefer einen höheren Fe_2O_3 -Gehalt als die Chloritoidschiefer. Selbst zwischen roten Schiefern und grünen Einlagerungen macht sich der Unterschied bemerkbar. Bei konstanter Temperatur ist in einer Lösung $\frac{C_{\text{Fe}^{2+}}}{C_{\text{Fe}^{3+}}} = k$.

Es stellt sich, wenn äussere Einflüsse nicht stets aufs neue oxidieren, ein Gleichgewicht zwischen Fe^{2+} - und Fe^{3+} -Ionen ein. Werden nun durch die Chloritoidbildung vorzugsweise Fe^{2+} -Ionen der Lösung entzogen, so müssen sich, des Gleichgewichtes wegen, immerzu aus Fe^{3+} -Ionen neue Ferrojone bilden. So kann also bei mangelndem Luftzutritt, hervorgerufen durch entstehendes CO_2 , das neue Mineral sich gerade den Oxidationsgrad schaffen, den es zu seiner Bildung nötig hat.

Wir können die Sprödglimmerbildung in summarischer Weise wie folgt formulieren:



oder



Die zweite Reaktion verläuft unter starker Volumabnahme; es kann daher vorausgesehen werden, dass $\frac{dK}{dp}$ dieser Reaktion positiv sein wird. Hier ist es vielleicht am Platz, einige Worte über die Wirkung des Druckes auf chemische Vorgänge zu sagen.

Durch die piezochemischen Studien von *Cohen* (Lit. 63—65) ist in quantitativer Hinsicht die Frage nach dem Einflusse des Druckes auf die Affinitätskonstante einer Reaktion,

oder auf die Löslichkeit einer festen Phase, für eine Reihe von Beispielen gelöst worden. Es ist mittelst elektrischer Messungen möglich, die Löslichkeit und den Umwandlungspunkt vieler Körper bei einem Druck bis 1500 Atmosphären mit der gleichen Genauigkeit zu bestimmen wie bei gewöhnlichem Atmosphärendruck.

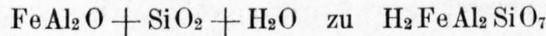
Die Reaktion $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O} = \text{ZnSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O}$ verläuft nach rechts unter Volumzunahme. Die Umwandlungstemperatur steigt daher unter Druckzunahme.

Die Werte, die *Cohen* fand, sind:

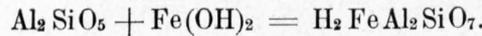
Druck in Atmosphären	Umwandlungstemperatur
1	38.12°
500	39.96°
1000	41.19°
1500	42.63°

Man sieht daraus, und aus den Löslichkeitsstudien, dass der Druckeinfluss kein sehr grosser ist. Auch bei der Metamorphose der Gesteine wird der Druck sich zumeist auf die Beeinflussung der Formenergie beschränken.

Die Verhältnisse der Sprödglimmerbildung werden übersichtlicher, wenn wir die zirkulierenden Lösungen betrachten. Wir können als in der Lösung vorkommend annehmen: KAlO_2 , $\text{Fe}(\text{OH})_2$, SiO_2 , $\text{Al}(\text{OH})_3$, Al_2SiO_5 . Durch erhebliche Mengen gelösten $\text{Fe}(\text{OH})_2$ wird auch FeAl_2O entstehen. Die Bildung des Sprödglimmers besteht dann aus dem Zusammentritt von



oder aus der Reaktion



Hierbei ist zu beachten, dass nach *W. Ostwald* (Lit. 78, pag. 1040): „neben der gesetzmässigen Anordnung der Molekeln zu kristallinischen Raumgittern im Moment des Festwerdens noch Verbindungsvorgänge zwischen den Molekeln der gelösten Stoffe unter sich und mit denen des Lösungsmittels zu grösseren Komplexen stattfinden, die vorher in der Flüssigkeit nicht oder nur in geringer Menge bestanden hatten“. Wasserhaltige Salze sind also in der Lösung oft nicht mit H_2O verbunden, sondern werden das erst beim Festwerden.

Beide Gleichungen sind Doppelsalzbildungen. So können wir auf das Problem der Chloritoidbildung *J. H. van't Hoff's* (Lit. 71) Darstellung von Doppelsalzbildungen anwenden.

Nehmen wir an, es sei in der Lösung alles SiO_2 und Al_2O_3 als Al_2SiO_5 vorhanden und alles Eisen als FeO , resp. $\text{Fe}(\text{OH})_2$, so kommen wir zu folgender

einfacher Darstellung. Solange kein fester Bodenkörper da ist, ist das

$$\text{Gleichgewicht } \frac{C_{\text{Fe}(\text{OH})_2} \cdot C_{\text{Al}_2\text{SiO}_5}}{C_{\text{Chloritoid}}} = K_C.$$

Ist ein Körper als feste Phase vorhanden, so wird seine Konzentration eine Konstante. Wird z. B. Sprödglimmer Bodenkörper, so muss $C_{\text{Fe}(\text{OH})_2} \cdot C_{\text{Al}_2\text{SiO}_5} = K_C'$ sein. Das heisst, es gibt viele Lösungen, die mit festem $\text{FeAl}_2\text{SiO}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ im Gleichgewicht sind; einzige Bedingung ist, dass bei gegebener Temperatur jeweiligen das Produkt aus den Konzentrationen eine bestimmte Konstante sei. Ist $\text{Fe}(\text{OH})_2$ Bodenkörper, so muss

$$\frac{C_{\text{Al}_2\text{SiO}_5}}{C_{\text{Chloritoid}}} = K_C'' \text{ sein usw. Sind zwei}$$

Bodenkörper zugleich vorhanden, so

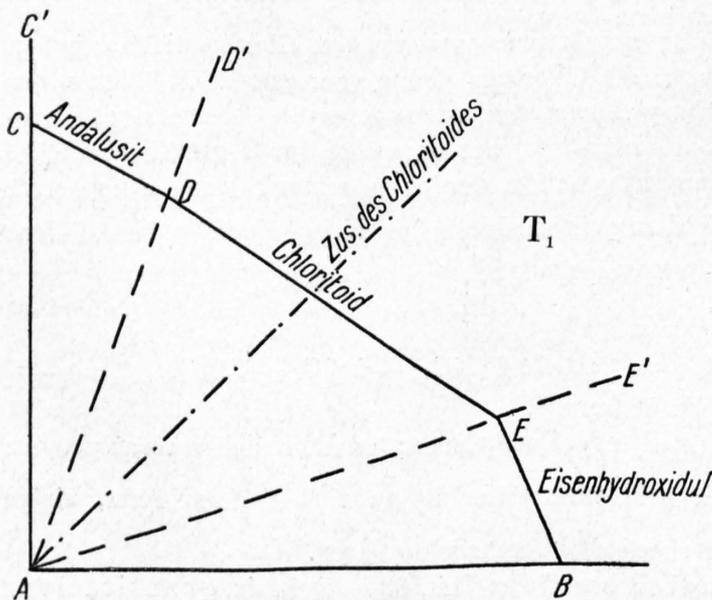


Fig. 70.

gibt es immer nur eine Lösung, die damit bei einer bestimmten Temperatur und einem bestimmten Druck im Gleichgewicht ist. Die graphische Darstellung dieser Erscheinungen nach der Methode von *van't Hoff* ist sehr instruktiv. Noch sind für die Chloritoidbildung die experimentellen Werte nicht bekannt, so dass die vorliegende Zeichnung (Fig. 70) nur die qualitativen Verhältnisse klarlegen will.

CA bedeute die Löslichkeit von Al_2SiO_5 bei der Temperatur T_1 , AB ist die Löslichkeit von $\text{Fe}(\text{OH})_2$ bei derselben Temperatur, CD umfasst alle die Punkte, die der Gleichung $\frac{C_{\text{Fe}(\text{OH})_2}}{C_{\text{Chloritoid}}} = K_C'''$ entsprechen; es ist also die Löslichkeitskurve bei Anwesenheit von Al_2SiO_5 (Andalusit) als Bodenkörper. Auf DE liegen die Konzentrationen der Lösungen die im Gleichgewicht stehen mit festem Sprödglimmer als Bodenkörper. D repräsentiert somit die Zusammensetzung derjenigen Lösung, die im Gleichgewicht mit festem Andalusit und Chloritoid ist usw.

Die Winkelhalbierende zwischen den beiden Koordinatenachsen ist der geometrische Ort aller derjenigen Lösungen, bei denen $C_{\text{Al}_2\text{SiO}_5} : C_{\text{Fe}(\text{OH})_2} = 1$ ist, die also der Zusammensetzung des entstehenden Doppelsalzes entsprechen. Irgend eine Lösung, deren Projektion zwischen AD' und AC' liegt, ist in bezug auf Al_2SiO_5 übersättigt, sie scheidet Andalusit aus bis sie eine der Zusammensetzungen längs CD erhält. Unter ständiger Ausscheidung von Al_2SiO_5 verändert sich ihre Zusammensetzung längs CD. Im Punkte D erscheint als fester Bodenkörper auch Sprödglimmer. Es scheiden sich hier miteinander Andalusit und Chloritoid aus, bis die Zusammensetzung der Lösung sich zugunsten von $\text{Fe}(\text{OH})_2$ weiter verändert hat. Dann erfolgt Abscheidung von Chloritoid längs DE und zwar zum Teil unter Resorption des vorher gebildeten Andalusites.

Lösungen oberhalb AD' scheiden entweder sofort Chloritoid aus oder es geht eine kurze Ausscheidung von $\text{Fe}(\text{OH})_2$ voraus. Die gegenseitige Lage der Löslichkeitslinien wird sich mit Temperatur- und Druckveränderungen verschieben; so mag für eine Temperatur T_2 das Diagramm folgende Gestalt haben (Fig. 71):

Während im ersten Falle die meisten vorkommenden Lösungen in bezug auf Chloritoid übersättigt waren, sind sie es hier in bezug auf Andalusit und $\text{Fe}(\text{OH})_2$. Unter solchen Bedingungen kann die Andalusitbildung über die Sprödglimmerbildung dominieren. Das war z. B. der Fall bei den *Ottrelit-Andalusitschiefern* von *Transvaal* (siehe pag. 86). Umgekehrt kann man schliessen, dass in unseren Gesteinen die Verhältnisse ähnliche waren, wie sie Fig. 71 angibt.

Aber die Bedingungen bei der Chloritoidbildung waren nicht so einfache. Sicherlich war in der Lösung nicht alles Al_2O_3 und SiO_2 zu Al_2SiO_5 verbunden; wir müssen daher ein System von mehr Komponenten in Betracht ziehen. Auch hier können wir uns der Führung von *J. H. van't Hoff* anvertrauen. Die Untersuchung der Gesteine liefert die Mineralgesellschaften einer Paragenese. Diejenigen Mineralien in kristallinen Schiefen, die nebeneinander vorkommen, ohne dass das eine das Umwandlungsprodukt des andern ist, können offenbar unter den gleichen Bedingungen entstehen; sie bilden eine paragenetische Gesellschaft. Eine solche Mineralassoziation ist z. B. Quarz, Chloritoid und Chlorit. Diese Mineralien können aus Lösungen entstehen, die SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , H_2O in irgendwelcher Form enthalten. Sie sind untereinander verbunden durch doppelte Umsetzungen von Lösungskomponenten.

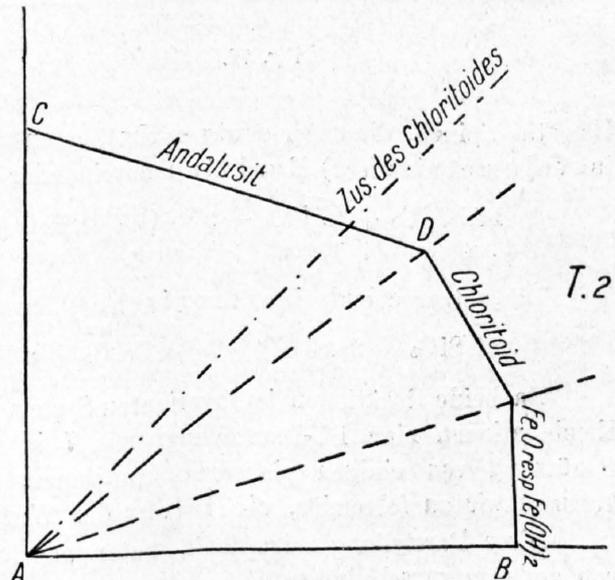


Fig. 71.

Wichtig in petrographischer Hinsicht sind die schematischen, von *J. H. van't Hoff* (Lit. 71) eingeführten rechtwinkligen paragenetischen Diagramme. Jede Verbindung, die bei den entsprechenden Verhältnissen in der Lösung vorkommen kann, hat ihr Existenzfeld. Auf den Grenzlinien zwischen zwei Nachbarsalzen können sich beide zugleich ausscheiden. So zeigen die Diagramme auf den ersten Blick die möglichen Mineralkombinationen und die gleichzeitigen Ausscheidungen, ohne den Eindruck zu erwecken, dass quantitativ das System bekannt sei. Für Beobachtungen im Feld, die bloss Mutmassungen liefern können, sind sie meiner Ansicht nach die übersichtlichste und zugleich die am tiefsten gehende Darstellungsart. So ergäbe sich für FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂-haltige Lösungen bei einer bestimmten Temperatur vielleicht folgendes paragenetische Diagramm (Fig. 72).

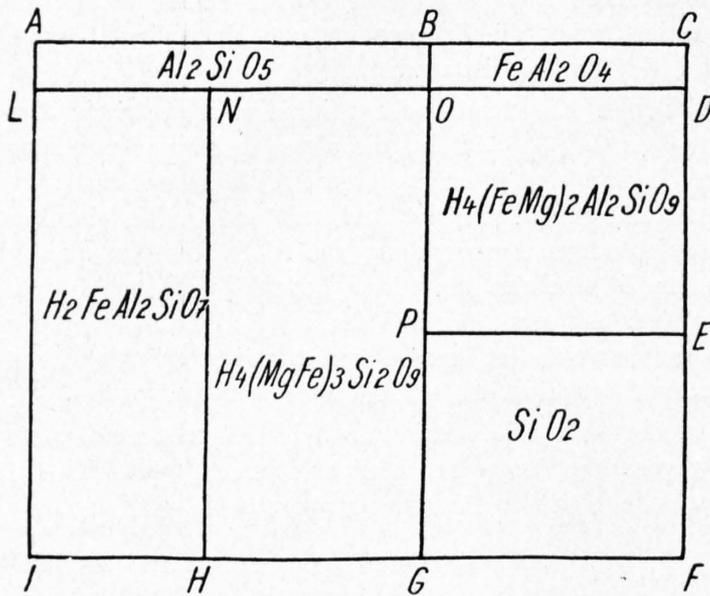
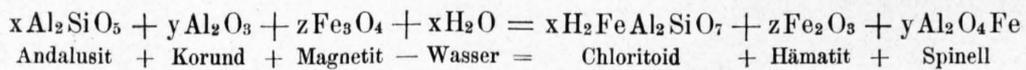


Fig. 72.

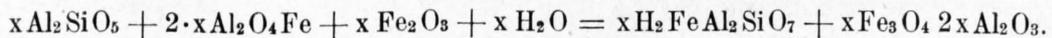
Al₂SiO₅ und FeAl₂O₄ finden sich in unserer Gesteinsserie nicht als Mineralien; das beweist natürlich nicht, dass sie in der Lösung überhaupt fehlten. Nehmen wir letzteres an, so müsste die Figur oben mit LD begrenzt sein. Nun gibt es aber an anderen Orten Andalusit-Chloritoidschiefer und ähnliche spinellführende Hornfelse, so dass es sicher erscheint, dass beide Verbindungen zugleich mit H₂FeAlSiO₇ in Lösungen existieren können.

Auch unter den Mineralien einer Paragenese können Umsetzungen stattfinden; diese bestimmen dann das Mengenverhältnis der einzelnen Phasen. So sind z. B. die Mineralien Andalusit, Korund¹⁾, Magnetit, Wasser, Chloritoid,

Hämatit, Spinell, die unter gewissen Umständen paragenetisch vergesellschaftet sind, durch folgende isovolumetrische²⁾ Reaktion miteinander verbunden:



Die entsprechende isentropische²⁾ Reaktion ist wahrscheinlich



Da beide Reaktionen im invarianten System vor sich gehen, erhält man für die verschiedenen Kombinationen eine PT-Darstellung, mit 7. in einem Punkt sich treffenden Feldern³⁾. Unter Benützung von einigen plausibeln Annahmen, an Stelle von wohlfundierten Untersuchungen, kommen wir zu folgender, vielleicht der Wirklichkeit entsprechenden, Darstellung (Fig. 73).

Diese Darstellung zeigt dann, unter was für Umständen die einen Komponenten zugunsten von anderen verschwinden.

Wir wollen nun das Problem der Metamorphose der Tonschiefer und Mergel von *Tavetsch-Nadèls* noch vom Standpunkt der allgemeinen Phasenregel aus betrachten, wodurch sich eine Reihe von neuen Beziehungen ergeben werden. Die erste Frage wird die sein, ob wir das ganze Gestein als einheitliches System betrachten dürfen. Die Antwort kann nur

¹⁾ Erinnert sei an die Chloritoidsmirgel.

²⁾ Siehe: Die heterogenen Gleichgewichte III. F. A. Schreinemakers 1911.

³⁾ Über diese Betrachtungsweise siehe alles Nähere bei F. A. H. Schreinemakers, loc. cit., pag. 219ff., 1911.

zum Teil bejahend sein. Ein System, in dem alle Teile in jedem Momente mit den andern im Gleichgewicht sind, ist es sicher nicht; denn dazu müsste ein durchgehendes Lösungsmittel die festen Phasen verbinden und erst noch für ständige Durchmischung gesorgt sein. Nun aber enthält der Begriff „Gestein“ schon in sich den Unterbegriff „einheitliche Zusammensetzung“. Denn wir nennen ja nur die Mineralassoziationen Gesteine, die in annähernd der gleichen Zusammensetzung grössere Partien der Erdkruste bilden. Und gerade die Tonschiefer und Mergelgesteine, die durch Vermischung von Verwitterungsprodukten entstanden sind, zeigen auf grössere Strecken hin eine chemisch ziemlich einheitliche Stoffverteilung. Selbstverständlich sind, wie aus der chemischen Analyse hervorgeht, besonders in ursprünglich vertikaler Richtung, alle Übergänge zwischen Tonschiefern, Mergeln, Dolomiten und Sandsteinen vorhanden. Darauf kommt es bei unserer Betrachtung nicht an, wenn nur innerhalb eines solchen Gesamtchemismus die Verteilung eine annähernd gleichmässige ist. Dass gerade die feinkörnigen Ursprungsgesteine diese Bedingung in grossem Masse erfüllen (worauf ja der Wert von Gesteins-Bauschanalysen beruht), ist klar. Zudem wird der schliessliche Gleichgewichtszustand des metamorphen Gesteines, bei Berücksichtigung der grossen Zeitabschnitte, in denen die Umwandlung geschah, nicht sehr verschieden sein von dem eines gleichen Systems bei beständiger Durchmischung. Die Zeit ersetzt eben das, was wir im Laboratorium durch andere Mittel bewirken müssen.

Dann aber beschränken wir uns 1. auf die Entstehung der den Typus des Gesteins bildenden Hauptmineralien, 2. auf die Darlegung der Entwicklung von Mineralassoziationen, die selbst wieder sogenannte einheitliche Gesteine bilden. Würden wir alle entstehenden, auch die akzessorischen, Mineralien berücksichtigen, kämen wir natürlich in bezug auf die Phasenregel oft zu Überbestimmungen.

Ein weiterer Einwand wird der sein, es seien nicht alle Mineralien zur gleichen Zeit und durch die gleichen Einflüsse entstanden. Gerade zur Erklärung der porphyroblastischen Entwicklung ist das ja ein beliebter Einwand. So glauben *Ch. Leith* und andere, die porphyroblastischen Mineralien seien nach den tektonischen Störungen entstanden und *L. de Dorlodot* hat für die Ottrelitschiefer *Belgiens* neuerdings angenommen, dass die Porphyroblastenentwicklung eines viel früheren Periode angehöre. Ich glaube, in dieser Arbeit gezeigt zu haben, dass in vielen Fällen eine solche Annahme unnötig ist. Vorausgesetzt, der Einwand bestehe zu Recht, so hätte er nur dann Bedeutung, wenn die Porphyroblasten nur erhalten geblieben wären, weil ihre Umwandlungsgeschwindigkeit eine ganz geringe ist. Denn wenn die Porphyroblasten auch unter den neuen Verhältnissen stabil sind, so ist der Gleichgewichtszustand ja durch eine vorzeitige Entwicklung nicht gestört. Mit solchen scheinbaren Gleichgewichten haben wir immer zu rechnen;

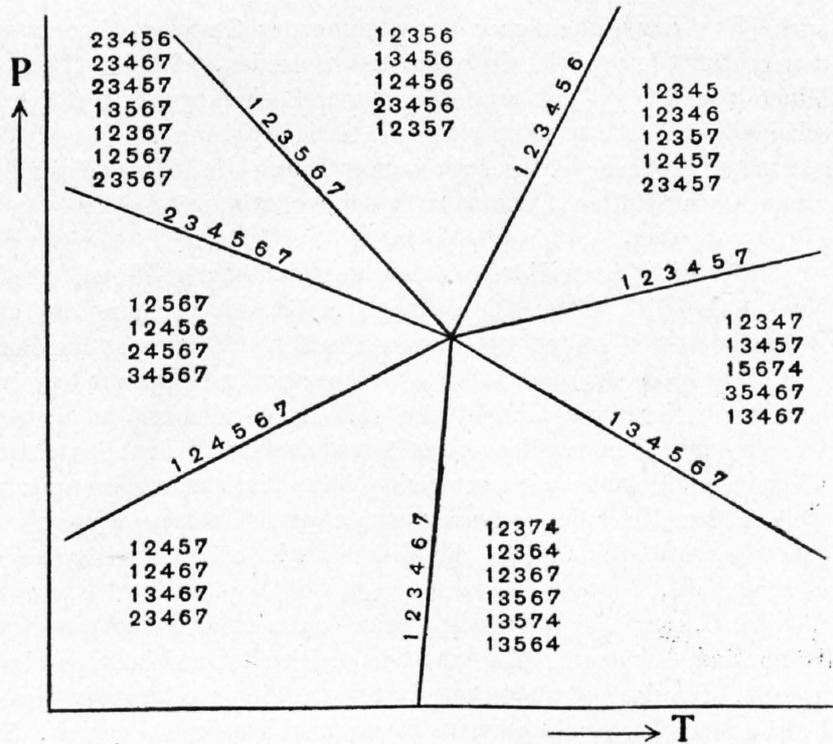


Fig. 73.

Andalusit = 1; Korund = 2; Magnetit = 3; Wasser = 4; Chloritoid = 5; Hämatit = 6; Spinell = 7.

auch bei sicher einheitlicher Entwicklung des Gesteins können wir diese unter Umständen von den echten Gleichgewichten nicht unterscheiden. Dann ist eben die Bestimmung der zu den Mineralparagenesen gehörenden äusseren Bedingungen einer Korrektur zu unterwerfen. Die Entscheidung liefert das Experiment. Übrigens kann für unsere Untersuchung der Einwand anscheinend genügend entkräftigt werden durch die sichere Neubildung von Chloritoid während des Stresses (in Klüften), und durch das vollständige Fehlen von beginnender Umwandlung des Porphyroblasten.

Die wichtigsten Komponenten der Tonschiefer-Mergelreihe sind SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CO_2 , H_2O , K_2O . Die Alkalien ziehen wir vorläufig bei unseren Untersuchungen nicht in Betracht, da sie ja stets als Glimmer, selten als Feldspat, im Produkt erscheinen.

Ferner denken wir uns — eine zwingende Notwendigkeit dafür ist allerdings nicht vorhanden — eine Reihe von Idealfällen. In Wirklichkeit ist jede feste Phase ein ganzes System für sich mit kleinen Mengen gelösten anderen festen Phasen oder bestehend aus isomorphen Mischungen. Solange wir noch keine Zustandsgleichung für anisotrope Körper haben, müssen wir viele solcher Erscheinungen vernachlässigen. Nehmen wir also auch hier zur Präzisierung an, dass Chloritoid ein reines Fe-Mineral sei, und Chlorit jeweils eine bestimmte Zusammensetzung habe.

*J. H. van't Hoff*¹⁾ macht darauf aufmerksam, dass in der Natur schon die Fälle relativ selten sind, bei denen 4 Bestandteile gleichzeitig aufeinander einwirken. Man wird sich vorstellen müssen, dass in petrologischen Systemen, die ja oft relativ viele Bestandteile besitzen, mehrere Umsetzungen sich in gewissem Sinne unabhängig überlagern. Im Falle der Metamorphose der Chloritoidschiefer wären vielleicht solche Prozesse

1. die Chloritoid- und Chloritbildung,
2. die Sericitbildung,
3. die Hämatitbildung.

Dieser Umstand begünstigt natürlich wiederum die Gleichgewichtseinstellung in einem System, bei dem jeweils nur geringe Mengen sich in Reaktion befinden. Für das Endergebnis der Untersuchung wird es gleich sein, ob wir die drei Umsetzungen in eine einzige zusammenziehen, oder ob wir die Einzelreaktionen in ihrer Abhängigkeit voneinander studieren. Wir werden daher die Chloritoid-Chloritbildung und die Hämatitbildung vereint betrachten, denn beiden Umsetzungen ist gemeinsam, dass sie innerhalb der Gesteinsserie nicht vollständig verlaufen sind. Der hylotrope Umwandlungspunkt muss bei Temperatur- und Druckverhältnissen liegen, die ungefähr denen des Umwandlungsstadiums des geotektonischen Bezirkes Tavetsch-Nadëls angehören. Anders die Sericitbildung. Sie ist vollständig verlaufen; infolgedessen müssen wir sie von der folgenden Betrachtungsweise vorerst ausschliessen.

Wie aus dem Studium der Gesteinsdünnschliffe hervorgeht, besteht die Metamorphose, unter Weglassung der Sericitbildungsgleichung, zumeist in folgender Beziehung:

$\text{Kaolin (resp. Ton)} + \text{Breunerit} + \text{Limonit} \rightarrow \text{Chlorit} + \text{Chloritoid} + \text{Quarz} + \text{Hämatit} + \text{Lösung} + \text{CO}_2$.

Das System besteht aus 7 Komponenten und besitzt 9 Phasen. Alle 9 Phasen sind daher nur bei einer bestimmten Temperatur, einem bestimmten Druck und bei gegebener Konzentration miteinander im Gleichgewicht. (Freiheitsgrade = Anzahl der Komponenten + 2 — Anzahl der Phasen). Die Neunphasenreaktion entspricht einer Umsetzung im invarianten System. Da das Gleichgewicht in jeder Hinsicht bestimmt ist, so kann bei Wärmezufuhr oder bei einer äusserlichen Volumänderung sich weder der Druck, noch die Temperatur, noch die Zusammensetzung der Lösung ändern. Es tritt dann eine Reaktion ein, bei der sich nur die inaktiven Mengen der Phasen ändern können. Erst wenn eine dieser Phasen verschwunden ist, wird das System monovariant. Je nachdem nun die eine oder die andere der 9 Phasen verschwindet, erhält man eine verschiedene Achtphasenreaktion. Alle Systeme mit 8 Phasen sind monovariant, zu einer bestimmten Temperatur gehört ein bestimmter Druck und umgekehrt.

¹⁾ J. H. van't Hoff. Die chemischen Grundlehren nach Menge, Mass und Zeit. Braunschweig 1912, pag. 21.

Es gehen also im PT-Diagramm entsprechend den verschiedenen Kombinationen zu 8 Phasen vom Neunphasenpunkt aus eine Reihe von Linien nach verschiedenen PT-Werten. Längs diesen Kurven sind jeweilen 8 Phasen beständig, in den Feldern zwischen den Kurven nur 7 Phasen. Die Kombination von 7 Phasen im Siebenkomponentensystem ist also divariant, d. h. über ein ganzes Druck- und Temperaturgebiet beständig. Gesteinsbildend werden stets Kombinationen von mindestens einer Divarianz sein, die Erhaltung monovarianter oder gar invarianter Systeme wird äusserst selten sein (siehe auch Lit. 43).

Dieser Satz von der mindestens zu verlangenden Divarianz der gesteinsbildenden Mineralkombination (entsprechend dem *Goldschmidtschen* Satz: Maximale Zahl der Mineralien bei n -Komponenten = n), wobei ich das Hauptgewicht auf gesteinsbildend lege, ist leicht verständlich. Die Phasenregel sagt aus, dass ein System, bestehend aus $n + 2$ Phasen, wo n die Zahl der Komponenten ist, nur dann im Gleichgewicht ist, wenn ein bestimmter Druck, eine bestimmte Temperatur und Konzentration, die für das System Naturkonstanten sind, herrschen. Nun ist von vornherein klar, dass der Fall selten oder nie eintreten wird, dass auf grössere Entfernungen hin und während der langen Zeit der Gesteinsbildung diese 3 konstanten und eindeutig bestimmten Grössen wirksam sind. Man wird daher auch nicht $n + 2$, sondern höchstens $n + 1$ Phasen erwarten dürfen. Nun entsprechen n -Mineralien schon an und für sich $n + 1$ Phasen, da stets noch eine, wenn auch minimale, Dampfphase, resp. Lösungsphase, zu berücksichtigen ist. (Praktisch Dampf oft = 0; dafür Druck ohne Freiheit = Divarianz.) Lokal werden wir schon $n + 1$ Mineralien miteinander im Gleichgewicht vorfinden können, ihre Bildungsbedingungen entsprechen dann einem Umwandlungspunkt. Diese Kombination wird aber kaum gesteinsbildend sein, weil sonst vollständige Homogenität der Verhältnisse auf grössere Strecken angenommen werden müsste.

Kehren wir zu unserem angewandten Beispiel zurück. Selbstverständlich entsprechen einem Siebenkomponentensystem eine ganze Reihe von verschiedenen Siebenphasenkombinationen. In unserem Falle kommen wir glücklicherweise leichter zum Ziel. Wir haben mehrmals betont, dass ein hervorragendes Merkmal der Metamorphose der Tavetscherphyllite die Möglichkeit des Ausweichens für die Gasphase sei. Das wichtigste monovariante Achtphasensystem ist somit das:

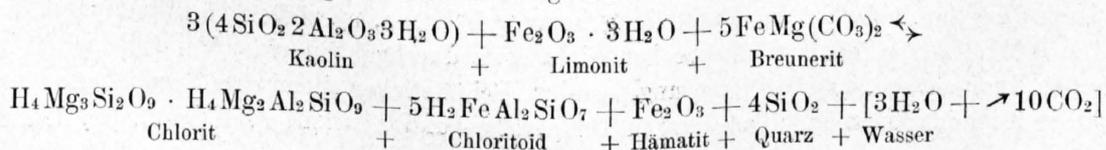
Kaolin + Breunerit + Limonit + Chlorit + Chloritoid + Quarz + Hämatit + Lösung + \nearrow CO₂.

Es sind also bei einer festgesetzten Temperatur und dem dazugehörigen Druck beständig: Kaolin, Breunerit, Limonit, Chlorit, Chloritoid, Quarz, Hämatit, Wasser.

Denken wir uns den Druck als konstant, so kann sich das System bei Wärmezufuhr nur so verändern, dass eine der 8 Phasen verschwindet, und zwar sind dann die bei Wärmezufuhr sich bildenden Systeme bei höheren, die bei Wärmeabfuhr entstehenden Siebenphasensysteme bei niedrigeren Temperaturen beständig¹⁾.

Ebenso sind, bei konstanter Temperatur, die sich unter Volumenabnahme bildenden Systeme bei höheren, die sich unter Volumenzunahme bildenden Systeme bei niedrigeren Drucken beständig.

Eine Umsetzungsgleichung sei z. B. die folgende:



Unter der Voraussetzung des vollständigen Entweichens von CO₂ hat die Molekularvoluminagleichung²⁾ folgende Werte³⁾:

¹⁾ Siehe diese Gesetze in: Die heterogenen Gleichgewichte, 3. Heft. Begonnen von Bakhuis Roozeboom, fortgesetzt von F. A. H. Schreinemakers. 1911, pag. 64 und 226.

²⁾ U. Grubenmann: Die kristallinen Schiefer, II. Auflage, 1910, pag. 52.

³⁾ Es mag vielleicht befremdend erscheinen, dass wir dem Wasser (Lösung) bei der Pressung eine andere Rolle zuschreiben als der Kohlensäure. Da sei darauf hingewiesen, dass Wasser als Gebirgsfeuchtigkeit überall vorhanden

$$3 \cdot 200 + 61 + 5 \cdot 137,8 \rightarrow 213 + 5 \cdot 69,6 + 30,3 + 4 \cdot 22,8 + (3 \cdot 18)$$

oder

$$1350 \rightarrow 736,5 + \uparrow$$

Man sieht somit, dass unter der Annahme des Entweichens der Gasphase die Gleichung nach rechts hin unter Volumverminderung verläuft.

Im Achtphasensystem

(Kaolin, Limonit, Breunerit; Chlorit, Chloritoid, Hämatit, Quarz, Wasser)

entsprechen somit die Mineralien rechts vom Semikolon einer Beständigkeit bei höherem Druck. Wie man leicht erkennt, sind jene Mineralien auch bei höherer Temperatur stabil. Wir können daher allgemein von Kombinationen oberhalb und unterhalb der Umwandlung sprechen.

Die Gleichung des Umsatzes stellt sozusagen eine Bruttogleichung dar. Sie berücksichtigt bloss die Edukte und Produkte, ohne über Zwischenkörper und über die Bildungsvorgänge etwas auszusagen. Deshalb ist sie unabhängig von der speziellen Art der Erreichung des Gleichgewichtes, deshalb aber werden die aus ihr gebildeten Kombinationen ebenfalls nur eine Bruttozusammensetzung angeben. Oberhalb der Umwandlungsgeraden sind die folgenden 3 Siebenphasensysteme stabil:

- I. Chlorit, Chloritoid, Hämatit, Quarz (Wasser), Breunerit (Limonit)
- II. Chlorit, Chloritoid, Hämatit, Quarz (Wasser), Limonit (Kaolin)
- III. Chlorit, Chloritoid, Hämatit, Quarz (Wasser), Kaolin (Breunerit)
unterhalb der Umwandlungsgeraden des Sammeltypus
- IV. Kaolin, Limonit, Breunerit, Chlorit, Chloritoid, Hämatit, Quarz.

Bedenken wir, dass in den Chloritoidgesteinen von Tavetsch-Nadèls Quarz stets als ursprünglicher Bestandteil auftritt, dass ferner Alkalien in wechselnden Mengen immer vorhanden waren, so dass restierender Kaolin in Sericit umgewandelt wurde¹⁾ und auch dort etwas Sericit sich bildete, wo die Kombination Kaolin nicht angibt, so erhalten wir folgende Mineralassoziationen:

A.

- I. Quarz, Chlorit (Sc), Chloritoid, Hämatit, Breunerit (Limonit)
- II. Quarz, Chlorit (Sc), Chloritoid, Limonit und Hämatit (Sericit)
- III. Quarz, Sericit Chlorit, Chloritoid, Hämatit (Breunerit).

B.

- IVa. Quarz, Sericit, Breunerit, Limonit (Chlorit, Chloritoid)
- IVb. Quarz, Sericit, Breunerit, Limonit (Hämatit, Chloritoid)
- IVc. Quarz, Sericit, Breunerit, Limonit (Chlorit, Hämatit).

Dabei ist Wasser als Komponente in der Darstellung weggelassen; ferner sind die für eine Assoziation charakteristischen Mineralien sperrgedruckt. Charakteristisch ist nicht gleichbedeutend mit dominierend. Dominierend sind in A durchwegs Quarz, Chlorit resp. Sericit, Chloritoid, in B die Edukte. Die Typen innerhalb von A und innerhalb von B unterscheiden sich aber voneinander durch die in der Darstellung hervorgehobenen, speziellen Kombinationen.

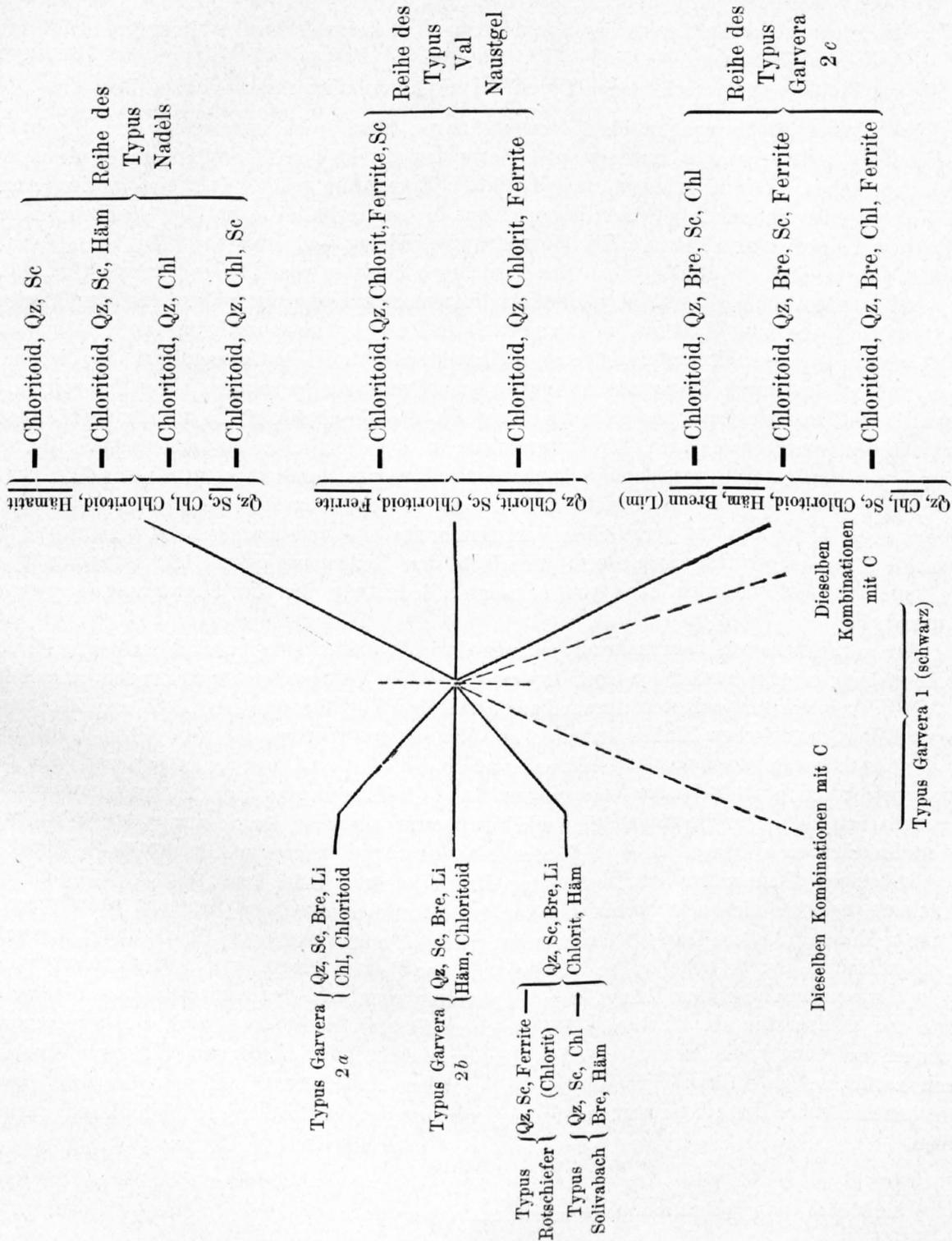
Die 6 Mineralassoziationen entsprechen nicht etwa durchgehend einer Verschiedenheit in der chemischen Zusammensetzung des Ursprungsgesteins. Bei ähnlicher chemischer Zusammensetzung ist jede dieser Kombinationen in einem ganzen Temperatur- und Druckintervall beständig. Unterhalb

war und gerade bei der Zirkulation stets ergänzt wurde. So ist auch das metamorphe Produkt wenig wasserärmer als das Ausgangsgestein. Zudem konnten, solange amorphe Substanz vorhanden war, Quellungserscheinungen auftreten. Die Betrachtung der Chloritoidschieferbildung als gleichzeitiger Umsatz im Siebenkomponentensystem soll überhaupt nur eine Zusammenfassung der vorher besprochenen Einzelprozesse sein. In Wirklichkeit befinden sich nur selten mehr als 6 Phasen eines Systems gleichzeitig im Umsatz. Die Ableitung der Typen, wie wir sie hier versuchen, liesse sich auch aus den Einzelreaktionen herleiten, obschon die Hauptformen weniger übersichtlich hervortreten würden.

¹⁾ Die Reaktion, die zur Sericitbildung führt, können wir deshalb ohne weiteres zu unserer Chloritoidbildung addieren, weil sie bei jenen Bedingungen vollständig verlief, d. h. aller Ton zugunsten von Sericit verschwand.

der Umwandlungsgeraden finden sich die Kombinationen B, oberhalb die Kombinationen A. Wie man sieht, entsprechen die Mineralgesellschaften I, II, III den rein empirisch gefundenen Typen: Garvera 2, Val Naustgel, Nadèls. Wir werden diesen Zusammenhang noch schärfer sehen, wenn wir auch Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung des Ursprungsgesteins zulassen. Dadurch werden die 6 Associationen in Unterabteilungen zerlegt. Die wichtigsten chemischen Unterschiede betreffen die Verhältnisse $\frac{\text{Alkalien}}{\text{MgO}}$; $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$; $\frac{\text{Ferrite}}{\text{Carbonaten}}$.

So entsteht folgendes Kombinationsschema :



Ich glaube, die Tabelle ist an sich Beweis genug, wie die aus den Gesetzen der Phasenregel abgeleiteten Kombinationen mit den natürlichen Typen übereinstimmen. Dabei sei ausdrücklich bemerkt, dass ich rein empirisch die gleichen Typen unterschied, bevor ich irgendwie hoffen durfte, ihre Existenz phasentheoretisch darlegen zu können. Der Gang der Inangriffnahme der Probleme entspricht überhaupt fast durchwegs dem Aufbau der vorliegenden Arbeit.

Als ich an das Studium der Chloritoidschiefer der sedimentären Zone *Tavetsch-Nadèls* herantrat, erkannte ich sofort die Wichtigkeit der Lösung von drei Problemen:

1. das Problem der porphyroblastischen Struktur;
2. das Problem des Auftretens des Sprödglimmers als kennzeichnendes Mineral in einer ganzen Serie von Gesteinen;
3. das Problem der verschiedenen Typen bei nicht wesentlich verschiedenem Chemismus.

Nach einer Reihe von falschen Fragestellungen glaube ich, wenigstens die Problemstellungen richtig erkannt und sie auf Gesetze der allgemeinen theoretischen Chemie zurückgeführt zu haben. Das 2. Problem wird durch die Erkenntnis gelöst, dass eine gewisse Anzahl von Komponenten innerhalb gewisser gegenseitiger Mengenverhältnisse bei den gleichen äusseren Bedingungen durch eine einzige Bruttoumsetzungsgleichung verknüpft sind. Auf diese Tatsache gründet sich ja auch die Klassifikation der kristallinen Schiefer von *U. Grubenmann* (Lit. 45).

Das zweite Problem lässt sich aber nicht lostrennen vom dritten. Dieses ist der Ausdruck des Umstandes, dass eine Reaktion im invarianten Punkt eine ganze Reihe von Kombinationen mit Divarianz, also mit gesteinsbildendem Charakter, gibt. Ich hatte zuerst gehofft, die Haupttypen würden sich durch die chemische Analyse scharf voneinander trennen lassen. Da wir ja die festen Phasen analysieren, muss sich auch wirklich das Resultat auf die vorhandenen Mineralkombinationen umrechnen lassen. Die Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung der einzelnen Typen werden aber, durch andere Mineralien teilweise kompensiert, nirgends fundamental. Es zeigt sich jetzt, dass jene Ansicht nicht richtig zu sein braucht. Die verschiedenen Typen liegen innerhalb der phasentheoretischen Variationsbreite ein- und desselben Chemismus. — Die chemische Zusammensetzung spielt erst innerhalb der Reihenentwicklung der einzelnen Typen eine Rolle. Sie ist natürlich auch von eminenter Bedeutung für die Abgrenzung der ganzen Gesteinsserie.

Wir wollen nochmals, von mehr allgemeinen Gesichtspunkten ausgehend, die mögliche Ursache der Entstehung einer metamorphen Gesteinsserie erörtern¹⁾. Vorausgesetzt wird für den behandelten Spezialfall, dass ein nonvarianter Umwandlungspunkt bei Verhältnissen liegt, die ungefähr denen innerhalb der geologischen Einheit entsprechen. Mit anderen Worten: die natürlichen Verhältnisse bei der Gesteinsmetamorphose sind nirgends sehr bedeutend von jenen entfernt, die dem Gleichgewicht von $n + 2$ -Phasen entsprechen. $n + 2$ -Phasen sind nur bei ganz gewissen Bedingungen nebeneinander beständig. Sind die Temperatur oder der Druck nur etwas verschieden, so verschwindet eine Phase. $n + 1$ -Phasen sind aber nur dann im Gleichgewicht, wenn zu einer beliebigen Temperatur ein bestimmter Druck gehört. Sind beide Werte (mit der Einschränkung, dass sie nicht sehr verschieden von den Naturkonstanten sind) beliebig, so entsprechen sie nur n -Phasen. Ändert man also, vom nonvarianten Punkt ausgehend, Druck und Temperatur um einen kleinen Betrag beliebig, so werden mit der Zeit 2 Phasen von $n + 2$ verschwinden. Welche Phasen verschwinden, hängt vom Chemismus und von der Änderung der Parameter: Druck und Temperatur ab. Es werden bei gleichem Gesamtchemismus je nach der relativen und absoluten Änderung jener Parameter andere Phasen verschwinden, somit auch differente Kombinationen zurückbleiben. Umgekehrt werden bei gleicher Änderung von Temperatur und Druck, aber verschiedener Ursprungszusammensetzung, wiederum verschiedene Kombinationen zurückbleiben.

¹⁾ Ausführlich und graphisch soll das an anderer Stelle geschehen.

Es muss daher erwartet werden, dass bei einer Metamorphose im vorausgesetzten Sinne je nach geringen Änderungen in äusseren Bedingungen und chemischer Zusammensetzung verschiedene Mineralkombinationen einer nonvarianten Umsetzungsreaktion auftreten werden. Gleichem Chemismus entsprechen verschiedene Kombinationen, andererseits kann eine Mineralkombination (in verschiedenen Mengenverhältnissen) verschiedenen chemischen Zusammensetzungen entsprechen.

Die Ableitung der verschiedenen Typen aus der invarianten Reaktionsgleichung (pag. 69) besitzt kein Moment, das, unter ähnlichen Verhältnissen, in anderen als gotthardmassivischen Lokalitäten nicht auch vorkommen könnte. Für Chloritoidschiefer, die aus Ton- und Mergelgesteinen sich unter Pressung bildeten, hat sie daher zum grossen Teil allgemeine Bedeutung, und das noch mehr, wenn man eine partielle Ersetzung des Breunerites durch Ferrite und Magnesiumaluminiumsilikate annimmt. Die Untersuchung der klassischen belgischen Ottrelitgesteine und der Chloritoidschiefer von *Tamins*, sowie das Studium der übrigen Sprödglimmerschieferliteratur bestätigte diese Folgerungen vortrefflich.

IV. Kapitel.

Die Stellung der Chloritoidschiefer im allgemeinen P-T-X-Diagramm.

Nachdem wir die Vorgänge bei der Entstehung der Chloritoidschiefer verstehen gelernt haben, erfahren unsere diesbezüglichen Vorstellungen eine erhebliche Bereicherung und Vertiefung, wenn wir untersuchen, welche Stellung innerhalb der chemisch vielgestaltigen Welt der kristallinen Schiefer diesen Gesteinen zukommt. Von ebensolchem Interesse ist die Erforschung der Veränderung der Mineralparagenese bei gleichem Chemismus unter anderen Temperatur- und Druckbedingungen.

Der Begriff geotektonischer Bezirk stellt, wie der der Consanguinity oder petrographischen Provinz, eine geologische Einheit dar. Er umfasst ein zusammenhängendes Gebiet, in dem die physikalisch-chemischen Verhältnisse während der Gesteinsmetamorphose einander sehr ähnliche, zum mindesten voneinander abhängige waren. Der geotektonische Bezirk der gotthardmassivischen Chloritoidschiefer ist die ursprünglich sedimentäre Zone *Tavetsch-Nadëls*. Das Bezugssystem zwischen dem geotektonischen Bezirk und den Gesteinen wird durch die Gleichung auf pag. 44 dargestellt.

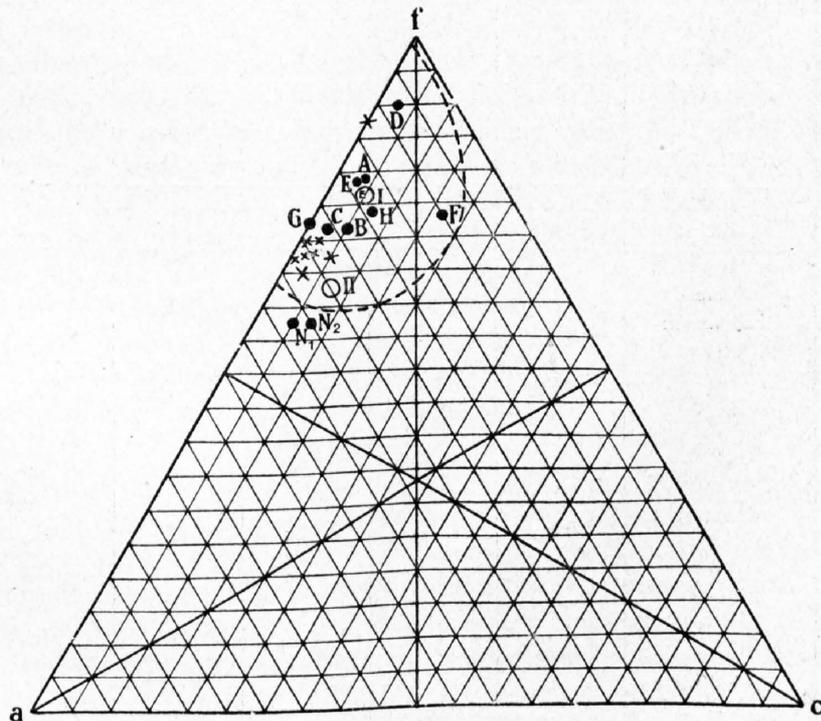


Fig. 74. Osannsche Projektion.

- A—H = Chloritoidschieferserie Tavetsch-Nadëls.
- I = Chloritoidschieferserie: Serienmittel.
- II = Mittel der II. Gruppe nach U. Grubenmann.
- × = Projektionsorte der in Grubenmann: „Die kristallinen Schiefer“ angeführten Analysen von Chloritoid-Ottrelitschiefern, sowie der Chloritoidschiefer der apuanischen Alpen. (Manesse siehe pag. 85.)
- N₁, N₂ = Projektionsorte der Magnetitphyllite vom Val Gierm.

Wie wir sahen, lassen sich innerhalb der geologischen Einheit eine ganze Reihe von verschiedenen Chloritoidschiefertypen unterscheiden. Diese fassen wir zu einer Serie zusammen, sprechen also von einer Chloritoidschieferserie.

Gesteine einer geologischen Einheit vereinigen wir zu einer Serie, wenn sie durch Übergänge miteinander verbunden sind, in Struktur und Textur sich gleichen, sowie in der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung gewisse gemeinsame und gewisse kontinuierlich sich ändernde Beziehungen besitzen.

Diese Definition ist ganz allgemein; sie umschliesst auch die sogenannten Differentiationsserien magmatischer Gesteine von *W. C. Brögger*, sofern sie einer petrographischen Provinz angehören. Die nahe chemische Verwandtschaft der Gesteine der Chloritoidschieferserie vom Ostende des Gotthardmassives kommt in der *Osann-Grubenmannschen* Projektionsmethode sehr schön zum Ausdruck. Alle Projektionspunkte fallen in das Projektionsfeld der zweiten Gruppe (Klasse der tonerdereichen kristallinen Schiefer). (Lit. 45, pag. 174.) Stark wechselnd ist der Kieselsäuregehalt; die übrigen Werte zeigen nur eine gewisse, nicht allzu grosse, Variationsbreite. Das erläutert nachfolgende Zusammenstellung.

	A*	B	C	D	E	F	G	H
Molproz								
SiO ₂	62.1	60.7	67.3	66.9	74.7	77.9	82.3	80.9
TiO ₂	1.1	1.2	1.0	0.9	0.4	0.6	1.0	0.6
Al ₂ O ₃	20.2	14.7	15.5	14.3	11.2	8.3	9.5	7.3
FeO	12.7	7.9	9.1	10.3	5.4	4.7	4.3	4.1
MnO	0.1	0.4	0.0	—	—	0.1	0.1	—
MgO	0.3	8.3	2.5	5.9	5.4	5.0	0.8	4.2
CaO	0.6	1.1	0.4	0.4	0.4	2.1	0.0	0.8
K ₂ O	2.0	1.8	3.7	1.1	1.5	1.1	1.5	1.8
Na ₂ O	0.9	3.9	0.5	0.2	1.0	0.2	0.5	0.3
Σ	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Osann-Grubenmann-Werte								
S	63.2	61.9	68.3	67.8	75.1	78.5	83.3	81.5
A	2.9	5.7	4.2	1.3	2.5	1.3	2.0	2.1
C	0.6	1.1	0.4	0.4	0.4	2.1	0.0	0.8
F	13.1	16.6	11.6	16.2	10.8	9.8	5.2	8.3
T	16.7	7.9	10.9	12.6	8.3	4.9	7.5	4.4
a	3.5	4.8	5.2	1.5	3.6	2.0	5.5	3.8
c	0.7	1.0	0.5	0.4	0.6	3.2	0.0	1.4
f	15.8	14.2	14.3	18.1	15.8	14.8	14.5	14.8
Verhältnisse								
$\frac{T}{F}$	1.3	0.5	0.9	0.8	0.8	0.5	1.4	0.5
$\frac{T}{FeO}$	1.3	1.0	1.2	1.2	1.5	1.0	1.8	1.0
$\frac{FeO}{MgO}$	sehr gross	1.0	3.6	1.8	1.0	0.9	5.4	1.0

* Die Buchstaben entsprechen denen auf pag. 50.

	Analysen-Mittelwerte der Chloritoidschieferserie	Mittelwerte der II. Gruppe nach U. Grubenmann
S	72.5	67.0 [50—75]
A	2.7	5.0 [3—8]
C	0.7	1.7 [0—5]
F	11.5	11.1 [8—25]
T	9.2	8.5
a	3.7	6.0
c	1.0	1.5
f	15.3	12.5

Vergleiche auch die Tabelle auf Seite 51.

$$\left. \begin{array}{l} \text{Variationsbreite von a} = 1.5 - 5.5 \\ \text{c} = 0 - 3.2 \\ \text{f} = 14.2 - 18.1 \end{array} \right\} \text{ der Chloritoidschieferserie.}$$

Die Chloritoidschieferserie entspricht einer an Alkalien nicht sehr reichen Unterabteilung der II. Gruppe mit grossem Gehalt an F und T. In F wiederum ist die Hälfte oder mehr FeO. Es sei nochmals darauf hingewiesen, dass die Typen Solivabach und Runcahetz (B, C und E), wenn sie auch im allgemeinen die gleichen Werte aufweisen wie die typischen Chloritoidschiefer, doch infolge ihres etwas hohen Alkaliengehaltes von Anfang an dazu prädestiniert waren, die chloritoidfreien, divarianten Assoziationen zu liefern. Selbstverständlich werden sich die einzelnen gesteinsbildenden Kombinationen, die bei annähernd gleichem Chemismus möglich wären, jeweilen da bilden, wo die ursprüngliche Zusammensetzung schon nach ihrer Richtung hin entwickelt ist. Die phasentheoretische Notwendigkeit der Ausbildung verschiedener divarianter Systeme einer univarianten Umsetzungsgleichung wird mit Hilfe solcher kleinen Abweichungen im ursprünglichen Chemismus zur petrographischen Tatsache.

Ebenso unterstützt natürlich ein hoher Magnesiumgehalt die Bildung des Typus Val Naustgel. Er führt aber nicht notwendig zu diesem Typus, wie F zeigt, denn für den Typus Val Naustgel ist nicht nur ein hoher Chloritgehalt charakteristisch, sondern die Kombination: viel Chlorit — viel Ferrite. Der Typus Nadèls hingegen verbraucht die meisten Ferrite zur Chloritoidbildung. T, der Tonerdeüberschuss bei Feldspatbildung, ist nicht identisch mit der zur Absättigung von F freien Tonerde, da die Alkalien bei Sericitbildung mehr Al₂O₃ brauchen als bei Entstehung von Feldspat. Als Vergleichswert lässt sich aber auch hier T gut gebrauchen.

Wichtig ist die Zusammenstellung der Mittelwerte der ganzen Serie.

Man sieht daraus, dass ein relativ hoher Al₂O₃-Gehalt, ein nicht sehr grosser Alkaliengehalt, erhebliche Mengen FeO und sehr wenig CaO für die Chloritoidschiefer charakteristisch sind. Das ist in ursächlichem Zusammenhang mit dem Chemismus des Porphyroblasten.

Die Zusammenfassung von Gesteinen zu einer Gesteinsserie ist eine „natürliche“. Denn wie aus der Definition hervorgeht, vereinigt sie Gesteine, deren Verwandtschaft aus mannigfaltigen Beziehungen hervorgeht, die alle eine genetische Ursache haben. Es werden nicht Gesteine miteinander in Beziehung gebracht, die aus ganz anderen geologischen Einheiten stammen. Das mineralogisch charakteristische Merkmal unserer metamorphen Gesteinsserie ist die Art des Porphyroblasten. Denn notwendigerweise werden wir, innerhalb einer geologischen Einheit, die metamorphen Gesteine als nahe verwandt erkennen, die bei ähnlichem Grundgewebe die gleichen Porphyroblasten bilden wollten.

In welcher Weise wird man nun metamorphe Gesteinsserien innerhalb geologischer Einheiten bilden müssen, die nicht porphyroblastisch struierte Gesteine beherbergen, um doch natürliche Gruppen zu bekommen? Das charakteristische Merkmal ist dann schwieriger zu finden. Der Definition nach muss es aber, abgesehen von gleicher Textur und Struktur, in der Mineralkombination liegen. Die Analysenörter, um die sich bei homöoblastischen kristallinen Schiefen Gesteinsserien anordnen werden, entsprechen dann Mineralkombinationen. Je zusammengesetzter die Kombination

ist, um so weniger Variationsbreite wird im SiO_2 -Gehalt möglich sein. Der Chemismus der Gesteine einer solchen Serie wird dann in allen Gliedern unregelmässig um einen mittleren Chemismus schwanken.

Da die Metamorphose immer von einer gegebenen chemischen Zusammensetzung ausgeht, werden Gesteinsserien von kristallinen Schieferen stets innerhalb eines relativ engbegrenzten chemischen Feldes liegen. Das Grundprinzip einer natürlichen Klassifikation der kristallinen Schiefer ist somit die chemische Felderteilung. Daher sehen wir in dem Klassifikationsversuch von *U. Grubenmann* ein wohl fundiertes Gebäude, in das sich die natürlich verwandten metamorphen Gesteine leicht einordnen lassen. Ja, wir können noch mehr sagen! Die einzelnen Typen der Chloritoidschieferserie erwiesen sich als eine Folge der Gültigkeit der Phasenregel. *V. M. Goldschmidt* hat für die Kontaktgesteine des Kristianiagebietes die Fruchtbarkeit der Anwendung der Phasenregel auf die Systematik ebenfalls dargetan.

Die Verwandtschaft der metamorphen Gesteine, wie wir sie festlegten, ist somit begründet durch die Gesetze der theoretischen Chemie.

So umfasst die Tavetscher Chloritoidschieferserie alle divarianten (gesteinbildenden) Kombinationen einer bestimmten Umsetzungsgleichung, die, innerhalb gewisser Mengenverhältnisse der Komponenten, beiden gegebenen Bedingungen des geotektonischen Bezirkes auftrat.

Ändern sich die Mengenverhältnisse stark, oder kommt eine neue Komponente hinzu (z. B. CaO), oder ändern sich die physikalischen Bedingungen, so tritt eine andere Umsetzungsgleichung in Funktion; neue Gesteinsserien bilden sich.

Die natürliche Systematik der kristallinen Schiefer¹⁾ lässt sich daher sowohl im grossen (*Grubenmann*) wie im kleinen (*Goldschmidt-Niggli*) vollständig übersehen; ihr Ausbau ist nur noch eine Frage der Zeit.

Unsere Aufgabe ist es nun, zu untersuchen, welchen Gültigkeitsbereich die Umsetzungsgleichung der Chloritoidschieferserie hat.

Es sei vorerst noch eine Projektionsmethode erwähnt, die erlaubt, den Gesteinscharakter eines Gliedes unserer Serie sehr schön zum Ausdruck zu bringen. Von grundlegender Bedeutung ist offenbar die Menge Al_2O_3 , die nach Absättigung durch Alkalien zu Glimmer übrig bleibt, der SiO_2 -Gehalt, der als Quarz quasi die Rolle eines Verdünnungsmittels spielt, und der Gehalt an RO-Basen.

Diese drei Werte sind die Projektionsgrössen in unserem Dreieck

$$\left. \begin{aligned} a_1 &= \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ (Molproz)} - 2.5^*) \cdot \text{Alkalien (Molproz)} \\ s_1 &= \text{SiO}_2 \text{ Molproz} \\ f_1 &= \text{FeO (wozu auch Fe}_2\text{O}_3) + \text{MgO} + \text{MnO in Molproz} \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{Umgerechnet auf} \\ \text{die Summe} \\ a_1 + s_1 + f_1 = 20. \end{array}$$

Die drei Eckpunkte $A_1 S_1 F_1$ entsprechen Al_2O_3 , SiO_2 , RO.

Der Zusammensetzung des Chloritoides entspricht der Punkt C. Chloritoid + Quarz liegen auf der Linie $S_1 C$. Links von dieser Linie liegen die chemischen Zusammensetzungen, die reicher an Al_2O_3 sind, als dieser Kombination entspricht, rechts die, die reicher an RO, resp. ärmer an Al_2O_3 sind. Bezeichnen wir den Teil von Al_2O_3 , der durch die Alkalien gesättigt ist, dadurch, dass wir im Projektionskreischen einen aliquoten Teil schraffieren, und stellen wir den Teil von RO, der MgO entspricht, als Linie dar, die nach einem Punkt hingeht, den man erhalten würde, wenn F_1 bloss = FeO wäre, so lassen sich aus der graphischen Darstellung die Eigenschaften eines Gesteins sofort erkennen.

¹⁾ Ich betone absichtlich: der kristallinen Schiefer; denn die Gesteinsserie von magmatischen Differentiationsprodukten hat einen ganz anderen Charakter als die metamorphe Gesteinsserie. Daher muss auch die Systematik der Erstarrungsgesteine auf einer ganz anderen Grundlage aufgebaut werden. Ich komme auf die Probleme an einer andern Stelle, bei Anlass der Mitteilungen über die Differentiationsserien im Südschwarzwald, zurück.

*) 2.5 wurde statt 3 genommen, weil aus vielen Sericitanalysen eine etwas stärkere Vertretung der Alkalien durch Wasser, als die Formel $(\text{H}_2\text{K}) \text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$ angibt, ersichtlich ist.

Die Analyse wurde von Fr. Dr. *Hezner* im petrographischen Institut der technischen Hochschule Zürich ausgeführt und mir zu meiner Arbeit bereitwilligst zur Verfügung gestellt, wofür ich Herrn Prof. *Grubenmann* und Fr. Dr. *Hezner* auch an dieser Stelle meinen Dank ausspreche.

Es lässt sich nun jeder Gesteinschemismus, der im wesentlichen aus den oben angeführten Komponenten besteht, durch verschiedene Kombinationen einzelner dieser Mineralien darstellen. So kann zum Beispiel ein bestimmter Gesteinschemismus auf Quarz, Chlorit, Magnetit event. Andalusit berechnet werden oder aber zugleich auf Quarz, weniger und mehr MgO-haltiger Chlorit und Chloritoid. Ob die eine oder die andere Kombination auftritt, können wir zum voraus nicht sagen. Bei denselben physikalischen Bedingungen wird innerhalb eines bestimmten Feldes der Bruttozusammensetzung die eine, ausserhalb die andere Assoziation herrschend sein. Wenn wir die Grenzzusammensetzungen bestimmen können, die die eine Kombination von der anderen trennen, haben wir offenbar eine wichtige Bestimmung zur Erkenntnis der Abhängigkeit der Mineralprodukte von den ursprünglichen Mengenverhältnissen gemacht. Das verlangt eine grosse Zahl von Analysen innerhalb einer geologischen Einheit, um so mehr, weil durch verschiedenartige divariante Kombinationen der Anschein erweckt wird, ein Mineral könne bei der betreffenden Zusammensetzung sich nicht mehr bilden, obschon sein Fehlen einfach durch die Phasenregel erklärt wird. An Stelle einer komplizierten mathematischen Berechnung, auf was für Arten sich jeweils ein Gesteinschemismus darstellen lasse, würde man mit Vorteil eine graphische Methode benützen. Wenn wir nur für mehr als drei Komponenten eine einfache bildliche Darstellung hätten! Wie die Sache gemeint ist, lässt sich an folgendem Beispiel anschaulich machen. Wir müssen uns, wie gesagt, auf drei Komponenten beschränken und benützen wieder $A_1, S_1, F_1 = Al_2O_3, SiO_2, RO (MgO + FeO + \text{auf FeO umgerechnetes } Fe_2O_3)$.

Dabei setzen wir vollständigen Isomorphismus zwischen FeO und MgO voraus.

Der Punkt A_1 unseres Projektionsdreieckes entspricht dann zugleich dem Ort für Korund, in F_1 liegen die Mineralien Hämatit, Magnetit eventuell Brucit, Periklas. S_1 ist Quarz. Punkt D_1 ist der Projektionsort für Spinell, B_1 für Andalusit, C_1 für Chloritoid, E_1 für das Serpentinmolekül, G_1 für das Amesitmolekül. Auf der Linie $E_1 G_1$ liegen die Projektionen aller Chlorite.

Eine chemische Zusammensetzung, die auf die Linie $A_1 C_1$ fällt, lässt sich auf die Mineralkombination Korund-Chloritoid berechnen, vorausgesetzt dass Fe_2O_3 sehr klein und MgO

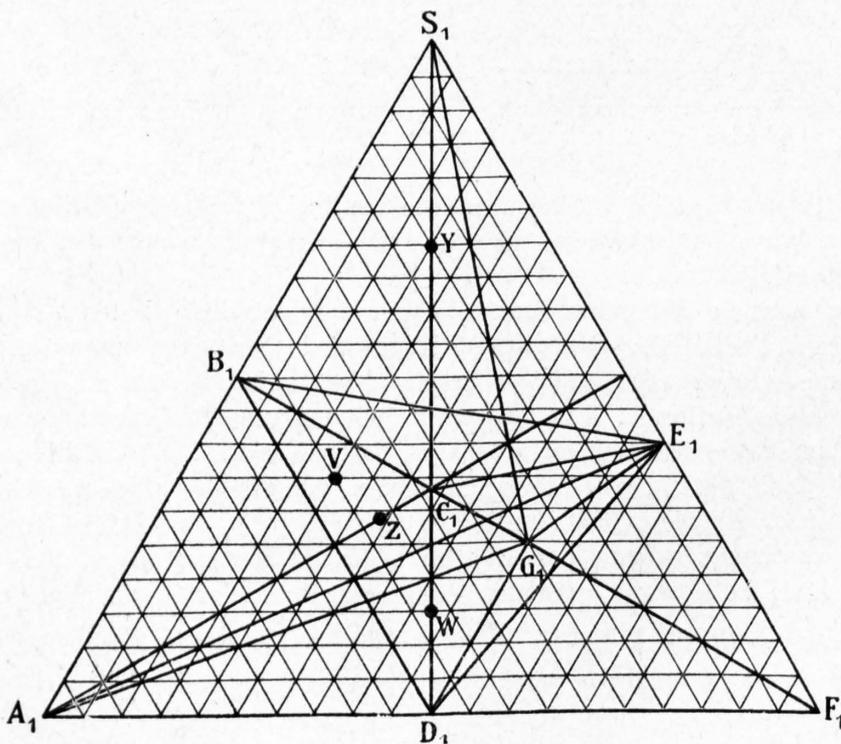


Fig. 76.

in Chloritoid eintreten kann. Ist Fe_2O_3 sehr gross, aber bestimmbar, so tut man gut, es zu Al_2O_3 zu addieren. Dadurch wird dann auch der Projektionsort für Magnetit und Hämatit verschoben. Wir haben das aber nicht allgemein getan, weil Fe_2O_3 in den Chloritoidschiefern kaum bestimmbar ist.

Fällt die Projektion auf die Linie $C_1 D_1$, so kann man die chemische Zusammensetzung vollständig durch die Kombination Chloritoid-Spinell ausdrücken usw.

Ziehen wir zwischen den Projektionsörtern der vorkommenden Mineralien alle möglichen Verbindungslinien, so wird das ganze Feld in eine Menge von Dreiecken zerlegt, die sich teilweise überlagern. Ein Punkt innerhalb eines jeden Dreieckes lässt sich durch eine Kombination der drei Mineralien der Eckpunkte ausdrücken. Dadurch, dass die Dreiecke sich überlagern, lassen sich viele Punkte durch verschiedene Dreimineralkombinationen darstellen. So lässt sich ein Chemismus V auf die Mineralkombination

- $A_1 C_1 S_1 =$ Korund-Chloritoid-Quarz,
- $A_1 B_1 C_1 =$ Korund-Andalusit-Chloritoid,
- $A_1 B_1 F_1 =$ Korund-Andalusit-Ferrite,
- $A_1 E_1$ (oder G_1) $B_1 =$ Korund-Chlorit-Andalusit,
- $B_1 D_1 C_1 =$ Andalusit-Spinell-Chloritoid,
- $B_1 E_1 D_1 =$ Andalusit-Chlorit-Spinell usw. berechnen.

Von diesen Kombinationen sind einzelne schon zum voraus unwahrscheinlich, wie z. B. die erste, da bei den obwaltenden Umständen Quarz und Korund wohl Andalusit geben würden. Andere scheinen wieder einander gleichwertig zu sein.

Für bestimmte, präzisierte, physikalische Bedingungen gibt es für die gleichen Komponenten von Natur aus eine Reihe von Dreiphasenkomplexen, die sich, wenn die einzelnen Bezugsgleichungen bekannt sind, finden lassen. Alle graphisch gefundenen sind aber nicht möglich. Durch eine unbeschränkt grosse Zahl von Analysen liessen sich die für eine bestimmte chemische Zusammensetzung und für ein engbegrenztes PT-Feld unmöglichen und möglichen Kombinationen empirisch finden. Man könnte dann z. B. um C_1 eine Kurve ziehen, die das Gebiet umschliesst, in dem bei gegebenem PT-Feld noch Chloritoid auftreten kann.

Dabei muss man immer bedenken, dass einzelne Analysen nichts beweisen, weil eben stets eine ganze Reihe von Dreiphasenkomplexen einander gleichwertig sind.

Wie man sieht, lässt sich also praktisch nur im Annäherungsverfahren die Abhängigkeit der Mineralkombinationen von den Mengenverhältnissen der Komponenten auf diese Weise feststellen.

Einfacher zum Ziel gelangt man durch das Experiment. Allein hier kann man oft die speziellen physikalischen Bedingungen, wie sie z. B. in einem geotektonischen Bezirk herrschen, nicht verwirklichen. Man muss dann aus anderen Verhältnissen auf sie rückschliessen.

In der sedimentären Zone *Tavetsch-Nadèls* finden sich im Gebiet der schwarzblauen Phyllite Schiefer mit Magnetitporphyroblasten. In den Chloritoidschiefern spielt der Magnetit

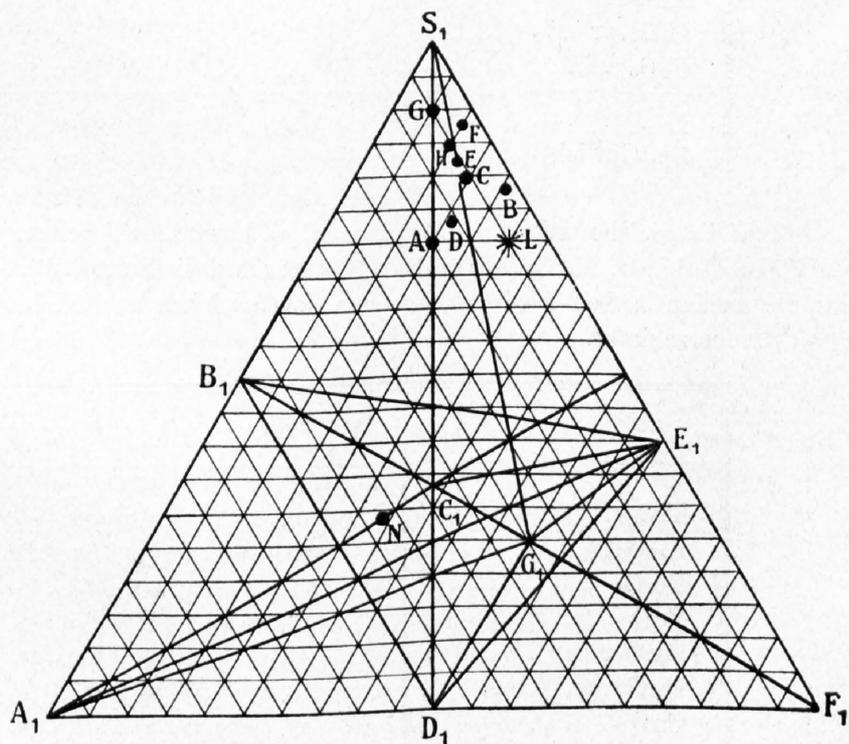


Fig. 77.

- A—H = Gesteine der Chloritoidschieferserie als A_1 -Projektionswert, die gleiche Grösse genommen wie in Fig. 54 [Al_2O_3 Molproz. — 2,5 Alkalien Molproz. auf Summe $A_1 + S_1 + F_1 = 20$ umgerechnet.
- L = Chloritoidschiefer der apuanischen Alpen (gl. Prg. Art.).
- N = Chloritoidmergelschiefer (gl. Prg. = Art.).

gegenüber dem Hämatit eine ganz untergeordnete Rolle. Da aber Chloritoid und Magnetit unter den gleichen äusseren Bedingungen entstehen können, schien es von Interesse, zu erfahren, durch welche Umstände an einem Orte Chloritoidporphyroblasten, an benachbarten Stellen Magnetitporphyroblasten sich bilden können.

Dass der Magnetit den Sprödglimmer ersetzt, geht schon aus der textuellen und strukturellen Ausbildung hervor, ferner aus dem Umstande, dass der Magnetit das hauptsächlichste FeO-Mineral in jenen Gesteinen ist.

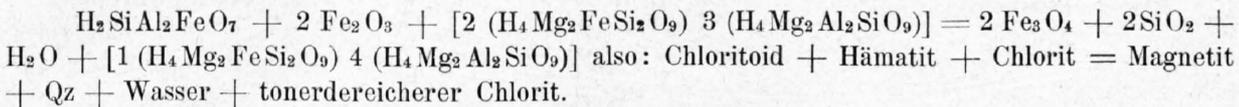
Es wurden 2 Analysen von Magnetitphylliten aus dem *Val Gierm* und zum Vergleich eine Magnetitchloritschieferanalyse vom *Val Val* (Alp Raschun) ausgeführt, und zwar alle drei Analysen von Frl. Privatdozent Dr. L. Hezner.

	Magnetitphyllit Val Gierm	Magnetitphyllit Val Gierm	Magnetitchlorit- schiefer. Val Val
SiO ₂	54.89	52.99	25.56
TiO ₂	0.87	0.93	2.16
Al ₂ O ₃	20.32	22.28	21.16
Fe ₂ O ₃	4.72	4.88	2.88
FeO	2.81	2.94	15.09
MnO	0.08	0.04	0.14
MgO	2.65	2.68	19.35
CaO	1.38	0.98	2.55
K ₂ O	4.10	4.89	0.19
Na ₂ O	4.78	3.64	0.16
H ₂ O 110°	0.13	0.12	0.06
Glühverlust	2.50	2.49	10.25
P ₂ O ₅	0.48	0.74	0.27
Σ	99.71	99.60	99.85
Sp. Gewicht	2.70	2.79	2.96

Zum Vergleiche mit den Gesteinen der Chloritoidschieferserie berechnen wir wieder TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Alkalien auf die Summe 100. Dabei benutzen wir natürlich nur die beiden ersten Analysen, die aus dem gleichen geotektonischen Bezirk stammen wie die Sprödglimmerschiefer.

	Val Gierm 1	Val Gierm 2	Mittel der Chlori- toidschieferserie
TiO ₂	2.1	2.2	3.0
Al ₂ O ₃	48.7	51.5	55.4
Fe ₂ O ₃	11.3	11.2	} 22.2
FeO	6.8	6.8	
MnO	0.2	0.1	0.1
MgO	6.3	6.2	7.5
CaO	3.3	2.3	2.3
K ₂ O	9.9	11.3	} 9.8
Na ₂ O	11.4	8.4	
Σ	100.0	100.0	100.0
Σ Alkalien	21.3	19.7	Max. 13.5. Mitt. 9.8.

Eine Umsetzungsgleichung zwischen Chloritoid, Chlorit, Hämatit und Magnetit kann folgende Gestalt haben:



Bei gleicher chemischer Zusammensetzung könnte einmal die linke Seite, ein anderes Mal die rechte Seite stabil sein. Der Unterschied beider Associationen kann aber auch in den Mengenverhältnissen liegen. Erfahrungsgemäss bilden sich in den kristallinen Schiefen am ehesten Chlorite mit mittlerem Tonerdegehalt. Nur wenn nach Bildung eines weitem Tonerdeminerals noch Al_2O_3 übrig bleibt, entstehen Prochlorite. Das war zum Beispiel in der Chloritoidschieferserie öfters der Fall. Die Magnetitphyllite zeigen vorwiegend Klinochlor. Es finden sich also gerade die umgekehrten Verhältnisse, als die Umsetzungsgleichung angibt. Das wird leicht verständlich, wenn wir die Analysenergebnisse diskutieren.

Der Aluminiumgehalt und der $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ -Gehalt weichen, ebensowenig wie der Gehalt an Magnesia, von dem Mittelwert der Chloritoidschieferserie wesentlich ab. Ganz anders die Alkalien. Der mittlere Gehalt an Alkalien war bei den Chloritoidgesteinen 9.8 mit Abweichungen von ca. 50 % dieser Zahl. Hier ist der Gehalt an Alkalien ca. 20 % des Gesteinsrestes nach Abzug von SiO_2 und H_2O . Die Affinität der Alkalien zu Aluminiumsilikaten ist aber offenbar grösser als die von FeO. Nach Absättigung der Tonerde durch Alkalien und zum Teil durch MgO unter Bildung von Sericit und Chlorit blieb kein Rest mehr übrig, um auch FeO zu binden. Etwas ähnliches macht sich ja schon innerhalb der Chloritoidschieferserie geltend; dort ist allerdings, wie die letzte der Chloritoidschieferanalysen zeigt, die Sprödglimmerbildung prinzipiell noch nicht ausgeschlossen. Somit ist letzten Endes die Magnetitporphyroblastenentwicklung doch durch Mangel an freier Tonerde bedingt.

Die Analyse des Magnetitchloritschiefers von *Val Val* (ohne freien Quarz) zeigt, dass fehlende Kieselsäure und hoher MgO-Gehalt das gleiche bewirken können. Es bildet sich dann neben Magnetit ein eisenreicher Chlorit. Chloritoid und Chlorit sind ja ebenfalls nahe verwandt und zum Teil gegenseitig ersetzbar. Interessant ist auch der Vergleich dieser Analyse mit der des Chloritoidsmirgels (pag. 77), wo RO in der Hauptsache durch FeO gebildet wird, daher Chloritoid entsteht. Doch stammen die beiden zuletzt genannten Analysen aus ganz anderen geologischen Einheiten; sie können somit nur indirekt mit denen der sedimentären Zone *Tavetsch-Nadels* verglichen werden.

Da, zum Zwecke der Klarlegung der Verhältnisse zwischen den Chloritoidschiefern und den Magnetitphylliten, das mikroskopische Bild dieser eingehend untersucht wurde, sei es mir gestattet, an dieser Stelle einige Beobachtungen mitzuteilen. Sie beziehen sich alle auf Gesteine des sedimentären Zuges *Tavetsch-Nadels*. Die blauschwarzen Phyllite der Sedimentzone sind im allgemeinen sehr magnetitreich. Gesteine mit Magnetitporphyroblasten sind mir aber hauptsächlich aus dem *Val Gierm* bekannt. Auch hier gibt es kieselsäurereiche und kieselsäurereiche Gesteine. Die ersteren zeigen schon makroskopisch eine „sandige“ Beschaffenheit, so dass ihr Ursprung aus Tonsandsteinen zweifellos ist. Chloritblättchen finden sich häufig am Rande der scharf begrenzten Magnetite gut entwickelt. Grosse Quarzkörner zeigen kataklastische Strukturen. Das Grundgewebe wird zumeist aus Sericitblättchen von hoher Polarisationsfarbe, Chloritschüppchen, Göthit, Limonit und kleinen Magnetiten gebildet. Feldspate sind häufig. Auch das zeigt einen relativ zu den Alkalien geringen Tonerdegehalt an, da Sericit reicher an Al_2O_3 ist als Feldspat. Oft sind vollständig einheitliche Pseudomorphosen eines Minerals vom Charakter des Sericites nach Feldspat anzutreffen; die Zersetzung hat da wohl nicht, wie sonst, an vielen diskreten Punkten getrennt begonnen. In ursprünglichen grossen Quarzkörnern, die durch Stress zertrümmert wurden, sind oft von allen Seiten Sericit- und Chloritblättchen hineingewachsen, so dass eine ganze eigentümliche Struktur entsteht. (Fig. 78.)

Der Chlorit ist zumeist Klinochlor. Der Einfluss der Fältelung, sowie die Sericitschleppungen in den Ebenen maximalen tangetialen Strains, sind infolge der hohen Polarisationsfarbe des sericitisch-



Fig. 78.

muskowitischen Minerals oft noch besser sichtbar als bei den Chloritoidschiefern.

Magnetitporphyroblastenschiefer fanden sich auch im westlichen Teil des Sedimentzuges bei *Tgetlems*

(*Oberalp*). Die Farbe des Klinochlors ist hier sattgrün-hellgrün. Parallel verwachsen mit diesem gewöhnlichen Chlorit sind Muskowitblättchen und Klinochlorblättchen mit α = dunkelbraun, c = gelb. Dieser merkwürdige Chlorit zeigt eine geringe, wegen der niedern Polarisationsfarbe und der tiefen Eigenfarbe nicht ganz genau bestimmbare Auslöschungsschiefe. Er ist vielleicht identisch mit dem in *Rosenbuschs* Physiographie erwähnten Klinochlor von *Achamtowsk* von schwarzbrauner Körperfarbe und O = dunkelbraun, E = braungelb. Das mikroskopische Bild des Grundgewebes dieser Schiefer ist sehr hübsch. Unregelmässig liegen die farblosen Muskowitblättchen, die tiefgrünen und dunkelbraunen Klinochlorblättchen in inniger Verwachsung nebeneinander. Apatit ist nicht selten. Auch Granatkörnchen und Epidotsäulchen finden sich in vielen Magnetitphylliten.

Ein interessantes Gestein fand ich unterhalb *Soliva* bei *Curaglia*. Es ist dies ein dunkler, vollständig von Pyrit durchsetzter Sandstein. Die Pyritporphyroblasten haben sich so zwischen allen Quarzkörnern entwickelt, dass das Gestein oft zu Pulver zerfällt. Pyrit findet sich auch häufig in den Gesteinen der Chloritoidschieferserie als letzter Porphyroblast. Seine Bildung hängt wohl z. T. mit den noch jetzt beim Tenigerbad ausströmenden Mineralquellen zusammen. Das Gestein von *Soliva* zeigt so den extremsten Fall einer bei den Chloritoidschiefern nur angedeuteten Entwicklung eines neuen ferritischen Minerals, FeS_2 , an. Viel einfacher als die Abhängigkeitsbeziehungen zwischen Mineralbestand und den Verhältnissen aller Komponenten zu einander ist die Veränderung der Umsetzungsgleichung durch successives Hinzutreten einer einzigen, neuen Komponente. *V. M. Goldschmidt* hat das in seiner schon oft zitierten Arbeit sehr schön dargelegt für die Komponente CaO in kontaktmetamorphen Gesteinen. Auch auf die Sprödglimmergleichung wirkt CaO „vergiftend“. Es entstehen dann *Zoisite*, *Epidote* oder *Granate*. Folgende drei Analysen, die wir der Arbeit von *C. Schmidt* (Lit. 6) über die Bündnerschiefer entnehmen, bestätigen das:

	Chloritoidphyllit Scopi	Zoisitphyllit Santa Maria	Granathornfels Piora
SiO_2	47.63	43.08	40.08
$TiO_2 + ZrO_2$	—	2.25	—
Al_2O_3	16.11	15.05	10.42
Fe_2O_3	2.54	3.53	4.61
FeO	6.85	3.60	3.57
CaO	3.58	16.04	19.48
MgO	0.21	0.21	1.85
K_2O	1.41	2.15	2.11
Na_2O	6.08	1.22	5.18
CO_2	7.05	10.57	8.64
C	2.07	1.05	3.15
H_2O	4.81	1.12	2.11
Σ	98.34	99.87	101.20

Über die Abhängigkeit unserer Umsetzungsgleichung von Temperatur und Druck lässt sich folgendes sagen: Chloritoid ist charakteristisch für relativ niedrigere Temperaturen und meist erheblichen Stress. An seine Stelle treten bei höheren Temperaturen *Staurolith* und *Cordierit*. Statt *Serpentin*- und *Amesit*molekülen entstehen die wasserfreien Salze: *Forsterit*, *Olivine*,

Kornerupine. Ein Teil des MgO geht ins Biotitmolekül. Dadurch wird Tonerde frei; sie verbindet sich mit Kieselsäure zunächst zu Andalusit. Ein Gestein, das bei relativ niederen Temperaturen kein freies Al_2SiO_5 zeigt, weist solches in hohem Masse bei höheren Temperaturen auf; daher die vielen Cordierit-Andalusithornfelse (Lit. 19). Auch Andalusit wird bei hohen Temperaturen unbeständig, wie neuerdings *Bergeat* (Lit. 15) gezeigt hat. Einschlüsse, die ursprünglich Biotit, Andalusit und Quarz enthielten, setzten sich unter dem Einfluss des Magmas um zu Cordierit, Spinell und Orthoklas. Als Paramorphose nach Andalusit entstand auch Sillimanit. Spinell (Lit. 19) ist auch bei höheren Temperaturen beständig. So entstanden nach *F. Rastall* und *F. Hatch* (Lit. 29) bei der Entdolomitisierung, unter Mitwirkung von pneumatolytischem Wasser und Zufuhr von Al_2O_3 , aus Dolomiten Spinelle, Forsterite, Olivine, Diopside, Skapolithe und Phlogopite. Wir stellen in einer Tabelle das Verhalten der eisen-magnesium-aluminiumreichen Gesteine bei verschiedenen Temperaturen und Drucken dar. Die zugleich quarzreichen Gesteine gehören fast durchwegs in die 2. Gruppe der *Grubenmannschen* Klassifikation. Die vertikale Reihenfolge entspricht den Epi-Meso- und Katagesteinen. Die drei horizontalen Abteilungen zeigen natürlich auch Übergänge ineinander, die Dreiteilung schien aber vorteilhaft. Die Verwandtschaft der dritten Abteilung mit den zwei ersten ist nicht so gross wie die zwischen 1 und 2. Das kommt ja in der Klassifikation von *U. Grubenmann* dadurch zum Ausdruck, dass die dritte Abteilung einer andern Gruppe angehört. Die Zusammenstellung macht nicht den geringsten Anspruch auf Vollständigkeit.

Metamorphe Fem-Al-Gesteine.

SiO ₂ -reich		SiO ₂ -arm
Al ₂ O ₃ vorwiegend mit Alkalien gesättigt	Die Alkalien sättigen nicht alles Al ₂ O ₃	Quarzarm
Erzreiche Sericitphyllite Magnetitphyllite Erzreiche Zweiglimmerschiefer Biotitgneise Gew. Kata-Tonerdegneise	Erzreiche Chloritoidphyllite Chloritoidphyllite Glaukophanführende Sericitallbitgneise Staurolitalbitgneise Andalusitcordierithornfelse Sillimanitcordierithornfelse Sillimanitgranatgneise Cordieritgneise Katagranatgneise	Chloritmagnetitschiefer Chloritoidsmirgel Spinellhornfelse Forsterit-Kornerupin- hornfelse

V. Kapitel.

Die Weltgruppe der Chloritoid-(Ottrelit)-Schiefer.

Petrographische Arbeiten, die ein bestimmtes Gebiet zum Gegenstand ihrer Untersuchung haben, werden zumeist nur vom lokalen Standpunkte aus gewürdigt. So besitzen wir durch die beschreibende Gesteinslehre eine Menge von Beobachtungen, die, wenn man sie nach theoretischen Gesichtspunkten zusammenstellte, unsere Erkenntnis von den Mineralparagenesen wesentlich erhöhen würden. Die Auffassung der Gesteinsbildung als gesetzmässiger Vorgang führt sofort dazu, dass man, um Fortschritt zu erzielen, das Gemeinsame verschiedener Lagerstätten hervorheben

muss. Darum wollen wir nicht versäumen, wenigstens darauf hingewiesen zu haben, in welchem Sinne unsern Untersuchungen allgemeine Bedeutung zukommt. Die Ausbildungsweise der Sprödglimmerschiefer ist fast durchwegs eine ähnliche wie die der eben beschriebenen Gotthardchloritoidschiefer. Der Sprödglimmer tritt als Porphyroblast auf, das Grundgewebe besteht aus den gleichen Komponenten, die Ursprungsgesteine waren oft Tonschiefer bis Mergel. Dies ist nur der Ausdruck dafür, dass die von uns angegebene Sprödglimmergleichung ein wirkliches Gleichgewicht repräsentiert. Wenige Vorkommnisse mögen unsere Aussagen belegen. Die Chloritoidschiefer vom *Fasortastein* bei *Truns-Reichenau* (Lit. 16), mehrere Chloritoid- und Clintonitgesteine aus der Reihe der Bündnerschiefer (Lit. 6), die Vorkommnisse, die *H. v. Foullon* (Lit. 21), *A. Cathrein* (Lit. 17), *A. d'Acchiardi* (Lit. 14) beschreiben, entsprechen alle Typen unserer Gesteinsserie. Beim letztgenannten Vorkommnis treten in den Gesteinen auch die gleichen Karbonatellipsoide auf, wie bei dem Typus „Solivabach“. Auch hier finden sich danach Silikatpseudomorphosen. Das MgO-FeO-haltige Mineral ist der Beschreibung nach identisch mit dem Prochlorit unserer Gesteine. *A. d'Acchiardi* nennt es „peninno o ripidolite“. Von mir wurden die Chloritoidschiefer vom *Fasortastein* bei *Reichenau* eingehend petrographisch untersucht. Das Ergebnis ist in vollständiger Übereinstimmung mit der Chloritoidschieferserie von *Tavetsch-Nadels*. Da die Lokalität auch auf Blatt XIV des eidgenössischen Dufouratlas liegt, sei es mir gestattet, etwas eingehender davon zu sprechen.

Die Analyse eines grünen Chloritoidschiefers von diesem Aufschluss ergab folgende Werte:

SiO ₂	62.21	CaO	0.77
TiO ₂	1.51	K ₂ O	3.18
Al ₂ O ₃	18.15	Na ₂ O	0.35
FeO	8.22	Glühverlust	3.94
MgO	1.94	Σ	99.82

Nachstehende Schichtfolge lässt sich konstatieren:

- Verrucano,
- Röti,
- Gelber Röti, vermischt mit grünen Schiefen 40 cm,
- Grüne Schiefer ohne makroskopisch erkennbare Sprödglimmer 30 cm,
- Quarzitbank, grünlich ca. 50 cm,
- Wechsel von violetten Schiefen mit grünen Einlagerungen, Chloritoid führend, 1—2 m,
- Helle, grünliche, zerknitterte Schiefer.

Ein mittelfeiner Tonsandstein lag den sprödglimmerfreien Schiefen zugrunde. Man sieht im Dünnschliff bei starken Vergrößerungen ein einheitlich graues Grundgewebe, das bei gewöhnlichem Licht wie durchlöchert erscheint. Diese „Löcher“ sind Quarzrelikte. Das Grundgewebe besteht aus äusserst feinem Sericitfilz, verunreinigt durch Ferrite aller Art. Die Quarzitbank entspricht einem ziemlich groben Sandstein. Grosse Quarzkörner machen als Relikte noch weitaus die Hauptmasse aus. Aber zwischen den Körnern haben bereits die Umwandlungsprozesse begonnen. Die Metamorphose umfasst nicht nur die Tonsubstanz, die offenbar zwischen den Körnern lag, sondern, wie die buchtigen Ränder des Quarzes beweisen, haben sich auch davon durch Granulation und Spannungslockerung Teile gelöst. Die Neubildung schuf fast ausschliesslich Quarz und Sericit. Doch finden sich hier schon vereinzelt in den Umwandlungszwickeln Sprödglimmer von schwachgrüner Farbe. Man sieht im Schliff deutlich den Ungleichgewichtszustand: Grosse Quarzkörner im Spannungszustand, mit wandernden Auslöschungsschatten, liegen zwischen neugebildetem, flimmerndem Grundgewebe. Die starke tektonische Beeinflussung der Gesteine macht sich auch in den Chloritoidschiefern bemerkbar. Wiederum spiegelt der Sericit die Stress- und Strainverhältnisse am vollkommensten. Deutlich lassen sich die „Ebenen“ maximalen tangentialen Strains erkennen. Die Quarzreliktkörner sind fast alle länglich und in das betreffende Stresssystem eingeordnet. Der kreuz und quer liegende Sprödglimmer ist zum Teil gut begrenzt, zum Teil in

Form unregelmässiger Flecken vorhanden. Tonschiefernadelchen sind reichlich vertreten. Der Wechsel zwischen violetten Schiefen und grünen Einlagerungen ist jeweilen sehr scharf, so dass er sich auch im Dünnschliff verfolgen lässt. Die violette Farbe ist besonders durch zahllose Hämatitkörnchen bedingt, währenddem Chlorit und Sericit hellgrün sind. Man sieht deutlich, wie die Kristallinität, d. h. die Metamorphose, im grüngefärbten Teil weiter fortgeschritten ist als im violetten Teil. Die Ferrite wurden daselbst zur Chlorit- und Sprödglimmerbildung verwendet. Daher sind die grünen Schiefer im allgemeinen viel reicher an Chloritoid als die violetten. Typus Nadèls und Typus Naustgel erweisen sich auch hier als zwei verschiedene Ausbildungsmöglichkeiten des gleichen Chemismus.

Neuerdings wurden die Chloritoidschiefer der apuanischen Alpen von *Ernesto Manesse* (Lit. 26) eingehend untersucht. Der Sprödglimmer konnte als Chloritoid bestimmt werden und genügt der Formel $H_2R^{II}R^{III}SiO_7$. Von RO waren in den 3 Analysen $\frac{1}{5}$, $\frac{1}{8}$ oder $\frac{1}{4}$ MgO. $\frac{1}{12}$ resp. $\frac{1}{16}$ resp. $\frac{1}{25}$ des R_2O_3 war Fe_2O_3 . Die Sprödglimmer sind porphyroblastisch ausgebildet. Die Tonschiefer, die den apuanischen Chloritoidschiefern zugrunde liegen, waren im allgemeinen etwas ärmer an Ferriten als die gotthardmassivischen Quartenschiefer. Die Variation im Kieselsäuregehalt ist noch grösser als in unserer Chloritoidschieferserie, so dass fast quarzfreie Sprödglimmerschiefer gebildet werden konnten.

Der Mangel an Ferriten bedingt eine etwas andere Typenbildung als an der Garvera; doch ist die Mannigfaltigkeit der Chloritoidschieferbildung auch hier offensichtlich. Interessant ist der stellvertretende Magnetitepidotschiefer, der vielleicht die gleiche Rolle spielt, wie der Hämatit-Prochlorit- und Hämatit-Chloritschiefer vom Typus 5 und 6 unserer Gesteinsserie. In chemischer Beziehung gehören auch die apuanischen Chloritoidschiefer zur 2. Gruppe der kristallinen Schiefer nach der Klassifikation von *U. Grubenmann*. Da der Gehalt an Alkalien fast durchwegs etwas höher, der Gehalt an FeO etwas niedriger ist, als in den entsprechenden Gliedern der Zone von Tavetsch-Nadèls, liegen die Projektionspunkte im Osannschen Dreieck näher beim Gruppen-Mittelwert. Die Chloritoidschiefer der apuanischen Alpen und die des nordöstlichen Gotthardmassives zeigen in ihrer Gesamtheit, dass ein grosser Teil der II. Gruppe in der Epizone Sprödglimmerschiefer liefern kann. Andererseits geht aus allen mir bekannten Analysen hervor, dass typische Chloritoidschiefer immer zur II. Gruppe der kristallinen Schiefer gehören. Zur Erhärtung unserer Mitteilung über die Ergebnisse der Arbeit von *E. Manesse* reproduzieren wir zwei Analysen, sowie die a-c-f-Werte.

	I.	II.	a-c-f Werte aller 6 Analysen		
SiO ₂	37.80	78.88	a	c	f
TiO ₂	1.51	1.20	6	0.0	13.5
Al ₂ O ₃	33.02	10.75	6	0.5	13.5
Fe ₂ O ₃	2.17	1.05	6.5	0.5	13
FeO	10.37	2.74	6	0.0	14
MnO	Sp.	—	3.5	0.0	16.5
CaO	Sp.	0.10	6	0.0	14
MgO	2.01	1.67	Vergleiche dazu das Serienmittel		
K ₂ O	6.49	1.85	von Tavetsch-Nadèls		
Na ₂ O	2.51	1.26	a	c	f
Glühverlust	4.79		3.5	1	15.5
	100.67	100.99			
Spez. Gew.	2.95	2.73			

Das klassische Vorkommen der Ottrelitschiefer ist das aus den *Ardennen Belgiens*. Die beste Beschreibung jener Verhältnisse, zugleich die einlässlichste Arbeit über Ottrelitbildung, ist die von *Gosselet* (Lit. 22). Neuerdings verdanken wir *L. de Dorlodot* (Lit. 18) eine ausgezeichnete Studie über die Metamorphose des cambrischen Massives von *Stavelot*.

Im Frühling 1911 besuchte ich die Lokalitäten *Vieil-Salm, Salm-Chateau, Ottré, Lierneux, Montagne de Colanhan* etc. Karbonate scheinen eine geringere Rolle gespielt zu haben als im Gotthardmassiv; sonst ist die Ausbildungsweise der Ottrelitschiefer analog der unserer Chloritoid-schiefer. Die gleichen Typen lassen sich auch hier finden, nur ist der Reichtum an Ferriten, wahrscheinlich bedingt durch das Zurücktreten des Breunerites, stets etwas grösser. Grüne, violette, rote, schwarze Ottrelitschiefer wechseln miteinander ab. Einige Zitate aus den Arbeiten der belgischen Forscher möge die Identität beweisen:

Gosselet loc. cit. pag. 330: „Il faut remarquer toutefois que l'étude stratigraphique conduit à considérer les phyllades gris comme des accidents locaux dans les schistes rouges.“ Dito pag. 195: „Les cristaux d'ottrélite ont toutes les dimensions depuis 0 mm jusqu'à 2.5 mm. C'est dans les schistes gris qu'ils ont le plus grand diamètre.“ Dito pag. 200: „On peut conclure, que lorsque le cristal a tourné pour se rapprocher de la direction du longran, lorsqu'il a pris une direction inclinée par rapport à sa direction primitive, il s'est fait à ses deux extrémités des vides qui se sont remplis de mica et quartz. . . . Les fibres de mica de la roche sont fréquemment pliées au contact du cristal; on peut en conclure que le mouvement de l'ottrélite est postérieur à la formation de ces membranes micacées.“

L. de Dorlodot fand, dass der Ottrelit (manganhaltiger Chloritoid) zum Teil vikarisierend ersetzt ist durch Spessartin (manganhaltiger Granat). Ähnlich wie die Ottrelitporphyroblasten verhalten sich in einigen Gesteinen Pyrit und Magnetit. Er beschreibt aus dem Massiv von Stavelot ebenfalls die Erscheinungen der Sericitgarben, der Klüfte, der Hohlräume um die Sprödglimmerkristalle, der Anwachskegel und der Zwillingsbildung. Er kommt für dieses Gebiet zum Schlusse, dass Ottrelit, Granat, Magnetit und Pyrit vor Beginn der orogenetischen Bewegungen gebildet wurden, Chlorit und Sericit erst während diesen Bewegungen. Dabei nimmt er zwei zeitlich vollständig getrennte Metamorphosen an. Man kann sich fragen, in welchem Zustande war denn die Tonsubstanz während der Regionalmetamorphose, die zur Sprödglimmerbildung führte? Es ist doch nicht anzunehmen, dass unter jenen physikalischen Bedingungen, die Chloritoid, Magnetit und Granat erzeugten, die übrige Substanz der Tonschiefer ihren ursprünglichen Charakter beibehielt. Wo sind dann aber die Relikte? Wie wir einlässlich auseinandersetzen, beweisen die Klüfte, die richtungslose Textur, die nachträglichen Drehungen nur, dass während und auch noch nach den jeweiligen Bildungen der Porphyroblasten orogenetische Bewegungen tätig waren, nicht aber, dass die Bildung bei Beginn der tektonischen Störungen vollständig abgeschlossen war. Es sind eben während der Metamorphose stets feste Phasen vorhanden, auf die der Stress einwirken kann. Dass hierbei der geschmeidige Sericit sich den Strainbedingungen vollständig anpasst, ist selbstverständlich; daher orientiert er sich auch oft senkrecht zu den schon gebildeten Ottrelitflächen. Das Fehlen des Sericites und Chlorites als Einschluss in den Porphyroblasten beweist, wenn es auch durchgängig wäre, ebenfalls nichts. Quarz, Hämatit und Rutil, die Haupteinschlüsse, werden durch die Sprödglimmerbildung nicht aufgebraucht oder verändert, was man von den zwei andern Mineralien nicht sagen kann. Eine Kristallisationsfolge in kristallinen Schiefen finden zu wollen, ist zumeist ein aussichtsloses Beginnen.

Gesteinsserien, wie die des *Ostendes des Gotthardmassives* und die von *Lierneux-Ottré* oder von *Cahay* dürfen wir mit Fug und Recht homologe Gesteinsserien nennen.

Eine kontaktmetamorphe Entstehung der „Ottrelit“schiefer des Eisengebirges in *Böhmen* nimmt *Hinterlechner* (Lit. 23) an. Auch die *Ardenenschiefer* wurden zeitweise unter dem Gesichtspunkte der Kontaktmetamorphose betrachtet, hier aber sicher mit Unrecht. Genetisch interessant ist das Vorkommen von Andalusit-„Ottrelit“schiefer aus der Gegend der Goldfelder von *Mara-bastad* im nördlichen *Transvaal* (Lit. 22). Die Porphyroblasten in dem sericitisch-quarzitischen Grundgewebe sind Andalusit oder Ottrelit oder beide zusammen. Das eine dieser Mineralien ist der Stellvertreter des andern. Nach unserem Diagramm ist das Verhältnis von Ottrelit zu Andalusit dasjenige eines einfachen Salzes zu einem Doppelsalz. Andalusit kann Ottrelit aus zwei Ursachen ersetzen: Entweder ist die Zusammensetzung der zirkulierenden Lösungen eine andere, so dass

sich Andalusit ausscheiden muss, oder aber die Temperatur ist eine verschiedene, so dass durch Verschiebung der Löslichkeitskurven die meisten Lösungen nun für Andalusit übersättigt sind. Die Ottrelitkristalle in der von *J. Götz* beschriebenen Folge von Gesteinen sind oft zerbrochen; Quarz findet sich in Hohlräumen um die Porphyroblasten auskristallisiert.

Zur Erhärtung der Ansicht, dass Ottrelit bei höheren Temperaturen bestandunfähig wird, sei noch das Vorkommen von Ottrelitschiefern am Rande der metamorphen Gesteine um den *Skiddawgranit*¹⁾ erwähnt. In den äussersten Phylliten, die nach *Rastall* bloss den Wirkungen der Dynamometamorphose unterworfen waren, findet sich ein Mineral vom Charakter des Sprödglimmers. Gegen den Kontakthof hin treten Flecken von Chiasolith auf; das Ottrelitmineral verschwindet nach und nach. An seine Stellen treten, je näher wir dem Granit kommen, Cordierit, Chiasolith und ganz nahe am Kontakt Staurolith.

Mehr homöoblastische Sprödglimmerschiefer sind von *Bonatschese* (Lit. 33) im *Bagnetal* bekannt. Statt Sericit findet sich hier Muskowit. Der Anteil des Sprödglimmers an der Kristallisationschieferung ist zum Teil nicht zu unterschätzen. Typische Gesteine der Mesozone oder der Katazone mit Ottrelit, Chloritoid oder Sismondin sind aber meines Wissens nicht bekannt. Schon mit einzelnen stellvertretenden Staurolithen findet sich Chloritoid bloss am *Michigansee* (Lit. 31). Ein Teil jener Schiefer sind nach *R. van Hise* (Lit. 24) umgewandelte Diabase. Es ist gar nicht befremdend, dass das gabbroide Magma Gesteine bilden kann, die bei der Metamorphose die chemischen Bedingungen zur Sprödglimmerbildung erfüllen. Genügende Mengen von Al_2O_3 , FeO und SiO_2 entstehen durch die Zersetzung der Feldspäte und der femischen Gemengteile. Dennoch wird meistens, des grossen Calciumgehaltes wegen, Saussurit, Zoisit und Epidot entstehen; der Chloritoid erhält hier auch kaum die dominierende Stellung unter den Gemengteilen, wie in den CaO-armen Tonschiefern. Aus dem Saussuritgabbro des Allalingerbietes im *Wallis* ist ein Sprödglimmer durch die Arbeit von *R. W. Schäfer* (Lit. 30) bekannt geworden. Er findet sich in einem hellen Saussuritgewebe. Die optischen Eigenschaften scheinen von denen des Chloritoides etwas abzuweichen. Das Heidelberger petrographische Institut²⁾ besitzt ein prachtvolles Handstück von vielen schwarzen Sprödglimmern in Serpentin.

Umwandlungen von „Ottrelit“ will *Wittle* (Lit. 32) beobachtet haben. Er vermutet, dass Chlorit teilweise säkulares Verwitterungsprodukt von dem Sprödglimmer sei. Auch in unseren Schiefen finden sich zum Teil eigenartige Verbandsverhältnisse zwischen Chlorit und Chloritoid, ich führe sie aber eher auf gleichzeitige Bildung zurück. Jene Gesteine von *Southern Berkshire* (Lit. 25) zeigen im Injektionsbereich eines Eruptivgesteines ebenfalls Staurolith und nur ausserhalb (im Clivage aufweisenden Schiefer) Ottrelit.

Ich hoffe, dass diese Beispiele genügen, um darzutun, dass die Sprödglimmerbildung gewissen Gesetzen unterworfen ist. Diese Gesetze für den speziellen Fall der Chloritoidschieferbildung im östlichen Gotthardmassiv aufzusuchen, war das Ziel meiner Arbeit. Die Arbeit, wie sie hier vorliegt, verlangt eine sofortige Ergänzung durch das Experiment. Über Versuche in dieser Richtung werde ich an anderen Orten berichten.

Zürich, Dezember 1911.

(Mineralogisch-petrographisches Institut der Eidg. Techn. Hochschule.)

¹⁾ *R. H. Rastall*, Quart. Journal of the Geol. soc. Bd. LXVII, 1910, Nr. 262.

²⁾ Ich verdanke der Freundlichkeit von Herrn Prof. Dr. *Wülfing* die Demonstration des von Herrn *Schäfer* benutzten Materials.

Anhang.

Wirkungen von Stress und Strain auf die Gesteinsmetamorphose.

I.

Wenn auch die Erklärung der Schieferigkeit metamorpher Gesteine noch eine mannigfaltige ist, so ist man sich doch darüber klar, dass sie (z. T. wenigstens) vom mechanischen Zustande des Komplexes während der Metamorphose abhängig ist. Charakteristisch für den mechanischen Zustand irgend eines Systemes sind die Grössen Stress und Strain.

Unter Stress versteht man die Kräfte (Drucke), die zwischen zwei angrenzenden Teilchen eines Körpers auftreten; sie entsprechen naturgemäss den von aussen auf das System ausgeübten Drucken.

Durch den Stress entsteht ein eigentümlicher Spannungszustand im System, wodurch die Form oder die Grösse, oder beide zugleich geändert werden. Relative Änderungen der Lage der Partikelchen des Körpers zueinander finden statt. Die Gesamtheit dieser Erscheinungen heisst Strain. Ich will versuchen, das Verhältnis zwischen Stress und Strain an einem Bilde zu illustrieren. Wie jedes Bild, weist es auch Mängel auf; die Analogie ist aber doch eine weitgehende. Durch elektromagnetische oder magnetische Kräfte entstehen im bestimmten Umkreis Spannungserscheinungen ebensolcher Natur. Sie bilden das Kraftfeld. Denken wir uns das durch Eisenfeilspäne sichtbar gemachte Kraftfeld zwischen den Polen eines Hufeisenmagneten. Die Kraftlinie der Eisenfeilspäne ver sinnbildlichen quasi den merkwürdigen elektromagnetischen Spannungszustand zwischen den Polen. Mit diesem Spannungszustand dürfen wir den Strain im mechanisch beanspruchten Körper vergleichen, während die magnetischen Kräfte, mit denen die Pole aufeinander und auf die Eisenfeilspäne wirken, mit dem Stress komparabel sind. Die Kraftlinien sind ja nichts anderes, als der Ausdruck der Spannungen und der dadurch bewirkten Lageveränderung der Eisenpartikelchen; ebenso ist der Strain der Inbegriff der Spannungsdeformationen im mechanisch (d. h. durch Stress) beanspruchten System.

Und gerade wie man über einen Punkt im magnetischen Kraftfeld nur dann orientiert ist, wenn man die Feldstärke und Zahl und Richtung der Kraftlinien kennt, muss man zur Kenntnis der Verhältnisse irgend eines bestimmten Teiles eines mechanisch beanspruchten Körpers über Stress und Strain orientiert sein.

Wirkt auf einen Körper einseitiger Druck, so lässt dieser sich stets in Einzeldrucke zerlegen, die so beschaffen sind, dass 3 aufeinander senkrecht stehende Flächenelemente senkrechte Drucke erfahren. Die Richtung dieser 3 Hauptdrucke nennt man die Haupttaxen des Stress.

Ausser den 3 Hauptstress unterscheidet man auch tangentialen (T) und normalen Stress (N) parallel und senkrecht zu einem beliebigen Flächenelement.

Denken wir uns einen homogenen isotropen (optisch!) Körper, dann wird bei vollständig gleichmässiger Beanspruchung stets die Kugel das Bild des Strains sein. Das heisst, nach allen Richtungen sind die Verhältnisse gleich; auch in mechanischer Beziehung ist der Körper isotrop. Wirkt nun ungleichförmiger Druck auf den gleichen homogenen, isotropen Körper, so ist auch der Strain im Körper ein ungleichförmiger. Im allgemeinen wird irgend eine Kugel zum

dreiaxigen Ellipsoid. Es sind das ähnliche Verhältnisse, wie sie aus der Mineraloptik bekannt sind. Wie die Ätherelastizitätskugel eines einfach brechenden Minerals beim Übergang in einen doppelbrechenden zweiaxigen Kristall zum Elastizitätsellipsoid wird, wird hier ein entsprechendes Strainellipsoid erzeugt. Auch das Strainellipsoid hat 3 Hauptaxen, die des grössten, mittleren und kleinsten Strains. Ebenso wie für die optischen Eigenschaften eines triklinen Minerals z. B. die Lage und Grösse des Elastizitätsellipsoides bestimmend ist, ist für den mechanischen Zustand in einem Körper Grösse und Lage des Strainellipsoides massgebend.

Wichtig ist aber nicht nur die Grösse und Richtung der drei Strainaxen, sondern auch die Lage der Ebenen maximalen tangentialen Strains (der Scherflächen). Wenn die einzige Deformation zwischen zwei parallelen aufeinanderliegenden Flächen darin besteht, dass die eine Ebene über die andere gegliitten ist, ohne dass die gegenseitige Lage der Partikelchen in den Ebenen irgendwie gestört wurde, so sagt man, jene Flächen seien Scherflächen (Ebenen max. tang. Strains). Die Ebenen maximalen tangentialen Strains sind daher Ebenen mit grösster tangentialer, gleitender Spannung und einer inneren Deformation, die gleich 0 ist. Denken wir uns das Strainellipsoid aus der Kugel entstanden, und setzen wir voraus, dass die Ebenen maximalen tangentialen Strains keine innere Deformation erlitten haben, so müssen sie auch nach dem Strain Kreisflächen sein. Die Frage nach der Lage der Ebenen maximalen tangentialen Strains ist daher identisch mit der Frage nach den Kreisebenen im Strainellipsoid. Solche Kreisebenen gibt es im allgemeinen 2. (Vergleiche die Richtungen senkrecht zu den optischen Axen im Ätherelastizitätsellipsoid!)

Über die Beziehungen zwischen Stress und Strain lässt sich folgendes sagen: Bei einem homogenen isotropen Körper und unter der Annahme kleiner Stresse entsprechen die Hauptaxen des Stress den Hauptaxen des Strains. Einem grössten Stress entspricht eine maximale Verkürzung usw. Bei grösseren Stessen entstehen Deformationen, die bleibend sind; infolgedessen ist der jeweilige Strainzustand eines Gesteins nicht nur abhängig von dem momentanen Stress, sondern von allen Spannungen, die jemals auf den Körper eingewirkt haben. Denken wir uns einen starken Rotationsstrain, d. h. einen Strain, bei dem die Hauptaxen des Ellipsoides von Beginn bis zum Ende der Deformationen ihre Richtung gewechselt haben, so bleibt auch nach dem Aufhören der Ursache dieses Rotationsstrains die Lage der Hauptaxen fixiert. Eine weitere Stresseinwirkung, die einen anderen Strain erzeugt, findet daher schon Spannungen im Gestein vor. Das jetzt entstehende Strainellipsoid ist nicht nur vom neuen Stress, sondern auch vom alten Strain abhängig.

Im Falle heterogener Körper treten selbstverständlich noch Diskontinuitäten zwischen den einzelnen Bestandteilen auf.

II.

Wir wollen nun untersuchen, was für eine Rolle die verschiedenen mechanischen Elemente im dynamometamorphen Gestein spielen.

1. Das Strainellipsoid. Im idealen Fall ist das Strainellipsoid inverskonform dem Stressellipsoid. Durch Strain, d. h. mechanische Spannungen, wird die Aktivität einer Phase im allgemeinen erhöht. Die vektorielle Löslichkeit einer Substanz unter Stress hängt daher direkt von der Lage und Grösse des Strainellipsoides ab. Die am stärksten gestrainten Teile werden am leichtesten löslich sein. Löst der Strain sich in mechanischer Arbeit aus (Kataklyse), so wird naturgemäss für die auftretenden Strukturbilder wiederum das Strainellipsoid massgebend sein. Durch die Metamorphose entstehen aber auch neue Mineralien. Es findet unter den herrschenden Gesamtbedingungen eine Reaktion statt, durch die das Volumen der neu entstehenden Mineralien festgelegt wird. Nun aber wird offenbar beim Wachstum der neuen Mineralien eine verschiedene Arbeit geleistet, je nach der Richtung, in welcher das Hauptwachstum stattfindet. Sind die drei Haupttaxen des Stresses X, Y, Z , wobei $X > Y > Z$, so wird offenbar das Minimum an Arbeit geleistet, wenn in der Richtung von X weniger Volumzunahme bei Wachstum stattfindet, als der Richtung von Y oder gar von Z .

So entsteht eine Anordnung der Mineralien, die der Kristallisationsschieferung entspricht. Das Prinzip von Riecke tritt hierbei in gleichem Sinne in Funktion.

Bei porphyroblastischen Schiefen ist sehr oft infolge des grossen Kristallisationsvermögens und der grossen Kristallisationsgeschwindigkeit der Porphyroblasten ein grösserer als der minimale Betrag der Arbeit geleistet worden. Die Kristallisationsschieferung ist nach dieser Darstellung durch den Stress bedingt. Im idealen Fall, wo die Hauptaxen des Stress und des Strain einander parallel sind, ist sie somit auch direkt durch die Lage des Strainellipsoides gegeben.

Sind Stress und Strain nicht in einfachem Verhältnis zueinander, so wird, wenn auch der Hauptfaktor stets der Stress bleibt, dennoch der Strain nicht ohne Einfluss sein. Die Entwicklung der Mineralien findet nicht nur nach dem Prinzip des kleinsten Arbeitsaufwandes statt, sondern auch unter Berücksichtigung der Lage der inneren Spannungen. So kann dann eine Kristallisationsschieferung entstehen, die nicht genau senkrecht zum grössten Hauptstress steht.

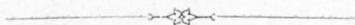
Im gleichen Sinne zu bewerten ist der Einfluss schon vorhandener Schichtung. (Sedimentäre Gesteine.) Sie wirkt so, als ob das Gestein schon einem Strain unterlegen wäre; daher die häufige Annäherung von Kristallisationsschieferung zur Schichtfläche.

2. Ebenen maximalen tangentialen Strains. Das sind, wie wir gesehen haben, Gleitflächen. Im allgemeinen gehören zu jedem Strainellipsoid zwei Scherflächen. In den meisten Fällen komplizierter Stresseinwirkungen verhalten sich die beiden Scherflächen aber verschieden. Die eine Fläche ist während der ganzen Deformation in annähernd der gleichen Lage, die andere verändert ihre Lage stetig. Sehr oft ist daher nur in der Richtung der ersten Fläche eine besondere Wirkung zu erwarten.

In nicht zu grosser Rindentiefe werden parallel dazu Zerreibungen Klüfte, klastische Clivagebildungen auftreten. Bei mehr plastischem Verhalten finden Streckungen, Gleitungen, Clivagebildungen statt. Bei gefalteten Gesteinen entsprechen z. B. die Richtungen der Mittelschenkel, den Richtungen maximalen tangentialen Strains.

Längs den Ebenen maximalen tangentialen Strains können auch Gase und Lösungen am ehesten entweichen. Sehr oft finden daher gerade hier Bildungen neuer Mineralien statt. Porphyroblasten in metamorphem Schiefer liegen gerne an diesen Stellen. Veränderungen des Stress während der Metamorphose bedingen häufig nachträgliche Rotation schon entstandener Mineralien. Dem gleichen Einflusse sind Mineralien (z. B. Porphyroblasten) sofort nach ihrer Entstehung unterworfen, deren Orientierung nicht nach dem Prinzip der kleinsten Arbeitsaufwendung stattfand. So entstehen Drehungen, helizitische Fältelungen, deren Drehungssinn direkt auf die Verteilung des Stresses rückschliessen lässt. (Siehe pag. 61.)

Wie man sieht, herrschen zwischen der Textur kristalliner Schiefer und dem Stress und Strain, dem die Gesteine während der Metamorphose unterworfen waren, eine Menge von Beziehungen, an denen besonders der Tektoniker nicht achtlos vorbeigehen kann.



Verzeichnis der im Text zitierten Literatur.

A. Regionale (das Gotthardmassiv betreffend).

1. *P. Arbenz, W. Staub.* Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. in Zürich, 55. 1910, pag. 26 ff.
2. *K. v. Fritsch.* Das St. Gotthardgebirge. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, 15. 1873.
3. *U. Grubenmann.* Über die Gesteine der sed. Mulde von Airolo. Mitt. d. Thurg. naturf. Ges., VIII. 1888.
4. *U. Grubenmann.* Zur Kenntnis der Gotthardgranite. Mitt. d. Thurg. naturf. Ges., IX. 1890.
5. *U. Grubenmann.* Über Gesteine des granit. Kerns im östl. Teil d. Gotthardmassives. Dito X. 1892.
6. *Alb. Heim.* Geologie der Gebirge zwischen Reuss und Rhein. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, 25. 1891.
Ebenda:
C. Schmidt. Anhang von petrographischen Beiträgen.
7. *L. Hezner.* Petrographische Untersuchungen der kr. Schiefer usw. (Tremolaserie.) N. J. f. Min. B. B. XXVIII. 1908.
8. *J. Königsberger.* Erläuterungen zur geol. und min. Karte des östl. Aarmassives. Freiburg, 1910.
9. *J. Königsberger.* Eclog. geol. Helv. Vol. X, pag. 890 ff. 1909.
10. *G. v. Rath.* Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges., Bd. XIV. 1862, pag. 369 ff.
11. *C. Schmidt.* Bild und Bau der Schweizeralpen. Basel, 1907. (Siehe auch Lit. 6.)
12. *P. Waindziok.* Petrogr. Untersuchungen an Gneisen des St. Gotthard. Diss., Zürich, 1906.
13. *F. Zündel.* Über die Tektonik von Mittelbünden. Verhandlungen der schweiz. naturf. Ges. Bd. 1, 1910, pag. 241.

B. Regionale (nicht das Gotthardmassiv betreffend).

14. *A. d'Acchiardi.* Atti Tosc. VIII, 1887, pag. 442.
15. *A. Bergeat.* N. J. f. Min. XXX. B. B. 1910, pag. 575.
16. *M. Blumental.* Geologie der Ringel-Segnesgruppe. Beiträge z. geol. K. d. Schw. XXXIII, 1911, insbesondere pag. 12.
17. *A. Cathrein.* Tschem. Min. und Petr. Mit. VIII, 1887, pag. 311 ff.
18. *Leop. de Dorlodot.* Contrib. à l'Étude du Métamorphisme du Massif Cambrien de Stavelot. Ann. de la Soc. géol. de Belg. 1910, Bd. 37, Mem. 145—204.
19. *O. H. Erdmannsdörffer.* Petr. Mitt. aus dem Harz. Jahrb. d. königl. preuss. geol. Landesamt. 1907. XXVIII, pag. 131. 1909, XXX, 2. Heft.
20. *B. G. Escher.* Über die prätriasische Faltung in den Westalpen etc., Diss., 1911.
21. *H. v. Foullon.* J. d. k. k. geol. R. A. 1883, pag. 220 ff.
22. *M. Gosselet.* Annales de la soc. géol. du Nord. 1888, XV, pag. 185 ff.
23. *H. Hinterlechner.* J. d. k. k. geol. R. A. 1909, Bd. LIX, pag. 122.
24. *R. van Hise.* Mon. U. S. Geol. Survey, XXVIII, pag. 459.
25. *W. H. Hobbs.* The Am. Journal of. sc., Bd. 50, 3. Serie, 1895, pag. 274.
26. *E. Manesse.* Chloritoide delle Alpi Apuane. Atti Tosc. Sc. Nat. Mem. Vol. 26, 1910.
27. *L. Milch.* Beiträge zur Kenntnis des Verr. II. Teil. Leipzig 1896.
28. *L. V. Pirsson.* 20th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey III, 1900, pag. 563 ff.
29. *R. H. Rastall. F. Hatsch.* The quart. Journ. of Geol. Soc. Vol. 56, pt. 4. 1910, pag. 507.

30. *R. W. Schäfer*. Tschern. Min. Petr. Mitt. Bd. XV. 1896, pag. 31.
31. *H. Schlundt* und *L. Kahlenberg*. Am. Journ. of Sc. 50, pag. 121. 1895.
32. *Ch. L. Wittle*. Bull. geol. soc. of Am. 1893, vol. 4, pag. 147.
33. *T. Wojno*. N. J. f. Min. B.B. XXXIII, pag. 136—207.

C. Allgemeine (mineralogisch-petrographische).

34. *B. G. Barrow*. Quart. Journ. of Geol. 1898, Bd. 54, pag. 153.
35. *F. Becke*. Über Mineralbestand und Struktur der krist. Schiefer. Wiener Sitzungsberichte 7. Mai 1903.
36. *G. F. Becker*. Finite homog. strain, flow and rupture of rocks. Bull. Geol. soc. Am. vol. 4. 1893.
37. *G. F. Becker*. Schistosity and slaty cleavage. Journ. of Geol. vol. 4. 1896.
38. *G. F. Becker*. Experiments on schistosity and slaty cleavage. 1904. Bull. U. S. Geol. Survey. Nr. 241.
39. *H. Credner*. Centralblatt für Min. 1905, pag. 523.
40. *N. Dale*. Slate Deposits and Slaty Industry of the U. S. o. A. Bull. U. S. G. S. Nr. 275. 1906.
41. *Damour*. Bull. soc. min. 2. 1879, pag. 167.
42. *Descloizeaux* et *Damour*. De l'Ottrélite . . . Ann. des Mines, IV^e série, t. 2, pag. 357. 1842.
43. *V. M. Goldschmidt*. Die Kontaktmet. im Kristianiagebiet. Kristiania, 1911.
44. *V. Goldschmidt*. Z. f. Krist. 1907, Bd. 43, pag. 347.
45. *U. Grubenmann*. Die kristallinen Schiefer. II. Aufl. Berlin, 1910.
46. *Heddle*. Min. Magazine, 1879.
47. *A. Heim*. Mechanismus der Gebirgsbildung, II. 1878.
48. *A. Heim* und *G. Allenspach*. Viertelsjahrschr. d. naturf. Ges. Zürich, 45. 1900, besonders pag. 205, 227, Taf. IX.
49. *C. R. van Hise*. Principles of N. A. precambrien geology 16. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, pt. 1. 1896.
50. *C. R. van Hise*. Metamorphisme of rock and rock flowage. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 9. 1898.
51. *C. R. van Hise*. Treatise on metamorphism. Mon. U. S. Geol. Survey, vol. 47. 1904.
52. *L. M. Hoskins*. Flow and fracture of rock as related to structure. 16th Ann. Rep. U. S. G. S., pt. 1. 1896.
53. *H. F. Keller* und *Alfr. C. Lane*. Z. f. Krist. XIX, pag. 383. 1891.
54. *C. Klement*. Tsch. Min. Petr. Mitt. VIII, pag. 167. 1887.
55. *Ch. K. Leith*. Rock Cleavage. Bull. U. S. Geol. Survey. Nr. 239. 1905.
56. *Prost*. Ann. Soc. géol. de Belg., 11, pag. 93. 1883.
57. *H. Rosenbusch*. Mitt. d. Grossh. bad. geol. Landesanstalt. Bd. IV, pag. 14. 1903.
58. *G. Spezia*. Atti della Acad. di Tor., 40, pag. 545. 1904.
59. *G. Tschermak*. L. Sipöcz. Die Clintonitgruppe. Z. f. Krist., III, pag. 496. 1879.
60. *E. A. Wülfing*. Unters. d. bunten Mergel der Keuperform. Jahresheft d. Ver. f. vaterl. Naturkde. Württemberg, 56., pag. 1—46. 1900.

D. Allgemeine (physikalisch-chemische).

61. *H. W. Bakhuis-Roozeboom*. Die heterogenen Gleichgewichte, I, II. 1902 und 1904.
62. *J. J. van Bemmelen*. Z. f. anorg. Chemie, 20, pag. 206.
63. *E. Cohen* und *L. R. Sinnige*. Piezochemische Studien, I, II, III. Z. f. phys. Chemie, 1909, Bd. 67, pag. 1, 432, 513.
64. *E. Cohen*, *Katsuji Inouye*. C. Euwen. Dito V. Z. f. phys. Ch. 1911, Bd. 75, pag. 1.
65. *E. Cohen*, *Katsuji Inouye*. Dito VI und VII. 1911, Bd. 75, pag. 219, 257.
66. *F. Cornu*. Z. f. Kolloidchemie, Bd. IV, Heft 6. 1909.
67. *H. Le Chatelier*. Z. f. phys. Chemie. 1892, pag. 744.
68. *C. Dölter*. Phys. chem. Mineralogie. 1905.
69. *C. Hambuechen*. Bull. Univ. of Wisc. Nr. 42, pag. 225. 1900.
70. *J. H. van 't Hoff*. Vorl. über Bildg. u. Spaltg. von Doppelsalzen. 1897.
71. *J. H. van 't Hoff*. Zur Bildung der oc. Salzablag. Heft I. 1905
72. *L. Kahlenberg* und *T. Lincoln*. The Journ. of phys. Chem. Vol. II, pag. 77. 1898.
73. *E. Löwenstein*. Z. f. anorg. Chemie. Bd. 63, pag. 63. 1909.
74. *R. Marc*. Z. f. phys. Chemie z. B. Bd. 75, pag. 710. 1911.
75. *W. Nernst*. Theoretische Chemie. VI. Auflage. 1909.

76. *P. Niggli*. Kolloidchemie und Geologie. Naturw. Wochenschr., X., pag. 113. 1911.
77. *Wo. Ostwald*. Grundriss der Kolloidchemie. 1909.
78. *W. Ostwald*. Allg. Chemie, I, bes. pag. 1040. 1891.
79. *W. Ostwald*. Allgem. Chemie, II, 2, bes. pag. 378. 1896—1902.
80. *P. Pawlow*. Z. f. phys. Chemie, Bd. 72, pag. 385. 1910.
81. *J. W. Retgers*. Z. f. phys. Chemie, Bd. 9, pag. 279. 1892.
82. *E. Riecke*. Nachrichten v. d. k. Ges. d. Wiss. z. Gottingen, 4, pag. 278. 1894.
83. *Rob. Ed. Slade*. Über Natriumaluminatlösg. Z. f. Elektroch., Bd. 17, pag. 261. 1911.
84. *F. A. Schreinemakers*. Die heterog. Gleichgewichte, III. 1911.
85. *W. Spring*. Z. B. Chem. Berichte. 1883, pag. 1632.
W. Spring. Bull. de la Soc. Chim. de Paris, 44, pag. 166, 299. 1886.
86. *G. Tammann*. Z. f. El. Bd. 15, pag. 447. 1909.
87. *P. P. v. Weinmarn*. Z. f. Kolloidchemie. 1909—1911.



Erklärungen zu den Mikrophotographien.

- Nr. 1. Typus Nadèls: Nalpstal. 46 f. Vergr., gew. Licht. Die Chloritoidporphyroblasten zeigen durch Einschlüsse bedingte Sanduhrformen.
- Nr. 2. Typus Nadèls: Nadèls. 46 f. Vergr. \neq Nicols. Der Chloritoidporphyroblast zeigt die Zwillingslamellierung.
- Nr. 3. Typus Nadèls: östlich Tenigerbad. 17 f. Vergr. \neq Nicols. Die grossen Chloritoidporphyroblasten sind zerfetzt (Siebstruktur).
- Nr. 4. Typus Nadèls: Garvera. 40 f. Vergr., gew. Licht. Die Klüfte in den Chloritoidporphyroblasten sind (unabhängig von der kristallographischen Orientierung) einander parallel.
- Nr. 5. Typus Naustgel: (violett) Garvera. 30 f. Vergr. \neq Nicols. Die schwarzen Streifen im Grundgewebe sind Limonitsubstanzen. Muskovit- und Quarzsonne um den Porphyroblasten.
- Nr. 6. Typus Naustgel: (dunkelgrün) Garvera. 60 f. Vergr., gew. Licht. Die Mikroliten des Grundgewebes sind in den Porphyroblasten infolge nachträglicher Drehung schief zum Schichtelivage angeordnet.
- Nr. 7. Typus Solivabach: (Solivabach) 18 f. Vergr., gew. Licht. Ursprüngliche Dolomitbrocken mit randlicher Chloritzone. Im Innern des Ellipsoides Quarz und restierendes Karbonat. Fältelungselivage.
- Nr. 8. Grenzform Nadèls: 60 f. Vergr., gew. Licht. Das Grundgewebe zeigt Quarzkörnerrelikte, daneben diablastisches Gewebe von Prochlorit und Quarz.
- Nr. 9. Typus Nadèls: Garvera. 20 f. Vergr., gew. Licht. Typenbild: Die Porphyroblasten enthalten z. T. noch ursprüngliche Quarzkörnchen.
- Nr. 10. Typus Nadèls: 14 f. Vergr., gew. Licht. Man beachte die Streckrichtungen (Linien max. tang. Strains) und die Anordnung der Porphyroblasten!
- Nr. 11. Typus Garvera 2: Garvera. 16 f. Vergr., gew. Licht. Chlorit-Ferritpseudomorphosen nach dolomitischen Brocken, neben Chloritoidporphyroblasten.
- Nr. 12. Typus Garvera 1: Garvera. 30 f. Vergr., gew. Licht. Beginnende Chloritoidbildung. („Reaktionsflecken“.)

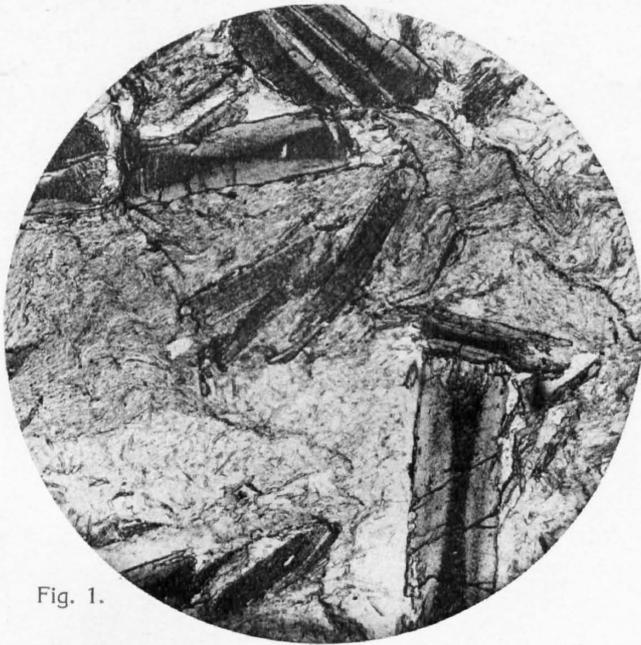


Fig. 1.



Fig. 4.

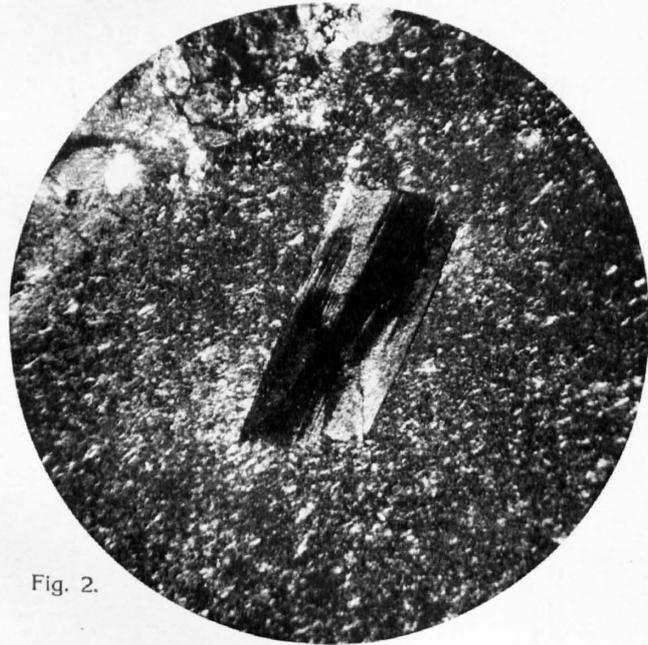


Fig. 2.



Fig. 5.

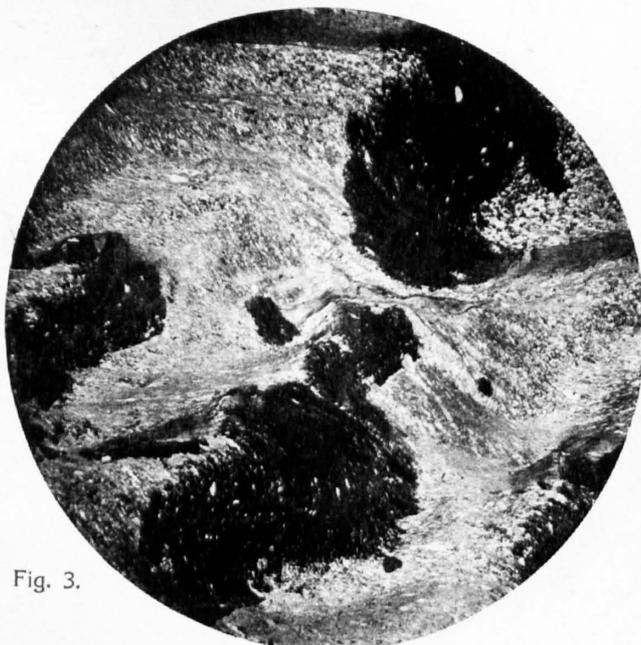


Fig. 3.

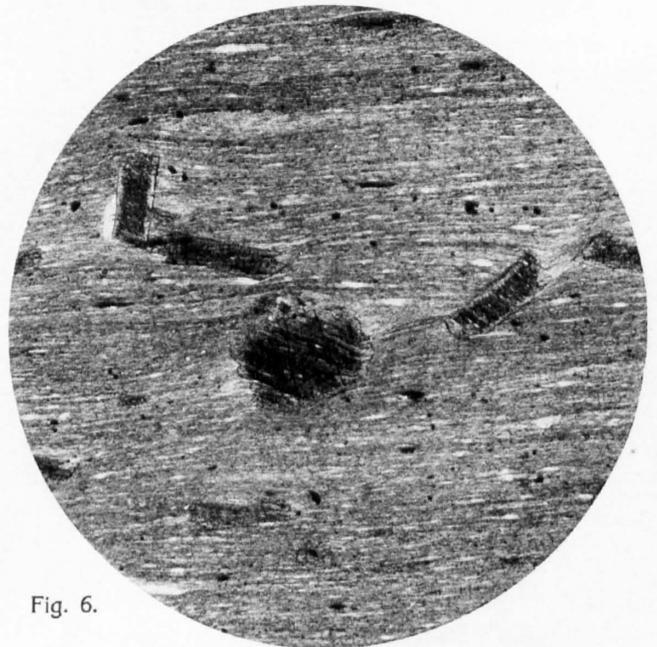


Fig. 6.

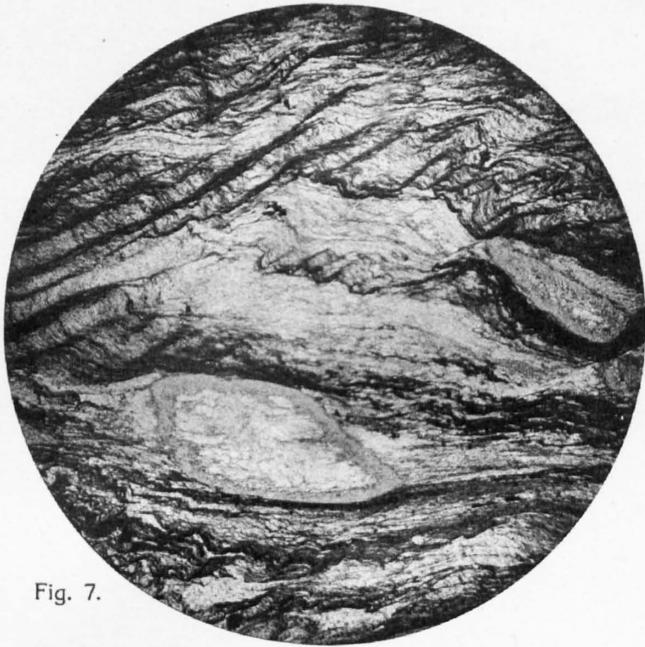


Fig. 7.

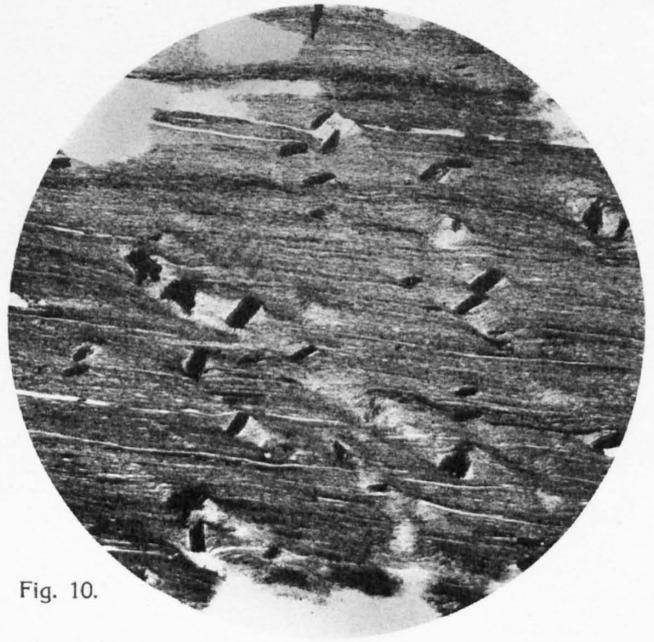


Fig. 10.

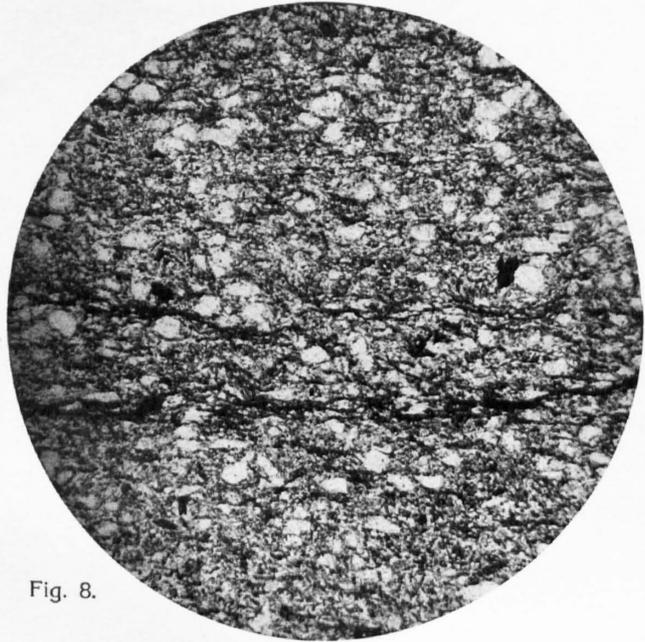


Fig. 8.

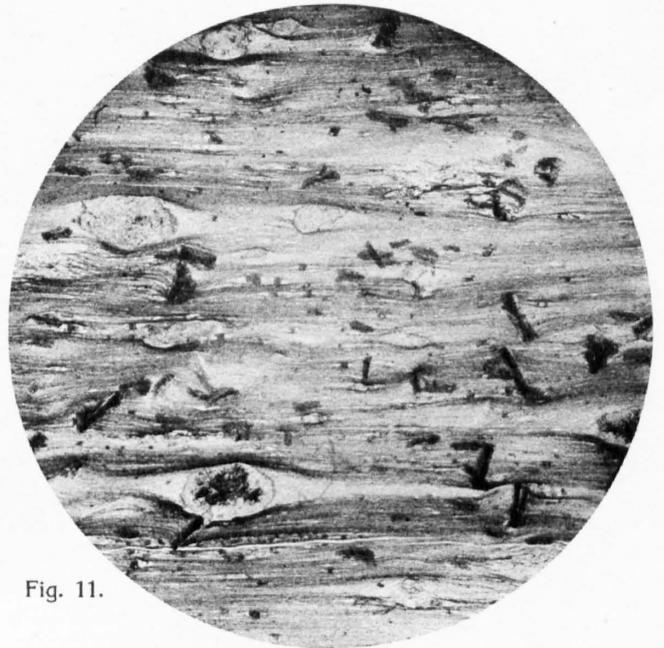


Fig. 11.

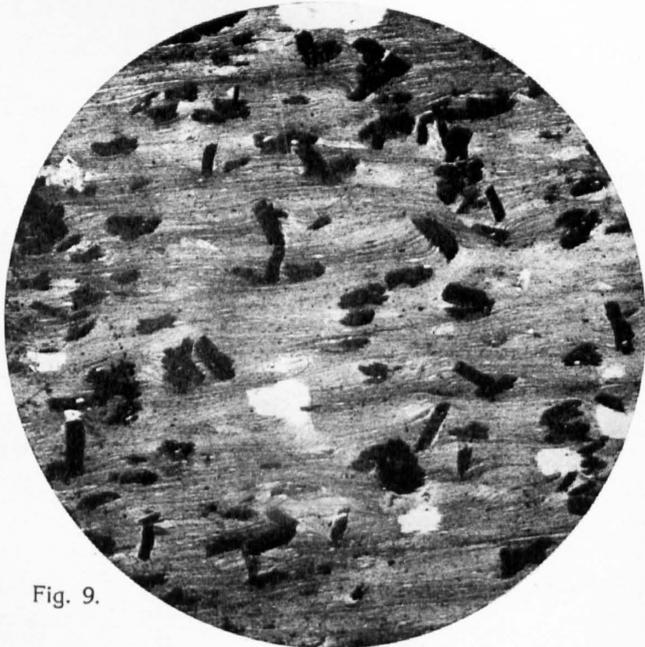


Fig. 9.

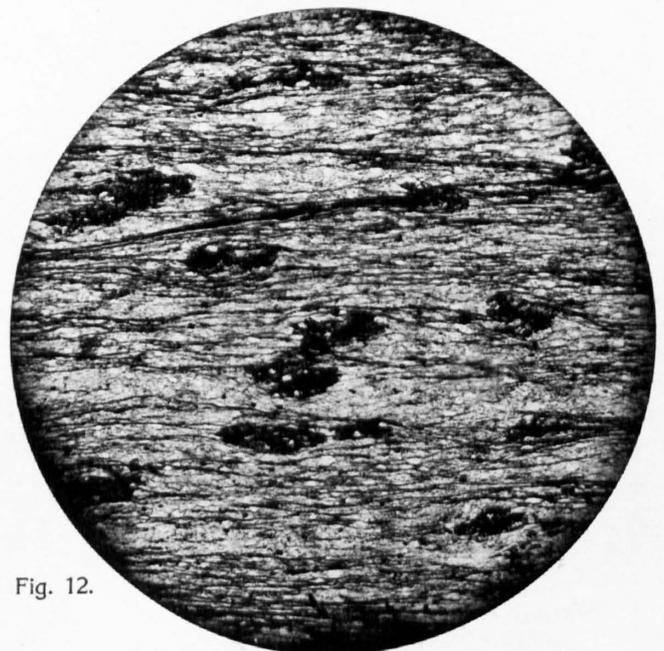


Fig. 12.