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

Band: 45 (1965)

Heft: 2

Artikel: Die Regelung des Dolomites von Crevola (Simplongruppe) : Ergebnisse und Probleme

Autor: Trommsdorff, Volkmar / Wenk, Hans-Rudolf

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-35203

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Die Regelung des Dolomites von Crevola (Simplongruppe)

Ergebnisse und Probleme

Von *Volkmar Trommsdorff* (Basel)*) und *Hans-Rudolf Wenk* (Zürich)**)

Mit 21 Textfiguren

Abstract

The fabric of a dolomite marble from Crevola (Simplon) has been analysed. Strong preferred orientation of the dolomite [0001]-axes $\perp$ s has been found. All the grains contain one or more systems of visible $\{02\bar{2}1\}$ = f-twin lamellae. From these data the orientation of 3000 a-axes, 3000 Poles of $\{10\bar{1}1\}$ = r, and $\{0221\}$ = f have been calculated by computer. The "indirect orientation" data show broad homogeneous girdle patterns without maxima. Therefore the symmetry of the fabric is C_∞ approximately. This orientation was interpreted as a product of recrystallization. The fabric of visible f-lamellae has been proved to be a late feature that is not related to the mesoscopic lineation. The homogeneity of the marble has been examinated by means of AVA, statistical determination of the angles between c-axes of neighbouring grains, and twodimensional investigation of grain-boundary patterns. The analogy to fabrics of metals is discussed. Some questions of regional meaning have been answered: they concern the relations between crystallization and deformation and the relative age of the lineation, which has been found to depend on the strong deformation of the dolomite marble. Further results have been obtained by examining the mica orientation.

EINLEITUNG

In weit geringerem Maße als Calcit beanspruchte bislang der Dolomit das Interesse der Gefügeforscher. Die wenigen bisherigen Arbeiten vermochten aber in erheblichem Maße über die bei der Deformation von

*) Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Basel.

**) Institut für Kristallographie und Petrographie der Eidgen. Technischen Hochschule, Zürich.

Dolomitgefügen stattfindenden intragranularen Mechanismen Aufschluss zu geben.

Über die für unsere Betrachtungen wichtigsten Flächen und ihre Winkelbeziehungen bei Calcit und bei Dolomit geben Fig. 1 und 2 Auskunft. Bei Calcit tritt Zwillingsschiebung nach $\{01\bar{1}2\}$, bei Dolomit nach $\{02\bar{2}1\}$ auf. In beiden Fällen erfolgt die Verschiebung parallel zu der mit [0001] cozonalen Diagonale der Zwillingsebene.

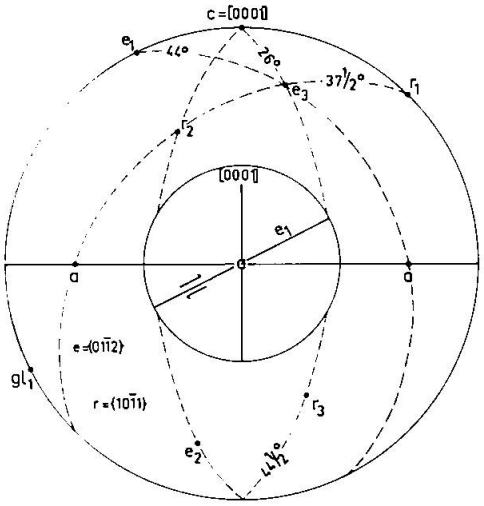


Fig. 1. Calcit.

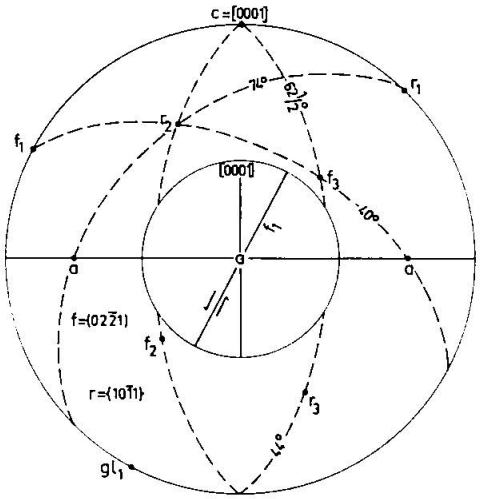


Fig. 2. Dolomit.

Wichtige Flächenpole und Kanten mit Winkelbeziehnungen. Flächentreue Lambertsche Azimutalprojektion.

Diagramme von Dolomit-c-Achsen wurden erstmals von FELKEL (1929, D. 63, 64) publiziert, vgl. auch SANDER (1930). Ohne Kommentar findet sich ein weiteres Diagramm bei FUCHS (1939, D. 26).

Eine erste ausführliche Diskussion der Regelung einiger Dolomitgesteine geben FAIRBAIRN und HAWKES (1941). Ihre Arbeit enthält Diagramme von c-Achsen und $\{02\bar{2}1\}$-Lamellen; die Orientierung um [0001] der einzelnen Körner konnte im Gegensatz zu den früheren Arbeiten festgestellt werden. Die Regelungshypothese der Autoren berücksichtigt als intragranulare Mechanismen Zwillingsschiebung in f = $\{02\bar{2}1\}$ sowie die seit JOHNSON (1902) bekannte Translation auf $\{0001\}$ mit einer a-Achse als Gleitgeraden.

In einer regionalen Arbeit weist LADURNER (1953) mittels einer Reihe von Dolomitdiagrammen B-Achsen nach und charakterisiert in der Diskussion diese Gefüge als isotyp mit solchen von Calcit und von Korund. Dem Schluss LADURNERS auf einen analogen Mechanismus nach

$(01\bar{1}2)$ bei Dolomit wie bei Calcit kann man auf Grund der heute bekannten Daten allerdings nicht mehr folgen. Die vergleichende Diskussion von natürlichen Calcit- und Dolomitgefügen erscheint uns jedoch wertvoll.

Experimentell verformte Dolomitgesteine wurden von TURNER u. a. (1954) sowie von HANDIN und FAIRBAIRN (1953, 1955) beschrieben. Neben der Zeilenanalyse verwenden TURNER, GRIGGS, HEARD und WEISS auch die Achsenverteilungsanalyse (AVA) zur Charakterisierung der Gefügegenität. Die Resultate dieser Arbeiten bestätigen im wesentlichen FAIRBAIRNS Vorstellungen über Dolomitregelung; als Neuergebnis war die Tatsache zu verzeichnen, dass es erst oberhalb ca. 300° C möglich ist, Zwillingslamellen nach $(02\bar{2}1)$ experimentell zu erzeugen. Ein Nachweis der intragranularen Mechanismen von Dolomit erfolgt durch HIGGS und HANDIN (1959), die Dolomiteinkristalle experimentell verformten. Zu den interessanten Ergebnissen dieser Arbeit zählt die Feststellung, dass bei Dolomit im Gegensatz zu einer in der Metallurgie bekannten Regel (Friktionshypothese) mit steigender Temperatur (oberhalb ca. 400° C) ein Zwillingsschiebungsmechanismus dominiert, anstelle des bei tieferen Temperaturen vorherrschenden Translationsmechanismus nach der Basis (vgl. auch GRIGGS, TURNER und HEARD in GRIGGS und HANDIN, 1960).

Einen wesentlichen Beitrag zur Kenntnis natürlicher Dolomitgefüge stellt die Arbeit von CHRISTIE (1958) dar, in der in Anwendung eines von TURNER et al. (1953) bei Calcit und Dolomit bereits erprobten Verfahrens ein Bewegungsbild (movement picture), ein Stresssystem und der Grad der Deformation abgeleitet werden.

GEFÜGEUNTERSUCHUNGEN

Der Steinbruch südlich Enso nahe Crevola d'Ossola (Koord. 665.85/112.1) liegt in jenem Zug metamorpher mesozoischer Sedimente, der Antigorio- und Monte-Leone-Decke trennt und sich über die von der Simplonstrasse im unteren Val Divedro aus gut sichtbare Umbiegung am Pizzo Albione über Alte Kaserne zum Pizzo Teggiolo und weiter verfolgen lässt. Die Marmore des Steinbruches bestehen aus Dolomit, andere Mineralien treten höchstens als Nebengemengteil auf. Der Marmor kommt in verschiedener Ausbildung vor, wobei feinkörnige, graue, zuckerkörnige weisse und phlogopitreichere braune Varietäten dominieren. Die Analysen von CINQUE (1939) belegen die Reinheit besonders des

weissen Dolomits, an dem wir unsere Untersuchungen durchführten (vgl. auch LINDEMANN, 1904). Der Dolomit von Crevola ist bekannt durch seinen Reichtum an Kluftmineralien (siehe BATTANI, 1943: Itinerari mineralogici). Besonders schön sind glasklare Dolomitkristalle in rhomboedrischer Tracht.

Im mesoskopischen (dm bis m) Bereich auftretende, streng parallele s-Flächen sind häufig von dünnen Phlogopithäuten überzogen. Sie tragen eine deutliche E-fallende Lineation, die parallel zu der regional auftretenden Faltenachse verläuft (s = N 70 E/60 SE; L = N 88 E/30 E). Bezüglich regionaler Achsengefüge sei auf die Arbeiten von E. WENK (1955) sowie E. WENK und TROMMSDORFF (1965) verwiesen. Das gesamte Gestein wurde durchgreifend alpin deformiert, als Beleg lassen sich an den verschiedenen Anschnitten im Steinbruch Musterbilder von — durch nichtaffine Verformung des Marmors — verzerrten Vorzeichnungen studieren.

Polygonale Kornumrisse, die im Schnitt ||s isometrisch, in den Schnitten ac und bc schwach parallel s gelängt sind, charakterisieren das mikroskopische Bild des Dolomitmarmors. (Die am Handstück festgelegten Gefügekoordinaten werden für den Gang unserer Analyse beibehalten.) Fast alle Körner zeigen 1 bis 2 Lamellensysteme parallel f. Ihre Häufigkeitsziffer (spacing index, vgl. TURNER und WEISS, 1963, S. 346) ist bei einer Korngrösse von durchschnittlich 0,7 mm mit maximal 30/mm nicht besonders hoch. Etwa 60% der Lamellen lassen sich optisch als Zwillinge identifizieren, die maximale Lamellendicke wurde mit ca. 15 μ gemessen. Geschlossene Systeme von f-Lamellen (vgl. TROMMSDORFF, 1964, S. 603) lassen sich in einzelnen Fällen über drei bis vier Körner verfolgen, sie treten aber in weit geringerem Masse auf, als es sich am Calcitgefüge von Val Prato (TROMMSDORFF, 1964) beobachten liess. Zwillingsschiebung nach e-Calcit und nach f-Dolomit sind in Fig. 1 und 2 schematisch dargestellt. Wir bezeichnen im Einklang mit amerikanischen Autoren (vgl. TURNER und WEISS, 1963, S. 315) den Relativsinn der Verschiebung dann als positiv, wenn der Transport „Höheres gegen die c-Achse hin" erfolgt, wie bei Calcit; analog hat die Zwillingsbildung nach f bei Dolomit einen negativen Verschiebungssinn: Die Doppelpfeile in Fig. 1 und 2 deuten dies jeweils an.

In unserer Probe tritt neben Dolomit spärlich Phlogopit auf; die Glimmerplättchen machen weniger als 1% des Dünnschliffbildes aus, sie sind homogen verteilt, mechanisch unversehrt und, wie Fig. 3 zeigt, sehr gut mit (001) parallel s eingeregelt. Diese Tatsache erscheint uns bemerkenswert, denn durch die Korngrenzen des Dolomits wird das s

nicht deutlich abgebildet, der Glimmer hätte also nicht ohne weiteres Veranlassung gehabt, nur in Korngrenzen, die parallel s verlaufen, zu wachsen. Ohne genetische Fragen diskutieren zu wollen, sehen wir in der Glimmerregelung den Beweis, dass während des Wachstums von Phlogopit noch ein Stresssystem wirksam war und von diesem abgebildet wurde. Da Glimmer-s und die makroskopisch sichtbare Lineation (s. o.) dem regionalen s beziehungsweise der regionalen Faltenachse entsprechen, ist dieses Stresssystem mit dem identisch, das die sichtbare Verformung unseres Gesteins bewirkte. Dieses Ergebnis steht im Übereinklang mit den Folgerungen, die sich aus der Untersuchung von Glimmergefügen im Bereich der Antigoriodecke ergaben (vgl. E. WENK und TROMMSDORFF, 1965).

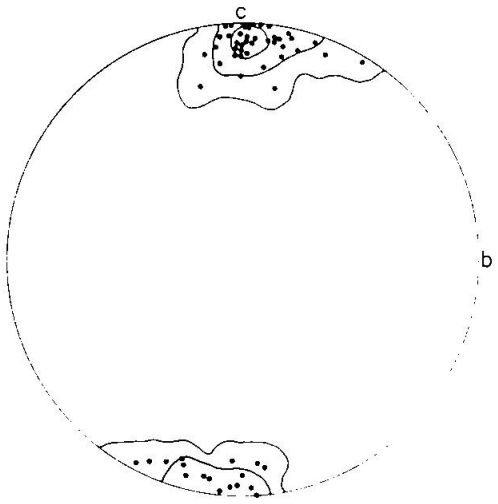


Fig. 3. 57 Pole auf (001) von Phlogopit. >40–20–0; 0 % Schmidtsches Netz.

Beim Dolomit konnte in 98% der Fälle die Drehlage der Körner durch Einmessung von Lamellen nach $\{02\bar{2}1\}$ bestimmt werden. Es wurde stets der Winkel zwischen [0001] und der eingemessenen Lamelle kontrolliert, Fehler bis zu $\pm 2°$ toleriert. Diesen gemessenen Daten stehen eine grosse Anzahl weiterer, aus ihnen berechneter, also konstruierter, indirekter Werte gegenüber. Der Begriff „indirekte Orientierung" wird von uns in diesem Sinne — also geometrisch und nicht genetisch — verstanden. Konstruktiv gewonnene Daten stellen in unserem Beispiel die der Messung nicht zugänglichen Positionen von f (Fig. 6) die Pole auf das Spaltrhomboeder r (Fig. 7) sowie die a-Achsen (Fig. 8) von Dolomit dar. Die Ermittlung dieser Daten erfolgte auf dem IBM-1620-Computer des Rechenzentrums der Universität Basel, Gang der Berechnung mit ausführlichen Beispielen sind an anderer Stelle publiziert (H.-R. WENK und TROMMSDORFF, 1965).

Die Wahl des von uns analysierten Gefügeschnittes bc ergab sich aus den Voruntersuchungen. Da das Gestein ein s-Tektonit ist und Inhomogenitäten nach h0l im Schnitte ac weder aus dem Glimmergefüge, noch aus einer vorläufigen Prüfung des Dolomitgefüges erkennbar waren, stand zu erwarten, dass — wenn überhaupt — am ehesten noch im Schnitte bc Merkmale inhomogener Verteilung auftreten könnten. Die 960 gemessenen c-Achsen ergaben auf der Lagenkugel ein starkes, nahezu kreissymmetrisches Maximum $\perp$s (Fig. 4); der Öffnungsradius Θ des Mittelwertskegels (vgl. Braitsch, 1956, 1957) als Mass für den Regelungsgrad beträgt 40°. Die schwache periphere Erstreckung des Maxi-

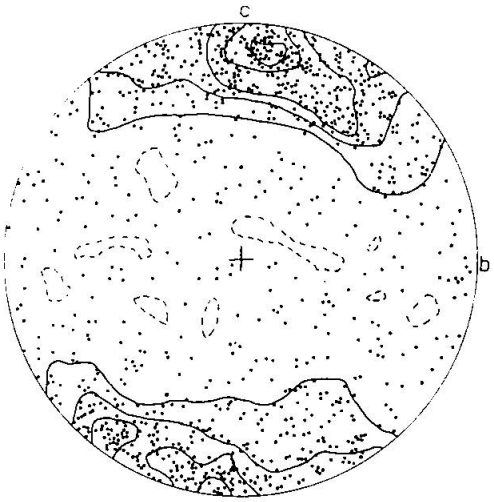


Fig. 4. 960 $[n_\alpha]$ = [0001] von Dolomit. > 5–4–3–2–1–0; 0%.

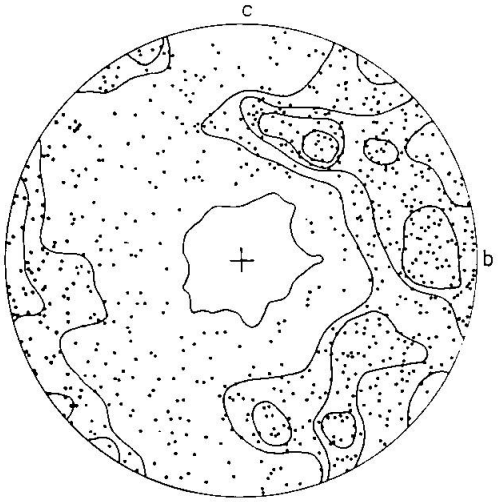


Fig. 5. 960 sichtbare $\{02\bar{2}1\}$-Lamellenpole. > 3–2–1,5–1–0; 0%.

Fig. 6. 2880 Pole auf $\{02\bar{2}1\}$ von Dolomit. > 1,5–1–0%.

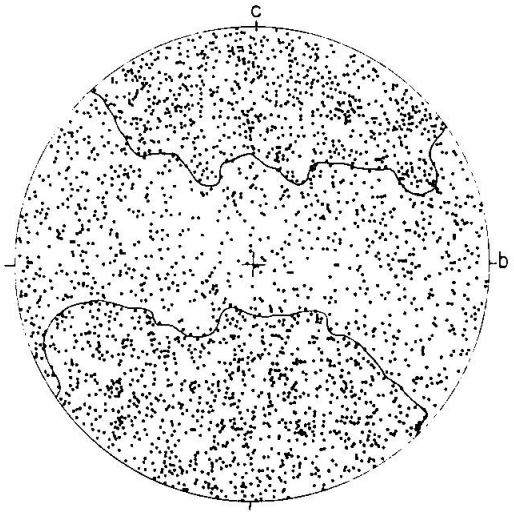


Fig. 7. 2880 Pole auf $\{10\bar{1}1\}$ von Dolomit. > 1–0%.

mums in Fig. 3 beruht auf der Verwendung einer nicht kreistreuen Projektion (Schmidtsches Netz). Die Verteilungsanalyse der c-Achsen (Fig. 18 und 19) zeigt ein Bild ausserordentlicher Homogenität; alle Merkmale des Gefüges, die scharfe Regelung, die Homogenität in Korngrösse und Achsenverteilung, lassen auf einen stabilen Orientierungszustand schliessen.

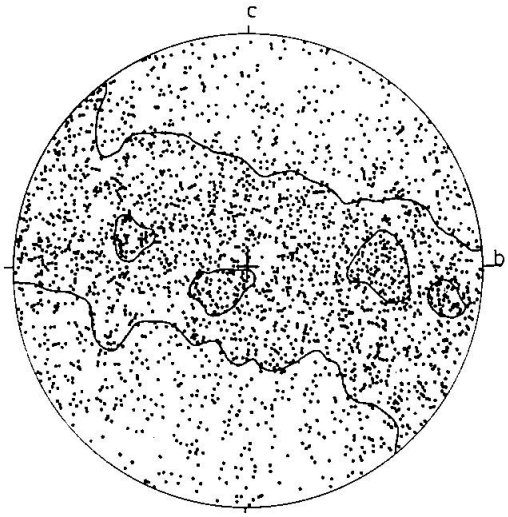


Fig. 8. 2880 Dolomit a-Achsen. >2–1–0 %.

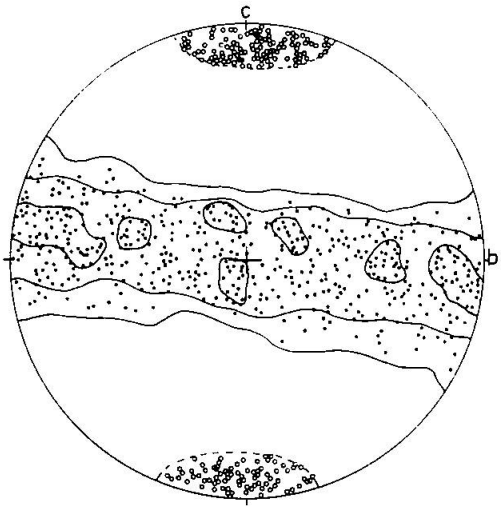


Fig. 9. 576 a-Achsen (Punkte) zum Maximum der c-Achsen (Kreischen). Vgl. Fig. 4 und Fig. 8. >4–2–0; 0 %.

Unser Beispiel zeigt in bezug auf Achsenverteilung und Regelung von [0001] klare Analogien zum Dover-Plains-Dolomit, untersucht von Turner, Griggs, Heard und Weiss (1954). Hingegen zeigt das von uns berechnete Diagramm der a-Achsen (Fig. 8) keine deutliche Aufspaltung in drei Maxima, sondern Drehfreiheit der a-Achsen um [0001]. Auch ein Diagramm der a-Achsen zum Maximum der c-Achsen (Fig. 9) zeigt keine Aufspaltung des Gürtels in Maxima. Wir sind allerdings der Meinung, dass ein Diagramm der a-Achsen von 100 Körnern wie im Falle des zitierten Beispiels statistisch unzureichend ist, was anhand eines Exempels in H.-R. Wenk und Trommsdorff (1965) demonstriert wird.

Ebenso wie die a-Achsen zeigen auch die Diagramme von r = {1011} Fig. 7 und f = {0221} Fig. 6 keine sehr deutlichen Maxima. Dies gilt aber nicht für die *sichtbaren* Systeme von f-Lamellen, deren Diagramm (Fig. 5), wenn man von dem der Messung nicht zugänglichen „blinden Fleck" im zentralen Bereich der Projektion absieht, sich deutlich vom Diagramm sämtlicher möglichen f-Lagen unterscheidet. Die Symmetrie

sämtlicher Polverteilungen ausgenommen Fig. 5 ist in erster Näherung C_∞.

Die sichtbaren Lamellensysteme bei Calcit und bei Dolomit spiegeln im allgemeinen einen späten Akt der Deformation wider. Dies ist ganz sicher auch in unserem Beispiel der Fall: die Lamellen sind unverkrümmt und mechanisch unversehrt. Man kann nun nach einem von TURNER (1953) erstmals an Calcit angewendeten Verfahren für jedes Lamellensystem eine sogenannte C- (compression) und eine T- (tension) Achse konstruieren. C und T bilden Winkel von je 45° mit der Gleitebene und liegen in einer Zone mit der Gleitgeraden und dem Pol auf die Gleitebene (Fig. 10). Pressung parallel C erzeugt also die maximale, das

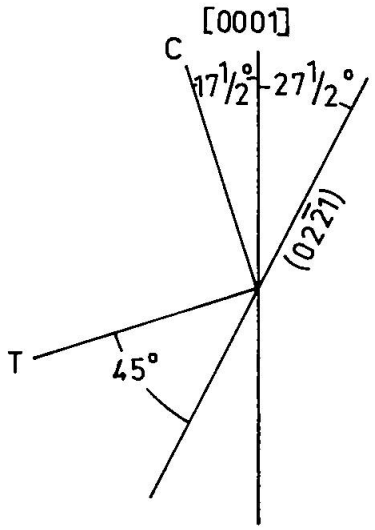


Fig. 10. C und T für ein System von Dolomit-f-Lamellen.

Gleitsystem begünstigende Scherspannung in der Gleitebene. Wie NISSEN (1964) richtig bemerkt, gilt diese Konstruktion nur für Körner mit einem einzigen System entwickelter Zwillingslamellen, für Körner mit zwei oder sogar drei Lamellensystemen gelten andere — C′- und T′-Achsen, wobei man auch der Scharungsdichte dieser Lamellen Rechnung tragen sollte. (Im Falle zweier Lamellensysteme gleicher Scharungsdichte [spacing index] e_1, e_2 bei Calcit ist C′ die mit e_1 und e_2 cozonale Achse a_3; T′ = die Normale auf e_3 usw. siehe NISSEN, 1964.) Die Summation der C-, T-Systeme entspricht dem zuletzt im untersuchten Bereich wirksam gewesenen hypothetischen Stresssystem.

In einem parallel [0001] geschnittenen Calcitkorn lässt sich nun ohne weiteres auf dem U-Tisch kontrollieren, ob alle drei Systeme e entwikkelt sind: die e-Lamellen bilden im Raum relativ kleine Winkel untereinander, ihre Normalen liegen auf einem Kegelmantel mit Öffnungs-

winkel 53°. Bei Dolomit hingegen liegen die f-Lamellen wesentlich weiter auseinander, ihre Pole sind Mantellinien eines Kegels mit Öffnungswinkel 123°. Die Wahrscheinlichkeit, dass drei Lamellensysteme in einem Korn gleichzeitig messbar sind, ist hier sehr gering und beschränkt sich auf eine Gruppe von Körnern bestimmter c-Achsenlage gegenüber der Dünnschliffebene. Im Einzelfall ist also bei Dolomit die Kontrolle, wie viele Lamellensysteme entwickelt sind, meist nicht möglich. Ohne dem Verfahren an sich Abbruch tun zu wollen, verzichten wir hier auf die Wiedergabe detaillierter C- und T-axes-Diagramme und geben nur Sammeldiagramme wieder, in denen die C- und T-axes für sämtliche in dem von uns untersuchten Schnitt sichtbaren Lamellensysteme berechnet wurden (Fig. 11 und 12). Fig. 11 und 12 lassen sich im Sinne einfacher Pressung

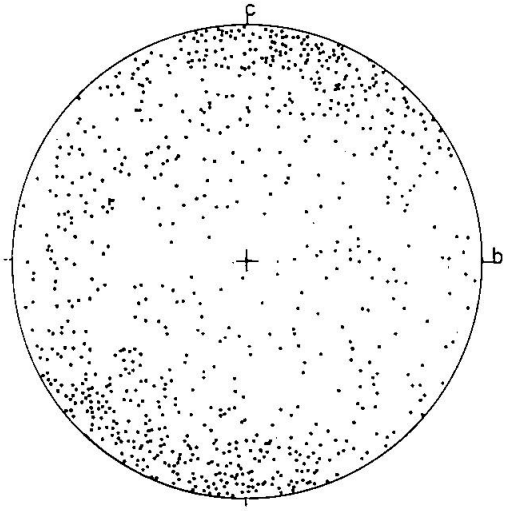


Fig. 11. 960 C (compression-) axes zu sichtbaren f-Lamellen.

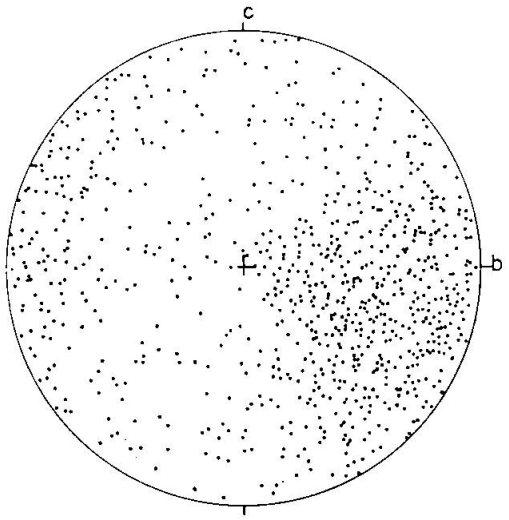


Fig. 12. 960 T (tension-) axes zu sichtbaren f-Lamellen.

⊥ s interpretieren, das Lineargefüge kann aber damit nicht erklärt werden. Das sichtbare Lamellengefüge wurde also im allerletzten Deformationsakt beprägt. Dieser erfolgte wahrscheinlich bei Temperaturen oberhalb 300° C, doch ist diese Aussage erst dann gesichert, wenn durch Experimente (wie beim Calcit, vgl. HEARD, 1963) die untere Bildungstemperatur der Lamellen bei verschiedener Verformungsgeschwindigkeit abgeklärt ist. Die in den Experimenten belegte Temperaturabhängigkeit der Lamellenbildung kommt jedenfalls in der Tatsache zum Ausdruck, dass in deformierten metamorphen mesozoischen Dolomitgesteinen der Lepontinischen Alpen ganz allgemein eine Zunahme von Lamellendicke und -häufigkeit mit zunehmender Thermometamorphose zu beobachten ist, was bereits an einer Reihe von Proben genauer untersucht wurde.

VERTEILUNGSANALYSEN, NACHBARWINKELSTATISTIK

Die Verteilungsanalyse der c-Achsen von Dolomit (Fig. 18 und 19) ergab für die verschiedenen Richtungsgruppen im Gefügeschnitt bc keine Richtungsinhomogenitäten und auch keine deutliche Neigung der Körner zur Bildung insularer Häufungen oder Überindividuen, wie es bei Quarz häufig der Fall ist. Das Diagramm der Dolomit-c-Achsen beweist, dass das Gefüge ausgezeichnet geregelt ist; das Ergebnis der AVA (homogene Verteilung) legt daher den Schluss nahe, es handle sich um einen stabilen Zustand einer Gefügeregelung, in unserem Beispiel für ebene (einachsige) Beanspruchung. Ein gleicher stabiler Zustand $c \perp s$ wurde für Calcit von SANDER (1950, S. 239) postuliert.

Man kann nun zur weiteren und besseren Kennzeichnung der Genität des Gefüges eine Nachbarwinkelstatistik berechnen und daraus verschiedene Verteilungsanalysen ableiten. Eine erste, allerdings unvollständige Nachbarwinkelstatistik an Quarz findet sich bei TROMMSDORFF und E. WENK (1963). Die Analyse wurde ergänzt und erweitert durch H.-R. WENK (1965) und H.-R. WENK und TROMMSDORFF (1965). Berechnet wird der Winkel zwischen den c-Achsen zweier Körner mit gemeinsamer Grenze (Nachbarwinkel). Die vollständige Nachbarwinkelstatistik enthält sämtliche derartige Fälle des untersuchten Gefügeschnittes. In einem 2°-Intervall wird die Anzahl der Winkel gezählt und diese Masszahl wird als Funktion des Winkels aufgetragen (Fig. 13). Der Nachbarwinkel wird über die Ebene $s = ab$ gemessen. Berechnen und Zeichnen der Statistik wurden vom Computer übernommen (Rechengang mit Beispielen siehe H.-R. WENK und TROMMSDORFF, 1965). Um die Nachbarwinkelstatistik beurteilen zu können, wurde eine Vergleichsstatistik berechnet, in der nun nicht Nachbarwinkel, sondern sämtliche möglichen Winkel zwischen [0001]-Achsen des Gefüges verwendet wurden. Hierzu werden 20 Körner ausgewählt, die eine zum Gesamtdiagramm proportionale Verteilung und Verteilungsdichte aufweisen. Von [0001] eines jeden dieser 20 Körner wurden nun 959 Winkel zu den 959 restlichen [0001] des Gefüges berechnet. Die Auswertung der 20×959 Winkel enthaltenden Vergleichsstatistik erfolgte analog wie bei der Nachbarstatistik.

Bestehen Unterschiede zwischen Nachbarstatistik und Vergleichsstatistik, so ist im Gefüge nicht nur die Orientierung der Körner massgebend, sondern ebenso ihre gegenseitige Beziehung zueinander.

In unserem Beispiel sehen wir zwischen Nachbarwinkelstatistik (Fig. 13) und Vergleichsstatistik (Fig. 14) einige signifikante Unterschiede. Während die Vergleichsstatistik insgesamt eine flach gewölbte Glocken-

kurve ergibt, tritt in der Nachbarwinkelstatistik ein deutliches Maximum bei 45°/135° auf. Offensichtlich hat das s auf die Lage dieses Maximums keinen Einfluss, da dieses sowohl in der Statistik mit direkter

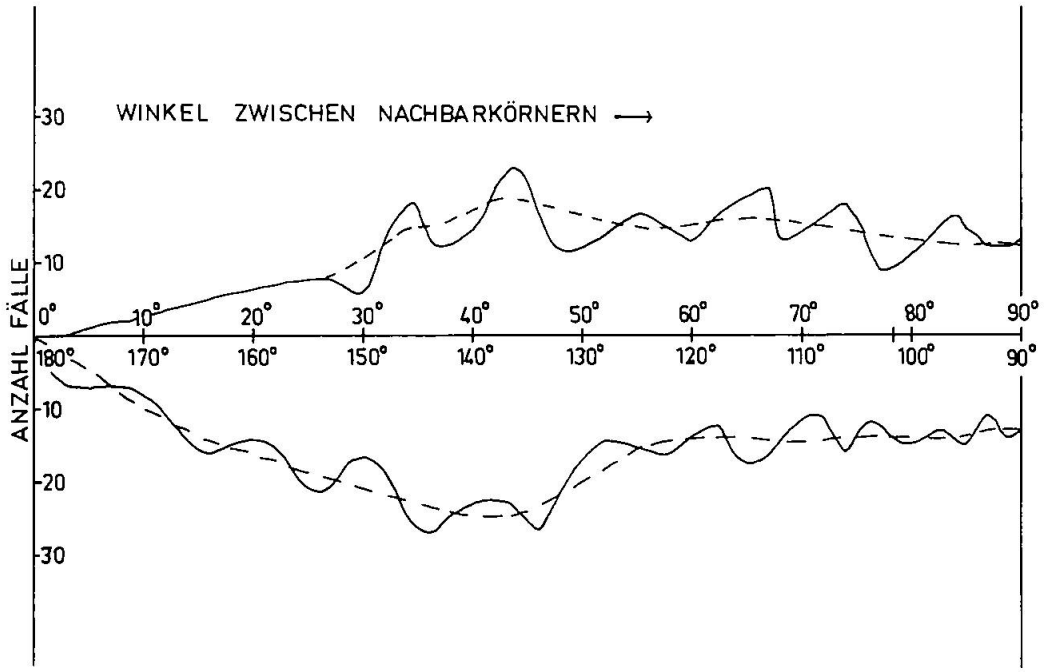


Fig. 13. c-Achsen-Nachbarwinkelstatistik.

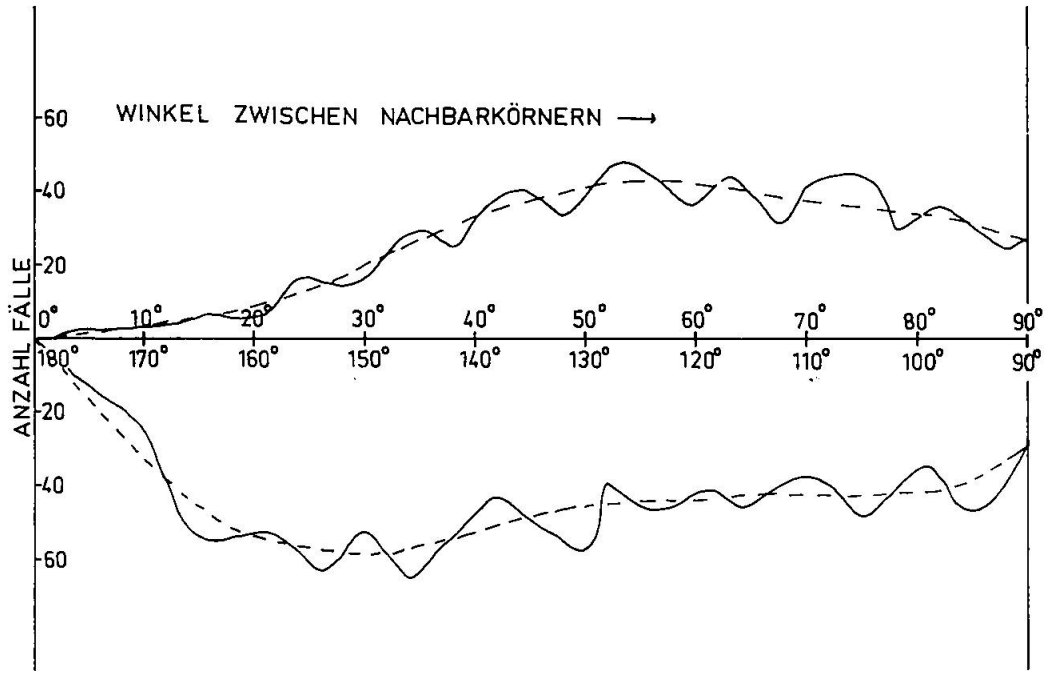


Fig. 14. Vergleichsstatistik zu Fig. 13.

Winkelmessung (Summe der Fälle mit 45° und 135°) als auch bei Messung über s auftritt. Die geringe Anzahl von Fällen kleiner Nachbarwinkel kommt auch in der AVA durch das Fehlen von Überindividuen zum Ausdruck.

Mittels der Nachbarwinkelstatistik ist es nicht nur möglich, auf eventuell auftretende intragranulare Mechanismen zu schliessen, sie ist auch ein Mass für die Neigung der Kristalle zur Ausbildung von Überindividuen, und sie kann weiter zur Charakterisierung von Rekristallisationsgefügen verwendet werden, für die wir aus der Metallurgie wissen, dass der Nachbarwinkel eine wichtige Rolle spielt (vgl. COTTRELL, 1953, S. 188ff.).

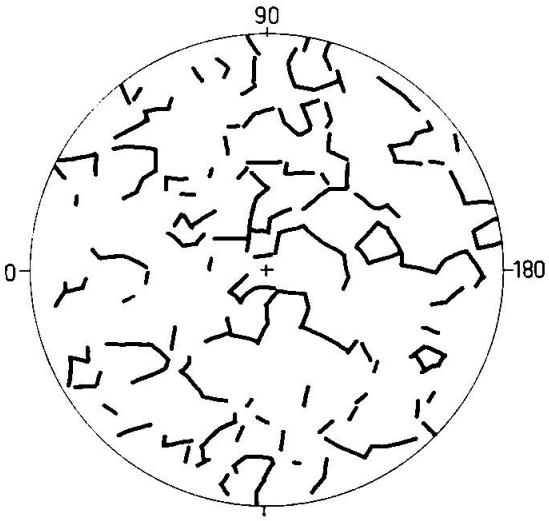


Fig. 15. Verlauf der Korngrenzen für Nachbarwinkel von 0—90°.

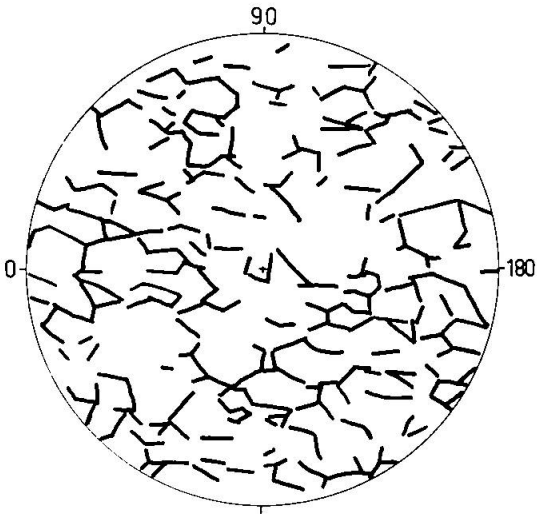


Fig. 16. Verlauf der Korngrenzen für Nachbarwinkel von 90—180°.

Ferner wurde im zweidimensionalen Schnitt die Richtungsabhängigkeit der Korngrenzen vom Nachbarwinkel zwischen den beiden Körnern untersucht (Fig. 15 und 16). Es zeigte sich dabei, dass bei Nachbarwinkeln von 90—180° die zugehörigen Korngrenzen auffallend parallel s liegen (Fig. 16), während für Nachbarwinkel von 0—90° eine mehr oder weniger homogene Korngrenzenverteilung besteht, wobei allerdings jeweils längere Streckenzüge mit gleichem Nachbarwinkel auftreten. Der deutliche Unterschied im Korngrenzenverlauf in den beiden Figuren kommt in einer anderen Darstellung noch besser zum Ausdruck: In Fig. 17 ist die prozentuale Streckenlänge als Funktion des Nachbarwinkels der entsprechenden Körner (0—180°) aufgetragen.

Die Nachbarwinkelgruppen 0—60° und 60—90° zeigen nun interessanterweise gerade da ein Häufigkeitsminimum, wo die übrigen Gruppen

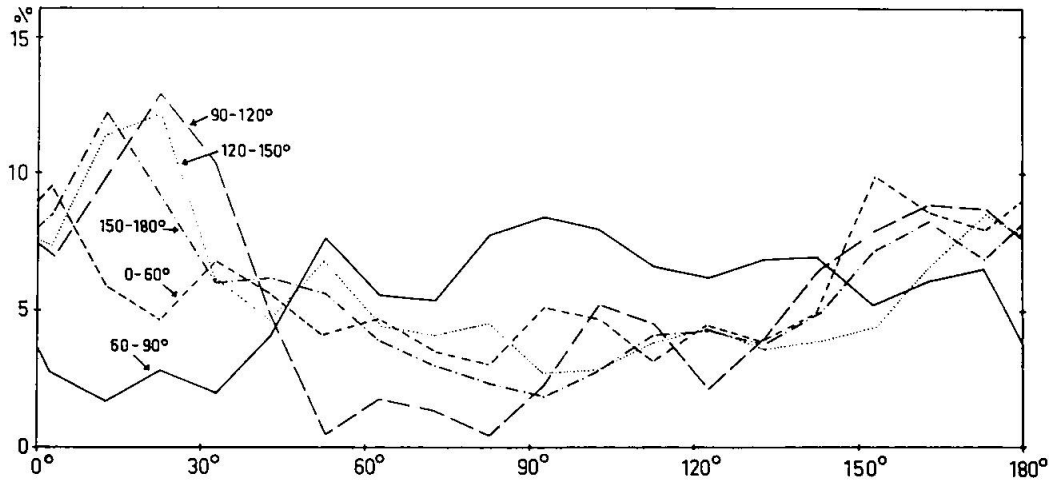


Fig. 17. Verlauf der Korngrenzen für verschiedene Nachbarwinkelgruppen. Abszisse: % der Gesamtstreckenlänge der Korngrenzen der einzelnen Nachbarwinkelgruppen. Ordinate: Grenzverlauf (Winkel gegenüber s wie in Fig. 15 und 16).

ein Maximum haben. Der Verlauf der Korngrenzen im Schnitte bc ist also eindeutig vom Nachbarwinkel abhängig. Inwieweit der Zusammenhang zwischen Nachbarwinkel und Korngrenzverlauf auf intergranulare Bewegungen während der Rekristallisation oder jedoch auf thermodynamische Potentialunterschiede zurückzuführen ist, kann hier vorläufig nicht entschieden werden — eine dreidimensionale Untersuchung könnte weitere Auskunft geben. Beispiele für die Abhängigkeit der Mobilität der Korngrenzen vom Nachbarwinkel sind aus der metallurgischen Literatur bekannt und bei COTTRELL (1953) zusammenfassend diskutiert.

Ebenso wie der Korngrenzverlauf lässt auch die Verteilungsanalyse des mittleren Nachbarwinkels der Körner (siehe H.-R. WENK, 1965) — der in einem thermodynamisch ausgeglichenen Korngefüge keine grösseren Schwankungen zeigen sollte — beträchtliche Inhomogenitäten erkennen (Fig. 20). Abgesehen davon, dass in unserem Beispiel der mittlere Nachbarwinkel in relativ weiten Grenzen variiert, lassen sich in der Verteilungsanalyse Fig. 20 deutlich insulare Kornhäufungen mit ähnlichem mittleren Nachbarwinkel erkennen, die in der c-Achsenverteilungsanalyse nicht sichtbar sind.

Zur weiteren Kennzeichnung der Gefügegenität wurde auch noch die Anzahl der Nachbarkörner (ein Mass für das Korn-Polygon) in einer Verteilungsanalyse berücksichtigt (Fig. 31). Diese Zahl ist natürlich von der Korngrösse und von dem jeweils getroffenen Kornquerschnitt abhängig, die Verteilungsanalyse ergänzt aber die beiden anderen in ver-

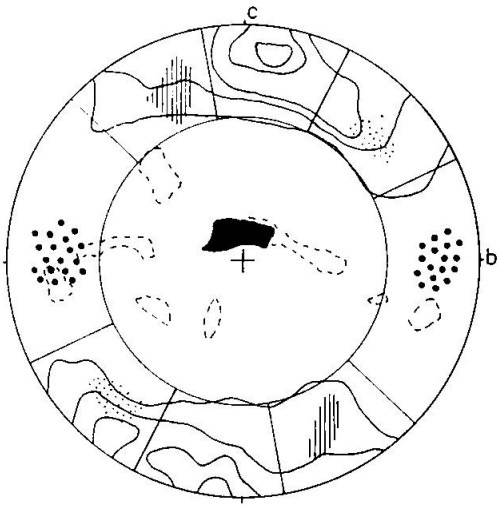


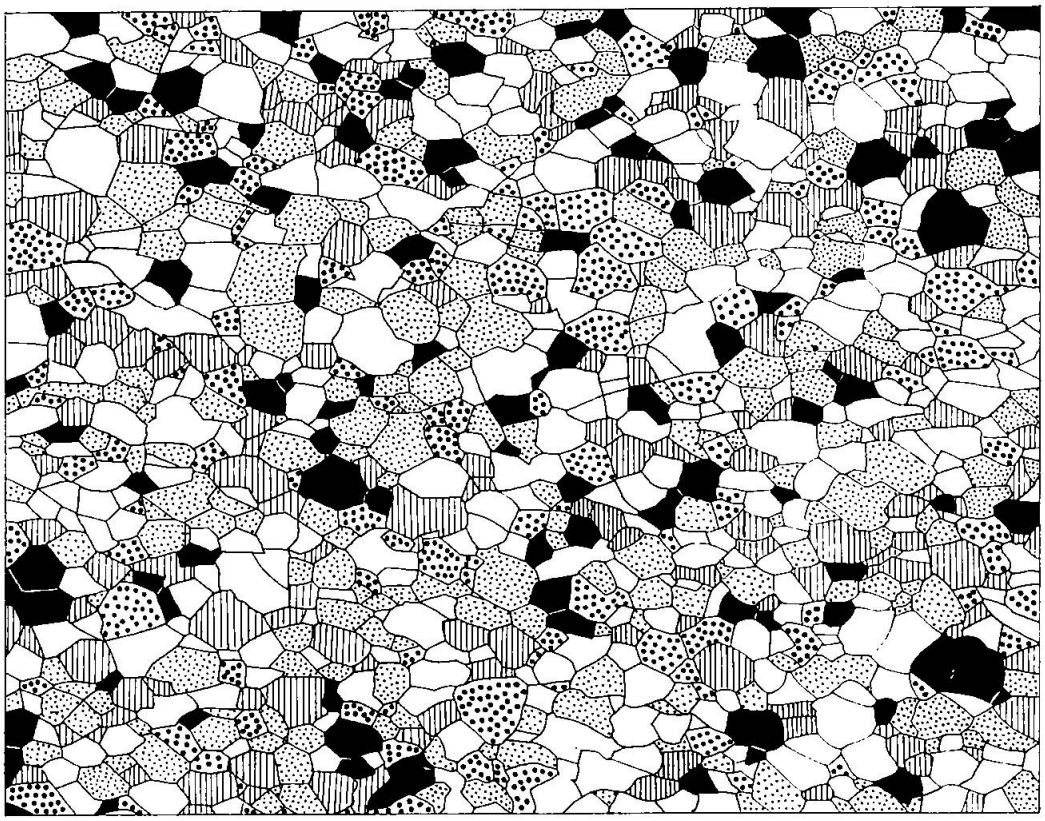
Fig. 18. Richtungsgruppen zur Verteilungsanalyse der c-Achsen (Fig. 11).

Fig. 19. Verteilungsanalyse der c-Achsen. Richtungsgruppen siehe Fig. 18.

Fig. 20. Verteilungsanalyse der mittleren Nachbarwinkel. Der Kreis gibt den Bereich an, für den eine Korngrenzenverteilungsanalyse (Fig. 16–18) angefertigt wurde. Mittlerer Nachbarwinkel = schwarz: $<40°$; Punkte: 40—50°; Striche: 50—70°; weiß: 70—90°.

Fig. 21. Verteilung von Körnern gleicher Nachbarzahl. Randliche Körner nicht berücksichtigt. Schwarz: 4 und weniger Nachbarn. Weiß: 5, 6 und 7 Nachbarn. Punkte: mehr als 7 Nachbarn.

Fig. 19. ↓



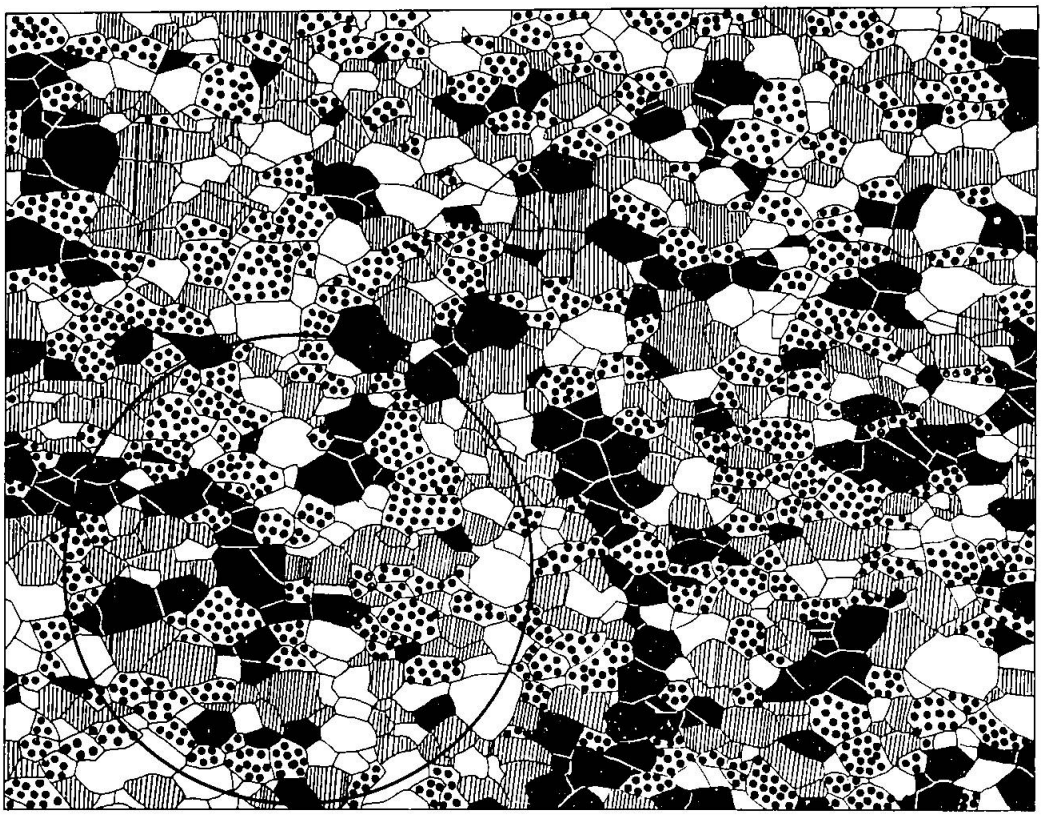
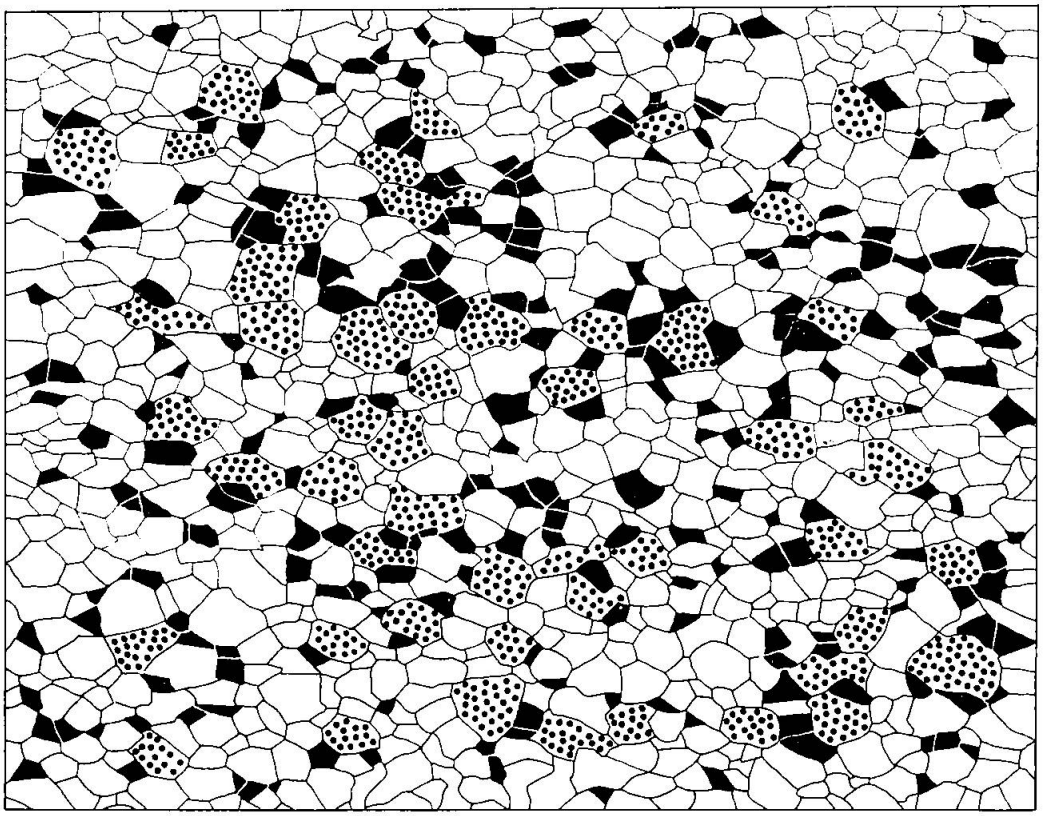


Fig. 20. ↑ ↓ Fig. 21.



schiedener Hinsicht. Im untersuchten Schnitt ergibt sich als mittleres Polygon annähernd ein Sechseck, womit offenbar ein Idealzustand der Flächenerfüllung angestrebt wird. Die Koordination der Körner wurde aber bisher räumlich nicht untersucht.

Die Drehfreiheit um [0001], die ausserordentliche Homogenität der Achsenverteilung, die Isometrie der Körner und die Hexagonalität der Kristalle im planaren Schnitt lassen auf eine Rekristallisationsregel schliessen. Translationssysteme (Flächen oder Richtungen) sind nicht zu erkennen.

DISKUSSION REGIONALER FRAGEN

Wir haben bereits eingangs betont, dass — wie aus den makroskopischen Gefügebildern hervorgeht — der Dolomitmarmor von Crevola während der alpinen Deformation bis in den mm-Bereich stark durchbewegt wurde. Planares und lineares Parallelgefüge lassen sich auf diese Durchbewegung beziehen die durch die Verzerrung stofflicher Vorzeichnungen deutlich ist. Es ist anzunehmen, dass die Deformation des Gesteins auch eine Regelung des Dolomites zur Folge hatte; da aber das gesamte Korngefüge rekristallisierte, sind wir heute nicht mehr in der Lage, auszusagen, ob diese mechanische Gefügeregel mit der jetzigen Rekristallisationsregel identisch war. Die heute vorliegende Regel [0001] $\perp$ s, mit Streuung in einer nahezu idealen Kegelverteilung, lässt sich aber nicht unabhängig von der vorhandenen planaren Parallelstruktur des Gesteines sehen. Wir müssen annehmen, dass das Stresssystem, welches das makroskopische Gefügebild prägte, auch noch während der Rekristallisation andauerte (vgl. auch Kamb, 1959). Eine späte, zugleich die letzte nachweisbare Phase der Dolomitdeformation ergibt sich aus der Untersuchung der mikroskopisch sichtbaren Zwillingslamellensysteme nach f = $\{02\bar{2}1\}$-Dolomit. Das daraus ableitbare Stresssystem lässt sich aber nur auf einfache Pressung $\perp$ s, hingegen nicht auf die Prägung der Lineation beziehen. Da die Lamellen zum grossen Teil als Zwillinge mikroskopisch erkannt werden können, muss im Einklang mit den experimentellen Befunden an Dolomitgefügen angenommen werden, dass diese letzte Phase der Deformation bei Temperaturen über 300° C erfolgte.

Die Lineation wurde vor dieser Phase geprägt, das zugehörige Stresssystem muss noch während des Wachstums von Phlogopit wirksam gewesen sein, wie oben abgeleitet wurde. Es ergeben sich also eine Reihe von Indizien, dass Deformation und Metamorphose nicht als voneinander

getrennte Phänomene aufzufassen sind, sondern dass zumindest gegen das Ende der Deformation erhebliche Temperaturen herrschten. Diese offenbar im Lepontin regional verbreitete Tatsache erscheint uns wichtig für das Verständnis des Baustils der Gneisskörper dieser Gegend, deren bis ins Korngefüge durchgreifende Verformung überwiegend plastisch und nicht rupturell erfolgte. Wir können daher auch nicht der Ansicht von CHATTERJEE (1962) zustimmen, der für das Simplongebiet die Regionalmetamorphose als unabhängig von alpinen Bewegungen betrachtet, was von WUNDERLICH (1963) neuerdings nicht mehr in dieser extremen Form vertreten wird.

Ganz allgemein lässt sich in den Dolomitgesteinen der Tessineralpen eine Zunahme von Häufigkeit und Dicke der Dolomit-f-Lamellen mit zunehmender Metamorphose erkennen. Vorausgesetzt dass die Verformungsgeschwindigkeit des lamellenprägenden späten Deformationsaktes grössenordnungsmässig im gesamten Bereich übereinstimmte, wäre diese Zunahme im Sinne regional steigender Deformationstemperatur zu deuten. In Gebieten relativ niedriger Metamorphose scheinen — in alpin deformierten mesozoischen Dolomitgesteinen — die f-Lamellen zu fehlen oder nur sporadisch aufzutreten (vgl. z. B. LADURNER, 1954) Dass im Bereich der Lepontinischen Alpen lokal starke Deformationen das Temperaturmaximum überdauert haben, beweisen vorläufige Studien am Forsterit-Dolomitmarmor von Someo (Maggiatal), der zum Teil ausserordentlich dicht gescharte f-Lamellensysteme enthält und in dem auch noch häufig durch Translation nach {0001} verformte L_9-Lamellen (vgl. TURNER, GRIGGS, HEARD und WEISS, 1954; CHRISTIE, 1958) zu erkennen sind. Derartige Beispiele von Dolomitgesteinen mit zwei nachweisbaren, für verschiedene Deformationstemperaturen charakteristischen intragranularen Mechanismen sind im Lepontinischen Bereich selten, da nahezu überall die Deformation von der Kristallisation überdauert wurde.

Es liegt nahe, das Dolomit-Rekristallisationsgefüge, das sehr wahrscheinlich durch ein Stresssystem mit einer Hauptkomponente $\perp$ s gebildet wurde, mit Quarzgefügen desselben Gebietes zu vergleichen, die neuerdings von H.-R. WENK (1965) an Quarzlinsen und -lagen untersucht wurden. Will man die Dolomit- wie auch Quarzrekristallisationsgefüge im Sinne der thermodynamischen Theorie von KAMB (1959) interpretieren, so müsste man einen totalen Wechsel der Spannungsverhältnisse zwischen der Kristallisation von Dolomit und von Quarz annehmen, was WENK für das Tessin plausibel machen konnte. Für die Dolomitregelung wäre eine Hauptspannung $\perp$ s, für die Quarzgefüge eine solche $\perp$ ac verantwortlich, ähnlich wie man es für Gefüge mit zwei Generationen

Glimmer (1. mit [001] ⊥ s; 2. mit [001] ⊥ ac = Querglimmer) annehmen müsste. Zu ähnlichen Schlüssen führen schon Symmetriebetrachtungen.

Wir haben versucht, einige Tatsachen und Probleme darzulegen. Erst intensive regionale Studien können jedoch zu neuen Aussagen führen, wobei zunächst weitere experimentelle Befunde — das Verhalten von Dolomit bei verschiedener Verformungsgeschwindigkeit — abzuwarten sind.

Wir danken Herrn Prof. E. Wenk (Vorsteher des min.-petr. Institutes Basel) für stetes und förderndes Interesse an dieser Arbeit. Den Herren Dr. A. Günthert, stud. min. B. Schedler, cand. min. J. Arnoth verdanken wir Lochungsarbeiten. Frl. H. Haffner und Frl. R. Frech vom Rechenzentrum Basel Hilfsbereitschaft bei den Rechenarbeiten. Herrn Dr. Spicher danken wir für einige Proben des Marmors von Someo.

LITERATUR

BRAITSCH, O. (1956): Quantitative Auswertung einfacher Gefügediagramme. Heidelberger Beitr. Mineralog. Petrogr. 5, 210—226.

— (1957): Über die natürlichen Faser- und Aggregationstypen beim SiO_2, ihre Verwachsungsformen, Richtungsstatistik und Doppelbrechung. Heidelberger Beitr. Mineralog. Petrogr. 5, 331—372.

BATTANI, C. u. a. (1943): Itinerari mineralogici. Milano.

CHATTERJEE, N. D. (1961): The alpine metamorphism in the Simplon-Area, Switzerland and Italy. Geol. Rdsch. 51, 1—72.

CHRISTIE, J. M. (1958): Dynamic interpretation of the fabric of a dolomite from the Moine Thrust-zone in North-west Scotland. American J. Sc. 256, 159—170.

CINQUE, F. (1939): Il „Marmo di Crevola" ed i suoi minerali. Atti Soc. It. Sc. nat. 78, 204—223.

COTTRELL, A. H. (1953): Dislocations and plastic flow in Crystals. Oxford.

FAIRBAIRN, H. W. and HAWKES, H. E. Jr. (1941): Dolomite orientation in deformed rocks. Amer. J. Sc. 239, 617—632.

FELKEL, E. (1929): Gefügestudien an Kalktektoniten. Jb. geol. Bundesanst. Wien, 79, 33—86.

FUCHS, F. (1939): Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen (Berge westlich des Brenner) I. Jb. geol. Bundesanstalt Wien, 89, D. 26.

GRIGGS, D. T. and HANDIN, J. W. (1960): Rock Deformation. Geol. Soc. Amer. Mem. 79.

HANDIN, J. and FAIRBAIRN, H. W. (1955): Experimental deformation of Hasmark dolomite. Bull. Geol. Soc. Amer. 66, 1257—1274.

HEARD, H. C. (1963): Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble. Journ. Geol. 71, 162—195.

HIGGS, D. V. and HANDIN, J. (1959): Experimental deformation of single dolomite crystals. Geol. Soc. Amer. Bull. 70, 245—277.

JOHNSEN, A. (1902): Biegungen und Translationen. N. Jb. Mineral. Geol. Pal. 2, 139—144.

KAMB, W. B. (1959): Theory of preferred orientation developed by recrystallisation under stress. J. Geol. 67, 153—170.

LADURNER, J. (1953): Allgemeine Stellung und regionale Kennzeichnung alpiner Dolomittektonite. Jb. geol. Bundesanst. Wien. 96, 253—300.

LINDEMANN, B. (1904): Vorkommen von körnigen Karbonatgesteinen. N. Jb. Mineral. Geol. Pal. B.-B. 19, S. 267.

NISSEN, H. U. (1964): Dynamic and Kinematic analysis of deformed Crinoid stems in a Quartz Graywacke. J. Geol. 72, 346—360.

SANDER, B. (1930): Gefügekunde der Gesteine. Wien.

— (1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper II. Wien-Innsbruck.

TROMMSDORFF, V. (1964): Gefügestudien an Calcitmarmor aus Val Prato (Tessin) Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 44, 595—611.

TROMMSDORFF, V. und WENK, E. (1963): Diskussion eines Zwillingsgefüges durch Achsenverteilungsanalyse an Quarz eines Tessinergneisses. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 43, 687—700.

TURNER, F. J. (1953): Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in three marbles. Amer. J. Sc. 251, 276—298.

TURNER, F. J., GRIGGS, D. T., HEARD, H. and WEISS, L. W. (1954): Plastic deformation of Dolomite rock at 380° C. Amer. J. Sc. 252, 477—488.

TURNER, F. J., GRIGGS, D. T., and HEARD, H. (1954): Experimental deformation of Calcite crystals. Bull. geol. Soc. Amer. 65, 883—933.

TURNER, F. J., GRIGGS, D. T., CLARK, R. H. and DIXON, R. H. (1956): Deformation of Yule marble VII. Bull. geol. Soc. Amer. 67, 1259—1293.

TURNER, F. J. and WEISS, L. W. (1963): Structural analysis of metamorphic tectonites. New York.

WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessineralpen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 35, 311—319.

— (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 35, 311—319.

WENK, E. und TROMMSDORFF, V. (1965): Parallelgefüge und Glimmerregelung im südöstlichen Teil der Simplongruppe. Eclogae geol. Helv. 58, Nr. 1, 417—422.

WENK, H.-R. (1965): Gefügestudie an Quarzknauern und -lagen der Tessiner Kulmination. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 45, 467—515.

WENK, H.-R. und TROMMSDORFF, V. (1965): Koordinatentransformation, mittelbare Orientierung, Nachbarstatistik. Gefügekundliche Rechenprogramme mit Beispielen. Beitr. Mineral. Petrogr. 11, 559—585.

WUNDERLICH, H. G. (1963): Ablauf und Altersverhältnis der postvaristischen Tektonik und Metamorphose im Westalpenbogen. Geol. en Mijnbouw 42, 155—169.

Manuskript eingegangen am 14. Juni 1965.