

Über die Spannungsverteilung in beanspruchten Kristallverbänden und deren Bedeutung für Gefügeregelung und Gesteinsmetamorphose

Autor(en): **Sonder, R.A.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **13 (1933)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-14084>

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

Über die Spannungsverteilung in beanspruchten Kristallverbänden und deren Bedeutung für Gefüge- regelung und Gesteinsmetamorphose

von *R. A. Sonder* in Herrliberg

Die Erkenntnis, dass Schieferung eine mechanische Durchbewegung des Gesteinsverbandes längs Gleit- und Scherflächen als Ursache haben kann, hat neue Gesichtspunkte zum Verständnis der Gesteinsmetamorphose geliefert (NIGGLI, lit. 1, SANDER lit. 2, SCHMIDT, lit. 3). Mit diesen Vorgängen wurde auch das Problem der Gefüge-
regelung in vielen Fällen in Verbindung gebracht, ein Gebiet, das bekanntlich durch SANDER und SCHMIDT weitgehend ausgebaut und geklärt wurde. Diese moderne Richtung der Petrographie, welche speziell von den genannten Autoren vertreten worden ist, hat von Seiten der Metallographie mancherlei Anregung erfahren. Die metallographische Wissenschaft ist ja besonders ausgebaut worden, weil die Verformungsvorgänge der Werkstoffe auch eine eminent praktische Bedeutung haben. Immerhin kann sich die Petrographie mit den Ergebnissen der metallographischen Forschung nicht befriedigt erklären. Es werden von den Metallographen Ziele verfolgt, die nur einen Teil des Problems umfassen, da die Untersuchungen ganz ausgesprochen von technologisch praktischen Gesichtspunkten aus unternommen werden. Ausserdem bestehen teilweise merkliche Unterschiede zwischen den spezielleren Bedingungen der Metallverformung im Laboratorium und der Gesteinsverformung in der Natur.

Bei diesen technologischen Versuchen wurde das Hauptaugenmerk auf die eintretenden Bewegungen und Verformungen gelegt. Die Verformungsspannungen wurden im allgemeinen als statistisch isotrop angenommen und weniger beachtet. Die Petrographen sind darin den Metallographen gefolgt. Ich glaube, dass bisher den Problemen, welche an die Verformungsspannung geknüpft sind, nicht die Beachtung geschenkt worden ist, die dieselben zweifellos verdienen. Immerhin sind schon verschiedentlich Ansätze gemacht worden, gewisse Erscheinungen an metamorphen Gesteinen auf die bei der Verformung vorhandenen elastischen Spannungen zurückzuführen.

ren. (Man vergl. z. B. die Ausführungen in der zitierten Arbeit von SCHMIDT.) Im allgemeinen begnügt man sich jedoch mit der Annahme, der beanspruchte Körper sei in Bezug auf die Spannungsverteilung in seinem Innern als isotrop zu betrachten. Für die Abklärung vieler technologischer Probleme mag diese Behandlung genügen. Sie ist aber sicherlich ganz unzureichend für die wissenschaftliche Erforschung des Verformungsproblem, wie es sich etwa dem Petrographen stellt, und dürfte auch für manche technologische Probleme nicht ausreichen.

Eine nähere Betrachtung zeigt bald, dass äußere Beanspruchungen in Kristallverbänden sich in sehr differenzierte Spannungen umsetzen, so dass von Korn zu Korn im Einzelfall wesentliche Spannungsunterschiede vorhanden sind, die natürlich einen Verformungsprozess beeinflussen müssen. Die Ursachen einer solchen Spannungsvariation sind hauptsächlich auf zwei Faktoren zurückführbar:

- a) Spannungsunterschiede, welche durch das Kristallgefüge bedingt werden,
- b) Spannungsunterschiede, welche durch wechselnde Elastizität von Kristall zu Kristall entstehen. (Elastische Anisotropie des Einzelkorns, verschiedene Elastizität der verschiedenen Mineralien.)

a) SPANNUNGSDIFFERENZIERUNG UND KRISTALLGEFÜGE

Einblicke in die Spannungsstruktur in einem Kristallaggregat erhält man durch die vergleichende Betrachtung der elastischen Eigenschaften von Kristallen und Kristallaggregaten. Sucht man eine Erklärung der hier beobachtbaren Vorgänge und der grossen elastischen Verschiedenheiten mineralogisch verwandter aufgebauter Aggregate, so führt eine solche Erklärung auf das Problem der Spannungsverteilung im Innern solcher Aggregate. Da bisher anscheinend nicht versucht wurde, eine eingehendere Erklärung für das elastische Verhalten von Kristallaggregaten zu geben, will ich nachstehend den Versuch machen, das vorhandene Zahlenmaterial unter diesen Gesichtspunkten zu durchgehen. Ich stelle dabei ab auf das heute bereits recht reichliche Material über das elastische Verhalten von Gesteinen. Diejenigen Leser, welche sich für ein noch eingehenderes Zahlenmaterial interessieren, seien auf die lesenswerte Zusammenstellung von REICH verwiesen (lit. 4).

Bei den Einzelkristallen (z. B. Quarz) haben die Untersuchungen gezeigt, dass sie sich relativ vollkommen elastisch verhalten und wenig oder keinerlei elastische Nachwirkungen etc. konstatieren

lassen. Es lässt sich an den Kristallen feststellen, dass sie in Bezug auf elastische Verkürzung weitgehend das HOOK'sche Gesetz befolgen, welches besagt, dass die elastische Verkürzung bei einer Kompression proportional dem angewandten Drucke ist. Für diese Verkürzung wird nachstehend als Elastizitätsmodul E diejenige Zahl angeführt, welche die Belastung in kg/cm^2 angibt, die in dem betreffenden Material eine lineare Verkürzung von 1 % hervorruft. Für Einzelminerale sind allerdings aus leichtverständlichen Gründen derartige Elastizitätsmodule nicht bis zu sehr hohen Beanspruchungen gemessen worden. Dafür besitzt man von ADAMS und WILLIAMSON (lit. 5) schöne Messungen über die Kompressibilität einer ganzen Anzahl von gesteinsbildenden Mineralien bis zu Drucken von 10 000 Atm. Nachstehende Tabelle gibt einige Messungen wieder (per magabar¹⁾):

	Druck in megabar:		
	1	2000	10000
Oligoklas	$1,74 \cdot 10^{-6}$	$1,71 \cdot 10^{-6}$	$1,58 \cdot 10^{-6}$
Labrador	$1,55 \cdot 10^{-6}$	$1,51 \cdot 10^{-6}$	$1,34 \cdot 10^{-6}$
Mikroklin	$1,92 \cdot 10^{-6}$	$1,88 \cdot 10^{-6}$	$1,68 \cdot 10^{-6}$
Quarz	$2,70 \cdot 10^{-6}$	$2,63 \cdot 10^{-6}$	$2,31 \cdot 10^{-6}$

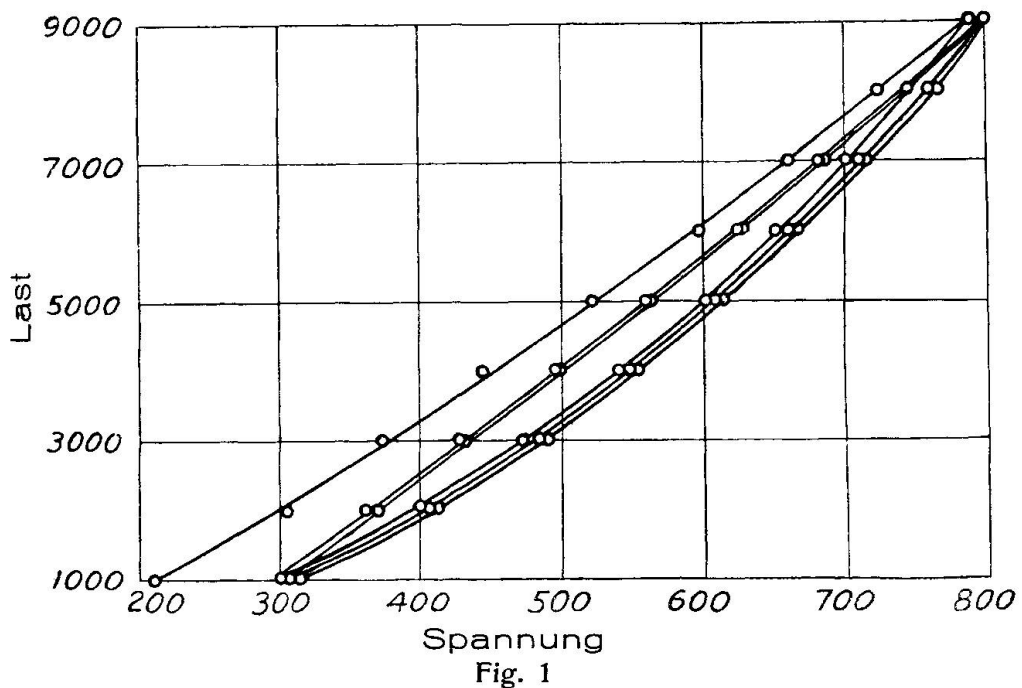
Die Tabelle zeigt, dass bei grösser werdenden Drucken die Kompressibilität sinkt, vielleicht also der Elastizitätsmodul etwas steigt.

Wie verhalten sich nun Kristallaggregate? Man könnte vermuten, dass die Kristallaggregate in gleichem Masse wie die Einzelkristalle das HOOK'sche Gesetz befolgen, ferner, dass sich die Elastizitätsmodule des Aggregates als mittlere Durchschnittswerte, entsprechend der mineralogischen Zusammensetzung aus den Einzelkomponenten errechnen lassen. Beide Folgerungen bewahrheiten sich nicht. Gesteine zeigen im allgemeinen wesentlich stärkere Abweichungen vom HOOK'schen Gesetz, als die Messungen an den Einzelmineralien erwarten lassen. C. BACH und W. SCHÜLE, welche eingehendere Untersuchungen über das elastische Verhalten von Gesteinen anstellten, versuchten die Ergebnisse durch ein Potenzgesetz wiederzugeben, eine Methode, welche aber nur unbefriedigende Resultate zeitigt, da eben jedes Gestein sich wieder anders verhält. Es lässt sich bei diesen Messungen im allgemeinen konstatieren, dass mit steigender Belastung der Elastizitätsmodul steigt und zwar wesentlich stärker, als etwa die Messungen von ADAMS und WILLIAMSON an Einzelmineralien erwarten liessen. Es äussert sich dies in einer entsprechenden Krümmung der Verformungskurve (siehe Fig. 1, welche ein Kompressionsdiagramm nach ADAMS und COKER, lit. 6,

¹⁾ 1 megabar = ca. $1,02 \text{ kg/cm}^2$.

Granit von Stansstad, darstellt). Es folgt daraus, dass das, was man an Gesteinen als „Elastizitätsmodul“ misst, keineswegs eine Naturkonstante darstellt, die etwa dem Elastizitätsmodul eines Kristalles gleichzusetzen ist. Man kann sich sogar fragen, ob für diese Grösse überhaupt der Name Elastizitätsmodul am Platze ist und nicht eine andere Bezeichnung gebraucht werden sollte. Ich werde später nochmals auf diesen Punkt zurückkommen.

Besonders deutlich werden diese Unterschiede, wenn man dazu übergeht, experimentelle und errechnete „Elastizitätskonstanten“



von Gesteinen einander gegenüberzustellen. Ich stelle nachstehend eine Serie von Elastizitätsmodulen verschiedener Gesteine nach Angaben verschiedener Autoren zusammen (ADAMS und COKER (lit. 6), NAGAOKA (lit. 8), KUSAKABE (lit. 7), siehe auch REICH (lit. 4)). Es sind dies Gesteine, die mineralogisch wenigstens annähernd eine verwandte Zusammensetzung haben und deshalb annähernd einen gleichen mittleren Elastizitätsmodul aus dem Mineralbestand errechnen lassen.

	E
Sandsteine	600—3500
Granite	1100—5800
Gneise, Quarzschiefer	4100—7500
Mittelwert nach Mineralbestand errechnet ca.	8000.

Diese Tabelle zeigt deutlich, dass die Elastizitätseigenschaften von Kristallaggregaten weitgehend vom Kornverband oder Korn-

gefüge abhängig sind. Sandstein z. B. hat ein sehr poröses Gefüge. Nehmen wir beispielsweise an, wir belasten einen Sandstein mit einem Modul von 1000 mit 500 kg/cm^2 , so erfolgt eine Kompression von $\frac{1}{2} \%$. Würde man eine kompakte Säule von Durchschnittsmaterialien des Sandsteins entsprechend komprimieren, so wäre dazu jedoch eine Belastung von ca. 4000 kg/cm^2 erforderlich. Die grosse elastische Verkürzung des Sandsteins lässt sich deshalb nur durch folgende zwei Faktoren erklären:

- a) Die mittlere Durchschnittsspannung setzt sich im Korngefüge des Sandsteins um in eine diskontinuierliche Druckverteilung. Es wird ein maschig struiertes hauptsächlich tragendes Kornskelett im Innern vorhanden sein, das wesentlich höhere Druckzustände übernimmt, als die mittlere „statistische“ Spannung angibt. Dadurch erfährt dieses Skelett eine wesentlich höhere elastische Kompression.
- b) Infolge der bestehenden Gefügespielräume wird das hauptsächlich tragende Kornskelett die Möglichkeit besitzen, teilweise durch Kornbeweglichkeit dem Drucke seitlich auszuweichen. Es entstehen dadurch seitliche Verbiegungen des tragenden Kornskelettes, wodurch die grössere Kompressionsfähigkeit des Sandsteins mit erklärt wird.

Zu ganz analogen Resultaten kommt man, wenn man die Abweichungen vom Hook'schen Gesetze theoretisch erklären will. Komprimiert man einen nicht vollständig kompakten Kristallverband, so resultiert in demselben eine diskontinuierlich gestreute Druckverteilung. Gewisse Körner werden vorerst kaum, andere dagegen akkumuliert belastet werden. Bei Steigerung des Druckes tritt folgendes ein:

1. Die exzessiv belasteten Körner verkürzen sich, dadurch werden benachbarte Spalten, welche senkrecht zur Druckrichtung liegen, geschlossen, und Körner, welche infolge dieser Zwischenräume vorerst nicht getragen haben, kommen unter Belastung.
2. Druckkontraktion der stark belasteten Körner ist von einer Querdilatation begleitet; dadurch werden auch anders orientierte Spalten sich zu schliessen trachten. Weniger belastete Körner werden seitlich gepresst, also in ihrer Länge gedehnt, so dass durch diesen Vorgang diese Körner ebenfalls stärker in den Tragprozess eingegliedert werden.
3. Exzessiv belastete Körner werden versuchen diesem Drucke auszuweichen, wodurch Korndrehungen und Kornverschiebungen

ausgelöst werden, welche die Spannung des Korns herabsetzen und dessen Spannungsbetrag teilweise auf die Umgebung übertragen.

4. Exzessiv belastete Körner oder Kornpartien können schliesslich zerbrechen, trotzdem die mittlere Gesamtspannung weit unter der Kornfestigkeit liegt. Durch diesen Zusammenbruch wird die exzessive Lokalspannung auf die nähere Umgebung verteilt.

Punkt 1 und 2 lassen sich gemeinsam zusammenfassen als diejenigen Faktoren, welche eine elastische Homogenisierung des inneren Spannungsfeldes anstreben. Mit Aufhebung des Spannungszustandes sind sie rückläufig.

Punkt 3 und 4 lassen sich gemeinsam zusammenfassen als diejenigen Faktoren, welche eine metamorphe Homogenisierung des inneren Spannungsfeldes anstreben. Diese Veränderungen sind dauernd, oder nur teilweise rückläufig. Solche teilweise rückläufige Vorgänge nach Punkt 3 dürften sehr wahrscheinlich für die bekannten elastischen Nachwirkungen mitverantwortlich sein.

Daraus folgt, dass die Veränderungen im Korngefüge, welche sich mit zunehmender Belastung einstellen, durchwegs darauf hinstreben, das innere Spannungsfeld zu homogenisieren. Je mehr aber dieses innere Spannungsfeld homogenisiert wird, desto mehr muss sich der Elastizitätsmodul dem mittleren theoretischen Modul der Einzelkomponenten nähern, also für die meisten Gesteine grösser werden. Es ergibt sich daraus eine plausible Erklärung, dass Gesteine in ihrem elastischen Verhalten nicht dem Hook'schen Gesetze folgen, sondern abweichendes Verhalten zeigen.

Noch wichtiger aber ist die folgende Erkenntnis. Es müssen sich in kristallinen Kornaggregaten von unregelmässiger Struktur, schon lange bevor mittlere kritische Grenzspannungen erreicht werden, die den Elastizitätsgrenzen dieser Mineralien entsprechen, mikrometamorphe Vorgänge vollziehen, welche nicht rückläufig sind. Daraus lässt sich schliessen:

Dynamometamorphose von Gesteinen homogenisiert das statische Spannungsdiskontinuum des Kristallverbandes, indem eine Mikrometamorphose im Gefüge ausgelöst wird, welche eine möglichst homogene Spannungsverteilung anstrebt. Es ist dies m. E. ein wichtiges Grundprinzip der mechanischen Gesteinsmetamorphose. An Hand der bekannten und gemessenen Elastizitätsmodule von Gesteinen lässt sich die Richtigkeit dieser Feststellung überzeugend nachweisen, indem Gesteine, die unter Druckzuständen gebildet wor-

den sind, im allgemeinen einen höheren Modul haben als entsprechende Gesteine, die sich unter Oberflächenbedingungen bildeten. Ferner lässt sich feststellen, dass stark metamorphe Gesteine, wie kristalline Schiefer bei den Messungen die grössten bekanntgewordenen Elastizitätsmodule ergeben haben. Zur Illustrierung des Gesagten lasse ich nachstehend eine kleine tabellarische Zusammenstellung folgen:

	E
Rhyolith (Mittelwert aus 5 Gesteinen nach KUSAKABE)	2300
Granit (Mittelwert 16 Gesteine, KUSAKABE)	3500
Gneise, Quarzschiefer	4100— 7500
Andere Schiefer und Gneise (nach NAGAOKA und anderen Autoren)	6000—15000.

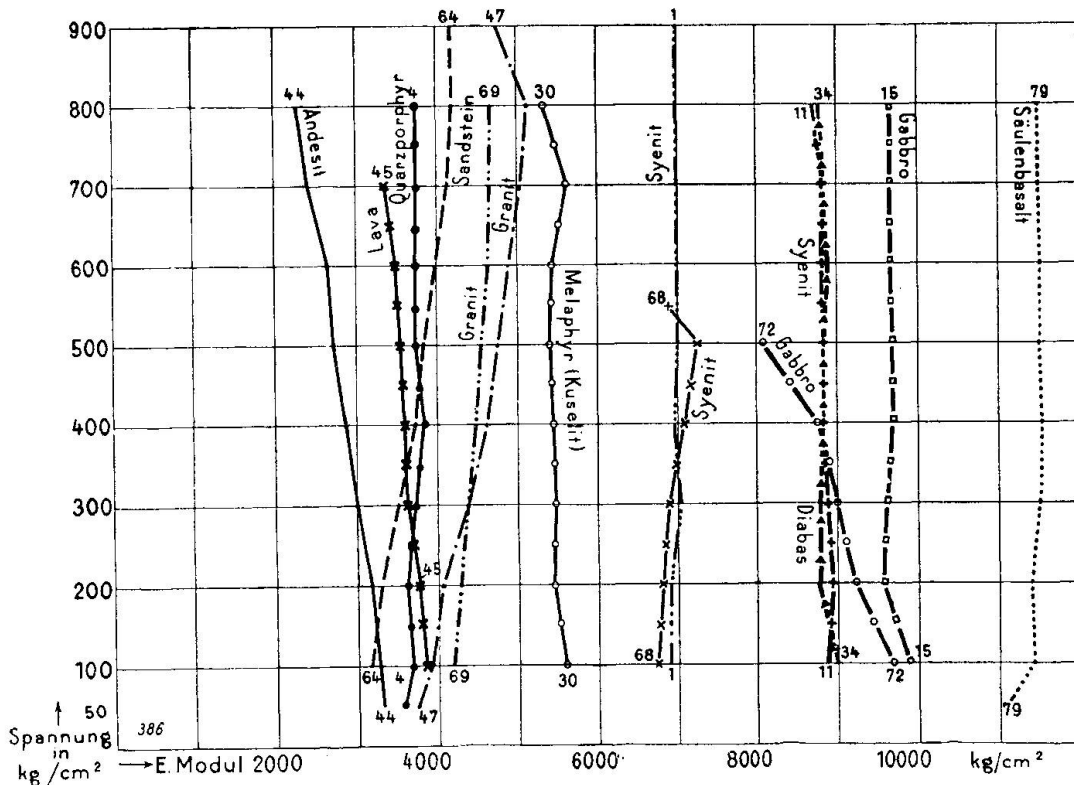


Fig. 2

Die durch Belastung eintretende Mikrometamorphose lässt sich übrigens meist schon bei den experimentellen Versuchen feststellen, indem Belastungsexperimente in den Untersuchungsstücken dauernde Verkürzungen hinterlassen. Sehr bezeichnend sind diesbezüglich die Ergebnisse von BREYER (lit. 9). Fig. 2 gibt eine Übersicht über die BREYER'schen Messungen des Elastizitätsmoduls bei Belastungen bis 900 kg/cm². Die Kurven zeigen unregelmässige Veränderungen des Moduls. Stellenweise ist sogar ein Fallen des Moduls mit steigender

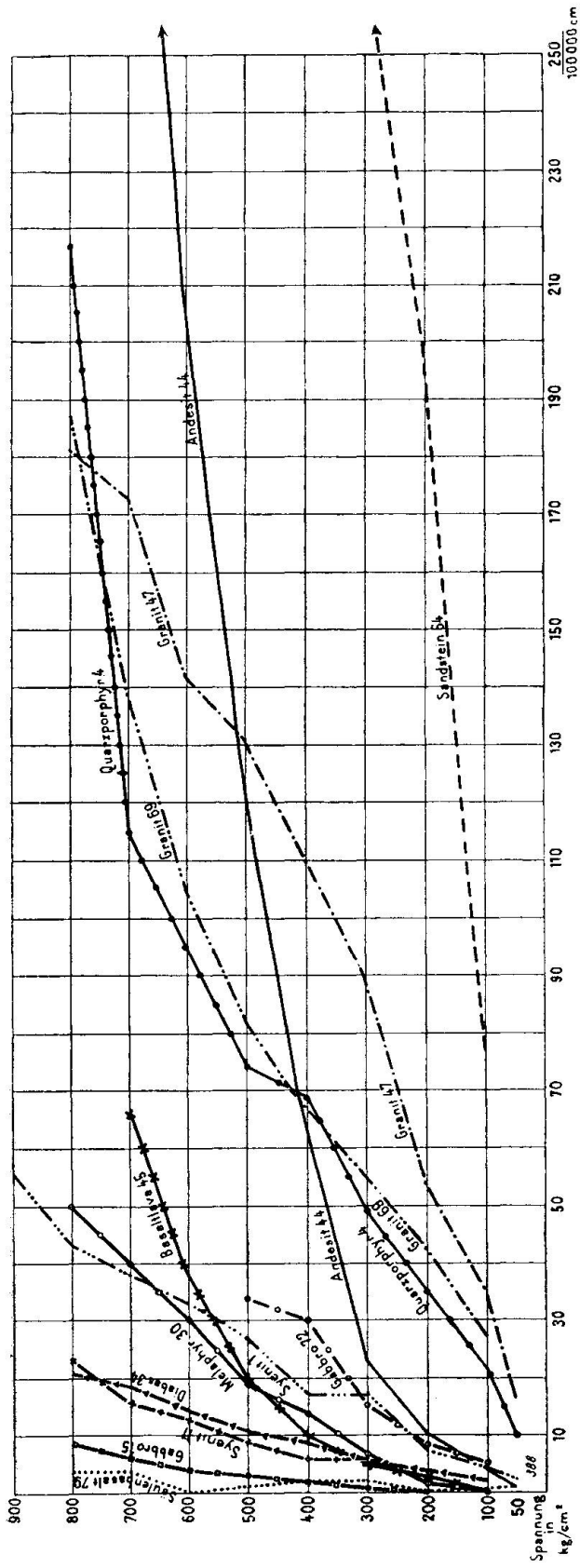


Fig. 3

Belastung zu beobachten. Fig. 3 enthält als Ergänzung die Messungen, welche sich an den untersuchten Proben über die dauernden Verkürzungen haben machen lassen, und die durch die erfolgten Beanspruchungen eingetreten sind. Ein Vergleich der beiden Figuren zeigt, dass im allgemeinen diejenigen Gesteine, welche einen hohen Modul haben, keine oder nur ganz kleine dauernde Verkürzungen erlitten (z. B. Säulenbasalt). Umgekehrt ergaben die Gesteine, welche sich durch einen niedrigen Modul auszeichneten, auch relativ sehr ausgeprägte dauernde Formveränderungen (Beispiel Sandstein, Andesit).

Dieses Ergebnis deckt sich vollständig mit den vorstehenden Feststellungen. Theoretisch sollten saure Gesteine einen Modul von gegen 8000 besitzen, basische Gesteine einen Modul von 10—12 000. Der BREYER'sche Säulenbasalt erreicht beispielsweise annähernd die theoretische Elastizität, welche ihm nach seinem Mineralbestand zukommen sollte. Das bedeutet, dass die Beanspruchungsspannung sich relativ homogen auf das Korngefüge übertragen hat, so dass in demselben keine grösseren Spannungsanisotropien aufgetreten sind. Dementsprechend muss also auch die Mikrometamorphose sehr stark zurücktreten, was durch die Säulenbasaltkurve von Fig. 3 belegt wird. Demgegenüber lässt sich beispielsweise bei Sandstein und Andesit ein sehr grosser Unterschied zwischen theoretischer und effektiver Elastizität feststellen. Es folgt daraus, dass der Spannungszustand in diesen Kornverbänden sich sehr stark differenziert und somit grosse Spannungsanisotropien schafft. Die Folge ist, dass sich die Mikrometamorphose schon sehr bald einstellt und Ausgleichungen der im Gefüge bestehenden grossen Spannungsvariation anbahnt. Diese Umlagerungs- und Anpassungsprozesse spielen sich offenbar hauptsächlich in der gelockerten Gefügestruktur ab. Es sind also gewissermassen Fliessvorgänge im Gefüge (Vorgänge 3 und 4 S. 475). Da sie aber zielstrebig sind (Homogenisierung des Spannungsfeldes), sind sie zweifellos echten Fliessvorgängen nicht gleichzusetzen. Sie sind in ihrem Ausmasse begrenzt.

In den BREYER'schen Kurven kommt das Ansteigen des Moduls mit steigender Belastung nicht so deutlich zum Ausdruck, wie andere Experimente es zeigen. Es sei zu diesem Zwecke auch noch auf Versuche der Eidgenössischen Materialprüfungsanstalt verwiesen, die an 12 verschiedenen Schweizergesteinen vorgenommen wurden (lit. 10). Es zeigte sich dabei, dass gewisse Gesteine bei steigender Beanspruchung ziemlich konstanten Elastizitätsmodul besitzen, andere Gesteine dagegen ein starkes Ansteigen des Moduls mit steigender Be-

lastung aufweisen. Ich greife nachstehend für beide Gruppen einen Typ heraus:

Gneis von Colombey		Sandstein von Bolligen	
Spannung kg/cm ²	E elast.	Spannung kg/cm ²	E elast.
10— 50	8170	5— 15	640
10— 90	8340	5— 45	560
10—210	8200	5—105	680
10—410	8170	5—225	910
10—610	8170	5—425	1140

Alle diejenigen Gesteine, welche einen hohen, also nach meinen vorstehenden Ausführungen annähernd theoretischen Modul hatten, verhielten sich ähnlich wie der Gneis von Colombey; alle restlichen Gesteine, welche einen stark unternormalen Modul besaßen, verhielten sich ähnlich wie der Sandstein von Bolligen. Dieses Verhalten lässt sich sehr gut gemäss den vorstehend gegebenen Erklärungen verstehen. Dass BREYER's Untersuchungen von den meist gefundenen Ergebnissen in diesem Punkte etwas abweichen, kann mit den Versuchsbedingungen zusammenhängen.

Die Zielstrebigkeit der Fliessvorgänge, von denen vorstehend gesprochen wurde, ergibt sich z. B. sehr schön aus den Untersuchungsergebnissen von ADAMS und COKER am Granit von Stansstaad (Fig. 1). Die bleibenden Verkürzungen werden in den sukzessiven Versuchen immer kleiner, dafür werden die Belastungs-Verkürzungskurven immer steiler. Mit andern Worten, die eingetretene mechanische Mikrometamorphose erhöht den Elastizitätsmodul.

Eine Hauptursache der Unregelmässigkeiten und Abweichungen des Elastizitätsmoduls von den theoretisch berechneten Werten liegt also im Kornverband und zwar in erster Linie in der Porosität des Gefüges. Es ist anzunehmen, dass durch zusätzlichen hydrostatischen Tiefendruck die Poren und Spalten in den Gesteinen sich schliessen, so dass die Mineralkörner fest aneinander schliessen. Durch das zusätzliche Ausgleichsspiel von elastischer Kontraktion und Dilatation werden allfällig weiter noch vorhandene Unregelmässigkeiten sich auszugleichen versuchen, so dass also unter Tiefendruckbedingungen eine weitgehende Homogenisierung des inneren Spannungsfeldes erreicht wird. Diese Folgerung haben ADAMS und WILLIAMSON (lit. 5.) in der Tat durch Experimente belegen können. Bei grossen Tiefendrücken entsprechen die Elastizitätsmodule von Gesteinen ziemlich annähernd den Modulen, welche sich aus den Einzelkomponenten berechnen lassen. Als Beleg dieser Tatsache führe ich auszugsweise einige Ergebnisse von ADAMS und WILLIAMSON an.

Kompressibilität (per megabar)

	bei 2000 megabar :		bei 10 000 megabar :	
	gemessen	berechnet	gemessen	berechnet
Westerly Granit	$2,01 \cdot 10^{-6}$	$2,09 \cdot 10^{-6}$	$1,89 \cdot 10^{-6}$	$1,86 \cdot 10^{-6}$
Washington Granit	$2,29 \cdot 10^{-6}$	$2,06 \cdot 10^{-6}$	$1,78 \cdot 10^{-6}$	$1,85 \cdot 10^{-6}$
Sudbury Diabas	$1,36 \cdot 10^{-6}$	$1,24 \cdot 10^{-6}$	$1,21 \cdot 10^{-6}$	$1,19 \cdot 10^{-6}$
New Glasgow Gabbro	$1,35 \cdot 10^{-6}$	$1,08 \cdot 10^{-6}$	$1,15 \cdot 10^{-6}$	$1,06 \cdot 10^{-6}$
Colorado Marmor	$1,39 \cdot 10^{-6}$	$1,39 \cdot 10^{-6}$	$1,39 \cdot 10^{-6}$	$1,39 \cdot 10^{-6}$

Man muss aus diesen Ergebnissen schliessen, dass die Gesteine der Erdrinde unter Tiefendruck teilweise wesentlich höhere Module besitzen werden, als man an ihnen unter Oberflächenbedingungen normalerweise feststellen kann. Der Elastizitätsmodul der Erdrinde wird deshalb, soweit saure Gesteine in Betracht kommen, den Wert von 7000 eher überschreiten. Mit der Zunahme von basischen Elementen wird auch der Elastizitätsmodul ansteigen und bei extremeren basischen Zonen schliesslich über 10 000 liegen. Diese Daten stimmen ziemlich überein mit denjenigen Zahlen, welche sich gemäss der Erdbeben­theorie errechnen lassen. Die Tatsache, dass errechnete und experimentelle Kompressibilität unter hohen hydrostatischen Drucken identisch werden, bedeutet aber noch nicht, dass nun auch in linearer Hinsicht differentielle Spannungszustände völlig eliminiert sind, soweit sie mit dem Gefüge in Zusammenhang stehen. Bei einseitiger zusätzlicher Belastung werden sie wieder auftreten, und sobald diese Beanspruchungen in der Lage sind, Verformungen hervorzurufen, werden diese Gefügespannungen sich mit auszugleichen trachten. Dass dem so ist, zeigt das evolutive Wachsen des Moduls in der Serie der druckmetamorphen Gesteine.

Ebenso ist festzuhalten, dass der Elastizitätsmodul bei Gesteinen weniger eine Materialkonstante ist als eine strukturabhängige Zahl von keineswegs scharf umrissener Grösse, weil wir mit einsetzender Untersuchung auch gleichzeitig damit beginnen, die Struktur umzuarbeiten und in ihrer ursprünglichen Form zu zerstören. Bei unausgeglichenen inneren Strukturen sind diese Änderungen sehr gross; sie werden kleiner mit ausgeglichenerer Struktur, wobei sich der Modul immer mehr dem Wert nähert, der den in der Struktur enthaltenen Mineralien zukommt. Nur in sehr seltenen Fällen tritt in Gesteinen unter Oberflächenbedingungen eine relativ vollkommene Annäherung der „Strukturkonstante“ an die Materialkonstante ein. Solche Gesteine zeichnen sich durch relativ sehr vollkommene Elastizität aus, weil das ausgeglichene Spannungsfeld vorzeitige Strukturstörungen im Innern nicht auszulösen vermag.

b) SPANNUNGSDIFFERENZIERUNG DURCH ELASTISCHE ANISOTROPIEN

Bei den vorstehenden Betrachtungen wurde bisher der Einfluss des Gefüges auf die Spannungsverteilung betrachtet. Eine sehr grosse Rolle spielen bei der Spannungsverteilung auch die elastischen Anisotropien. Denken wir uns z. B. eine Anzahl Würfel genau gleicher Grösse, welche gemeinsam ein Gewicht tragen, das so berechnet sei, dass pro cm^2 tragender Würfel­fläche sich eine Belastung von 1000 kg/cm^2 errechnet. Weiter sei vorausgesetzt, dass diese Würfel aus verschiedenem Material bestehen und zwar habe die eine Hälfte Würfel gerade einen doppelt so grossen Elastizitätsmodul wie die andere. Dann erfahren alle Würfel eine gleiche Kompression, woraus folgt, dass die Würfel mit höherem Modul eine wesentlich grössere Belastung aufnehmen als die Würfel mit geringerem Modul. Für das angenommene Beispiel ergäbe sich eine Spannungsverteilung wie 1:2, also $666,67$ und $1333,33 \text{ kg/cm}^2$. Es folgt daraus, dass in einem elastischen Diskontinuum eine homogene Spannungsverteilung überhaupt unmöglich ist, auch bei noch so kompaktem Gefüge. Ferner kann ein unregelmässiges Kristallaggregat nie eine volle Homogenisierung des inneren Spannungsfeldes erreichen.

Leider sind über die elastische Anisotropie von Kristallen anscheinend nur sehr wenige Untersuchungen angestellt worden. Ich gebe nachstehend einige Zahlen wieder (lit. 11, Quarz lit. 12):

Mineral	E		Mineral	E	
α -Quarz	E_0	10 304	Turmalin	E_0	16 330
	E_{90}	7 853		E_{90}	25 570
β -Quarz	E_0	9 700	Beryll	E_0	21 650
	E_{90}	11 600		E_{90}	23 120
Calcit	E_0	5 837	Baryt	E_a	6 497
	E_{90}	8 977		E_b	5 409
				E_c	8 488

Mit E_0 ist in der Tabelle die Hauptachse c bezeichnet. Wer Interesse hat, sich wenigstens über die Orientierung der Elastizitätsachsen zu orientieren, findet bei BRIDOMAN (lit. 15) Angaben über die elastischen Veränderungen vieler gesteinsbildender Mineralien bei hydrostatischem Druck.

Diese wenigen Angaben zeigen immerhin, dass zwischen den verschiedenen gesteinsbildenden Mineralien ganz erhebliche elastische Unterschiede vorkommen. Auch die verschiedenen Richtungen im gleichen Kristall zeigen starke Anisotropien (inkl. reguläres System). Wir können daraus schliessen, dass jedes Gestein ein sehr ausgesprochenes elastisches Diskontinuum darstellt auch dann, wenn es haupt-

sächlich nur eine Kristallart enthält. Im gespannten Zustand wird also von Ort zu Ort der Spannungszustand nach Art des Kristalles und seiner Orientierung grösseren oder kleineren Wechselln unterworfen sein. Es ist klar, dass dieser Umstand den Verlauf einer mechanischen Verformung des Gesteinsverbandes wesentlich beeinflussen wird.

Ich will hier nur das Verhalten eines anisotropen Einzelkristalles in einem einseitigen Spannungsfeld betrachten. Stellen wir uns ein solches Korn vorerst einmal rund und frei beweglich vor, aber eingeschaltet in ein Spannungsfeld, das einseitig komprimiert ist, so dass das Korn gezwungen wird, die einseitige Spannung aufzunehmen. Es wird dann die geringst mögliche innere Spannung aufnehmen, wenn es sich mit der Achse des kleinsten Elastizitätsmoduls der Spannung parallel stellt. Ist das Korn in dieser Lage, so wird jede andere Orientierung eine höhere innere Spannung nach sich ziehen, das Korn wird also in dieser Lage zu verharren suchen. Besitzt es eine andere Lage, so könnte es aus eigener Kraft darnach streben, sich in diese bevorzugte Lage einzudrehen, da dadurch seine innere Spannung vermindert wird. Anregung, dass derartige Drehtendenzen sich aktivieren, können in ändernden Grenzbedingungen am Kornrande liegen, z. B. in leichten Lageverschiebungen der Umgebungskristalle infolge von deren elastischer Anisotropie etc. Da der tektonische Druck nicht konstant ist, sondern sicher sehr häufigen Intensitätswechselln unterworfen ist, wird es an derartigen Anregungen bei grosstektonischen Vorgängen nicht fehlen.

Eine genauere Analyse von solchen Drehtendenzen ist allerdings ziemlich kompliziert und könnte wohl nur durch Eingehen auf den speziellen Kornverband des Einzelkristalles näher analysiert werden. Vorerst besitzt ja das Einzelkorn eines Kristallverbandes keine absolute Bewegungsfreiheit. Es besteht aber, wie schon früher betont, eine relative Kornbeweglichkeit, die sofort angeregt wird, sobald der Kornverband unter Druck kommt. Diese Anregung kann immer wieder erneut werden durch wechselnde Spannungszustände, Erschütterungen etc. Bekannt ist, dass Maschinenteile, welche weit unterhalb ihrer Grenzfestigkeit dauernd schütternd beansprucht werden, schliesslich bruchgefährlich werden, was offenbar wenigstens z. T. auf sich summierende lockernde Veränderungen im Gefüge zurückgeht. Bei solchen Vorgängen können innere Energiegefälle der Einzelkörner (welche nur durch gegenseitige Lageverdrehung ausgenützt werden können) wesentlich werden und zu dauernden Drehungen führen. Dieses Drehprinzip hat deshalb wohl auch

technologisch Interesse²⁾). Die Rolle der tektonischen Erschütterung für die Gesteinsmetamorphose werde ich noch besonders betonen. Ich möchte hier nur hervorheben, dass bei effektiver mechanischer Durchbewegung eines Gesteinsverbandes die Kornbeweglichkeit sehr erhöht wird. Es werden also bei solchen effektiven Verformungen derartige Regelungsbestrebungen zur Druckrichtung besonders gut sich auswirken können. Wichtig endlich ist die elastische Anisotropie der Kristalle vermutlich bei allen Neubildungen und Rekristallisationen. Umkristallisationen im Druckfelde werden sich mit ihren elastischen Anisotropien auf das Druckfeld einstellen, da sie so die geringste innere Spannung aufzunehmen gezwungen sind.

Wenn obige Gedankengänge richtig sind, so muss sich dies darin äussern, dass metamorphe und rekristallisierte Gesteine, die unter gerichtetem Drucke gebildet wurden, elastisch anisotrop sind (Regelung nach Elastizitätsachsen). Es sollte, falls der Druck senkrecht oder annähernd senkrecht zur Schieferung (Durchbewegungsschieferung) gewirkt hat, dementsprechend der kleinste Elastizitätsmodul parallel dieser Druckrichtung auftreten. Leider gibt es nur ganz ungenügende Untersuchungen in dieser Hinsicht. Was bekannt geworden ist, habe ich in nachstehender Tabelle zusammengestellt. Es scheint aus diesen Angaben in der Tat hervorzugehen, dass geschieferte Gesteine ausgesprochen elastisch anisotrop sind und dass tatsächlich die Achse der minimalen Elastizität zur Schieferungsebene senkrecht steht. Die gemessene Anisotropie ist in den zitierten Beispielen so gross, dass man sogar den Eindruck erhält, es müsse eine sehr ausgesprochene Einregelung der Kristalle in Bezug auf ihre elastische Anisotropie stattgefunden haben.

Gneis	E' 3600 in der Schieferung	E'' 1300 senkrecht zur Schieferung	(lit. 14)
Tonschiefer	8600 „ „ „	3800 „ „ „	(lit. 13)
Gabbro	13400 eine Richtung	8700 andere Richtung	(lit. 6).

Besonderes Interesse erregt das dritte Gestein, bei welchem leider die Orientierung der Anisotropie zur Gesteinsschieferung nicht angegeben ist. Dieses relativ massige Gestein erwies sich gegen Erwarten der Experimentatoren als elastisch anisotrop. Unter dem Mikroskop (Fig. 4) zeigt das Gestein eine ausgesprochene Trümmerstruktur, d. h. es ist offensichtlich unter relativ oberflächlichen Bedingungen mechanisch verformt worden. Eine Kristallisationsschieferung liegt augenscheinlich nicht vor. Die Einregelung der Kristalle, die sich in der elastischen Anisotropie kundtut, muss sich also aller Voraussicht

²⁾ Es führt ev. zu Lockerung und Bruch, welcher bei Maschinenteilen vor einer Regelung eintreten kann.

nach, während dem mechanischen Verformungsprozess vollzogen haben. Das Bild spricht ferner kaum dafür, dass sich die Kristalle nach Gleitebenen einreguliert haben, was immerhin eine wesentliche Durchbewegung bei der Metamorphose voraussetzt. Die Erklärung der mechanischen Einregelung hauptsächlich nach den elastischen Achsen scheint deshalb in diesem Falle zuzutreffen. Es ist nur schade,

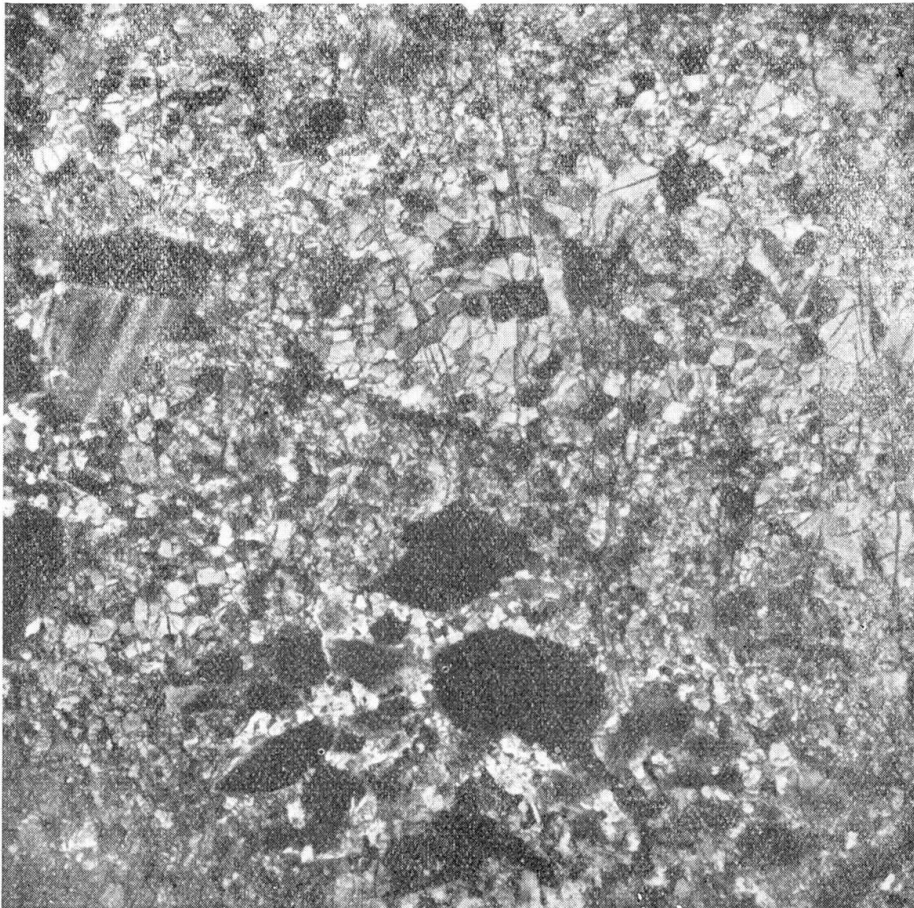


Fig. 4

dass über die Einstellung der elastischen Anisotropie des Gesteines zu seiner Textur nichts näheres bekannt ist, so dass es also auch hier nicht möglich ist, ein bestimmtes Urteil abzugeben.

Als Regelungsfaktor in Tektoniten hat man bisher ganz allgemein die Einregelung der Kristalle nach Gleitebenen als ausschlaggebend betrachtet. Man nahm dabei an, dass sich die Schieferungsebene im Gestein als Scherebene ergebe, längs welcher bei den tektonischen Durchbewegungen Gleitungen stattfinden, auf welche sich die Einzelkristalle mit den durch ihren Bau bedingten bevorzug-

ten Schwächezonen einzustellen suchen. Diese Erklärungsweise ist sicherlich in sehr vielen Fällen die richtige, besonders bei sehr ausgeprägten Schieferungen. Die vorstehenden Ausführungen bezwecken auch keineswegs, diese bestehenden Ansichten zu widerlegen, sondern wollen einen andern Mechanismus aufdecken, welcher ebenfalls in der Lage sein dürfte, die Orientierung der Kristalle bei der mechanischen Metamorphose zu bestimmen. Es ist anzunehmen, dass im allgemeinen beide Prinzipien mehr oder weniger gleichsinnig wirken. Gleitflächen werden vorzugsweise parallel gut besetzten Gitterebenen gehen und dünnbesetzte schneiden. Mit andern Worten: in den Gleitebenen werden hohe Elastizitäts-Module liegen, senkrecht dazu die kleinen.

Der Unterschied in den Zielen der beiden Regelungsbestrebungen wäre demnach ein gradueller: Gleitebenen müssen sich in einen gewissen Winkel zum erzeugenden Drucke stellen, spannungsgeregelte Kristalle sollten sich mit den Achsen des Druckfeldes parallelisieren. Es ist zu vermuten, dass beide Vorgänge bei der Dislokationsmetamorphose eine Rolle spielen, und dass je nach den Bedingungen bald mehr das eine, bald mehr das andere Prinzip den überwiegenden Ausschlag geben wird, eventuell im gleichen Gestein Baupläne nach dem einen wie nach dem andern Prinzip vorhanden sind. Es scheint mir immerhin, dass erst mit dem vorstehend vermuteten Regelungsprozess, viele sehr ausgesprochen geregelte Gefüge verständlich werden und vor allem auch die so weite Verbreitung der Regelung eine bessere Erklärung erfährt. Die weitgehende Einregelung allein nach Gleitebenen muss doch offensichtlich voraussetzen: erstens, dass es bei der Metamorphose zu Gleitungen intragranularer Natur gekommen ist, und zweitens, dass eine wesentliche mechanische Durchbewegung des Gesteines stattgefunden hat, welche alle Körner so stark rotierte, dass sie sich einstellen konnten. Diese Bedingungen sind in vielen Fällen sicherlich nicht oder doch nicht in genügendem Masse erfüllt, trotzdem weitgehende Regelung vorliegt. Ein derartiges Beispiel scheint mir z. B. der vorstehend zitierte Gabbro zu bilden, welcher gerade makroskopisch wenig metamorphe Anzeichen besass. Dieses anfängliche Übersehen der metamorphen Merkmale hat bei diesem Gestein ja auch dazu geführt, dass es in die Versuchsreihe von ADAMS und COKER mit einbezogen wurde.

Diese Erklärungsschwierigkeiten dürften verschwinden, wenn die vorstehend skizzierten Regelungsgedanken richtig sind. Nach den experimentellen Untersuchungen sind die Verformungsspannungen, welche in Silikaten Gleitungen auslösen können, meistens sehr hoch.

Ein Gestein, welches von der Metamorphose erfasst wird, muss sicher vorher schon, eventuell sogar während sehr langen Zeiträumen, unter stehender hoher einseitiger Spannung gestanden haben. Damit sind aber bereits die Grundbedingungen für das Entstehen geregelter Gefüge gegeben, indem eben im Kristallgefüge, wie oben beschrieben, wesentliche differentielle Kräfte wirken, welche eine solche Metamorphose anstreben. Die Betrachtung über die Elastizitätsmodule zeigt ausserdem, dass jedem Gesteinsgefüge eine gewisse granulare Bewegungsmöglichkeit zukommt, eine Bewegungsmöglichkeit, welche allerdings mit steigendem Tiefendruck abnimmt.

Nun tritt aber zur allgemeinen Spannung ein weiterer physikalischer Faktor, welcher meines Wissens bisher kaum in den Betrachtungskreis gezogen wurde und welcher vermutlich eine sehr grosse Bedeutung besitzt. Es ist dies die mechanische intensive Durchschütterung mit Bebenwellen, ferner häufig wechselnde Spannungsstärke, welche in einem tektonisch intensiv bewegten Gebiet, wie die Alpen, während sehr langen Zeiträumen in grössten Stärken und mit enormer Frequenz gewirkt haben müssen. Jede Spannungswelle, jede seismische Erschütterung bedingt eine mechanische Aufarbeitung der Kornfugen und damit Schaffung einer minimen, aber durch gewaltige Summierung zu grösster Bedeutung gelangender Gefügef়reiheit oder Gefügebeweglichkeit (siehe Ausführungen S. 483).

Es lässt sich ganz allgemein beobachten, dass in gerichteten physikalischen Feldern gerüttelte Systeme sich orientieren oder regeln. Ich erinnere an die Magnetisierung eines Eisenstabes durch Klopfen im magnetischen Erdfeld, an die Regelung von geschütterten Kiesen mit elliptischen Kieselformen zu horizontaler Schichtung im Schwerkraftfelde etc.

Überträgt man diese Erfahrungen auf die Probleme der Petrographie, so kann man sich der Einsicht kaum entziehen, dass in tektonisch gespannten Gesteinen, welche lange Zeit während tektonischen Akten die gleiche Haupt-Spannungs-Orientierung bewahren, eine ausgesprochene Gefügemetamorphose entstehen könnte, ohne dass eine mechanische Durchbewegung in dem Sinne stattgefunden hat, wie es die Gleitschertheorie voraussetzt. In erster Linie dürfte sich das S. 483 ff. beschriebene Regelungsproblem Geltung verschaffen, das Gefüge „s e t z t“ sich gewissermassen im Druckfelde. Ich halte es dabei nicht für ausgeschlossen, dass bei der so erfolgenden granularen Durchbewegung wenigstens teilweise auch eine Regelung nach Kornformen stattfinden könnte, so z. B., dass sich die Glimmer in

ihrer Längsrichtung senkrecht zum stehenden Drucke zu stellen versuchen. Mit andern Worten, es scheint mir nicht ausgeschlossen, dass eine gewisse Schieferung in einem stehenden Druckfelde zu Stande kommen kann, welche tatsächlich normal zur grössten Druckachse steht. Die Ansicht, dass mechanische Schieferung allein durch Gleitscherungen und eine entsprechende Durchbewegung des Gesteines verursacht werde, scheint mir zu extrem. Viele metamorphe Formen, z. B. von Eruptivgesteinen wie Graniten, in welchen die Metamorphose schon deutlich wird, andererseits aber auch die ursprüngliche magmatische Struktur noch deutlich zu erkennen ist, könnten eventuell auf diese Weise geregelt und metamorphisiert worden sein.

Setzt die mechanische Durchbewegung ein, so findet sie dann ein schon weitgehend anisotrop gemachtes Gestein vor und kann dieses dann noch nach den speziellen Gesetzen der mechanischen Verformung ummodellieren. Man sollte auch folgenden Punkt nicht vergessen. Der grösste tektonische Schub wird bei einem Faltungsprozess nicht immer die gleiche Richtung haben, sondern in seinem Angriffswinkel wechseln und zwar weniger im Streichen als im Fallen. Nimmt er nun eine zu einer bestehenden Schieferung günstige Stellung ein, so ist bei kritischen Beanspruchungen die Wahrscheinlichkeit gross, dass in dem geschieferten Komplex effektive Gleitbretter längs vorgeschaffenen Schwächerichtungen sich ausbilden. Dadurch werden ausgesprochene Gleitzonen geschaffen, die mit der präexistenten Schieferung im allgemeinen koinzidieren. Eine Koindizenz Gleitbretter-Schieferung ist also keineswegs ein untrüglicher Beweis dafür, dass auch die Schieferung auf interne Gleitung zurückgeht; die Gleitbretterbildung kann eine sekundäre Folge vorhandener Schieferung sein.

Ich möchte davon absehen, die vorstehend geäusserten allgemeinen Gedanken zur mechanischen Gesteinsmetamorphose an Hand von praktischen Beispielen zu erörtern. M. E. kann über die Anwendungsmöglichkeit der einen oder andern Erklärungsweise nur diskutiert werden an Hand spezieller, sowohl im Gelände wie auch mikroskopisch eingehend durchstudierter Gesteinstypen. Diese Ausführungen sind mehr als Anregung gedacht für diejenigen, welche sich mit den Problemen der Gefügeregelung befassen, auch die hier skizzierten Möglichkeiten zu verfolgen und auf ihre mögliche Auswertung in dem speziell untersuchten Fall zu prüfen. Zudem sind die vorhandenen Unterlagen in Bezug auf Elastizitätsverhältnisse der betreffenden Gesteine und der gesteinsbildenden Mineralien noch

nicht genügend abgeklärt, um definitive Formulierungen auf einwandfreien Grundlagen vorzunehmen.

Abschliessend noch einige Bemerkungen über die Bedeutung, welche die Untersuchungen über die elastischen Anisotropien und die daraus resultierenden differentiellen Spannungen für das bessere Verständnis bereits bestehender Ansichten haben mögen. Wesentliche Wichtigkeit wird bei der Ummineralisation in Gesteinen auf den Unterschied von Zonen im Druckschatten gegenüber solchen, die im gesteigerten Drucke liegen, gelegt (RIECKE'sches Prinzip). Auch diese Druckverhältnisse sind besser abklärbar nach den vorstehend erläuterten Prinzipien der differentiellen Spannungsverteilung und werden wohl erst ganz erfasst werden können mit Kenntnis der genauen Elastizitätsverhältnisse der Einzelminerale. Betrachtet man z. B. den Einfluss eines grossen Porphyroblasten von angenommen hohem Elastizitätsmodul auf die Umgebung. Steht das Gestein unter hoher einseitiger Spannung, so wird der Porphyroblast einen wesentlich vermehrten Lokaldruck aufnehmen müssen, also werden seine seitlichen Nachbarzonen im Druckschatten sein. Der hohe Druck des Porphyroblasten wird sich aber auch auf die vor- und nachgelagerten Minerale übertragen. Unter Druck lösliche Substanzen werden also in diesen Vor- und Nachzonen sich lösen und sich seitlich im Druckschatten absetzen. Dadurch werden die internen Spannungsverhältnisse auf den hochgespannten Zustand homogenisiert. Tritt nun Entlastung ein, wobei es sich keineswegs um eine vollständige Entlastung zu handeln braucht, sondern nur um eine wesentliche Druckentlastung, so erfolgt eine Umstellung des Druckfeldes, der Porphyroblast kann wegen seiner geringen elastischen Längenänderung vollständig in den Druckschatten kommen, ja spannungslos werden, ev. sogar unter Zug geraten, während in der Umgebung beidseitig noch Spannung herrscht. Es wäre dann der Porphyroblast selbst in günstiger Lage für Lösungsabsatz, also für Wachstum. Ein solches Wachstum würde den Spannungszustand auf den niedrig gespannten Zustand homogenisieren. Man käme nach solchen Überlegungen zum Resultat, dass die Tendenz zu starkem porphyroblastischem Auswachsen und Wuchern ganz bestimmter Minerale wenigstens teilweise eine Funktion eines im Vergleich zum mittleren Modul restlicher Minerale stark verschiedenen Elastizitätsmoduls ist. Ich denke z. B. an das allbekannte Beispiel der Granatschiefer. Granat hat wahrscheinlich einen sehr hohen Elastizitätsmodul. Wichtig dürfte nach dieser Erklärung für das Wachsen von Porphyroblasten ein häufiger stärkerer Wechsel der

Stressintensität sein. Es wären also nicht nur für mechanische Regelungen, sondern auch für Umkristallisationen und Neubildungen diese Spannungswechsel von ausschlaggebendem Einfluss.

Viele der vorstehenden Überlegungen können nach unseren heutigen Kenntnissen nur Hypothesen sein. Sie mögen aber zeigen, dass die petrographische Forschung mancherlei interessante neue Anhaltspunkte und Einblicke in das Wesen der Metamorphose zu gewinnen vermag, wenn den Spannungszuständen, die infolge der elastischen Anisotropien von Korn zu Korn entstehen, grössere Aufmerksamkeit geschenkt wird, als es bisher wohl geschehen ist. Auch die technologische und metallographische Forschung mag daraus neue Formulierungen finden.

LITERATURNACHWEIS

1. GRUBENMANN, U., u. NIGGLI, P., Die Gesteinsmetamorphose. Berlin 1924.
2. SANDER, B., Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
3. SCHMIDT, W., Tektonik und Verformungslehre. Berlin 1932.
4. REICH, H., Über die elastischen Eigenschaften von Gesteinen und damit zusammenhängende geologische Fragen. — Gerlands Beiträge z. Geophysik. 17, 86—117. 1927.
5. ADAMS, L. H., and WILLIAMSON, E. D., The Compressibility of Minerals and Rocks at high Pressures. Journ. Franklin Institute 195, 475—529. 1923.
6. ADAMS, F.D., and COKER, E. G., An Investigation into the elastic Constants of Rocks etc. Pub. No. 46, Carnegie Instit. Washington 1906.
7. KUSAKABE, S., On Modulus of Elasticity etc. Verschiedene Artikel Publ. Earthquake Investigation Commission No. 11, 1903; No. 17, 1904; No. 22, 1906.
8. NAGAOKA, H., Elastic Constants of Rocks. Phil. Mag. II. 1900.
9. BREYER, J., Über die Elastizität von Gesteinen. Diss. Berlin. 1929.
10. ROŠ, M., und EICHINGER, A., Versuche zur Klärung der Frage der Bruchgefahr. Eidg. Materialprüfungsanstalt an der E. T. H. in Zürich. Diskussionsbericht Nr. 28, 1928.
11. LANDOLT-BÖRNSTEIN, Phys. Chemische Tabellen. 1920.
12. PERRIER, A., et MANDROT, R., Elasticité et symétrie du quartz aux températures élevées. Mém. Soc. Vaudoise Sciences nat. No. 7, 333—364. 1923.
13. GAMBA, Constanti elastiche di flessione della lavagna. Nuovo Cimento. Ser. IV, Tom X, 168—175. 1899.
14. GRAF, O., Versuche über Druckelastizität usw. Beton u. Eisen, 25, Heft 22, 399—406.
15. BRIDGMAN, P. W., The linear Compressibility of natural crystals. Am. Journ. Sci. 10, 483—498. 1925; ibidem 15, 287—302, 1928.

Eingegangen: 13. Oktober 1933.