

Zur Deformation und Gitterregelung des Plagioklases

Von JÖRN H. KRUHL*)

Mit 23 Abbildungen und 2 Tabellen

*Plagioklas
Mineraldeformation
Gitterregelung
Deformationstexturen
Universaldrehtisch-Untersuchungen*

Inhalt

Zusammenfassung	205
Abstract	206
1. Einleitung	206
2. Vermessung und Darstellung der Plagioklas-Gitterorientierungen	207
2.1. Meßmethodik	207
2.2. Rechenprogramme	210
3. Zum Deformationsverhalten einzelner Plagioklas-Kristalle	210
3.1. Deformationstexturen	210
3.1.1. Intrakristalline Brüche	210
3.1.2. Deformationslamellen	210
3.1.3. Knickbänder	214
3.1.4. Deformationszwillinge	215
3.1.5. Polygonisation und Rekristallisation	218
3.1.5.1. Orientierungsbeziehung zwischen Altkörnern und Subkörnern/Rekristallisaten	218
3.1.5.2. Orientierung von Subkorgrenzen	220
3.2. Gitterrotation	220
3.2.1. Plagioklas-Deformation an starren Blasten	220
3.2.2. Plagioklas-Deformation an Scherbahnen	223
3.2.3. Drehgeschwindigkeit des Plagioklasgitters	223
3.3. Diskussion	224
4. Statistische Plagioklasregelung	226
4.1. Darstellung der Regelungen	226
4.2. Beispiele	226
4.2.1. Albitregelung im „K1-Gneis“ (Felbertal, Hohe Tauern)	226
4.2.2. Albitregelung in einem Meta-Pegmatit der Ivrea-Zone	228
4.2.3. Oligoklasregelung in einem Meta-Gabbro der Ivrea-Zone	229
4.2.4. Andesinregelung in einem Meta-Gabbro der Ivrea-Zone	229
4.2.5. Andesin/Labradorit-Regelung in einem Meta-Gabbro der Ivrea-Zone	230
4.2.6. Oligokla/Andesin-Regelungen aus der „Alpinen Wurzelzone“ und der Monte Rosa-Decke (Westalpen)	234
4.3. Diskussion	238
5. Anhang	239
5.1. Petrographie der untersuchten Proben	239
5.2. Erläuterung von Symbolen und Begriffen	239
Dank	240
Literatur	240

Zusammenfassung

Wird die Gitterorientierung des Plagioklases mit dem Universaldrehtisch vermessen und werden statistische Regelungen erstellt, so treten Verfälschungseffekte auf, die auf verschiedene Weisen korrigiert werden müssen. Rechenprogramme können die Auswertung der Plagioklasmessungen hilfreich unterstützen.

In natürlich deformiertem Plagioklas bilden sich – in Abhängigkeit von der Deformationstemperatur, Deformationsstärke und der chemischen Zusammensetzung des Plagioklases –

intrakristalline Brüche, Deformationslamellen, Knickbänder, Deformationszwillinge, Subkörner und Rekristallisate. Brüche und Knickbänder sind schlechter kristallographisch orientiert als Deformationslamellen. Jedoch treten letztere nur im Andesin/Labradorit auf. Neben mechanischen Albit- und Periklin-Zwillingen treten vermutlich auch Deformationszwillinge nach dem Albit-Karlsbad-Gesetz auf. Zwischen Verknickungen, mechanischen Zwillingen und Deformationslamellen bestehen enge Zusammenhänge. Verknickungen, Deformationslamellen, Subkornrotation und Gitterdrehung bei lokaler Plättung an starren Blasten geben Hinweise auf Gleitsysteme, die im Grünschieferfazies-Bereich aktiv sein könnten: überwiegend (010)-Gleitung in Richtung a , c , $c+a$, $c-a$, N_1 , selten auch (001)- und (021)-Gleitung und Gleitung in verschiedenen Zonen.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. JÖRN H. KRUHL, Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Die Drehgeschwindigkeit des Plagioklasgitters bei lokaler Plättung beträgt ca. $0,5^\circ$ pro 1 % Strain. Das entspricht dem für Quarz bei natürlicher Deformation als auch aufgrund von Simulationen gefundenen Wert. Und wie beim Quarz ist auch beim Plagioklas dieser Wert unabhängig von der Anfangsorientierung des Gitters relativ zur Druckrichtung. An Scherbahnen wird das Plagioklasgitter im Sinne der Scherung verdreht. Dabei sind offensichtlich nacheinander verschiedene Gitterebenen als Gleitebenen aktiv, so daß der Kristall annähernd um die Drehachse der Scherung rotiert wird.

Verdrehung von Subkörnern und Kornbereichen in deformierten Plagioklaskristallen lassen den Schluß zu, daß in unterschiedlichen Kristallbereichen während der Deformation oft nur ein einzelnes aber jeweils unterschiedliches Gleitsystem aktiv ist. Hierbei könnte ein inhomogener Strain im Kornbereich eine gewichtige Rolle spielen.

Die statistischen Plagioklasregelungen lassen sich zur Deformationstemperatur und zum Strain in Beziehung setzen. Aus den Regelungen ergeben sich Hinweise auf mögliche Gleitsysteme. Gleitung in Richtung a auf (010), aber auch auf (001), dominiert. (001)-Gleitung scheint im Bereich der Amphibolitfazies vorherrschend zu sein.

Es zeigt sich, daß der Plagioklas ein gutes Gedächtnis für alte (und hochtemperierte) Deformationsereignisse besitzt. Anhand der Plagioklasregelungen lassen sich frühe Deformationen auch dann noch erkennen, wenn Makrogefüge und auch Quarzregelungen und andere Mikrogefüge durch jüngere Ereignisse völlig überprägt sind.

Abstract

The determination of preferred plagioclase orientations on the basis of universal-stage measurements leads to adulterations which may be corrected in different ways. Computer programs are helpful for processing the plagioclase measurements.

Naturally deformed plagioclase single crystals show – depending on the deformation temperature, the deformation intensity and the chemical composition of the plagioclase – distinct deformation textures such as intracrystal fractures, deformation lamellae, kinkbands, mechanical twins, subgrains, and recrystallized grains. Deformation lamellae show a better crystallographic orientation as fractures and kinkbands. However, they are only developed within andesine and labradorite grains. In addition to mechanical albite and pericline twins the deformation possibly induces mechanical twinning after the albite-carlsbad law. There is a close relationship between kinks, mechanical twins and deformation lamellae.

Kinking, the development of deformation lamellae, and the rotation of lattice domains and subgrains during local deformation point to glide systems probably active during greenschist facies conditions: mainly (010) glide parallel to a , c , $c+a$, $c-a$, and N_1 and sometimes (001) and (021) glide and glide in distinct zones.

The velocity of lattice rotation during local flattening is about $0,5^\circ$ per 1 % strain. The same value has been determined for quartz on the basis of simulations and for naturally deformed crystals. Just as for quartz this value is independent of the initial orientation of the plagioclase lattice in relation to the direction of compression.

At shear planes in the grain-scale the plagioclase lattice is rotated in the sense of shearing. Probably, during this rotation glide on different crystallographic planes is active in such a way that the crystal is rotated around an axis near the rotational axis of shearing.

From the rotation of grain domains and subgrains during deformation it may be inferred that often within a distinct grain domain or subgrain one single glide system is dominant. Possibly inhomogeneous strain in the grain scale may play an important part during deformation.

The preferred plagioclase orientations are related to the deformation temperature and the strain. The orientation patterns yield indications for possible glide systems. (010) glide parallel to a and additionally (001) glide are dominant. Probably (001) glide is dominant under amphibolite facies conditions.

The prominent feature of plagioclase, in contrast to quartz, is its ability to keep in mind early (and high-temperature) deformation events. On the basis of preferred plagioclase orientations

early deformations may be recognized even if macrotextures and quartz patterns or other micro-textures are completely overprinted by later deformation events.

1. Einleitung

Studies on preferred plagioclase orientations ... are of interest to preferred orientation specialists and to feldspar freaks. In general, the experience required for this type of investigation is out of balance with the insight gained from it. Efforts in this direction do not need to be intensified."

(unbekannter Referent).

Im folgenden soll gezeigt werden, daß es im Gegensatz zu diesen wenig ermutigenden Worten sinnvoll ist, das Deformationsverhalten von Plagioklas genauer zu studieren. Zwar ist der Arbeitsaufwand hoch, wenn statistische Untersuchungen durchgeführt und auch wenn Verhaltensweisen von Einzelkristallen untersucht werden, er läßt sich jedoch auf ein akzeptables Maß herunterdrücken, wenn bei den Messungen automatisierte Geräte und bei den Auswertungen Rechenprogramme zur Anwendung kommen. Die Hoffnung scheint berechtigt, daß man mit dem Deformationsverhalten von Plagioklas ein „Instrument“ in die Hand bekommt, mit dem die bisher üblichen gefügekundlichen Untersuchungsmethoden sinnvoll ergänzt werden können, und daß man zusätzlich noch neue Einblicke in allgemeine Prinzipien der Mineral- und Gesteinsdeformation erhält.

Das Deformations- und Regelungsverhalten vor allem von Quarz und Calcit wird heute dazu benutzt, um Informationen über Deformationstemperaturen, Strain oder Scherbewegungen zu erhalten und vor allem, um die Deformations- und Metamorphosegeschichte eines Gesteins bzw. einer Region detaillierter erfassen zu können. In den letzten Jahrzehnten ist auf diesem Gebiet eine umfangreiche Literatur entstanden, sowohl theoretische Studien als auch Untersuchungen an experimentell und vor allem an natürlich deformiertem Quarz und Calcit. Noch mehr aber als diese beiden Minerale eignet sich der Plagioklas für solche Untersuchungen:

- 1) Seine triklone Symmetrie erlaubt es, die räumliche Orientierung aller kristallographischer Richtungen eines Kristalls schon mit optischen Methoden zu bestimmen.
- 2) Zusätzlich lassen sich dadurch die Orientierung von Deformationstexturen (Deformationslamellen, Knickbandgrenzen etc.) und von Subkorn- und Korngrenzen relativ zum Kristallgitter ermitteln.
- 3) Plagioklas ist das in der Erdkruste am weitesten verbreitete Mineral. Er tritt auch in Gesteinen auf, die arm an oder frei von Quarz und Calcit sind (Amphibolite, Gabbros).
- 4) Plagioklas reagiert erst oberhalb ca. 500°C stark plastisch (VOLL, 1976, 1980; WHITE et al., 1980; OHLSSEN & KOHLSTEDT, 1985), also in einem deutlich höheren Temperaturbereich als Quarz und Calcit, während er unter Bedingungen der Grünschieferfazies weitgehend spröde bleibt. Er ist also gegenüber späten, tieftemperierten Deformationsereignissen resistent. Damit können die Gitterverbiegungen und Gitterrotationen, die früh und hochtemperiert dem Plagioklas aufgezwungen werden, spätere Deformationen überleben und von den frühen Ereignissen Zeugnis ablegen. Untersuchungen über Plagioklas-

deformationen sind damit potentiell dafür geeignet, die frühe Deformationsgeschichte eines Gesteins bzw. einer Region zu erhellen.

Die Kristallographie des Plagioklases ist weitgehend bekannt. Es gibt Untersuchungen über Ordnungszustände, submikroskopische Entmischungen, Domänenstrukturen etc. (siehe z. B. RIBBE, 1975; TRÖGER, 1969; VOLL, 1968). Mit der Federow-Methode (EMMONS, 1943; REINHARD, 1931; SARANTSCHINA, 1963) und den in Diagrammen dargestellten Beziehungen zwischen Kristallographie, Optik und Chemismus (BURRI, et al., 1967) steht eine schlagkräftige Meßmethode zur Verfügung. Zudem besteht prinzipiell die Möglichkeit, den Plagioklas röntgenographisch mit dem Texturgoniometer (siehe BRADSHAW & PHILLIPS, 1970) oder mit dem Röntgen-Universaldrehtisch (PAULITSCH, 1963b) und mit einem Neutronen-Diffraktometer (BUNGE et al., 1982) zu erfassen. Trotz alledem sind bis heute Untersuchungen über das Deformations- und Regelungsverhalten von Plagioklasen selten geblieben. Noch am häufigsten sind elektronenmikroskopische Untersuchungen an experimentell und an natürlich deformierten Einzelkristallen und Kristallaggregaten, die u. a. einige Informationen über Gleitsysteme und die Beziehung zwischen Deformationstexturen im submikroskopischen und im mikroskopischen Bereich erbracht haben (BORG & HEARD, 1969, 1970; CARTER, 1971, 1976; FITZGERALD et al., 1983; LORIMER et al., 1974; MARSHALL & MCLAREN, 1977a, b; MARSHALL, VERNON & HOBBS, 1976; OLSEN & KOHLSTEDT, 1981, 1984, 1985; BORGES & WHITE, 1980; SCHEDL, KRONENBERG & TULLIS, 1986; TULLIS & YUND, 1985; WHITE, 1975). Rekrystallisationsprozesse im Plagioklas sind von VOLL (1968, 1976, 1980) und von AUFFRAY et al. (1983), BROWN et al. (1980), BORGES & WHITE (1980), FITZGERALD et al., (1983), HAMMER (1982), MARSHALL & WILSON (1976), VERNON (1975), WHITE (1975) studiert worden.

Vorzugsregelungen von Plagioklas sind – im Gegensatz zu Quarz, Calcit oder auch Olivin – selten gemessen worden. SANDER (1950) z. B. gibt 5 Regelungsdiagramme des Plagioklases an, gegenüber 86 und 47 Diagrammen für Quarz und Calcit. In den meisten Arbeiten sind entweder die Orientierungen der Indikatrixachsen mit dem Universaldrehtisch (U-Tisch) bestimmt worden (CRAMPTON, 1957; OLSEN & KOHLSTEDT, 1985; JENSEN & STARKEY, 1985; SHELLEY, 1977, 1979; SEIFERT, 1969; SEIFERT & VERPLOEG, 1977; VAN ZUUREN, 1969), oder aber die Verwachsungsebene von Albit-Zwillingen (MOORE, 1973; SCHMIDT, 1952). Nur selten werden die Orientierungen anderer kristallographischer Ebenen oder Richtungen, z. B. der *a*-Richtung (KAY, 1962; KRUHL, 1984a, 1986a, 1987a; ROUSELL, 1981; SUWA, 1979; SUWA et al., 1968, 1972; WENK, 1937), der *a*-Richtung (SUWA, 1979; SUWA et al., 1968) oder z. B. der (111)-Ebene (JENSEN & STARKEY, 1985; KRUHL, 1987a; WENK et al., 1986) angegeben.

In Lehrbüchern über Gesteinsdeformation und Gefügeregelungen wird zwar das Orientierungsverhalten von Metallen, Salzen, Karbonaten, Quarz, Olivin, Pyroxenen und Schichtsilikaten abgehandelt (WENK, 1985b), jedoch das von Feldspäten entweder gar nicht oder nur sehr kurz (NICOLAS & POIRIER, 1976). VERNON (1976) und besonders GANDAIS & WILLAIME (1984) geben noch den ausführlichsten Überblick über das, was zur Zeit über das Deformationsverhalten von Plagioklas (und Alkali-Feldspat) bekannt ist.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit sollen einige Aspekte behandelt werden, die für die Vermessung von Plagioklasgitterregelungen, vor allem aber für deren Interpretation Bedeutung besitzen. Dabei geht es

- 1) um Verfälschungseffekte, die bei Orientierungsmessungen mit dem Universaldrehtisch und ihrer Darstellung auftreten, und ihre Korrektur; um die Unterstützung, die Rechenprogramme der Auswertung von Plagioklas-U-Tisch-Messungen bieten;
- 2) um die Ausbildung von Deformationstexturen und ihre kristallographische Orientierung;
- 3) um die Rotation von Subkörnern, Rekrystallisat und lokal an starren Blasten und Scherzonen deformierten Kristallbereichen;
- 4) um Hinweise auf mögliche Gleitsysteme im Plagioklas, die sich aus der kristallographischen Orientierung der Texturen und der Rotation einzelner Kristallbereiche bei lokaler Deformation gewinnen lassen;
- 5) um die Zuordnung der Deformationstexturen zur Deformationstemperatur und zur chemischen Zusammensetzung des Plagioklases.

Im Anschluß daran werden Plagioklasregelungen aus Proben unterschiedlicher Deformationsgeschichte und Zusammensetzung dargestellt, und es wird versucht, diese Regelungen als Ergebnis verschiedener Gleitsysteme zu erklären bzw. aus diesen Regelungen Hinweise auf mögliche Gleitsysteme zu erhalten. Zum Schluß soll der Nutzen von Plagioklasregelungen für die Interpretation regionaltektonischer Vorgänge diskutiert werden.

2. Vermessung und Darstellung der Plagioklas-Gitterorientierung

2.1. Meßmethodik

Die kristallographische Orientierung eines Minerals in einem Gestein läßt sich auf verschiedene Weisen bestimmen: Mit Hilfe von optischen Methoden oder Diffraktionsmethoden. Bei WENK (1985a) wird ein Überblick über die verschiedenen Möglichkeiten, Gitterorientierungen zu vermessen, gegeben. Deshalb sollen hier nur kurz die einzelnen Methoden daraufhin betrachtet werden, ob und in welcher Weise sie zur Vermessung von Plagioklas brauchbar sind.

Texturgoniometer

Mit dem Texturgoniometer lassen sich prinzipiell die Orientierungen von diversen kristallographischen Ebenen eines Minerals und daraus die Häufigkeitsverteilungen dieser Ebenen errechnen. Polfiguren bzw. inverse Polfiguren (BAKER et al., 1969; SCHMID et al., 1981b; CASEY, 1981; u. a.) und Orientierungsverteilungsfunktionen (ODF) (BUNGE, 1969; BUNGE & WENK, 1977; RIECKELS & BAKER, 1977; BOUCHEZ et al., 1979; SCHMID et al., 1981a) können bestimmt werden. Beim Plagioklas ließe sich die Orientierung des Gitters direkt ermitteln, ohne daß (wie bei optischen Methoden) Mehrdeutigkeiten auftreten oder zusätzlich die Indikatrix vermessen werden oder der An-Gehalt beachtet werden muß. Allerdings existieren bisher keine Studien über den Plagioklas. Vielleicht deshalb, weil den Vorzügen des Texturgoniometers auch etliche Nachteile gegenüberstehen:

- 1) Bei polymineralischen Gesteinen überlagern oft die Reflexe anderer Minerale die des Plagioklases und erschweren zumindest die Messung (auch wenn eine Separierung störender Minerale bedingt möglich ist [KERRICH & STARKEY, 1979]).
- 2) Man kann immer nur statistisch messen, also nie die Orientierung einzelner Kristalle und ihrer Grenzflächen und Deformationstexturen erfassen.
- 3) Damit ist eine Differenzierung z. B. zwischen Alt- und Rekristallisationskörnern oder auch eine Achsenverteilungsanalyse (AVA) nicht möglich.

Röntgen-Universaldrehtisch

Ein Röntgen-Universaldrehtisch ist entwickelt worden (PAULITSCH, 1963a, b). Meines Wissens sind aber mit diesem Gerät keine Untersuchungen am Plagioklas durchgeführt worden.

Neutronendiffraktometer

Die Neutronenbeugung ist in jüngster Zeit auch dazu verwendet worden, um Plagioklas-Gitterregelungen zu messen. Sie ist besonders für grobkörnige Gesteine geeignet und besitzt gegenüber dem Röntgen-Texturgoniometer den Vorteil, daß die Auflösung einzelner Peaks besser ist (genaue Beschreibung bei WENK [1985a] und WENK et al. [1984]). Ansonsten sind die Nachteile gegenüber dem U-Tisch dieselben wie die des Texturgoniometers. WENK et al. (1986) geben für eine Anorthosit-Probe Polfiguren diverser Plagioklasflächen an, die mit Neutronenbeugung gemessen worden sind.

Gefüge-Kamera

Die photometrische Methode, die auf der Beziehung zwischen Lichtintensität eines Kristalls im Mikroskop und seiner optischen Orientierung beruht, ist von PRICE (1973, 1980) entwickelt worden. Eine Gerätebeschreibung geben WILLIAMS et al. (1980). Die Methode gibt z. B. für Quarz-c-Achsen eine sehr gute Übereinstimmung zu U-Tisch-Werten (PRICE, 1980). Sie ist aller-

dings im Augenblick nur für farblose einachsige Minerale verwendbar (WENK, 1985a), deshalb also für Plagioklas nicht brauchbar.

Universaldrehtisch

Dieses „altmodische“ Gerät, bei dem im Dünnschliff Korn für Korn vermessen wird, ist nach wie vor das geeignetste Instrument, um die Orientierung des Plagioklasgitters zu bestimmen. Das Meßverfahren ist vielfach beschrieben worden (z. B. EMMONS, 1943; REINHARD, 1931; SARANTSCHINA, 1963; WENK, 1985a). Die Beziehungen zwischen optischen und kristallographischen Richtungen (Abb. 1), die beim Plagioklas vor allem von der chemischen Zusammensetzung, also im wesentlichen vom Anorthit-Gehalt abhängen, sind von BURRI et al. (1976) in Diagrammen dargestellt worden. Mit Hilfe dieser Diagramme wird zuerst der An-Gehalt und dann die Orientierung verschiedener kristallographischer Richtungen bestimmt.

Die Vorteile des U-Tisches sind:

- 1) Es sind alle anisotropen, im Dünnschliff lichtdurchlässigen Minerale meßbar.
- 2) „Man sieht, was man mißt“. Das heißt, es können AVAs erstellt werden und die Orientierung von Mikrogefügen (Grenzflächen, Deformationslamellen etc.) relativ zum Kristallgitter lassen sich erfassen. Außerdem kann zwischen verschiedenen Korngenerationen („Altkörnern“, Rekristallisaten) unterschieden werden.

Beim Plagioklas stehen dem aber auch Nachteile gegenüber:

- 1) Bei bestimmten chemischen Zusammensetzungen lassen sich nicht alle kristallographischen Richtungen eindeutig bestimmen, vor allem nicht bei einem niedrigen An-Gehalt (siehe KRUHL, 1987b).
- 2) Der Zeitaufwand ist sehr hoch. Wenn für statistische Analysen in jeweils drei senkrecht aufeinander stehenden Dünnschliffen (siehe weiter unten) insge-

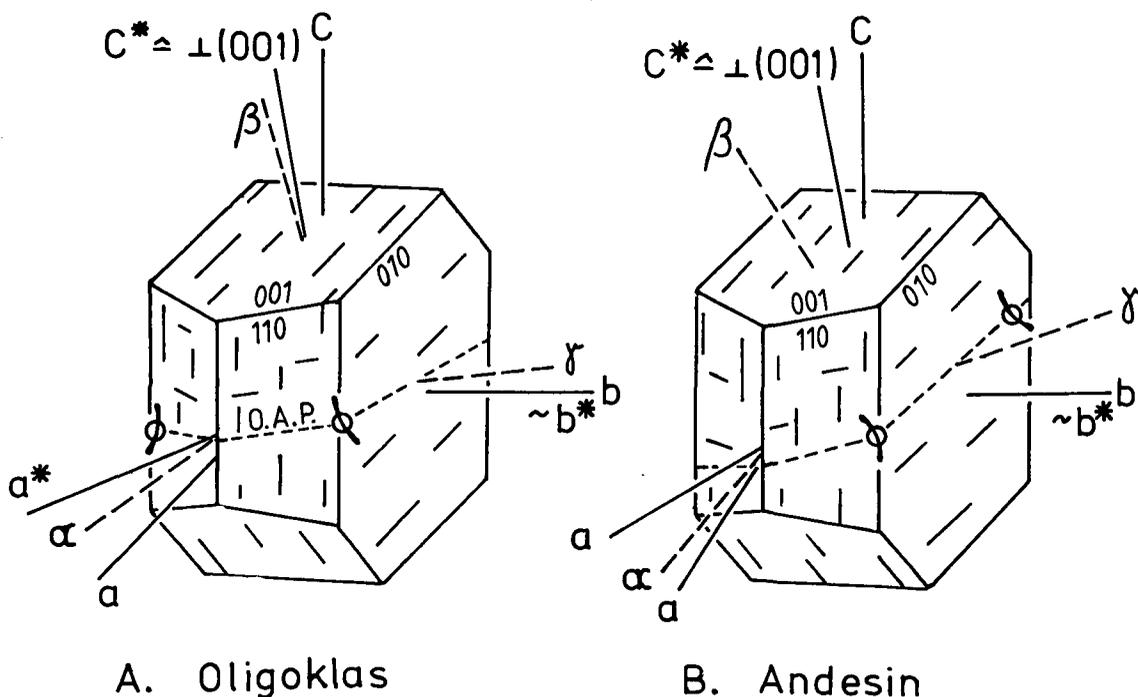


Abb. 1: Beziehung zwischen Indikatrixachsen (α, β, γ) und den Hauptachsen des direkten (a, b, c) und des reziproken Gitters (a^*, b^*, c^*). Generell nehmen mit steigendem An-Gehalt die Winkel zwischen den Achsen der Indikatrix und des Gitters zu.

samt z. B. 200–250 Körner (jeweils zwei Indikatricesachsen und eine Spaltfläche bzw. Zwillingssebene) vermessen werden, ergibt sich auch bei einer anschließenden Auswertung mit Rechenprogrammen ein Zeitaufwand von mindestens 20 Stunden für die Bearbeitung einer Probe. Bei ausschließlich manueller Auswertung wird der Zeitaufwand so hoch, daß eine solche Auswertung nicht mehr praktikabel ist. Im Gegensatz dazu dürfte die Bearbeitungszeit für eine Probe bei einem U-Tisch mit automatischer Datenspeicherung auf gut ein Drittel heruntergedrückt werden.

Vermutlich wegen dieses hohen Zeitaufwandes sind bisher nur in wenigen Fällen Plagioklas-Gitterregelungen vermessen worden, eher schon Indikatricesregelungen, deren Vermessung deutlich weniger Zeit erfordert. Allerdings bieten Indikatricesregelungen nicht die Informationen von Gitterregelungen, da generell beim Plagioklas die Indikatricesachsen keine kristallographischen Hauptrichtungen darstellen. Vor allem bei einem höheren An-Gehalt weichen Indikatricesregelungen signifikant von den Gitterregelungen ab (Abb. 1B).

Eine erste systematische Studie zur Vermessung von Plagioklas-Gitterregelungen mit dem U-Tisch ist von HOFMANN (1968) durchgeführt worden. Ein Rechenprogramm, mit dem die Gitterorientierung auf der Grundlage der von BURRI et al. (1967) präsentierten Diagramme bestimmt und „normale“ und inverse Polfiguren erstellt werden, wird von KRUHL (1987b) beschrieben.

Sämtliche für diese Arbeit erstellten kristallographischen Orientierungen des Plagioklases sind mit einem vierachsigen U-Tisch gemessen und nach der Methode von BURRI et al. (1967) mit Hilfe von Rechenprogrammen ausgewertet worden. Bei der Bestimmung sowohl einzelner optischer und kristallographischer Richtungen als auch bei der Erstellung statistischer Regelungen treten aufgrund der Meßmethode verschiedene Verfälschungseffekte auf. Ihre Auswirkungen und die Korrekturmöglichkeiten sollen im folgenden kurz diskutiert werden.

① Effekt des eingeschränkten U-Tisch-Kippwinkels

Da eine Spaltfläche oder Zwillingssebene, die mit weniger als ca. 45° gegen die Schliiff-Fläche geneigt ist, mit dem U-Tisch nicht mehr vermessen werden kann, andererseits aber zwingend eine solche Fläche vermessen werden muß, um den An-Gehalt und nachfolgend die Orientierung eines Plagioklaskornes bestimmen zu können, werden bei der U-Tisch-Messung bevorzugt Körner mit stark gegen den Schliiff geneigten Spalt- bzw. Zwillingsflächen erfaßt. Offensichtlich gibt es dabei einen Übergangsbereich von ca. 50–35° Neigung gegen die Schliiff-Fläche, in dem kontinuierlich immer weniger Körner vermeßbar sind.

Dieser Effekt kann im wesentlichen dadurch ausgeschaltet werden, daß Messungen aus drei senkrecht aufeinander stehenden Schliiffen in einem Sammeldiagramm dargestellt werden (siehe u. a. BRAUN, 1970; KRUHL, 1987a).

② Effekt der Vorzugsregelung

Dieser Effekt tritt im Gegensatz zu der unter ① beschriebenen Selektion nur auf, wenn im Gestein eine Vorzugsregelung vorhanden ist. Der eingeschränkte U-Tisch-Kippwinkel bewirkt dann zusätz-

lich, daß in jedem Dünnschliff unterschiedlich viele Plagioklaskörner meßbar sind.

Dieser Effekt wird dadurch ausgeschaltet, daß in jedem Schliff nicht eine bestimmte Anzahl an Plagioklaskörnern sondern alle innerhalb einer bestimmten Fläche auftretenden Körner vermessen werden.

③ Schnitteffekt

Dieser wohlbekannteste Effekt entsteht, wenn Körner vermessen werden, die

- stark von einer isometrischen Gestalt abweichen,
- gestaltgeregelt sind, so daß sie in einem Schnitt deutlich kleiner oder größer sind als in den anderen Schnitten,
- deren optische und/oder kristallographische Orientierung stets in gleicher Beziehung zur Gestalt steht.

SANDER et al. (1954) geben eine allgemeine Korrekturformel für diesen Schnitteffekt an. Die Abweichung der gemessenen von der wahren Regelung steigt mit steigendem Verhältnis der langen zur kurzen Kornachse in einem Schliff und mit steigendem Kippwinkel des U-Tisches. Hinzu kommt, daß die beim Plagioklas zu vermessenden Spaltflächen selbst als Körper mit einem kleinsten Durchmesser = 0 aufgefaßt werden können und ebenfalls dem Schnitteffekt unterliegen. Diese Situation wird von BRAUN (1970) für Calcit-Spaltflächen und -Zwillingslamellen diskutiert. Dieser Effekt käme beim Plagioklas allerdings nur zum Tragen, wenn die Anzahl der meßbaren Spaltflächen pro Korn z. B. nur eins oder zwei betrüge.

Aus der von SANDER et al. (1954) gegebenen allgemeinen Beziehung läßt sich für flächige Gefügeelemente $W = D/\cos(m)$ ableiten (BRAUN, 1970). Dabei ist D die gemessene und W die wahrscheinliche Belegungsdichte und m der Kippwinkel des U-Tisches. Zumindest bei quantitativen Untersuchungen sollte der Schnitteffekt korrigiert werden.

④ Effekt durch die Überlagerung von Teildiagrammen

Dieser Effekt wird ausführlich von BRAUN (1970) diskutiert. Stellt man die Messungen aus drei aufeinander senkrechten Dünnschliffen in einem Sammeldiagramm dar, so überlappen sich die Teilbereiche unterschiedlich stark. Das sollte für genauere Untersuchungen korrigiert werden. Da aber dieser Effekt und der Schnitteffekt in gleichen Bereichen eines Sammeldiagramms offensichtlich gegeneinander wirken, sollte man beide Effekte korrigieren oder aber keinen (vgl. BRAUN, 1970).

⑤ Effekt der Lichtbrechung

Da zwischen der Lichtbrechung der beim U-Tisch verwendeten Kugelsegmente und der Lichtbrechung des zu vermessenden Minerals meist eine Differenz besteht, weicht die gemessene Inklination einer optischen Richtung mehr oder weniger von der wahren Inklination ab. Diese Abweichung kann bei Mineralen mit hoher Doppelbrechung besonders deutlich sein. Korrekturen können durch Verwendung eines entsprechend korrigierten Schmidtschen Netzes (SANDER, 1930, S. 123; 1950, S. 23) oder rechnerisch (BRAUN, 1970) angebracht werden. Da bei Plagioklasen unterschiedlicher Zusammensetzung weder die Doppelbrechung noch die Differenz der Lichtbrechung zu den gebräuchlichen Kugelsegmen-

ten besonders hoch wird, können eventuell auftretende Verfälschungen der Inklination vernachlässigt werden.

Da beim Plagioklas optische und kristallographische Hauptrichtungen nur für Oligoklas annähernd übereinstimmen (Abb. 1), können die optischen Richtungen nur für diesen An-Bereich zur Interpretation solcher Vorgänge herangezogen werden, die das Plagioklasgitter betreffen. Von einigen Proben mit Plagioklasen der Zusammensetzung An_{21-34} werden in dieser Arbeit Indikatrixregelungen dargestellt (Abb. 23), bei denen dieser Gesichtspunkt zu beachten ist.

Es muß in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen werden, daß sich bei bestimmten An-Gehalten mit den von BURRI et al. (1967) gegebenen Diagrammen nicht alle kristallographischen Richtungen eindeutig bestimmen lassen. Vor allem für Oligoklas sind nur (001) und (010) (und auch diese u. U. mit Einschränkungen) und daraus noch die a -Richtung bestimmbar. Genaueres siehe bei KRUHL (1987b). Bei Verzwilligungen lassen sich zusätzlich noch die c - und b -Richtungen ermitteln (SUWA et al., 1968; SUWA et al., 1972).

Die Homogenität der vermessenen Probenbereiche wurde im Dünnschliff mit dem Lambda-Plättchen getestet. Die notwendige Anzahl der Meßwerte hängt generell davon ab, welche Details der Regelungsdiagramme noch interpretiert werden sollen. Bei allen Diagrammen wurde visuell die Stabilisierung der Regelungsmuster bei zunehmender Meßzahl getestet.

2.2. Rechenprogramme

Die manuelle Auswertung von Plagioklas-U-Tisch-Messungen kann von Rechenprogrammen nachvollzogen werden. Die U-Tisch-Messungen erfolgen dabei weiterhin manuell, aber die vermessenen Orientierungen der zwei Indikatrixachsen und der einen kristallographischen Ebene werden auf einen Datenträger gebracht und dann automatisch weiterverarbeitet. Diese Programme sind bereits beschrieben worden (KRUHL, 1987b). Sie berechnen mit Hilfe der vermessenen Indikatrixachsen und der vermessenen kristallographischen Fläche zuerst den An-Gehalt (SARANTSCHINA, 1963; BURRI et al., 1967) und danach weitere kristallographische Flächen oder Richtungen. Ungenaue Messungen werden vom Programm erkannt und auf verschiedene Weisen korrigiert oder eliminiert. Schnittlinien [z. B. zur Bestimmung von a aus (001) und (010)] können berechnet und Rotationen und Filterungen nach diversen Merkmalen können durchgeführt werden. Die statistischen Regelungen von einzelnen kristallographischen Flächen oder Richtungen werden als Häufigkeitsverteilungen in „normalen“ Polfiguren in flächentreuer Projektion (Schmidtsches Netz) dargestellt oder aber in inversen Polfiguren, wie sie auch für Quarz oder Calcit gebräuchlich sind (TULLIS et al., 1973; LISTER, 1974; LISTER et al., 1978; STARKEY, 1979). Für Details sei auf die Beschreibung von BUNGE (1985) verwiesen.

Die für diese Arbeit verwendeten Programme sind in FORTRAN IV geschrieben und werden im „Stapelbetrieb“ verwendet. Ein entsprechendes Programmsystem für den Dialogbetrieb ist in Vorbereitung. Die Rechnungen wurden zuerst am Honeywell Bull-Rechner des Rechenzentrums der Johannes Gutenberg-Universität

Mainz und später am VAX-Rechner des Rechenzentrums der Paris Lodron-Universität Salzburg durchgeführt.

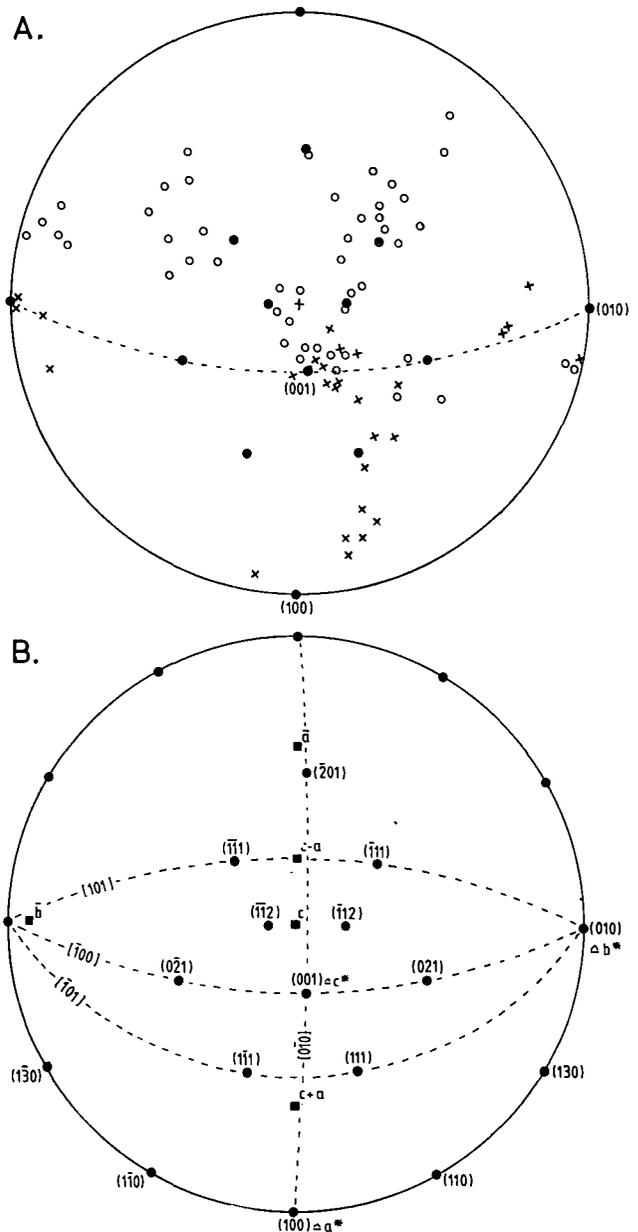


Abb. 2

A) Orientierung intrakristalliner Brüche relativ zum Kristallgitter, entsprechend Diagramm B.

Albitkörner der Probe 2061 (Kreuze) und Labradoritkörner der Probe 2746 (Kreise). 76 Messungen.

B) Stereographische Projektion (Wulff'sches Netz, obere Halbkugel) von wichtigen Flächen, Richtungen und Zonen des Albits (nach BURRI et al., 1967).

3. Zum Deformationsverhalten einzelner Plagioklas-Kristalle

3.1. Deformationstexturen

3.1.1. Intrakristalline Brüche

Das bruchhafte Verhalten von Plagioklas im Streßfeld ist sowohl an experimentell als auch an natürlich deformierten Gesteinen untersucht worden. Daher ist bekannt (BROWN & MACAUDIERE, 1984; DEBAT et al., 1978; SCHEDL et al., 1986), daß intrakristalline Brüche von natürlich deformierten Plagioklasen

- 1) generell zur Kristallographie in Beziehung stehen,
- 2) im wesentlichen parallel zu den Hauptspaltflächen (001) und (010) aber auch (110) und ($\bar{1}\bar{1}0$) liegen, und
- 3) fallweise ungefähr parallel zu anderen Flächen, die ebenfalls nur eine geringe Zahl an Tetraederbindungen enthalten, z. B. (021), ($\bar{1}11$), ($\bar{1}21$).

Auch in experimentell deformiertem Plagioklas verschiedener chemischer Zusammensetzung liegen intrakristalline Brüche oft parallel zu (001) und (010). Jedoch treten auch Bündel von Brüchen im sub-lichtmikroskopischen Bereich auf, die nicht parallel zu niedrig indizierten Flächen liegen (MARSHALL & MCLAREN, 1977b).

Hierzu einige Ergänzungen: Tabelle 1 zeigt, daß bei den grünschieferfaziell stark deformierten Proben, in denen der Plagioklas also im „Sprödbereich“ verformt wurde, intrakristalline Brüche in Abhängigkeit vom Chemismus der Kristalle auftreten. Albit und dann wieder Labradorit bilden bei starker, niedrig temperierter Deformation häufig Brüche aus, während sie bei Kristallen mit Oligoklas/Andesin-Zusammensetzung seltener sind. Albit bildet intrakristalline Brüche aus, die ungefähr parallel zu (001) und (010) liegen (Abb. 2), aber auch in der Zone $[\bar{1}00]$ und zwischen (111) und (100). Demgegenüber zeigt Labradorit zusätzlich Brüche ungefähr parallel zu ($\bar{1}11$), ($\bar{1}\bar{1}1$), ($\bar{1}12$), ($\bar{1}\bar{1}2$) und (201) (Abb. 2A). Insgesamt nehmen diese Brüche stärker gestreute Positionen ein. Interessanterweise zeigen BROWN & MACAUDIERE (1984, Abb. 4b) für Plagioklas ähnlicher Zusammensetzung auch eine ähnliche Orientierung intrakristalliner Brüche, nämlich nahe ($\bar{1}12$) und ($\bar{1}\bar{1}2$) und nahe der Zone [101]. Wie deutlich wirklich der Zusammenhang zwischen An-Gehalt und der Orientierung von intrakristallinen Brüchen ist, könnte allerdings nur mit einer größeren Datenmenge geklärt werden, auch, ob

intermediärer Plagioklas unter gleichen Deformationsbedingungen eine andere Plastizität besitzt.

3.1.2. Deformationslamellen

Ähnlich jenen Deformationslamellen, die beim Quarz ein häufig beobachtetes Phänomen darstellen (MCLAREN et al., 1970 u. a.), treten auch beim Plagioklas planare ca. 1–5 μm weite Texturen auf, und zwar sowohl in experimentell als auch in natürlich deformierten Kristallen (BORG & HEARD, 1969, 1970; MARSHALL & MCLAREN, 1977b u. a.). Sie stellen keine Verzwilligung dar und sind als Bündel von Mikrobrüchen und als mögliche Gleitebenen charakterisiert worden (MARSHALL & MCLAREN, 1977b).

Von den im Rahmen dieser Studie untersuchten Gesteinen sind etliche (ausschließlich oder zumindest spät) unter grünschieferfaziellen Bedingungen intensiv deformiert worden. Der Plagioklas rekristallisierte also nicht oder nur geringfügig in feinsten Kristallen. In einigen dieser Gesteine sind planare Texturen entwickelt (Abb. 8A), die als Deformationslamellen gedeutet werden können. Sie besitzen folgende Charakteristika:

- 1) Sie treten häufig eng geschart und strikt parallel zueinander auf (ca. 5 μm Abstand). Dann sind sie auch meist kristallographisch orientiert.
- 2) Sie können jedoch auch relativ kurz und „unregelmäßig“ sein, nehmen dann eher Positionen im 45°-Winkel zur Hauptdruckrichtung ein.
- 3) Sie treten bevorzugt dort auf, wo starke Scherbewegungen vorhanden waren. Sie sind dann parallel bis subparallel zur Scherebene orientiert.
- 4) Sowohl Albit- als auch Periklin-Druckzwillinge können in Deformationslamellen übergehen. Gehen die Lamellen von einem Periklinzwilling aus, so können sie in eine Lage parallel zu (001) hineinkurven. Ab-

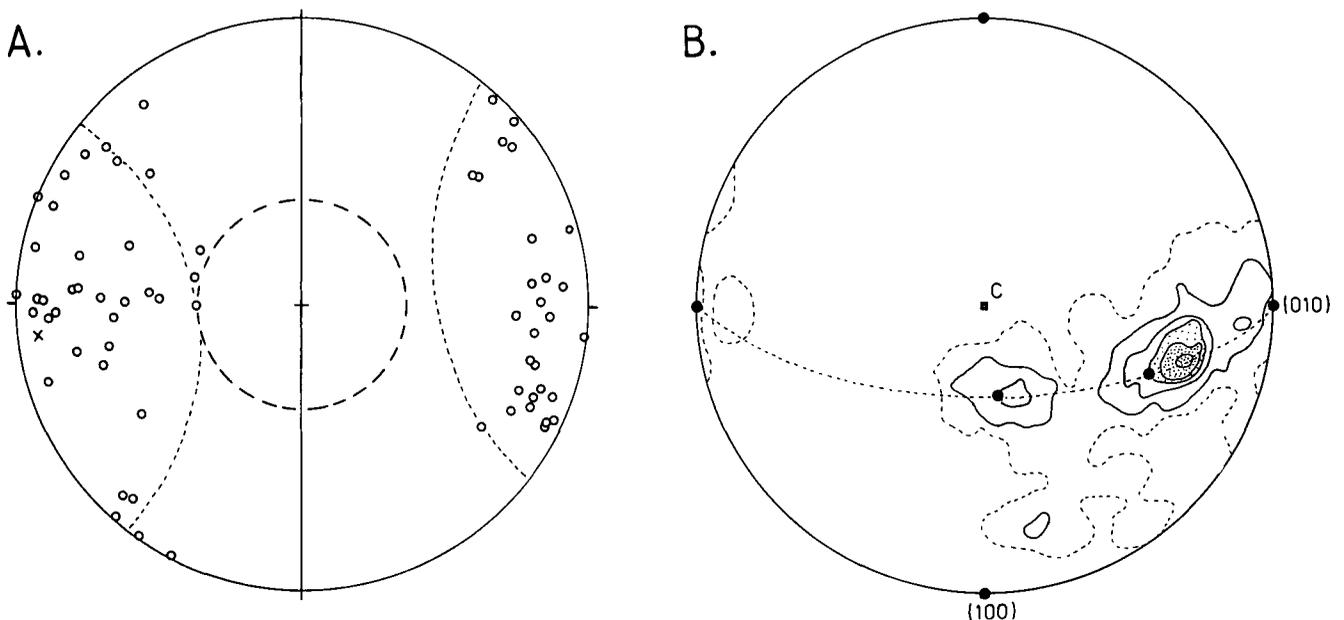


Abb. 3

- A) Orientierung von Deformationslamellen-Polen relativ zum Strain. Die Pole ordnen sich innerhalb eines 45°-Kleinkreises (x = Zentrum) ungefähr um die Plättungsrichtung an.
Durchgezogene Linie = Plättungsebene; lang-gestrichelter Kleinkreis = Bereich, der von U-Tisch-Messungen nicht erfaßt wird. 66 Messungen der Probe 801; Andesin/Labradorit.
- B) Orientierungen der in Diagramm A dargestellten Lamellenpole relativ zum Kristallgitter.
Schmidt'sches Netz, obere Halbkugel, entsprechend Abb. 18D; Auszählfläche 1,0; Konturintervalle 4,8.

Tabelle 1
Petrographie, Metamorphose und Deformationstexturen der untersuchten Proben.

Probe	Lokalität	Gestein (Mineralbestand)	Deformations- temperatur	An- Gehalt	Intra- kristalline Brüche	Knick- bänder	Deformations- Lamellen	Zwillinge	Undu- lation	Sub- körner	Vol-% Rekristallisate (Durchmesser)
Al 198	Alpine 'Wurzelzone'	<u>Gneis/Mylonit</u> 50% Plag, 25% Qz, 17% Erz, 8% Mu, Chl, Klz	? → 480° → ~350°C	0-10	häufig	häufig	---	---	deut- lich	sehr selten	---
2061	Ivrea-Zone Val Loana	<u>Meta-Pegmatit</u> 35% Plag, 20% Kf 35% Qz, 10% Mu	~500° → <300°C	0-10	häufig	häufig	---	---	deut- lich	selten	1 % (5-10 µm)
2767	'K1-Gneis' Felbertal Tauern	<u>Granit.Gneis</u> x 55% Plag, 25% Qz 20% Bi+Mu	~300° → 520°C	0-10	---	selten	---	---	----	selten	10% (~200 µm)
1163	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 25% Plag, 75% gr. Hb, 5% Kpx	>550° → <450°C	20-27	häufig	häufig	--(?)	A, P häufig	sehr stark	häufig	75% (50-300 µm)
2682	Monte-Rosa- Decke, Val d'Ossola	<u>Granit.Gneis</u> 30% Plag, 20% Kf 35% Qz, 15% Bi+Mu	? → 550°C	21-27	---	---	---	(?)	---	sehr selten	80% (100-130 µm)
2818	Monte-Rosa- Decke, Val d'Ossola	<u>Granit.Gneis</u> 30% Plag, 25% Kf 30% Qz, 15% Mu+Bi	? → 550°C (→ <400°C)	24-28	selten	selten	---	A, P selten	lokal deut- lich	---	100% (~200 µm)
1556	Alpine 'Wurzelzone'	<u>Gneis</u> 30% Plag, 40% Kf Finero 20% Qz, 10% Bi+Mu	? → 520°C	24-29	---	---	---	A, P sehr selten	---	---	95% (70-100 µm)
1369	Alpine 'Wurzelzone'	<u>Gneis</u> 25% Plag, 35% Kf Val Loana 30% Qz, 10% Bi	? → 550°C	27-34	---	---	---	(?)	---	---	100% (~130 µm)
706	Alpine 'Wurzelzone'	<u>Gneis</u> 55% Plag, 10% Kf Finero 15% Qz, 20% Bi	? → 560°C	29-34	---	---	---	(?)	---	---	100% (170-200 µm)
2749	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 45% Plag, 5% Opx 20% Kpx, 15% gr. Hb 5% Gran, 5% Klz	>600° → ~450°C	36-42	selten	---	---	A, P häufig	schwach	häufig	90% (50-300 µm)
741	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 25% Plag, 45% Kpx 10% br.+gr. Hb, 5% Erz, 15% Gran/Chl	>600° → ~450°C	37-52	---	selten	---	A, P häufig	schwach	häufig	90% (50-350 µm)
1146	Ivrea-Zone Basite Finero	<u>Meta-Gabbro</u> 35% Plag, 10% Opx 10% Kpx, 5% br. Hb 35% gr. Hb, Gran, Ep	>550° → <450°C	44-48	selten	häufig	häufig	A, P sehr häufig (A-K selten)	sehr stark	selten	60% (30-200 µm)
801	Ivrea-Zone Basite, Val Cannobina	<u>Meta-Gabbro</u> 50% Plag, 20% Kpx 5% Opx, 10% gr. Hb 10% br. Hb, 5% Erz	>500° → <450°C	44-54	selten	selten	häufig	A, P sehr häufig (A-K selten)	sehr stark	selten	10% (5-10 µm)
2843A	Ivrea-Zone Basite, Val Cannobina	<u>Meta-Gabbro</u> 30% Plag, 5% gr. Hb 5% Kpx, 60% br. Hb	~550° → <400°C	44-55	häufig	selten	---	A, P häu- fig, (A-K selten)	stark	selten	70% (10-150 µm)
2842B	Ivrea-Zone Basite, Val Cannobina	<u>Meta-Gabbro</u> 30% Plag, 10% Kpx 55% gr. Hb, 5% Erz	~550° → <450°C	47-54	selten	selten	häufig	A, P häu- fig, (A-K selten)	stark	selten	20% (10-200 µm)
740	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 25% Plag, 40% Kpx 10% br. Hb, 5% gr. Hb 15% Gran, 5% Erz	>600° → ~450°C	48-54	selten	selten	---	A, P häufig	deut- lich	häufig	75% (50-300 µm)
2842C	Ivrea-Zone Basite, Val Cannobina	<u>Meta-Gabbro</u> 30% Plag, 10% Kpx 5% Opx, 45% br. Hb 5% gr. Hb, 5% Erz	~500° → <400°C	48-56	häufig	selten	häufig	A, P sehr häufig (A-K selten)	sehr stark	sehr selten	10% (5-15 µm)
1093	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 65% Plag, 10% br. Hb 10% Gr, 15% Kpx+Opx	>600° → <500°C	48-58	selten	selten	---	A, P häufig	deut- lich	häufig	5% (~100 µm)
2748	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 40% Plag, 30% gr. Hb 20% Kpx, 10% Klz, Gr	>600° → ~400°C	55-60	häufig	häufig	---	A, P häu- fig, (A-K selten)	deut- lich	lokal häufig	60% (50-250 µm)
2746	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Anorthosit</u> 75% Plag, 20% Klz 5% Kpx, Spinell	>600° → ~400°C	62-67	sehr häufig	selten	---	A, P häufig	schwach	---	5% (150-400 µm)
2750B	Ivrea-Zone Finero- Komplex	<u>Meta-Gabbro</u> 70% Plag, 20% Kpx 10% Plag-Kpx-Myrn	>600° → ~400°C	64-70	häufig	lokal häufig	---	A, P häufig	schwach	selten	70% (20-300 µm)

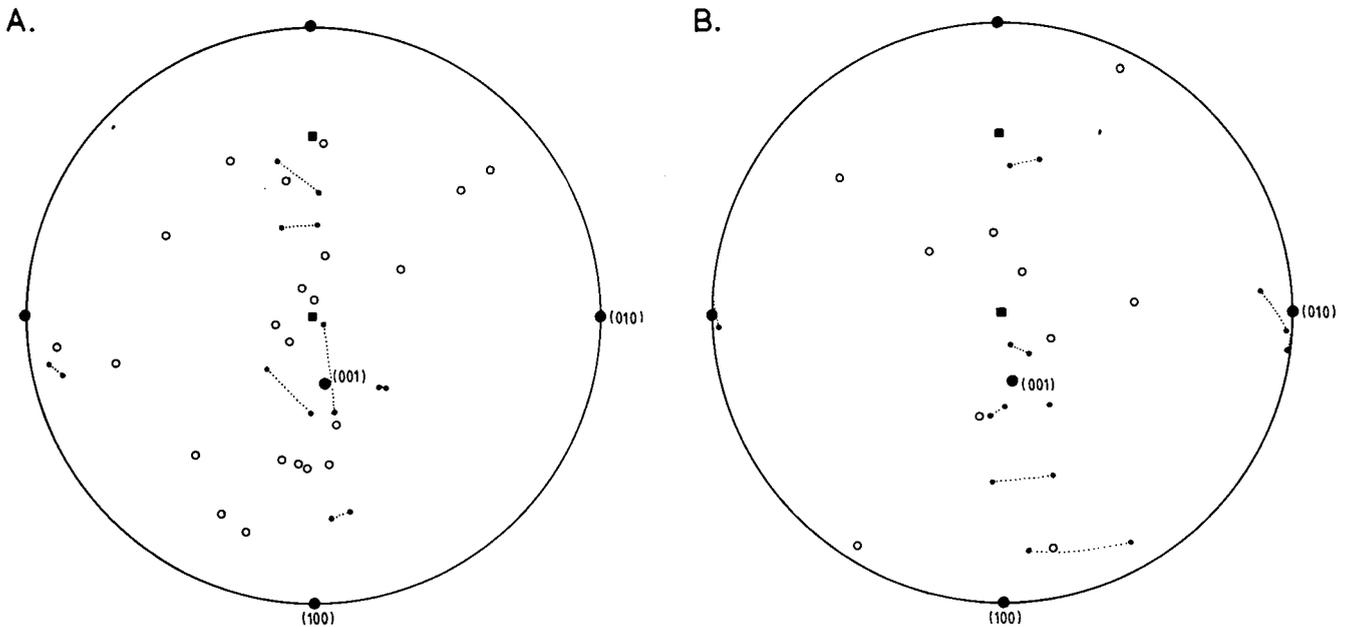


Abb. 4: Orientierungen von Knickbandgrenzen und Drehachsen der Verknickung der Proben 2061 (A) und 1146 (B) relativ zum Kristallgitter. Punkte = Knickbandgrenzen. Jeweils beide Orientierungen relativ zu den beiden benachbarten verknickten Bereichen sind dargestellt und durch punktierte Linien verbunden. Kreise = Drehachsen zwischen zwei benachbarten Bereichen. 22 bzw. 10 Knickbänder. Stereographische Projektion entsprechend Abb. 2B. Verknickung entsprechend Abb. 5B.

gesehen davon vermeiden sie jedoch verzwilligte Kristallbereiche, wie es auch von experimentell deformiertem Plagioklas beschrieben worden ist (BORG & HEARD, 1970). Beides deutet darauf hin, daß Deformation bei vermutlich nur leicht unterschiedlichen Bedingungen entweder Druckverzwilligung oder aber Deformationslamellen (falls z. B. der Kristall für Verzwilligung ungünstig orientiert ist) hervorrufen kann.

- 5) Bei gekrümmtem Gitter behalten die Deformationslamellen ihre kristallographische Orientierung und sind ebenfalls gekrümmt. Es ist unklar, ob sie zusammen mit dem Gitter gekrümmt worden sind oder das bereits verbogene Gitter durchsetzen und dabei streng von der Kristallographie kontrolliert werden.
- 6) In verknickten Bereichen mit Knickbandgrenzen ungefähr parallel (001) und Gleitebenen parallel (010), treten Deformationslamellen parallel zu (010) auf.

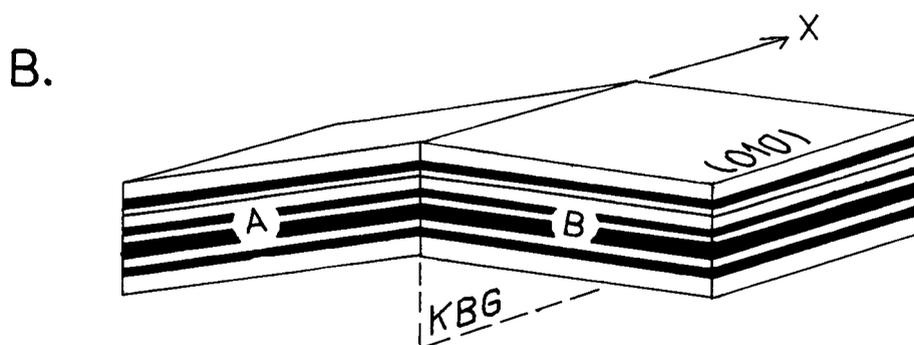
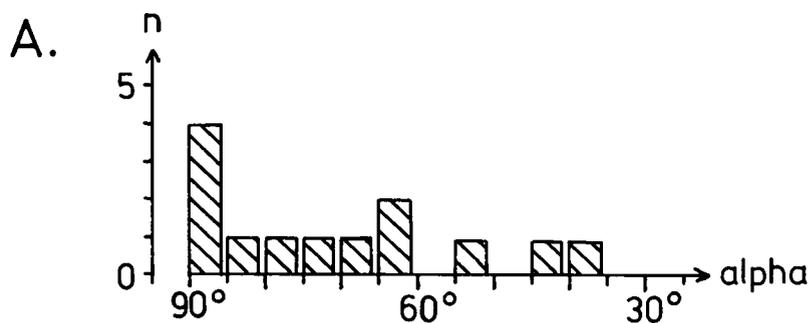


Abb. 5

- A) Winkel zwischen der Drehachse (X) und dem Pol der zugehörigen Knickbandgrenze (KBG). Messungen wie in Abb. 4. Bei $\alpha = 90^\circ$ liegt die Drehachse in der Knickbandgrenze.
- B) Schematische Skizze eines verknickten Plagioklaskorns, mit (010) = Gleitebene, X = Drehachse der Verknickung und KBG = Grenze zwischen den verknickten Bereichen A und B.

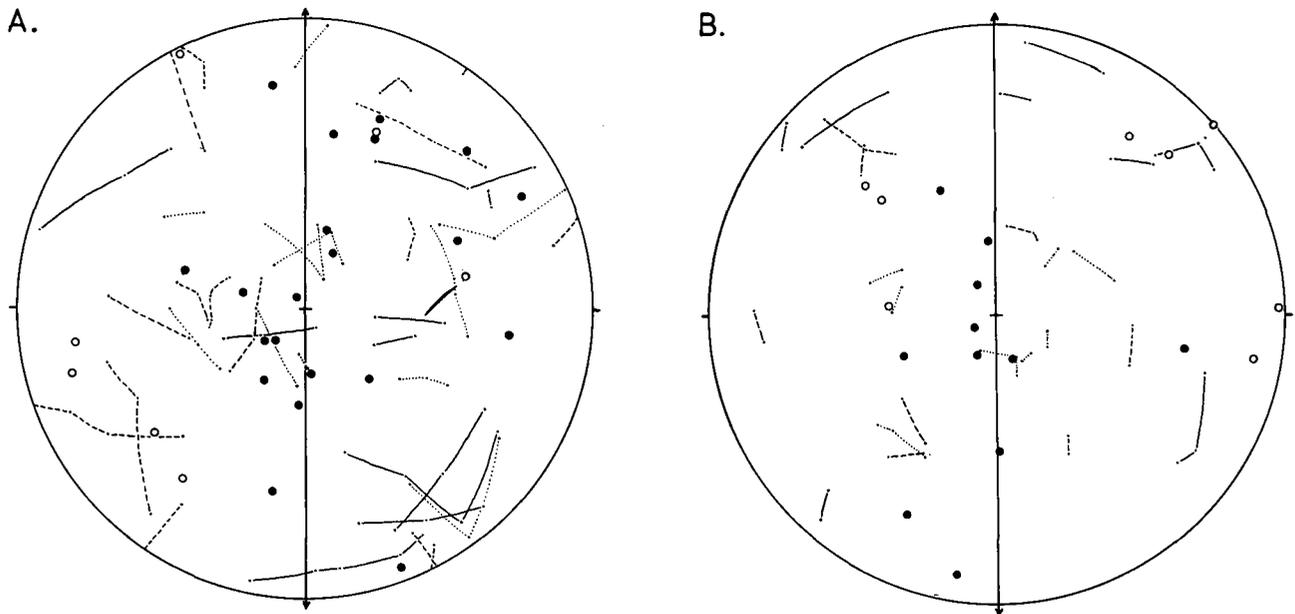


Abb. 6: Orientierungen von Knickbandgrenzen, Drehachsen und kristallographischen Richtungen der verknickten Plagioklaskörner relativ zum Strain. Vertikale Linie = Plättungsebene, mit der Streckungsrichtung = N-S; offene Kreise = Pole der Knickbandgrenzen; geschlossene Kreise = Drehachsen der Verknickung; Punkte, mit durchgezogenen Linien verbunden = (010)-Pole der verknickten Bereiche; Punkte, mit gestrichelten Linien verbunden = (001)-Pole; Punkte, mit punktierten Linien verbunden = α -Richtungen. Messungen wie in Abb. 4, stereographische Projektion. A = Probe 2061; B = Probe 1146.

Wie beim Quarz können also auch beim Plagioklas die Deformationslamellen an eine Gitterverknickung gebunden sein.

Die Deformationslamellen sind zumindest teilweise vom Streßfeld abhängig. Abb. 3A zeigt, daß sich die Lamellenpole innerhalb eines 45°-Kleinkreises ungefähr um die Hauptdruckrichtung anordnen. Daß sie innerhalb dieses Kleinkreises weit streuen (und sich nicht deutlicher im 45°-Winkel zur Hauptdruckrichtung, also einer Position stärkster Scherung anordnen) mag daran liegen, daß die in der Probe lokal auftretenden Scherebenen sehr variabel orientiert sein können. Daß die Lamellen sich annähernd parallel zu diesen Scherebenen ausbilden, kann im Dünnschliff erkannt werden.

Noch deutlicher jedoch als von den Scherebenen werden die Lamellen von der Kristallographie kontrolliert. In Abb. 3B ist für die Pole von 79 Deformationslamellen eine inverse Polfigur dargestellt. Die Pole liegen bevorzugt in der Zone [100] (und zwar im „positiven“ Quadranten), mit zwei Maxima nahe (001) und (021), und einem angedeuteten Maximum nahe (010). Bezeichnenderweise fallen diese Maxima nicht genau mit (001), (021) bzw. (010) zusammen sondern weichen um ca. 5–10° von ihnen ab. Ähnliches ist vom Quarz bekannt, dessen „sub-basal“-Lamellen entsprechende Abweichungen von der Basisfläche des Quarzes zeigen (AVÉ LALLEMENT & CARTER, 1971). Im Gegensatz zu diesen Orientierungen fanden BORG & HEARD (1969, 1970) in experimentell deformiertem Plagioklas (ähnlicher Zusammensetzung) Lamellenpole nahe den Zonen [312] und [110] bzw. im 30°-Radius um [001], und schockinduzierte Lamellen aus meteoritischem Plagioklas nehmen stark variable Positionen ein (STÖFFLER, 1967; CHAO, 1968).

Die Beziehungen der Deformationslamellen zu Verknickungen und zur mechanischen Verzwilligung weisen die Lamellen als Deformationstexturen aus, die auf Gleitprozesse im Gitter zurückgehen. Zudem ist an experimentell erzeugten Lamellen elektronenmikrosko-

pisch nachgewiesen worden, daß sie z. T. Bündel von Mikrobrüchen und planare Anordnungen von Versetzungen darstellen (MARSHALL & MCLAREN, 1977b). Wir können die Deformationslamellen im Plagioklas – äquivalent zu denen im Quarz – als Ergebnis einer vor allem scherenden Verformung auffassen, unter im wesentlichen grünschieferfaziellen Bedingungen, bei denen der Plagioklas nicht mit Rekristallisation (oder auch Polygonisation) auf die Deformation reagieren kann.

Auffallend ist auch, daß nur in Plagioklasen mit einem An-Gehalt von ca. 44–56 % Deformationslamellen auftreten (Tabelle 1), obwohl in anderen Proben Na- oder Ca-reicherer Plagioklas durchaus stark genug deformiert erscheint (z. B. unter Ausbildung von Knickbändern), um die Bildung von Deformationslamellen zu erlauben. Aber auch in experimentell deformiertem Plagioklas sind Deformationslamellen bisher nur bei Kristallen mit einem An-Gehalt zwischen 37 % und 77 % gefunden worden (BORG & HEARD, 1969, 1970).

3.1.3. Knickbänder

Verknickung in Kristallen ist als ein Vorgang definiert, bei dem Gleitung bevorzugt auf nur einer kristallographischen Ebene abläuft und der Kristall in deutlich voneinander abgegrenzte Bänder mit Grenzflächen ungefähr senkrecht zur Gleitebene unterteilt wird (HOBBS et al., 1976). Verknickung ist sowohl von natürlich als auch von experimentell deformiertem Plagioklas unterschiedlicher Zusammensetzung berichtet worden. In den Proben, die im Rahmen dieser Studie untersucht worden sind und bei denen Plagioklas nicht von später Rekristallisation überprägt worden ist, treten Knickbänder häufig auf (Tab. 1). Sie besitzen folgende Eigenschaften (Abb. 8B):

- ① Sie sind häufig an Bereiche mit Zwillinglamellierung gebunden (polysynthetische Albit- aber auch Periklin-Zwillinge).

- 2 Die Kristalle sind meist in zwei oder drei, selten mehr Bereiche verknickt.
- 3 Der Knickwinkel reicht bis gut 25° hinauf.
- 4 Sowohl die Pole der Knickbandgrenzen als auch die Drehachsen der Verknickung liegen überwiegend in oder nahe der (010)-Ebene (Abb. 4).
- 5 Die Drehachsen der Verknickung (Abb. 5A) liegen teils in den Knickbandgrenzen ($\alpha = 90^\circ$) teils aber auch deutlich außerhalb ($\alpha \ll 90^\circ$).

Die generelle Orientierung der Drehachsen in (010) und der Knickbandgrenzen senkrecht zu (010) kann als Indiz dafür gelten, daß während der Verknickung Gleitung bevorzugt auf (010) abgelaufen ist. Genauso können die zu (010) \pm parallelen Knickbandgrenzen und die zu [010] parallelen Drehachsen als Indiz für (001)/b/-Gleitung bzw. Gleitung senkrecht zu [010], möglicherweise auf (001), genommen werden. Dies stimmt mit bisher publizierten Ergebnissen überein, daß nämlich im Zusammenhang mit Verknickung sowohl bei experimentell als auch bei natürlich deformiertem Plagioklas unterschiedlicher Zusammensetzung (010) dominierende Gleitebene ist (BORG & HEARD, 1969, 1970; DEBAT et al., 1978; GOODE, 1978; MARSHALL & MCLAREN, 1977b; SEIFERT, 1965; VERNON, 1975). MARSHALL & MCLAREN geben für experimentell verformten Plagioklas der Zusammensetzung An_{50} (001)/b/-Gleitung bei Verknickung an. Zusätzlich fanden BORG & HEARD für experimentell erzeugte Knickbänder die irrationale N_1 -Schubrichtung der Albit-Verzwilligung als Gleitrichtung.

Die in Abb. 4A und B dargestellten Parameter der Verknickung geben kein so eindeutiges Bild. Unter der Voraussetzung, daß die Gleitrichtung senkrecht auf der Drehachse der Verknickung steht, lassen sich aus Abb. 4A und B die verschiedensten Gleitrichtungen in (010) ableiten, nur selten jedoch N_1 , das ja für An_{44-48} ungefähr parallel zur Normalen auf (001) und für An_{10} nahe [001] liegt. Ein ähnliches Bild ergibt sich, wenn man annimmt, daß die Knickbandgrenzen ungefähr senkrecht zur Gleitrichtung liegen: In einigen Fällen zwar liegt die Drehachse parallel zur Schnittlinie zwischen der angenommenen Gleitebene (010) und der Knickbandgrenze, aber auch dann nehmen die (senkrecht zur Gleitebene vermuteten) Gleitrichtungen auf (010) beliebige Positionen ein. In Abb. 6A und B ist die Kristallographie der verknickten Plagioklase in Bezug auf das Strainsystem der beiden Proben dargestellt. Trotz des vorhandenen Schnitteffektes (die Messungen wurden an zwei Schliffen bzw. einem Schliff vorgenommen) wird deutlich, daß sich die Drehachsen der Verknickung an der mittleren Strainachse Y orientieren. Auch an einzelnen Kristallen läßt sich zeigen, daß die Orientierung der Verknickung von der Deformation mit beeinflußt wird.

Insgesamt scheint ein unterschiedlicher An-Gehalt keinen gravierenden Einfluß auf die Beziehung zwischen Verknickung und Kristallographie zu haben, auch wenn im Dünnschliff bei An-Gehalten ab Andesin aufwärts sich die Grenzen zwischen Knickbändern und Subkörnern verwischen. In jedem Fall halten sich die Knickbandgrenzen enger an die Zone [010] als die Drehachsen. (010) und untergeordnet (001) sind Gleitebenen der Verknickung. Im Gegensatz zu experimentell verformtem Plagioklas nehmen die Gleitrichtungen jedoch sehr variable Orientierungen in diesen Ebenen ein.

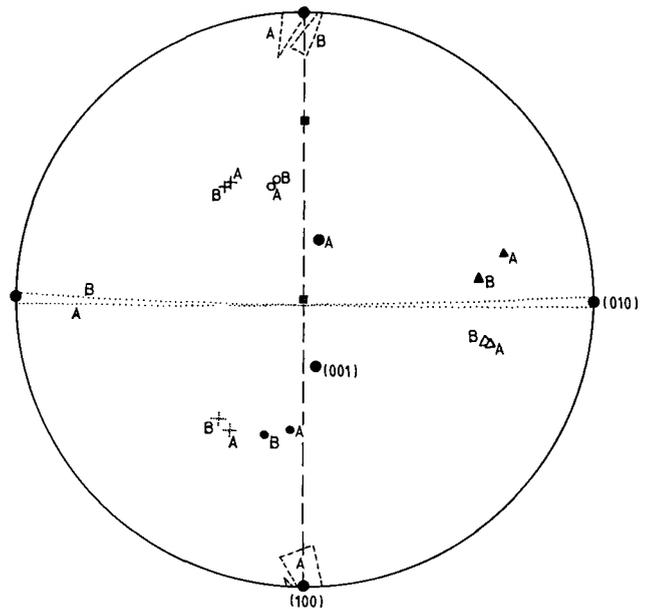


Abb. 7: Kristallographische Orientierung von zwei Albit-Karlsbad-Zwillingen aus der Probe 801. Dabei befindet sich der unverzwilligte Kristallbereich in „normierter“ Position entsprechend Abb. 2B. Punktierte Kreuze, offene Dreiecke und Kreise = β , γ und α der beiden unverzwilligten Kristallbereiche A und B; Kreuze, geschlossene Dreiecke und geschlossene Kreise = β , γ und α der entsprechenden Zwillinge A und B; gestrichelte Linie = Verwachsungsebene (010); punktierte Linien = Zwillingsachsen (100); gestrichelte Dreiecke = Fehlerdreiecke für die Zwillingsachsen (\perp [001] in (010)).

3.1.4. Deformationszwillinge

Deformationszwillinge kommen in metamorphem Plagioklas häufig vor und sind auch experimentell erzeugt worden (z. B. MÜGGE & HEIDE, 1931; BORG & HANDIN, 1966; BORG & HEARD, 1969, 1970; STARKEY & BROWN, 1964). Es wird angenommen, daß die „Leichtigkeit“, mit der ein Deformationszwilling erzeugt werden kann, vor allem mit dem Abstand zwischen dem ursprünglichen Platz eines Atoms und seinem späteren Platz im Zwilling („Schiefe“) zusammenhängt (siehe hierzu BORG & HANDIN, 1966; GAY, 1956; SMITH, 1958). Man geht deshalb davon aus, daß i. w. nur Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz auf mechanische Weise entstehen können (siehe TRÖGER, 1969, 722–724). Kriterien zur Unterscheidung der Deformations- von Wachstumszwillingen sind beschrieben worden (VANCE, 1961; VERNON, 1965; VOGEL & SEIFERT, 1965; BORG & HEARD, 1969; BORG, pers. Mitt. in: SMITH, 1974b, S. 348):

- 1) Vor allem Linsenformen, bzw. im Querschnitt Spindelformen, sind charakteristisch für Deformationszwillinge, sowohl beim Plagioklas als auch bei anderen Mineralen, z.B. beim Calcit (SCHMID, 1982).
- 2) Die Lamellen sind dünn, enggeschart und bedecken unregelmäßig begrenzte Kristallbereiche.
- 3) Die Lamellen sind oft an Zonen erhöhten Strains gebunden. Sie beginnen an Korngrenzen, Einschlüssen, Subkorngrenzen, Knickbandgrenzen oder Brüchen.
- 4) Albit- und Periklin-Deformationszwillinge sollten statistisch in gleicher Anzahl auftreten, da in jeweils einem Korn der Aktivierungsstreß für beide Zwillingsarten annähernd gleich groß ist.
- 5) In einem Gestein sollten Plagioklas-Körner mit mechanischer Verzwilligung eine Vorzugsregelung aufweisen.

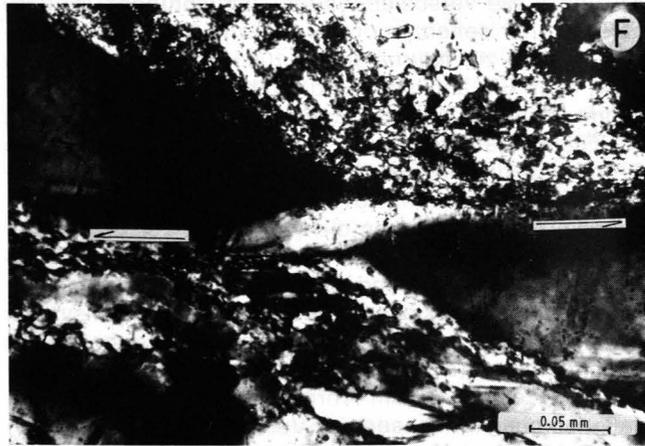
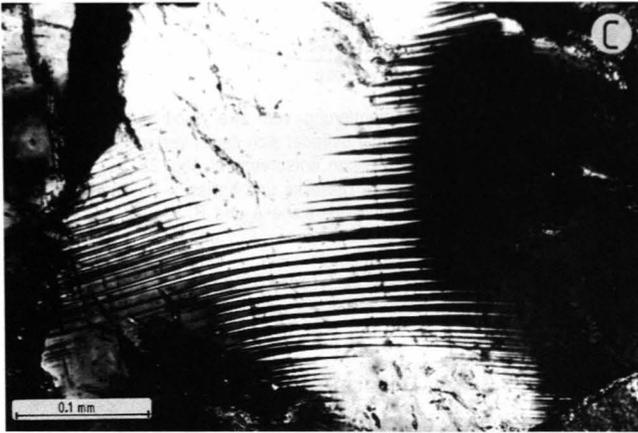
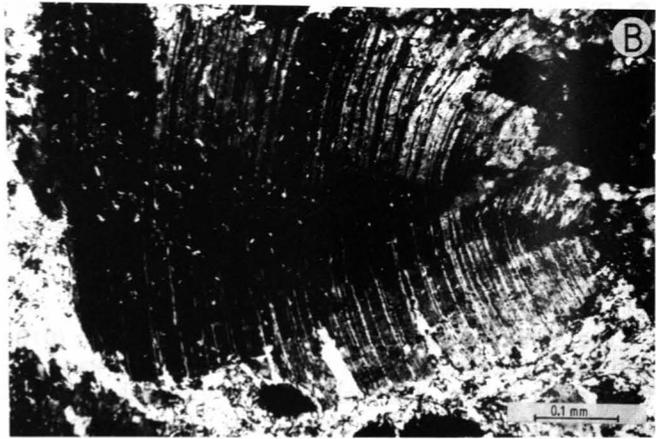
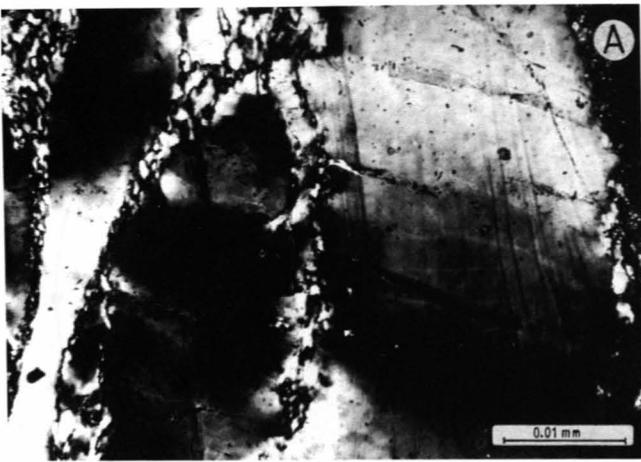


Abb. 8: Deformationstexturen im Plagioklas.

- A) In schmale Deformationsbänder zerlegter Andesine/Labradorit. Die Grenzen zwischen den Bändern sind von feiner Suturierung und Rekristallisation überprägt. Die schmalen dunklen Streifen im rechten Teil des Kristalls stellen straff parallel verlaufende Deformationslamellen dar. Probe 801, \times Nicols.
- B) Verknickter Albit mit (010) als Gleitebene und ca. (001) als Knickbandgrenze. Probe 2061, \times Nicols.
- C) Enge Verzahnung zwischen einem nach dem Albit-Gesetz verzwillingten Bereich (weiß, Bildmitte) und dem „Wirtskristall“. Typische Form mechanischer Zwillinge: im Kornzentrum verdickt, zum Rand hin auskeilend. Andesine/Labradorit-Korn der Probe 801, \times Nicols.
- D) Albit-Karlsbad-Zwillingslamellen (dunkle Lamellen; typische Form mechanischer Zwillinge) in einem Andesine/Labradorit-Korn. Im rechten oberen Bildbereich: Albit-Deformationszwillinge, mit der gleichen Verwachsungsebene wie die Albit-Karlsbad-Lamellen, aber mit anderer kristallographischer und optischer Orientierung. Probe 801, \times Nicols.
- E) Durch lokalen Streß an der Kante eines Granatkristalls verzerrtes Plagioklasgitter. Bereiche gleicher Gitterverdrehung ordnen sich konzentrisch um die Spitze des Granats an. Im rechten oberen Teil des Plagioklasgitterns sind mechanische Zwillinglamellen entwickelt, die aufgrund des schrägen Anschnitts unscharfe Ränder zeigen. Labradoritkristall der Probe 1093, \times Nicols.
- F) An der E-W verlaufenden Scherbahn versetzter Andesine/Labradorit-Kristall. Eng an der Scherbahn ist das Plagioklas-Gitter stark verdreht. Die Pfeile geben den sinistralen Schersinn an. Probe 801, \times Nicols.

SMITH (1974b, S. 346) glaubt, daß Gestalt und Textur mechanischer Zwillinge vom Ordnungsgrad, von der Temperatur, Anwesenheit von OH-Gruppen und von der lokalen Streßverteilung abhängen.

In den untersuchten Proben treten i.w. sowohl Albit- als auch Periklin-Deformationszwillinge häufig auf, und zwar relativ unabhängig von der Plagioklas-Zusammensetzung. Das ist auch von experimentell deformiertem Plagioklas bekannt (BORG & HEARD, 1970). Diese Autoren schließen daraus, daß der für Verzwillingung erforderliche minimale Scherstreß ("critical resolved shear stress") sowohl für das Albit- als auch für das Periklin-gesetz relativ unabhängig von der chemischen Zusammensetzung des Plagioklases ist. Eine Ausnahme bildet der Albit. Die in den albithaltigen Proben auftretenden Zwillinge sind zwar auch dünn und enggeschart, aber alle anderen Druckzwillinge-Charakteristika fehlen. Sie werden deshalb als Wachstumszwillinge gedeutet. Es wird angenommen, daß der Albit zur Zeit der Deformation unter Bedingungen der mittleren bis höheren Grünschieferfazies weitgehend geordnet war. Und in geordnetem Albit ist mechanische Verzwillingung nicht möglich, da hierbei eine völlig andere Kristallstruktur erzeugt werden müßte (LAVES, 1952a,b; STARKEY, 1963, 1967).

Vielfältige Zwillingstexturen kommen vor allem in den Meta-Gabbro-Proben mit intermediärem Plagioklas vor, die unter Bedingungen der unteren Amphibolit- bis mittleren Grünschieferfazies sehr kräftig deformiert worden sind. Neben den oben genannten typischen Erscheinungsformen von Deformationszwillingen treten zusätzlich noch folgende Texturen auf:

- 1) Es gibt Übergänge von Albit- und Periklinlamellen zu schmalen Knickbändern, d.h. ein Knickband geht an einem Ende in eine Zwillinge-, "Verzahnung" über.
- 2) Zahlreiche Zwillinglamellen können sich entlang einer Zone vereinen und einen großen Zwillingbereich bilden. Oft sind Körner entlang einer verzahnten Naht in zwei gleich große Zwillingshälften unterteilt (Abb. 8C).
- 3) In einem grob verzwillingten Bereich können wiederum feine Druckzwillinge auftreten. Sie stellen eine zweite Zwillingsgeneration dar, besitzen die gleiche Orientierung wie der unverzwillingte Bereich („Rückverzwillingung“).
- 4) Die „Verzahnungsnah“ zwischen zwei großen Zwillingbereichen kann kontinuierlich in eine Knickbandgrenze übergehen.
- 5) Schmale, auskeilende Deformationszwillinge können auch in Deformationslamellen übergehen (siehe Kapitel 3.1.2.).
- 6) Neben Zwillingen nach dem Albit- und Periklingesetz kommen Zwillinge nach dem Albit-Karlsbad-Gesetz vor, die ebenfalls als Deformationszwillinge gedeutet werden können.

Die Optik und Kristallographie dieser zusammen mit Albit- und Periklinzwillingen auftretenden Lamellen ist in zwei Beispielen in Abb. 7 dargestellt. Auch wenn die relativ schmalen Zwillinge nicht ganz exakt vermessen werden können, ist doch die Richtung $\perp[001]$ in (010) als Zwillingachse deutlich. Zusammen mit (010) als Verwachsungsebene ergibt sich als Verzwillingung das Albit-Karlsbad-Gesetz (= Roc Tourné-Gesetz nach BURRI et al.; eine kritische Diskussion dieses Namens gibt SMITH, 1974b, S. 327ff.). Dieses Komplexgesetz soll in Metamorphiten nicht auftreten (siehe TRÖGER,

1969), kommt aber in Vulkaniten und Plutoniten häufig vor (GORAI, 1951). Von Eukrit-Fragmenten aus Meteoriten beschreiben SUWA & YAGI (1979) Albit-Karlsbad-Zwillinge mit bis zu 60 % Häufigkeit (gegenüber anderen Gesetzen).

Die in den Proben 1146, 801, 2843A, 2842B, 2842C und 2748 auftretenden Albit-Karlsbad-Zwillinge lassen sich wie folgt charakterisieren:

- 1) Sie treten als spindelförmige, bis zu 30 μm breite Lamellen (häufig drei oder vier parallel zueinander) auf. Das Längen-Breiten-Verhältnis ist ca. 10 : 1. Die Spindeln liegen im Korninneren und keilen zum Rand hin aus (Abb. 8D).

Das Auskeilen von Zwillinglamellen an Kornrändern deutet darauf hin, daß der Kristall in seinem Kern besser mit Verzwillingung auf den Streß reagieren kann als am Rande. Dort überwiegen Gleitmechanismen, die bei niedrigen Temperaturen relativ schwerer aktiviert werden können (SCHMID, 1982; TURNER et al., 1954). Nach ihrer Orientierung im Kristall und ihrer Gestalt müssen die Albit-Karlsbad-Zwillinge als Druckzwillinge interpretiert werden. Das Gleitsystem, das sich aus der Zwillingssymmetrie [Verwachsungsebene = (010); Zwillingsebene = (100); Zwillingachse = $\perp[001]/(010)$] ableiten läßt, besteht aus der Gleitebene (010) und der Gleitrichtung [001]. Es ist jedoch fraglich, ob eine solche Zwillinggleitung wirklich stattfinden kann, bei der zwar die Zwillingachse rotational ist (wie beim Albit-Zwilling), aber bei der sich der Zwilling gegenüber dem Wirtskristall um eine Achse nicht parallel (wie beim Albit- und Periklingesetz) sondern senkrecht zur Verwachsungsebene verdreht. Hinzu kommt, daß die „Schiefe“ der Verzwillingung (siehe hierzu BORG & HANDIN, 1966) mit 26° relativ hoch liegt. Im Vergleich dazu zeigen sowohl Albit- als auch Periklinzwillinge eine „Schiefe“ von ca. 4°, die sich auch mit der chemischen Zusammensetzung und dem Ordnungsgrad nicht merklich ändert (DONNAY, 1943; GAY, 1956; SMITH, 1958). BORG & HANDIN (1966) und SMITH (1974b, S. 345) nehmen an, daß deshalb lediglich Albit- und Periklinzwillinge durch Deformation gebildet werden können. Offen bleibt, ob ein Albit-Karlsbad-Zwilling sich auf mechanische Weise vielleicht bei erhöhten Temperaturen bilden kann. Immerhin dürften alle Proben mit dieser Verzwillingung eine frühe Deformation unter Bedingungen der oberen Amphibolitfazies erlitten haben. In jedem Fall ist jedoch auf Grund der Zwillingausbildung klar, daß es sich bei den Zwillingen nicht um das Ergebnis von zwei einzelnen, miteinander kombinierten Albit-Karlsbad-Verzwillingungen handelt, wie es z. B. SMITH (1974b, S. 326) aus den von GORAI (1951) beschriebenen gleichen Häufigkeiten von Albit-Karlsbad- als auch Albit- und Karlsbad-Zwillingen in plutonischen Gesteinen folgert.

- 2) In 11 von ca. 200 Kristallen mit einer zur Erkennung von Albit-Karlsbad-Zwillingen geeigneten Orientierung in Probe 801 konnte diese Verzwillingung identifiziert werden. Stets waren die unter 1) beschriebenen Charakteristika vorhanden.
- 3) Die Albit-Karlsbad-Zwillinge sind älter als die Albit- (und vermutlich auch als die Periklin-) Zwillinge, denn:
 - a) Dort, wo die Grenze eines linsigen Albit-Karlsbad-Zwilling leicht schräg zu (010) orientiert ist

und an Albit-Lamellen grenzt, gehen diese Lamellen zwar nicht durch den Albit-Karlsbad-Zwilling hindurch, laufen aber noch ein wenig in ihn hinein.

- b) Die Zwillinge treten nur in „Altkörnern“ auf, nie in Rekristallisaten, die wiederum Albit- und Periklin-Deformationszwillinge aufweisen. Sie durchsetzen grobe Altkörner meist in ganzer Länge und keilen an beiden Korngrenzen aus.
- c) Die Albit-Karlsbad-Zwillinge werden von Scherflächen versetzt, an denen wiederum Albitlamellen ansetzen. Da in Probe 801 die Albitlamellen häufig mit solcher Zerschering oder Verknickung entstanden sind, die wiederum – wenn überhaupt – nur feinste Rekristallisation zeigen, d. h. da also die Albitlamellen sich zumindest in ihrer überwiegenden Zahl bei Temperaturen von höchstens ca. 500°C gebildet haben, und da die Deformation bei sinkenden Temperaturen abließ, kann gefolgert werden, daß die Albit-Karlsbad-Zwillinge sich – zumindest in ihrer überwiegenden Zahl – bei Temperaturen über 500° gebildet haben.
- 4) Die Albit-Karlsbad-Zwillinge treten nur in den Meta-Gabbro-Proben der Ivrea-Zone auf, und auch dort nur in Plagioklasen der Zusammensetzung An_{44-60} .

Vor allem in den Proben, die im Bereich der oberen Grünschieferfazies intensiv deformiert worden sind, wird der enge Zusammenhang deutlich, der zwischen Verknickung, Druckverzwillingung und der Bildung von Deformationslamellen besteht. Alle drei Phänomene können konkurrierend zueinander auftreten. Die eigentliche Ursache bleiben stets Gleitvorgänge auf verschiedenen kristallographischen Flächen, vor allem auf (001) und (010). Auch in experimentell deformiertem Plagioklas ersetzen sich – je nach Lage im Streßfeld – die mechanische Albitverzwillingung und (010)-Gleitung als Ausdruck des (010)/ N_1 -Systems (N_1 = irrationale Gleitrichtung als Schnittlinie von (010) mit der von b und b^* gebildeten Ebene [BORG & HEARD, 1970]). Dieses Gleitsystem ist ja auch in natürlich deformiertem Plagioklas als aktiv erkannt worden. Die Orientierung von Knickbändern und Deformationslamellen (Abb. 4 und 3) macht jedoch deutlich, daß auch die Periklin-Zwillinggleitung (Rhombischer Schnitt = Gleitebene, b = Gleitrichtung) in natürlich deformiertem Plagioklas als Gleitsystem für Versetzungen aktiv sein kann.

3.1.5. Polygonisation und Rekristallisation

Es ist bekannt, daß sich Plagioklas in natürlich deformierten Gesteinen im grünschieferfaziellen Bereich weitgehend starr und im amphibolitfaziellen Bereich und bei noch höheren Temperaturen plastisch verhält (VOLL, 1968, 1976, 1980; OLSEN & KOHLSTEDT, 1985; WHITE et al., 1980). Die Grenze zwischen Grünschiefer- und Amphibolitfazies markiert auch ungefähr den Beginn der Plagioklas-Rekristallisation. Nach VOLL (1976, 1980) liegt diese Grenze bei ca. 500°C. Polygonisation scheint – ähnlich wie beim Quarz (VOLL, 1976) – schon bei etwas tieferen Temperaturen als Rekristallisation einzusetzen.

Im Rahmen dieser Arbeit soll nur auf einige Orientierungsbeziehungen zwischen Altkörnern, Rekristallisaten und Subkörnern und deren Grenzflächen hingewiesen werden, deren Kenntnis zu einem besseren Verständnis des Plagioklas-Regelungsverhaltens beiträgt.

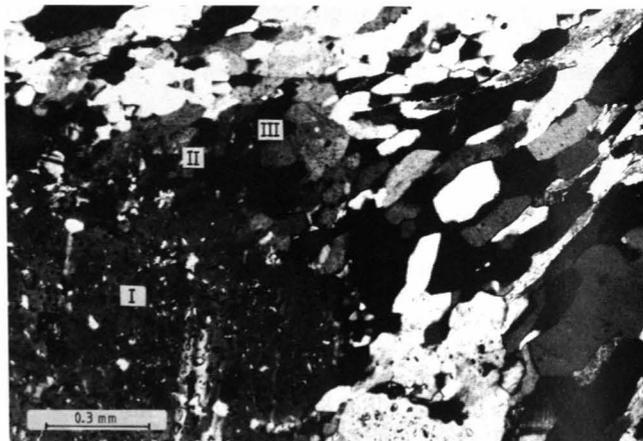


Abb. 9: Albit-„Altkorn“ (Bereich I), randlich polygonisiert (Bereich II) und rekristallisiert (Bereich III). Im nach rechts ansetzenden Streckungshof ist Albit neu gewachsen. Probe 2767; \times Nicols.

3.1.5.1. Orientierungsbeziehung zwischen Altkörnern und Subkörnern/Rekristallisaten

Für das in Abb. 9 dargestellte Albitkorn (Bereich I) sind in Abb. 10A zusammen mit dem Strainsystem die kristallographische Orientierung und die Orientierungen der angrenzenden Subkorn- (II) und Rekristallisationsbereiche (III) dargestellt. Die Rekristallisate sind mit ihren (010)-Polen deutlich auf die Hauptdruckrichtung zu rotiert, während die a -Richtung sich auf die Plättungsebene zu bewegt hat. Da in dieser Probe die Rekristallisate durch Subkornrotation entstanden sind, sollten Gleitprozesse wirksam gewesen sein. Die Verdrehung der Rekristallisate könnte ein Indiz für a -Gleitung auf (010) sein. Die für alle Rekristallisate gemittelte Drehachse liegt in der Plättungsebene und nahe der Streckungsrichtung von Muskovit und Biotit und annähernd senkrecht zur Stengelung der Probe (= Streckungsrichtung des Quarzes). Es bleibt unklar, ob diese subvertikale Lage der Drehachse zur (späten) Stengelung (und Quarz-Streckung; siehe KRÜHL, 1986a) auf einen entsprechenden Strain-Einfluß hinweist oder aber durch die (010)/ a -Gleitung erzwungen ist. Mit anderen Worten: Hängt das Gleitsystem wesentlich von der Lage des Strains ab oder aber agiert das Gleitsystem relativ unabhängig vom Strain (und abhängig von anderen Faktoren, wie z. B. Temperatur und Plagioklaszusammensetzung)?

Die Subkörner (Bereich II) weichen insgesamt zwar nur leicht aber doch deutlich gerichtet von der Altkornorientierung ab: bezogen auf den Strain entgegengesetzt zu den Rekristallisaten des Bereichs III. Bezogen auf das Altkorn drehen sich die Subkornitter um eine Achse irrationaler Richtung im sphärischen Dreieck zwischen (001), (010) und (100) (Abb. 10A). Es ist interessant, daß diese statistische Drehachse wenig zu tun hat mit der tatsächlichen Drehung jedes einzelnen Subkorns. In Abb. 10B sind die kristallographischen Orientierungen (und zwar (001), (010) und a) von 4 der 15 vermessenen Subkörner relativ zur Orientierung des Altkorns dargestellt. Alle Subkörner weichen systematisch vom Altkorn ab. Das soll anhand dieser vier Subkörner exemplarisch gezeigt werden:

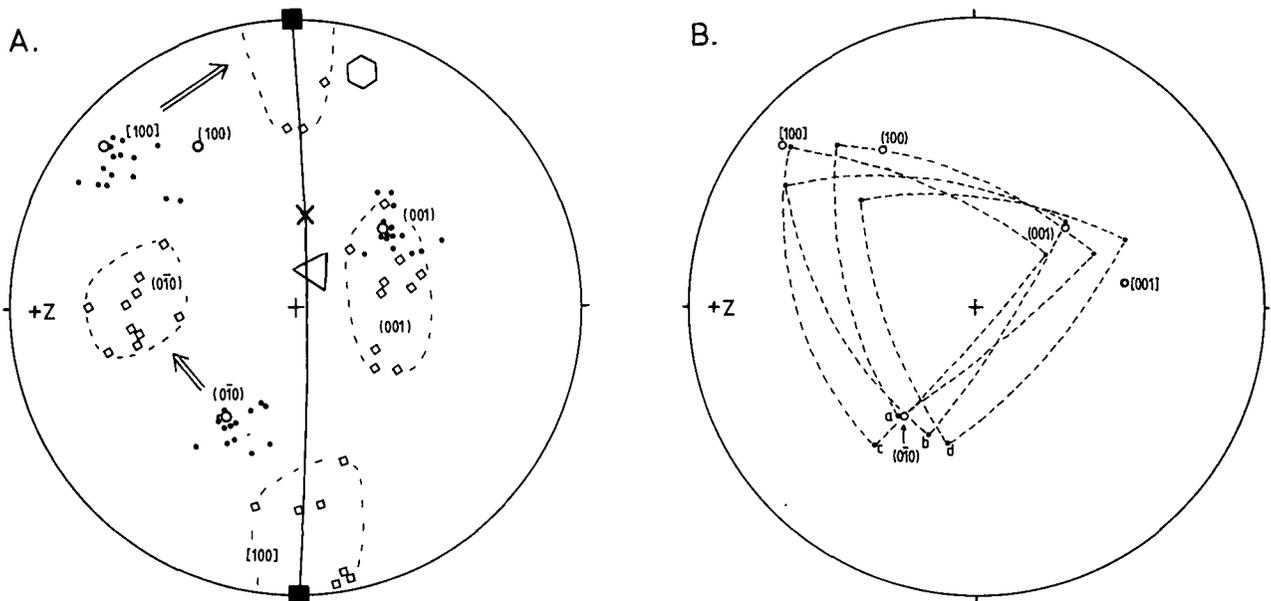


Abb. 10:

A) Beziehungen zwischen der Lage des Strainsystems und der Orientierung eines Albitblasten und der aus ihm entstandenen Subkörner und Rekristallisate. Durchgezogene Linie = Plättungsebene; x = Glimmerstreckung; geschlossenes Quadrat = Stenglung der Probe; offene Kreise = kristallographische Ebenen und Richtungen des Albitblasten; Punkte = $(0\bar{1}0)$, (001) und $[100]$ der Subkörner; offene Quadrate = $(0\bar{1}0)$, (001) und $[100]$ der Rekristallisate; Z = Plättungsrichtung; offenes Dreieck = mittlere Drehachse der Rekristallisate vom Altkorn weg; offenes Sechseck = mittlere Drehachse der Subkörner vom Altkorn weg. Messungen aus den in Abb. 9 dargestellten Bereichen I, II und III. Probe 2767; stereographische Projektion.

B) Orientierungen von vier Subkörnern des Bereichs II gegenüber dem Albitblasten. Messungen aus Diagramm A; gleiche Strain-Orientierung.

Korn a: $(0\bar{1}0)$ damit auch die \bar{b} -Richtung verbleiben fast parallel zu $(0\bar{1}0)$ des Altkorns. Die beiden anderen Richtungen sind um ca. 13° gedreht.

Korn b: (001) bleibt fast parallel zu (001) des Altkorns. Die beiden anderen Richtungen $(0\bar{1}0)$ und a sind um ca. 10° gedreht.

Korn c: a verbleibt fast parallel zum a des Altkorns. Die beiden anderen Richtungen (001) und $(0\bar{1}0)$ sind um ca. 12° verdreht.

Korn d: Alle drei kristallographischen Richtungen sind gegenüber denen des Altkorns verdreht. Diese Drehung läßt sich aber in zwei Teilbewegungen auflösen, und zwar: eine Drehung um c^* und eine um b .

In Abb. 11 sind in gleicher Weise wie in Abb. 10 die Orientierungen von Sub- und Rekristallisationskörnern relativ zur Orientierung des Altkorns dargestellt. Jetzt aber handelt es sich um einen dynamisch rekristallisierten Plagioklas (der Probe 741) der Zusammensetzung An_{50} . Auch hier ist die Situation ähnlich wie beim Albit. Es treten Subkörner bzw. Rekristallisate auf, die nur um eine kristallographische Richtung rotiert sind (Korn a: Rotation um b ; Korn b: Rotation um a). Und es gibt Körner, deren Drehung sich in zwei Teilbewegungen auflösen läßt (Korn c: geringe Rotation um b und deutliche Rotation um c^* ; Korn d: Rotation um b und um a). Außerdem treten noch Körner auf, deren Drehung ungefähr um eine Zonenachse erfolgt (Korn e: Zone $[3\bar{1}2]$; Korn f: Zone $[\bar{1}12]$ + leichte Rotation um b ; Korn g: Zone $[\bar{1}\bar{1}2]$).

Es wird allgemein angenommen, daß Deformationstexturen wie z. B. Subkornsgrenzen durch Gleitprozesse im Kristallgitter hervorgerufen werden, daß Gleitung auf einer bestimmten Ebene diese Ebene auf eine Position senkrecht zum Druck zu rotiert und daß Gleitung in einer bestimmten Richtung diese Richtung in die Ebene senkrecht zur Druckrichtung rotiert. Angenommen wird auch, daß verschiedene Gleitsysteme gleichzeitig aktiv sind und daß das Gitter deshalb eine komplexe Drehbewegung durchführt, aus der nicht ohne weiteres auf die aktiven Gleitsysteme geschlossen werden kann. Für den Quarz sind diese Phänomene ausführlich von LISTER (1974) und LISTER et al. (1978) diskutiert worden. Aus den Drehungen einzelner Plagioklas-Subkörner die wirksamen Gleitsysteme zu folgern, sollte deshalb schwierig sein. Allerdings drehen sich die Subkörner – wie oben beschrieben – um genau definierte kristallo-

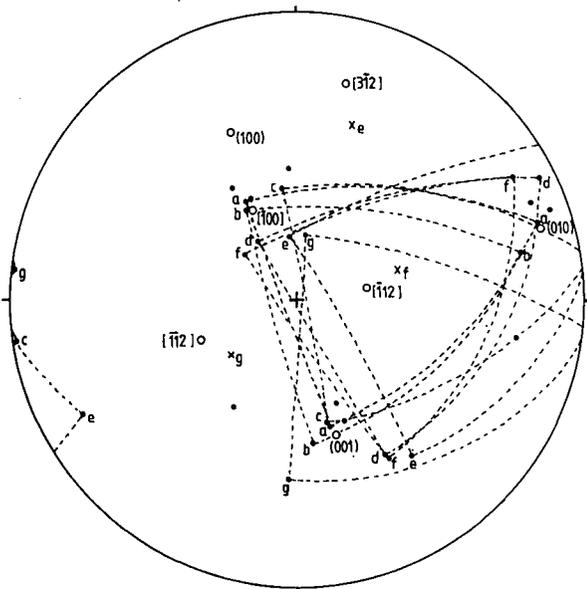


Abb. 11: Beziehung zwischen der Orientierung eines Labradoritblasten (An_{51}) und den Orientierungen der aus ihm entstandenen Subkörner und Rekristallisate. Offene Kreise = kristallographische Richtungen, Flächen und Zonen des Blasten; Punkte = (001) , (010) und $[100]$ der Sub- und Rekristallisationskörner; x = Drehachsen der Körner e-f vom Blasten weg. Weitere Erklärungen im Text. Probe 741; stereographische Projektion.

graphische Richtungen und nicht – wie zu erwarten wäre – um irgendwelche irrationalen Richtungen. Und außerdem sind diese Drehachsen von Subkorn zu Subkorn sehr unterschiedlich orientiert. Wir können daraus Vorstellungen über die Wirkungsweise der Deformation im Subkornbereich ableiten:

1) In jedem Kristallbereich (der dann zu einem Subkorn wird) entwickelt sich als Reaktion auf die von außen angreifende Deformation des Gitters überwiegend nur ein Gleitsystem. Bei einer Gitterdrehung um b z. B. (Korn a, Abb. 10A) bedeutet dies: Das Gitter ist durch Gleitung in der Zone [010] senkrecht zu b rotiert worden, vermutlich also durch (001)/ a -Gleitung. Oder bei einer Gitterdrehung um a (Korn b, Abb. 11) ergäbe sich entweder Gleitung auf (010) in Richtung N_1 (bei An_{50} liegt N_1 ungefähr senkrecht zu a) oder aber eine Gleitung auf dem Rhombischen Schnitt in Richtung b , was der Translationsbewegung bei mechanischer Periklinverzwillingung entspricht. Die (010)/ N_1 -Gleitung wiederum entspricht der Translation irrationaler Richtung bei der mechanischen Albitverzwillingung, die von BORG & HEARD (1969, 1970) auch als dominierende Gleitrichtung für experimentell verknickten Albit abgeleitet worden ist. Generell dominieren Gleitsysteme, die aufgrund der Kristallographie (geringer Burgers-Vektor, niedrig indizierte Gleitflächen) zu erwarten sind: Gleitung in Richtung a , sowohl auf (010) als auch auf (001); (010)/ N_1 -Gleitung und b -Gleitung auf dem Rhombischen Schnitt.

2) Im Subkornbereich ist das Strebfeld sehr inhomogen. Dafür gibt es verschiedene Hinweise: Wie in Abb. 10 und 11 dargestellt, bezieht sich die Drehung einzelner Subkörner überwiegend nicht direkt auf das äußere Strainsystem (das als Ergebnis des äußeren Strebfeldes aufgefaßt werden kann). Es wird allgemein akzeptiert, daß im Kristallgitter dasjenige Gleitsystem mit der geringsten Aktivierungsenergie dominiert und daß diese Energie – neben anderen Faktoren wie z. B. der Temperatur – vor allem von der Orientierung des Gleitsystems zum Streß abhängt. Völlig verschiedene dominante Gleitsysteme in Subkornbereichen sehr ähnlicher Orientierung könnten deshalb auf ein im Mikrobereich sehr inhomogenes Strebfeld hinweisen. Es kommt noch hinzu, daß in manchen Körnern (z. B. Korn b, Abb. 10B) die vermutete dominante Gleitebene nicht auf eine Position senkrecht zur äußeren Druckrichtung zu rotiert wird sondern genau entgegengesetzt. In solchem Fall müßte die Druckrichtung im Mikrobereich allerdings schon um annähernd 90° gegenüber der äußeren Druckrichtung verdreht sein.

Ob diese Vorstellungen über die Inhomogenität des Strebfeldes im Mikrobereich und die Dominanz jeweils nur eines Gleitsystems richtig sind, läßt sich natürlich mit den vorliegenden Daten nicht klären. In diesem Zusammenhang ist es jedoch interessant, daß die statistischen Plagioklasregelungen, die von WENK et al. (1986) und KRUHL (1987a) präsentiert worden sind, mit ihren Vorzugsregelungen verschiedenster Flächen parallel zur Plättungsebene, sich mit dem Modell einer dominanten Gleitebene pro Kornbereich erklären ließen.

3.1.5.2. Orientierung von Subkorn Grenzen

Von anderen Mineralen, dem Quarz z. B., ist bekannt, daß die Grenzen von Subkörnern – in Abhängigkeit von der Temperatur – kristallographisch orientiert

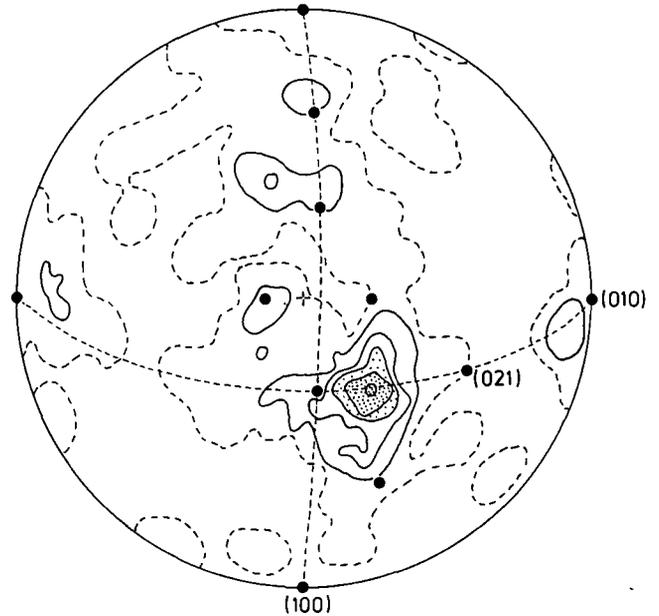


Abb. 12: Orientierung von Subkorn Grenzen relativ zum Subkorn Gitter. Inverse Polfigur, Darstellung entsprechend Abb. 18D. 121 Messungen von Andesinkörnern der Proben 741 und 1146; Konturintervall 2,5; Auszählfläche 1,0.

sind (VOLL, 1968), und es wird angenommen, daß sie sich im allgemeinen senkrecht zu aktiven Gleitrichtungen bilden.

In Abb. 12 sind die Orientierungen von Plagioklas-Subkorn Grenzen (Probe 1146, An_{44-48} und Probe 741, An_{37-52}) relativ zum Kristallgitter dargestellt. Im wesentlichen ordnen sich die Grenzen nahe den Zonen [010] und $[\bar{1}00]$ an. Insbesondere liegen sie nahe (001). Kleinere Maxima sind parallel zu a , c , $c-a$, N_1 und b ausgebildet. Alle diese Richtungen sind sowohl für intermediären Plagioklas als auch (mit Einschränkungen) für Albit als Gleitrichtungen vermutet worden (siehe dieses Kapitel und Kapitel 3.2.1.). Welche Bedeutung die systematische Abweichung der Mehrzahl der Subkorn Grenzen von (001) besitzt, ist unklar.

Die Kipp- oder Drehwinkel zwischen benachbarten Subkörnern sind gering, wie es von Subkorn Grenzen als Niedrigenergiegrenzen zu erwarten ist (siehe dazu auch GLEITER, 1977 oder SPRY, 1969). 90 % der vermessenen Subkorn-Nachbarn sind nicht mehr als 10° gegeneinander verdreht.

3.2. Gitterrotation

3.2.1. Plagioklas-Deformation an starren Klasten

Wird Plagioklas im Verlauf einer Regionalmetamorphose zwischen anderen Kristallen deformiert, die sich – bei gleicher Temperatur – relativ starrer verhalten als der Plagioklas, so läßt sich das lokale Strebfeld zur dadurch hervorgerufenen lokalen Gitterrotation des Plagioklas (Abb. 8E) in Beziehung setzen. Auf diese Art erhält man detaillierte Hinweise auf Gleitsysteme, ihren Wirkungsbereich, Drehgeschwindigkeiten des Gitters, etc., wie es z. B. für den Quarz demonstriert worden ist (KRUHL, 1986b).

Für zwei Proben mit intermediärem Plagioklas wird im folgenden gezeigt, wie sich das Gitter dreht, wenn die Plagioklas-Kristalle an oder zwischen Granat- bzw.

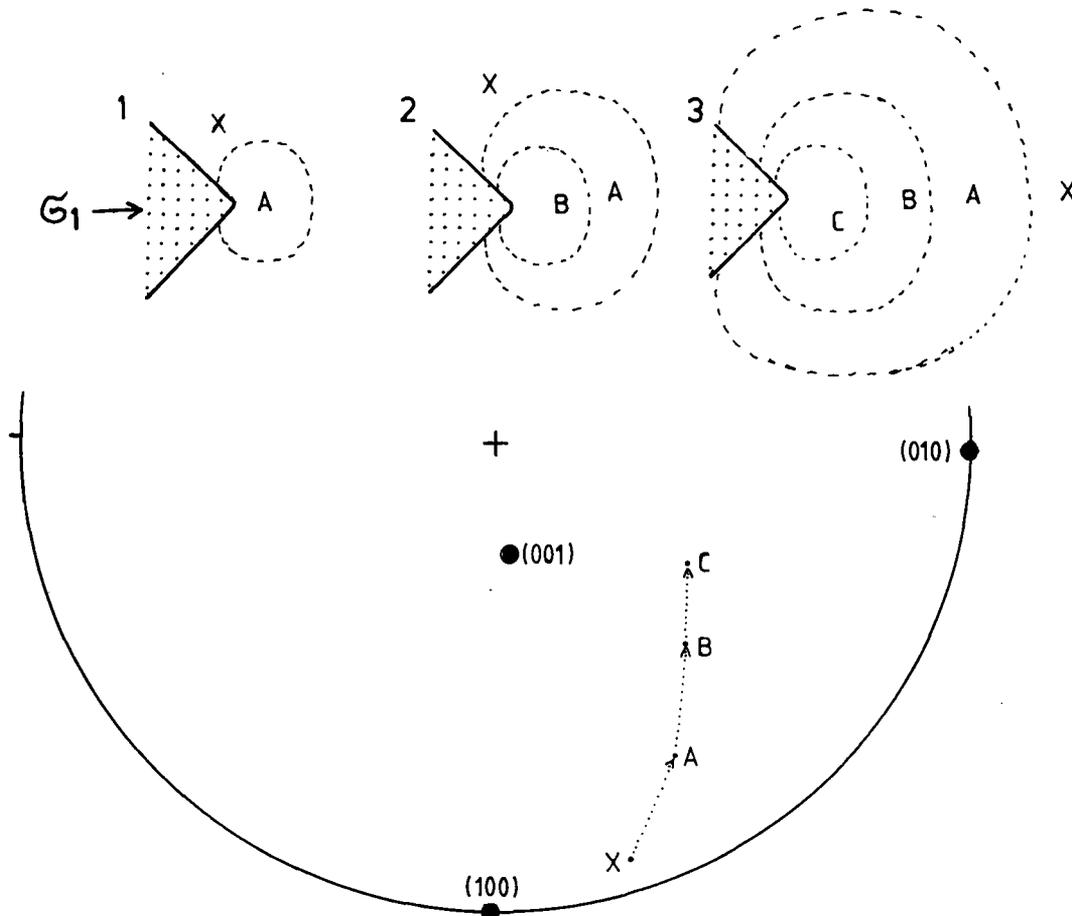


Abb.13: Plagioklas-Gitterverdrrehung an einem starren Blasten. Die verdrehten Bereiche (gestrichelte Linien) ordnen sich \pm konzentrisch um den Druckpunkt an. Drei aufeinanderfolgende Stadien der Deformation sind dargestellt.

- 1) Am Druckpunkt wird das Gitter von der Ausgangsorientierung X in die Orientierung A gedreht.
- 2) Bei weiterer Deformation wird das Gitter am Druckpunkt von der Lage A in die Lage B gedreht (siehe untere Darstellung in stereographischer Projektion). Gleichzeitig wird in einem äußeren Bereich das Gitter von der Ausgangsorientierung X in die Orientierung A überführt.
- 3) Es bildet sich ein noch stärker verdrehter innerer Bereich und zwei entsprechend weniger verdrehte äußere Bereiche. Die Drehung des Gitters von einer Ausgangslage X (undeformierter Kristallbereich) zur Orientierung A, B und schließlich C (wie sie in der inversen Polfigur dargestellt ist) stellt also nicht nur die Abfolge der Gitterverdrrehung von außen nach innen (zum Druckpunkt zu) dar, sondern entspricht auch der zeitlichen Abfolge der Gitterverdrrehung im inneren, am stärksten verdrehten Kristallbereich. Anders als in dieser schematischen Skizze sind die Übergänge zwischen den verschiedenen verdrehten Kristallbereichen fließend. Die stereographische Projektion entspricht der Darstellung in Abb. 2B.

Klinopyroxen- und Amphibol-Kristallen geplättet werden.

Anhand einer inversen Polfigur (Abb. 14A) ist die relative Position der Hauptdruckrichtung σ_1 zum Plagioklasgitter dargestellt. Der Pfeilanzfang repräsentiert die Orientierung von σ_1 im undeformierten Kristallbereich, jeder weitere Punkt auf die Pfeilspitze zu die σ_1 -Lage in deformierten Kristallbereichen dichter zum Druckpunkt des starren Nachbarkristalls hin. Die Pfeilspitze gibt die σ_1 -Lage unmittelbar am Druckpunkt an. Der Pfeil vom Anfang bis zur Spitze stellt also die Drehung des Kristallgitters mit zunehmender Annäherung an den Druckpunkt dar. Gleichzeitig ist dies aber auch die zeitliche Entwicklung der Gitterrotation: In dem Bereich unmittelbar am Druckpunkt dreht sich das Gitter mit zunehmender Zeit relativ zu σ_1 , so wie es der Pfeil vom Anfang bis zu seiner Spitze anzeigt (Abb. 13). Vorausgesetzt ist dabei, daß σ_1 in der Zeit nicht seine Lage ändert. Unsicher bleibt jedoch, wie genau σ_1 in jedem einzelnen Fall im Dünnschliff bestimmt worden ist. Denn es läßt sich zwar die Spur von σ_1 im Dünnschliff einigermaßen genau festlegen, die Inklination von σ_1 gegen den Dünnschliff muß jedoch in den meisten Fällen aus

der generellen Neigung der Plättungsebene der Probe gegenüber dem Schliff abgeleitet werden. In der inversen Polfigur sind die vermessenen Positionen von σ_1 jeweils durch Großkreissegmente miteinander verbunden, ungeachtet der Tatsache, daß die Gesamtbewegung, wie sie durch den Pfeil dargestellt wird, in Wahrheit wohl eher einen gleichmäßig gekrümmten Verlauf zeigt.

In Abb. 14B sind zusätzlich noch die Gitterbewegungen in schematisierter Form dargestellt. Als Grundlage dazu dient nur die Anfangsrichtung der Gitterrotation relativ zu σ_1 . Es sind Bereiche dargestellt, in denen diese Anfangsrichtungen annähernd gleich orientiert sind. Aus beiden Abbildungen lassen sich folgende Charakteristika für die Gitterrotationen ableiten:

- 1) Die Rotationsrichtung hängt wesentlich von der Ausgangsorientierung des Gitters relativ zur Druckrichtung ab. Bestimmte Flächenpole werden auf σ_1 zu und bestimmte kristallographische Richtungen von σ_1 weg rotiert.
- 2) Generell wird der (010)-Pol und selten auch der (001)-Pol auf σ_1 zu bewegt.

- 3) Generell werden die Richtungen a (da sich bei σ_1 kein „positives“ von einem „negativen“ Ende unterscheiden läßt, ist es auch sinnlos, zwischen a und \bar{a} zu unterscheiden), $c+a$, N_1 und (selten) c von σ_1 weg bewegt. Für genauere Aussagen ist die Anzahl der Messungen zu gering.
- 4) Die Gitterrotation ist \pm geradlinig, nur in seltenen Fällen kurvend. Von seiner Ausgangsorientierung kann das Gitter bis 40° und mehr in \pm die gleiche Richtung rotiert werden. Diese Rotation wird auch in Bereichen (des Wulffschen Netzes) fortgesetzt, in denen Gitter mit entsprechender Anfangsorientierung anders rotiert werden.

Die lokale Plattung von Plagioklas an starren Klusten ruft Undulation und z. T. Polygonisation hervor. Nehmen wir an, daß diese lokale Verdrehung des Plagioklasgitters durch Gleitungen in verschiedenen kristallographischen Ebenen in verschiedenen Richtungen hervorgerufen worden ist, so können wir aus Abb. 14 A und B Informationen über diese Gleitsysteme erhalten.

- 1) Unter den vorherrschenden Bedingungen (Deformation unter Bedingungen der oberen Grünschiefer- bis beginnenden Amphibolitfazies, bei An-Gehalten von 44–58 %) scheint (010) die dominierende Gleitebene zu sein. Die Richtungen a , $c+a$, $c-a$ und N_1 sind \pm gleich deutlich Gleitrichtungen. a könnte eventuell auch auf (021) aktiv sein. (001) tritt als Gleitebene kaum in Erscheinung. (010)/ N_1 -Gleitung ist von Knickbändern bekannt (BORG & HEARD, 1969, 1970) und stellt das Bewegungssystem für mechanische Albitzwillinge dar. Bei den hier untersuchten Gesteinen ist allerdings N_1 nur eine von mehreren möglichen Gleitrichtungen auf (010). Verwunderlich ist, daß die Richtung $c-a$ die deutlichste Gleitrichtung zu sein scheint, obwohl ihr Burgers-Vektor (ca. 13 Å) doch deutlich über

dem von c , a oder $c+a$ liegt ($c = 7,16 \text{ \AA}$; $a = 8,14 \text{ \AA}$, $c+a = 8,10 \text{ \AA}$; für Tief-Albit, nach FERGUSON et al., 1958).

- 2) Je nachdem wie das Gitter zu σ_1 orientiert ist, entwickeln sich bestimmte Gleitsysteme. Kristalle, bei denen σ_1 ungefähr senkrecht zu a liegt, werden von (010)/ N_1 -Gleitung erfaßt, während z. B. Kristalle mit σ_1 in (001) von (010)/ a -Gleitung betroffen sind.

Hierbei sind mehrere Punkte interessant:

Es hat den Anschein, daß in je einem „Orientierungsbereich“ (der Abb. 14 A, B) das Gitter in einer und nur einer bestimmten Richtung (bezogen auf σ_1) rotiert wird. Das heißt, bei einer gegebenen Gitterlage zu σ_1 ist nur ein bestimmtes Gleitsystem (bzw. ein Satz von Gleitsystemen) wirksam. Es darf vermutet werden, daß genau die Gleitsysteme mit einem für eine bestimmte Gitterorientierung niedrigen Aktivierungsstreß aktiviert werden.

Wenn ein bestimmtes Gleitsystem aktiviert worden ist, so bleibt es auch dann noch wirksam, wenn der Kristall schon längst in eine Position gedreht worden ist, die für ein anderes Gleitsystem günstiger wäre. In Abb. 14 A überschneiden sich im Bereich zwischen (021) und (010) die „Bewegungskurven“ verschiedener Kristalle, bei denen entweder a - bzw. $c-a$ -Gleitung oder aber (010)/ N_1 -Gleitung aktiv sind. Zwar gibt es Ausnahmen, bei denen die Rotationskurve eines Kristalls abrupt ihre Richtung ändert (die Gründe sind unbekannt), aber generell gilt anscheinend: Wenn Gleitsysteme einmal aktiviert sind, behalten sie sich träge und rotieren den Kristall kontinuierlich in ein und die gleiche Richtung. Mehr oder weniger konzentrische Bewegungen um die Hauptdruckrichtung, wie sie bei Simulationen von Quarz- c -Achsen-Regelungen postuliert worden sind (LISTER et al., 1978), lassen sich zumindest für Plagioklas aus den in Abb. 14 dargestellten Messungen

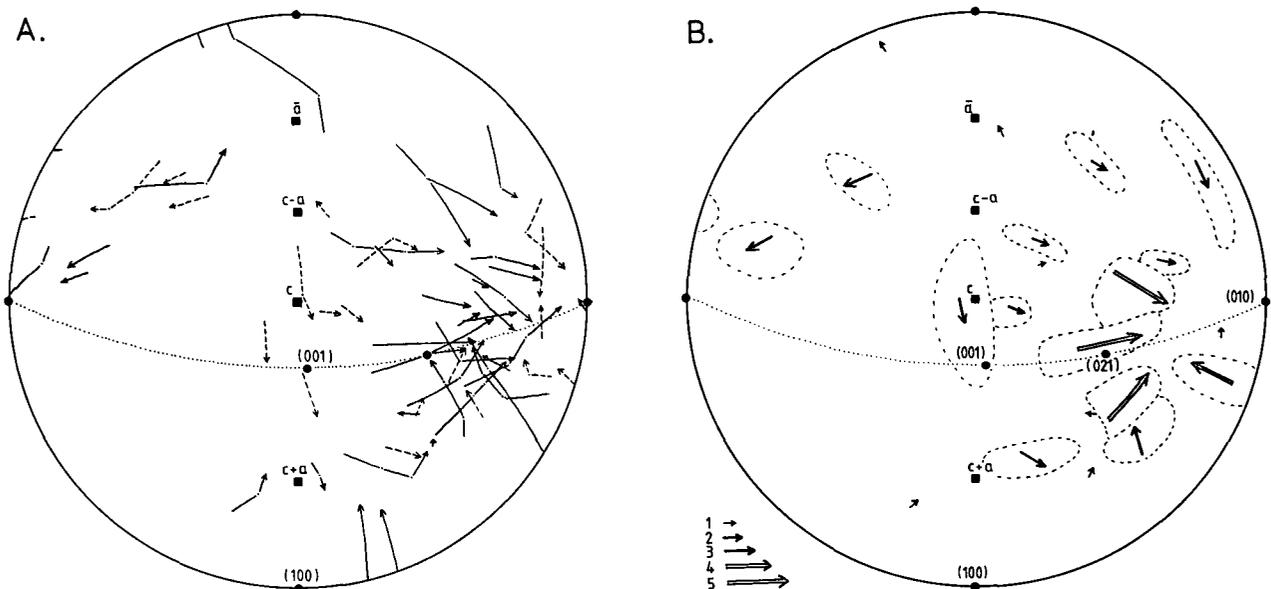


Abb. 14.

- A) Drehbewegung des Plagioklasgitters bei lokaler Einengung an starren Blasten. Dargestellt ist die Orientierung der lokalen Druckrichtung relativ zur kristallographischen Orientierung der verdrehten Kristallbereiche (inverse Polfigur). Pfeilanzfang = Orientierung der lokalen Druckrichtung relativ zum undeformierten Gitter; Pfeilspitze = Orientierung der Druckrichtung relativ zum am stärksten verdrehten Gitterbereich unmittelbar am Druckpunkt (siehe Abb. 13); dazwischen liegende Punkte = Zwischenstadien; gestrichelte Pfeile = Messungen der Probe 1093; durchgezogene Pfeile = Messungen der Probe 801; stereographische Projektion = Messungen entsprechend Abb. 2B.
- B) Messungen wie in Diagramm A, zu Bereichen (gestrichelte Felder) gleicher oder sehr ähnlicher Orientierung (durch die Pfeile dargestellt) zusammengefaßt. Die Längen der Pfeile bzw. ihre Nummern 1–5 zeigen eine entsprechende Anzahl von Messungen an. Insgesamt 54 Messungen; stereographische Projektion entsprechend Abb. 2B.

nicht ableiten. Die Aktivierung – und Beibehaltung – eines einzelnen Gleitsystems sollte die statistische Plagioklas-Gitterregelung beeinflussen: Bei einer Vielzahl von Kristallen mit unterschiedlichster Orientierung zum Strainsystem, wobei jeder Kristall im wesentlichen nur von einem Gleitsystem betroffen und rotiert wird, sollten sich diverse Flächen ungefähr senkrecht zur Hauptdruckrichtung einregeln (ungeachtet der Platzprobleme, die sich aus der unterschiedlichen Plättung und Rotation der einzelnen Körner ergeben). Genau darauf deuten in jüngster Zeit publizierte Plagioklas-Gitterregelungen hin (WENK et al., 1986; KRUHL, 1987a).

Bei entsprechend mehr (und weiter gestreuten) Messungen sollte es möglich sein, für verschiedene Gleitsysteme die Aktivierungsbereiche genauer gegeneinander abzugrenzen und eventuell auch relative Aktivierungsenergien zu bestimmen.

3.2.2. Plagioklas-Deformation an Scherbahnen

In mehreren der untersuchten Proben wird Plagioklas an Mikro-Scherbahnen plastisch deformiert. Der Schersinn läßt sich aus der Verzerrung der Korngestalt und dem Versatz von benachbarten Klinopyroxen- oder Amphibolkristallen ableiten (Abb. 8F). Die lokale Scherrichtung läßt sich nur relativ ungenau als (in der Scherebene liegende) Senkrechte zur Schnittlinie zwischen den in den Proben vorhandenen konjugierten Scherebenen bestimmen. In Abb. 15 sind die relativen Rotationen der (010)- und (001)-Pole in Bezug auf Scherebene und Scherrichtung und zusätzlich noch die Drehachsen der jeweiligen Kristalle eingetragen. Für jeden vermessenen Kristall sind die Orientierungen mehrerer

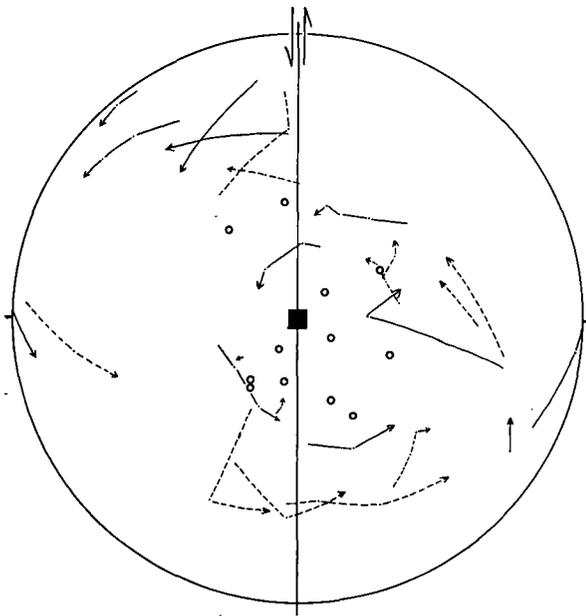


Abb. 15: Drehbewegung der Plagioklasgitter an Scherbahnen. Dargestellt ist die relative Orientierung von (001) und (010) zur Scherebene und Scherrichtung. Durchgezogene Linie = Scherebene mit N-S-orientierter Scherrichtung. Die Pfeile geben den Schersinn an. Schwarzes Quadrat = Drehachse der Scherung; offene Kreise = Drehachsen der einzelnen Gitterbereiche von der Ausgangsorientierung weg; durchgezogene Pfeile = Bewegungsbahnen der (010)-Pole; gestrichelte Pfeile = Bewegungsbahnen der (001)-Pole; Pfeilanzfang = Orientierung des ungescherten Gitters; Pfeilspitze = Orientierung des am dichtesten an der Scherbahn liegenden Gitterbereichs. 12 Messungen an Andesin/Labradorit-Kristallen (ähnlich dem in Abb. 8F dargestellten Kristall) der Probe 801; stereographische Projektion.

verdrehter Bereiche eingetragen, wobei der Pfeilanzfang die Orientierung des ungescherten Kristallbereiches markiert und die Pfeilspitze die Orientierung des am dichtesten an der Scherebene liegenden und damit am stärksten verdrehten Bereiches. Dabei ergibt sich:

- 1) Die Drehachsen der einzelnen Kristalle liegen generell dicht an der Drehachse der Scherbewegung.
- 2) Die Gitter werden um bis zu 50° um diese Achsen verdreht. Sie behalten dabei generell ihre Drehrichtung bei.
- 3) Alle Gitter werden im Sinne der Scherbewegung verdreht.
- 4) Der Drehwinkel und der Sinn der Drehbewegung scheinen unabhängig von der Ausgangsorientierung der Kristalle zu sein.
- 5) Die Kristalle werden auch dann noch weitergedreht, wenn eine Ebene, die bei Plagioklas Hauptgleitebene sein kann [z. B. (010)], Parallelstellung zur Scherfläche erreicht hat.

Insgesamt wird die rollende Bewegung deutlich, die den Kristallen durch die angreifende Scherung aufgezungen wird. Im Gegensatz zu Bereichen mit lokaler Plättung der gleichen Probe bewegen sich z. B. die (010)-Pole nicht mehr oder weniger geradlinig auf die Druckrichtung zu. Unter der Annahme, daß Versetzungsgleiten diese Rollbewegungen ermöglicht, ergibt sich, daß zum einen in verschiedenen Kristallen Gleitung auf verschiedenen Ebenen abgelaufen sein muß, und zum anderen in einem Korn nacheinander verschiedene Gleitrichtungen in unterschiedlichen Ebenen dominierend gewesen sein müssen, und zwar dergestalt, daß die Drehbewegung des Gitters beibehalten werden konnte.

3.2.3. Drehgeschwindigkeit des Plagioklasgitters

Versetzungsgleitung bewirkt eine Rotation des Kristallgitters. Bei nur einer Gleitebene wird die Normale dieser Ebene auf die Druckrichtung zu und die Gleitrichtung von der Druckrichtung weg (und, sofern vorhanden, auf die Streckungsrichtung zu) rotiert. Dabei hängt der Drehwinkel von der Ausgangslage der Gleitebene relativ zur Druckrichtung und von der Stärke des Strains ab. Die Drehgeschwindigkeit des Gitters, ausgedrückt als Drehwinkel pro 1 % Strain, läßt sich bei nur einer Gleitebene durch eine simple Formel berechnen (siehe KRUHL, 1986b). Bei mehreren gleichzeitig aktiven Gleitebenen erniedrigt sich die Drehgeschwindigkeit des Gitters.

Für etliche Plagioklas-Kristalle der Probe 801, die an Klinopyroxen- oder Amphibolkristallen lokal geplättet

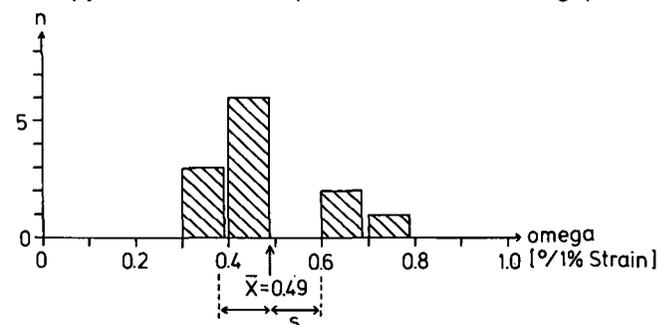


Abb. 16: Drehgeschwindigkeit omega (Winkel pro 1 % Plättung) des Plagioklasgitters bei lokaler Plättung an starren Blästen. \bar{X} = arithmetisches Mittel; s = Standardabweichung. 12 Messungen an Andesin/Labradorit-Kristallen der Probe 801.

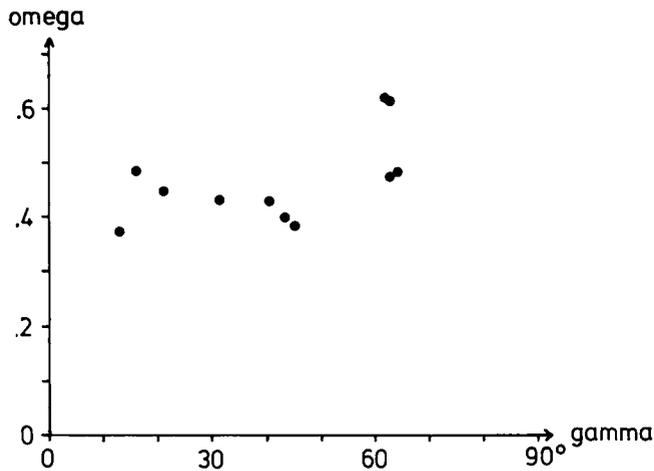


Abb. 17: Drehgeschwindigkeiten omega aus Abb. 16, in Beziehung gesetzt zum Winkel gamma.

Gamma ist der Winkel zwischen der Ausgangsorientierung des Gitters (undeformierter Gitterbereich, entsprechend dem Pfeilanfang in Abb. 14A) und einer möglichen Endorientierung, die entweder als (010)-Pol oder aber als Zone {100} angenommen ist.

worden sind, ist der Betrag der Einengung zusammen mit der Gitterrotation bestimmt worden. Diese Rotation ist nicht wie beim Quarz (vgl. KRUHL, 1986b) auf eine bestimmte kristallographische Richtung sondern auf das gesamte Gitter bezogen und ist anhand einer inversen Polfigur (Abb. 14A) bestimmt worden. Die sich ergebende Drehgeschwindigkeit Omega ist als Häufigkeitsverteilung in Abb. 16 dargestellt. Der Mittelwert beträgt 0,49°/1 % Strain. Auch wenn bei nur 12 Messungen die Standardabweichung für diesen Wert relativ groß ist, kann zumindest gesagt werden, daß dieser Wert ungefähr mit der mittleren Drehgeschwindigkeit übereinstimmt, die für Quarz aufgrund von Simulationen (LISTER, 1981) und für natürlich deformierte Kristalle (KRUHL, 1986b) angegeben wird. KRUHL (1986b) weist darauf hin, daß diese Drehgeschwindigkeit unabhängig von der Ausgangsorientierung des Gitters gegenüber der Druckrichtung ist und damit nicht zu den Drehgeschwindigkeiten paßt, die sich aus dem Modell einer oder mehrerer aktiver Gleitebenen ergibt. Auch für die 12 Plagioklasmessungen gilt: Die Ausgangsorientierung des Gitters gegenüber der Druckrichtung hat keinen erkennbaren Einfluß auf die Drehgeschwindigkeit des Gitters (Abb. 17).

3.3. Diskussion

Es ist oft darauf hingewiesen worden, daß sich der Plagioklas im Vergleich zum Quarz bei gleicher Temperatur gegenüber einer Deformation spröder verhält und auch nicht solch variable Deformationstexturen zeigt. Das gilt aber nicht mehr, wenn wir das Verhalten beider Minerale unter gleichartigen Bedingungen betrachten. Werden zum Beispiel Quarz und Plagioklas bei Temperaturen deformiert, die im gleichen Verhältnis zur Rekristallisationstemperatur des Quarzes bzw. Plagioklases stehen, bei gleichen Mengenteilen der Minerale am jeweiligen Gestein und bei gleichem Plastizitätsunterschied zu Nachbarmineralen, das heißt also, wenn auch der Plagioklas – wie der Quarz so oft – das „weiche“ Mineral in einem Gestein darstellt, so zeigt er erstaunlich ähnliche Deformationstexturen wie der Quarz: Schwache bis extreme Undulation, Deformationsbän-

der, Knickbänder, Deformationslamellen, Subkörner und Rekristallisate, feine und grobe Korngrenzsuturen und zusätzlich noch mechanische Zwillinge. Auch die Deformationsmechanismen sind die gleichen wie beim Quarz: sprödes Zerbrechen bei tiefen, Verknickung bei mittleren und Versetzungsgleitung und Diffusion bei höheren Temperaturen. Hinzu kommt noch die Deformationsverzwilligung. Diese Mechanismen werden auch bei Experimenten beobachtet (MARSHALL & MCLAREN, 1977b). Welche Deformationstexturen bei einer bestimmten Metamorphosetemperatur und einem bestimmten Strain entstehen, hängt zusätzlich noch von der chemischen Zusammensetzung und vom Ordnungsgrad des Plagioklases ab: Beim weitgehend geordneten Albit ersetzen in der Grünschieferfazies Brüche und Knickbänder die (nicht mögliche) mechanische Verzwilligung. Deformationslamellen wiederum treten zwar ebenfalls bei grünschieferfazieller Deformation auf, aber nicht in sauren Plagioklasen – in Übereinstimmung mit den Ergebnissen experimenteller Deformation (BORG & HEARD, 1969, 1970). Die strenge kristallographische Kontrolle (neben einer Streßkontrolle) der Deformationslamellen in Probe 801 (Abb. 2B) ist erstaunlich. MARSHALL & MCLAREN (1977b) identifizierten optische Deformationslamellen mit dem Elektronenmikroskop als Bündel von Mikrobrüchen und als in planaren Bereichen verschlungene Versetzungen und schlossen aus, daß die Lamellen aktive Gleitebenen darstellen. Die Orientierung der Lamellen in Probe 801 (wie auch in anderen untersuchten Proben) deutet aber darauf hin, daß die Lamellen zumindest in sehr enger Beziehung zu Gleitprozessen stehen (was auch MARSHALL & MCLAREN bekräftigen). Bei solchen Prozessen sollten *a*-Gleitungen in der Zone [100] oder (010)/N₁-Gleitung und *b*-Gleitung auf dem Rhombischen Schnitt im Vordergrund stehen. Ein „Ersatz“ der mechanischen Albit- und Periklin-Verzwilligung durch Deformationslamellen bei experimenteller Deformation ist vermutet worden (BORG & HEARD, 1970). Knickbänder sind vor allem im sauren Plagioklas deutlich entwickelt. Bei höherem An-Gehalt verwischen sich die Grenzen im Erscheinungsbild zwischen Knickbändern und Subkörnern. Das kann bedeuten: Gleitung läuft nicht nur auf einer einzigen kristallographischen Ebene ab und Versetzungsklettern wird dominant. Deformationszwillinge treten bei allen grünschieferfaziell deformierten Proben (außer den Albit-haltigen) auf. Stets gibt es Übergänge zwischen Gitterverknickung und mechanischer Verzwilligung. Welcher Mechanismus aktiviert wird, hängt vor allem von der Orientierung des Gitters zum Streß ab (siehe BORG & HEARD, 1970). Ob die Temperatur die Mechanismen unterschiedlich beeinflusst oder nicht, ist offen.

Die Rotationen von Subkörnern und Rekristallisaten gegenüber dem Altkorn, wie sie in Kap. 3.1.5. dargestellt sind, ließen sich dadurch erklären, daß unter Umständen in jedem individuellen Korn oder Kornbereich häufig nur ein Gleitsystem bevorzugt aktiviert wird, in verschiedenen Bereichen aber unterschiedliche Gleitsysteme. Denkbar wäre auch, daß schon beim Kristallwachstum lokal unterschiedliche Arten von Gitterbaufehlern produziert werden oder daß das äußere Streßfeld im Kristall aufgrund von Baufehlern, Einschlüssen, Mikrobrüchen, etc. lokal stark verzerrt ist; oder aber daß lokal „durch Zufall“ eine bestimmte Gleitung in Gang gesetzt wird und daß diese Gleitung wiederum Versetzungsgleitung auf anderen Ebenen behindert. In

statistischen Plagioklasregelungen deuten sich die Effekte einer solchen Selektion von Gleitsystemen an (WENK et al., 1986; KRUHL, 1987a): Die Pole verschiedener Gitterebenen bilden Maxima ungefähr parallel zur Druckrichtung.

Eine Verzerrung des Streiffeldes im Kornbereich und die Aktivierung einzelner Gleitsysteme in individuellen Körnern muß zu einem inhomogenen Strain im Kornbereich führen. Es kann nicht von vornherein angenommen werden, daß eine im Mikrobereich inhomogene Deformation in einem größeren Bereich „statistisch“ eine homogene Deformation ergibt und damit z. B. auf statistische Gitterregelungen keinen Einfluß hat. Wir müssen mit der Möglichkeit rechnen, daß Inhomogenität im Kornbereich ein spürbarer Faktor während der Gesteinsdeformation ist. Zu einem ähnlichen Schluß kommen SCHMID & CASEY (1986) aufgrund von Regelungsuntersuchungen beim Quarz.

Auch bei Plagioklasen, die lokal an starren Blasten deformiert und deren Gitter entsprechend rotiert werden, gibt es Anzeichen für eine Selektion von Gleitsystemen. Die Gitter werden meist konstant um ein und dieselbe Achse rotiert. Der Wechsel von einem zu einem anderen Gleitsystem im Verlauf der Deformation (und Gitterrotation) findet nur selten statt. Warum sich die Kristalle (bzw. die Gleitsysteme) im Verlauf der Deformation so träge verhalten, ist unklar. Es kommt hinzu, daß die Drehgeschwindigkeit des Gitters (bezogen auf den Strain) unabhängig von der Ausgangsorientierung des Gitters ist. Eine ähnlich unabhängige Drehgeschwindigkeit des Gitters wurde auch beim Quarz gefunden (KRUHL, 1986b). Die Ausgangsorientierung des Gitters relativ zur Druckrichtung müßte jedoch seine Drehgeschwindigkeit während der Deformation beeinflussen, wenn man die Vorstellung zugrunde legt, daß bestimmte Gitterebenen durch Gleitung in eine Position senkrecht zur Druckrichtung gedreht werden. Interessant ist, daß die Drehgeschwindigkeit von ca. 0,5°/1 % Strain, die sowohl für Plagioklas als auch für Quarz gefunden wurde, ungefähr die Geschwindigkeit ist, mit der theoretisch ein Kristall gedreht werden müßte, dessen aktive Gleitebene im ca. 45°-Winkel – also in einer Position maximaler Scherung – zur Druckrichtung liegt. Die Vermutung liegt nahe, daß nicht eine einzige Gleitebene aktiviert wird, sondern daß nacheinander Gleitung auf diversen Ebenen abläuft, die gerade mit ca.

45° zur Druckrichtung liegen. Bei gleichbleibender Gitterrotation bedeutet das: Die Lage der Gleitrichtung relativ zum angreifenden Streiß bleibt konstant. Das könnte dadurch erreicht werden, daß die Versetzungen von der alten (zur Scherung ungünstig liegenden) in die neue (zur Scherung günstiger liegende) Gleitebene überwechseln (Quergleitung). Wenn also z. B. ein Plagioklaskorn mit (001) nahezu senkrecht zum Druck orientiert ist und durch Gleitung in Richtung *b* der (010)-Pol auf die Druckrichtung zu rotiert wird, so bedeutet das: Es findet nacheinander Gleitung auf verschiedenen Flächen der Zone [100] statt (z. B. auf 021, 031), aber auf diesen Flächen immer senkrecht zur Zoneachse. KOVACS & GANDAIS (1980) fanden bei experimentell verformtem K-Feldspat Anzeichen für einen kontinuierlichen Wechsel der Gleitebene von (12 $\bar{1}$) zu (010). Auch die Beobachtung, daß das Gitter eines Plagioklases, der an einer Scherzone verbogen wird, sich kontinuierlich um eine Achse ungefähr senkrecht zur Scherrichtung und stets im Sinne der Scherung dreht, und daß diese Rotation auch dann noch fortgeführt wird, wenn eine dominante kristallographische Ebene [z. B. (010)] Parallelität zur Scherebene erreicht hat, paßt zur oben genannten Vorstellung.

Unter der Annahme, daß Knickbänder, Deformationslamellen, Gitterrotation an starren Blasten, Subkörner und Rekristallite zumindest im wesentlichen durch Versetzungs-Gleiten bzw. -Klettern hervorgerufen werden, gewinnen wir aus der Orientierung der Texturen und der Gitterrotation Informationen über mögliche Gleitsysteme. In Tabelle 2 sind diese Systeme aufgelistet: Sie beziehen sich fast alle auf grünschieferfazielle Deformationsbedingungen. Verknickungen werden im wesentlichen durch Gleitvorgänge auf (010) aber auch (001) hervorgerufen. Deformationslamellen deuten Gleitung in der Zone [100] an, was nicht zwangsläufig Gleitung in Richtung *a* bedeuten muß. Deformation an starren Blasten mit undulösem Auslöschen und beginnender Polygonisation aktiviert (010)-Gleitebene in den Richtungen *a*, *c*, *c+a*, *c-a*, *N*₁, eventuell auch (021)/*a*-Gleitebene und selten (001)-Gleitebene. Subkornbildung ist verbunden mit (001)/*a*-, (001)/*b*-, (010)/*a*- und (010)/*N*₁-Gleitebene. Zusätzlich können noch Gleitungen in den Zonen [3 $\bar{1}$ 2], [$\bar{1}$ 12], [$\bar{1}$ 1 $\bar{2}$] und eventuell auch (021)/[112]-Gleitebene auftreten. Unter grünschieferfaziellen Bedingungen scheint generell (010)-Gleitebene zu dominieren.

Tabelle 2

Gleitsysteme im Plagioklas, für deren Existenz die Einzelkristalluntersuchungen (Kap. 3) Hinweise geliefert haben. Diese möglichen Gleitsysteme sind in Beziehung gesetzt zu Deformationstemperaturen, zum An-Gehalt und zu den Deformationstexturen, aus denen sie abgeleitet worden sind.

Probe	Deformationstemperatur	An-Gehalt	Deformationstextur	Gleitsysteme
2061	Grünschiefer-Fazies	0–10	Knickbänder	(010) dominant (001)/ <i>a</i>
2767	Grünschiefer- bis untere Amphibolit-Fazies	0–10	Subkörner	(010)/ <i>a</i> -, (001)/ <i>a</i> dominant (001)/ <i>b</i> -, (010)/ <i>N</i> ₁ /untergeordnet (021)[112](?)
741	Amphibolit- bis Grünschiefer-Fazies	37–52	Subkörner	(010)/ <i>N</i> ₁ -, (010)/ <i>a</i> -, (001)/ <i>a</i> -, (001)/ <i>b</i> / eventuell Gleitung in [3 $\bar{1}$ 2], [$\bar{1}$ 12], [$\bar{1}$ 1 $\bar{2}$]
1146	Grünschiefer-Fazies	44–48	Subkorn Grenzen: Knickbänder:	(010)/ <i>a</i> , <i>c</i> , <i>c+a</i> , <i>N</i> ₁ -, (001)/ <i>a</i> (?), (110)/ <i>c</i> (?)/ (010) dominant, (001)/ <i>a</i> , (001)/ <i>b</i>
801	Grünschiefer-Fazies	44–54	Undulation + Subkörner Deformationslamellen	(010)/ <i>a</i> , <i>c</i> , <i>c+a</i> , <i>c+a</i> , <i>N</i> ₁ /dominant (001) selten, (021)/ <i>a</i> (?) [100]/ <i>a</i> (?)/dominant, (010)/ <i>N</i> ₁ oder <i>c</i>
1093	Amphibolit-Fazies	48–62	Undulation + Subkörner	(010)/ <i>a</i> , <i>c</i> , <i>c+a</i> , <i>N</i> ₁ /dominant (001) selten, (021)/ <i>a</i> (?)

Mit beginnender Polygonisation könnte (001)-Gleitung an Bedeutung gewinnen. Dabei ist kein gravierender Unterschied zwischen den im Albit und den im Plagioklas mit An_{37-58} wirksamen Gleitsystemen erkennbar. Hierbei sollten aber mehr Daten ein genaueres Bild ergeben. Die Gleitsysteme (010)/ c und (010)/ $a+c$ werden von anderen Autoren für natürlich deformierten Plagioklas angegeben, und (010)/ $a+c$ -, (130)/ c -, (201) $1/2[112]$ - und $(11\bar{1})[101]$ -Gleitung für experimentell deformierten Plagioklas. Außerdem sollen auch (001)/ $1/2[110]$ -, $(110)/1/2[1\bar{1}2]$ - und $(12\bar{1})/a+c$ -Gleitung bei natürlich deformiertem Plagioklas auftreten (siehe hierzu GANDAIS & WILLAIME, 1984).

In der vorliegenden Studie ist der Ordnungsgrad des Plagioklases nicht berücksichtigt worden. Messungen, die Hinweise auf den aktuellen Ordnungsgrad erbringen, sind nur bedingt sinnvoll, da sich daraus nicht unbedingt der Ordnungsgrad während der Deformation rückschließen läßt. VOLL (1968) hat gezeigt, daß Feldspäte den Zeitraum einer Gebirgsbildung brauchen, um von einem ungeordneten in einen geordneten Zustand zu gelangen. Die Einzelkristallstudien in der vorliegenden Arbeit sind fast ausschließlich an Proben vorgenommen worden, die retrograd im Bereich der beginnenden Amphibolit- und der Grünschieferfazies deformiert worden sind und Abkühlungszeiten von ca. 300 m.y. (für einen Temperaturabfall von ca. 800°–300°C; HUNZIKER & ZINGG, 1980) erlebt haben. Für diese Proben wird eine zumindest teilweise Al/Si-Ordnung angenommen.

Es existiert das Konzept, daß das plastische Deformationsverhalten von Plagioklas unabhängig von seiner chemischen Zusammensetzung und seinem Ordnungsgrad ist (SMITH, 1974a; GANDAIS & WILLAIME, 1984). Dieses Konzept geht auf die Ergebnisse experimenteller Deformationsstudien am Plagioklas zurück (z. B. BORG & HEARD, 1970). WHITE (1975) jedoch fand noch beim amphibolitfazial deformierten Olioklas Sprödverhalten und erklärt dies mit dem weitgehenden Ordnungszustand des Felspats. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit geben zusätzlich Hinweise darauf, daß auch die Zusammensetzung des Plagioklases nicht ohne Einfluß auf sein Deformationsverhalten ist. Das müßte allerdings durch weiterführende Detailuntersuchungen noch genauer geprüft werden.

4. Statistische Plagioklas-Regelung

4.1. Darstellung der Regelungen

Die Regelungen von Mineralen, d. h. also die Regelungen einzelner ihrer kristallographischen oder optischen Richtungen, lassen sich auf verschiedene Arten darstellen. Immer geht es jedoch darum, die Kristallographie bzw. Optik in Bezug zu einem Strain- oder einem kinematischen System zu setzen. Die übliche Darstellung mit Hilfe von Polfiguren berücksichtigt zwar z. B. alle drei Hauptachsen des Strains aber nur jeweils eine bestimmte kristallographische oder optische Richtung des Kristalls. Umgekehrt läßt sich mit inversen Polfiguren zwar die Kristallographie vollständig berücksichtigen, aber nur jeweils eine Strainachse kann dargestellt werden. Die gesamte Orientierungsverteilung von einer Kristallmenge gegenüber einem bestimmten Koordinatensystem (z. B. den drei Strainachsen) läßt sich mit Hilfe der Transformation er-

fassen, die das kristallographische Koordinatensystem in ein äußeres Koordinatensystem überführt („orientation distribution function“, siehe hierzu BUNGE, 1985).

Im folgenden werden Plagioklasregelungen sowohl durch „normale“ als auch durch inverse Polfiguren dargestellt. Es wird versucht, dadurch in relativ einfacher Weise einen Eindruck von den jeweiligen Plagioklasregelungen zu liefern. Bei den Proben mit achsialer Plättung reicht im Prinzip eine inverse Polfigur der Hauptdruckrichtung zur Darstellung der Regelung aus. Bei dreiaxialen Strain kommt eine inverse Polfigur der Hauptdehnungsrichtung hinzu.

4.2. Beispiele

Im folgenden soll die statistische Gitterregelung des Plagioklases anhand einiger Beispiele und mit Hilfe der bisher präsentierten Daten diskutiert und interpretiert werden. Aktive Gleitsysteme von Regelungsmustern abzuleiten ist problematisch, genauso wie es problematisch ist anzunehmen, daß mit dem Elektronenmikroskop beobachtete Gleitsysteme eine vorhandene Regelung produziert haben müssen (siehe Diskussion bei SHELLEY [1986] und OHLSEN & KOHLSTEDT [1986]). Wenn im folgenden aus Gitterregelungen Rückschlüsse auf Gleitsysteme gezogen werden, so geschieht das insbesondere unter dem Aspekt, daß die vorliegende Untersuchung Hinweise erbracht hat, daß in einzelnen Plagioklaskörnern ein einzelnes Gleitsystem bevorzugt aktiviert werden kann und daß dadurch einzelne Maxima einer Regelung hervorgerufen werden können.

4.2.1. Albitregelung im „K1-Gneis“ (Felbertal, Hohe Tauern)

Diese Regelungen für (001), (010) und a und die tektonische Situation des K1-Gneises sind bereits anderswo beschrieben worden (KRUHL, 1986a):

Deformation lief unter Bedingungen der gesamten Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies ab. Plagioklas-„Altkörner“ wurden gittergeregt und rekristallisierten teilweise. Im Gestein ist bereits makroskopisch eine Muskovit-Biotit-Streckung auf der zweiten Schieferung erkennbar, zusätzlich ist noch eine Stengellung aus dem Verschnitt von zweiter und dritter Schieferung vorhanden. Die c -Achsen-Regelung des Quarzes (Abb. 18H) richtet sich deutlich nach dieser Stengellung (Kreuzgürtel senkrecht zur Stengellung), während sich der Plagioklas (Abb. 18E–G) überwiegend nach der (frühen) Streckung ausrichtet. In Abb. 18A–C sind die inversen Polfiguren für die Senkrechte zur Schieferung (Z), die Stengellung (β) und die Muskovit-Biotit-Streckung (X) dargestellt. Trotz der geringen Anzahl an Meßwerten wird deutlich: Z ordnet sich bevorzugt subvertikal zu (010) und zu (001) an; die β -Regelung enthält zwar ein Maximum parallel a , ist aber ansonsten nur schwach entwickelt; X zeigt die deutlichste Regelung: in (010) und dabei wieder bevorzugt nahe a und $a+c$; c und $c-a$ werden vermieden. Wenn wir annehmen, daß bei der Einregelung der „Altkörner“ plastische Deformation mit Gleitprozessen dominiert hat, wie es die vorhandenen Subkörner anzeigen, so können wir aus den Regelungen eine dominierende (010)-Gleitung in Richtung a und $a+c$ ableiten. Hinweise auf diese Gleitsysteme hatten sich unter anderem ja auch aus den Subkornuntersuchungen ergeben (Kapitel 3.1.5.). Zusätz-

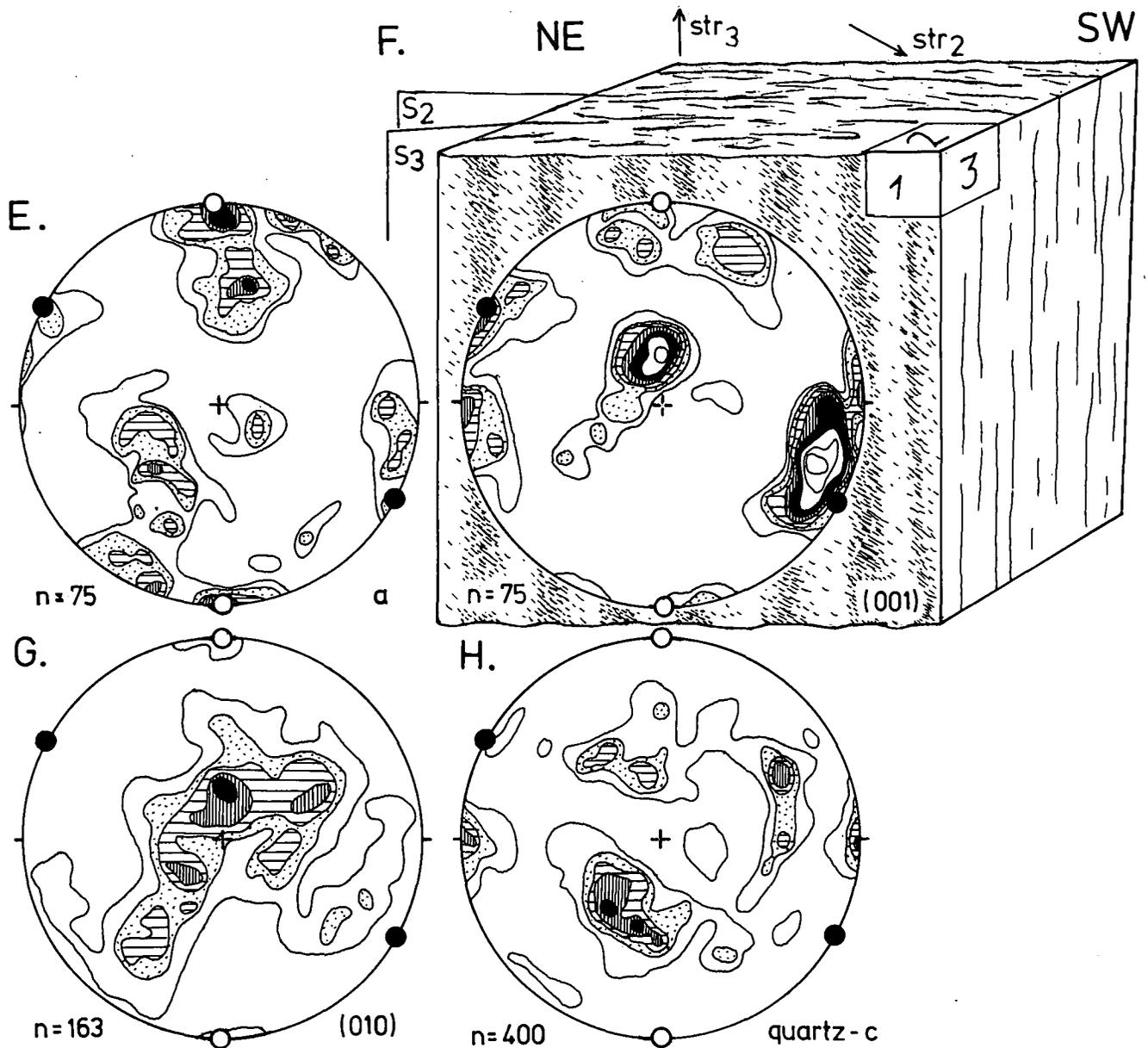


Abb. 18 (Fortsetzung).

E-H: a-, (001)- und (010)-Regelung von Albit und Quarz-c-Regelung. Die Plättungsebene liegt in der Projektionsebene, die Glimmerstreckung (str_2 ist durch geschlossene und die Stengelung (str_3) durch offene Kreise dargestellt.

In Diagramm F ist anhand eines Blockbildes das Gefügeinventar der Probe 2767 skizziert. Für den Albit sind Meßwerte aus den Schnitten 1, 2 und 3 kumuliert worden, für den Quarz Meßwerte aus den Schnitten 2 und 3.

Diagramm E-G: Auszählfläche 3,0; Konturintervalle 1,0 - 1,5 - 2,0 etc.

Diagramm H: Auszählfläche 1,0; Konturintervalle 1,2 - 1,8 - 2,4 - 3,0 - 3,6.

4.2.2. Albitregelung in einem Meta-Pegmatit der Ivrea-Zone

Die (001)-, (010)- und a-Regelungen dieser Probe sind bereits anderswo dargestellt worden (KRUHL, 1987a). Der Meta-Pegmatit wurde von ca. 500° abwärts bis unter 300°C deformiert. Dabei wurden die Albitblästen verknickt und überwiegend parallel zu (001) und (010) zerschert. Undulation und eine geringe Polygonisation und beginnende Rekristallisation sind entwickelt. Der Plagioklas-Strain entspricht fast achsialer Plättung, eine Streckung ist nur undeutlich entwickelt. Die in Abb. 19 dargestellten inversen Polfiguren für die Senk-

rechte zur Schieferung (Z) und die Dehnungsrichtung (X) zeigen nur eine schwache Regelung. Die Z-Richtungen versammeln sich generell in der Nähe von (010) und bilden einen deutlichen Kleinkreis um (001). Einerseits drückt sich darin die bei der Verknickung der Albite dominierende (010)-Gleitung aus, andererseits die fast achsiale Plättung. Auch die schwache Regelung des X-Diagramms deutet das an. Die Maxima nahe $c+a$ und $c-a$ könnten durch die (010)-Gleitung hervorgerufen sein, während andererseits die beiden Maxima in [100], zusammen mit den Z-Maxima in [100], ein Produkt der starken Zerschierung parallel zu (010) und (001) sein dürften.

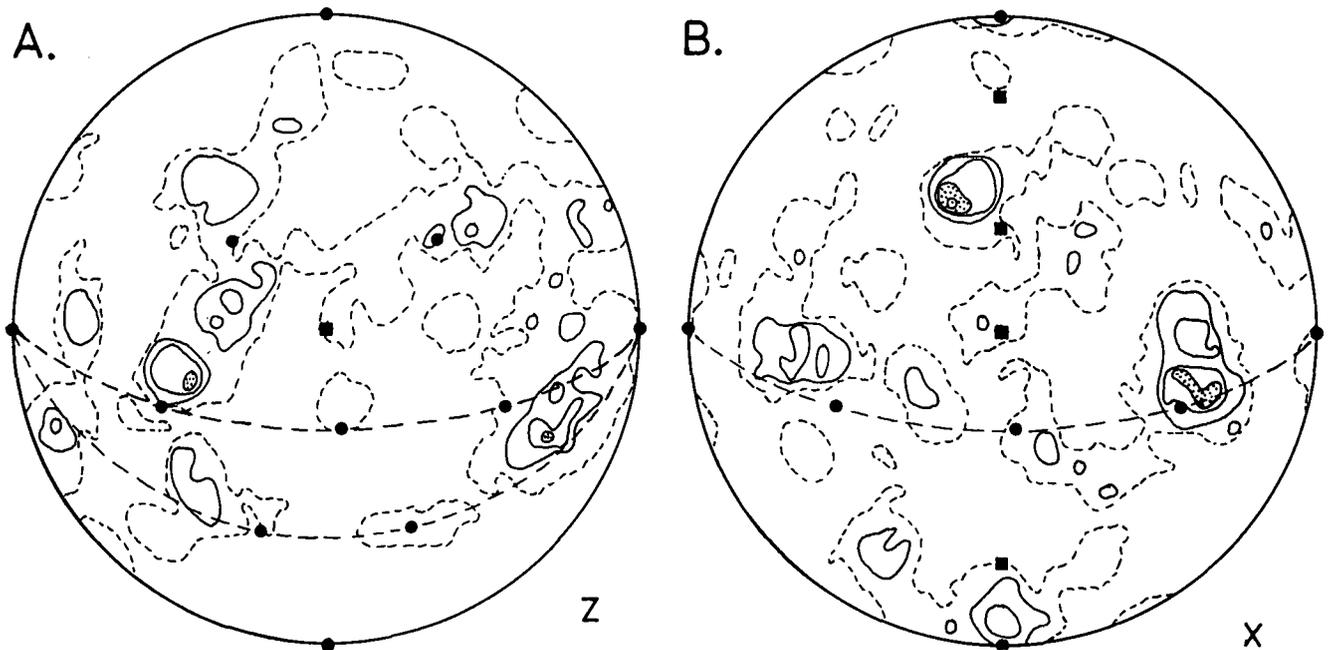


Abb. 19: Inverse Polfiguren der Probe 2061. Albit-„Altkörner“; flächentreue Projektion entsprechend Abb. 18D. Jeweils 143 Meßwerte.

A) Diagramm für die Plättungsrichtung Z.
B) Diagramm für die Streckungsrichtung X.

4.2.3. Oligoklasregelung in einem Meta-Gabbro der Ivrea-Zone

Für diese Probe sind in Abb. 20 die (001)-, (010)- und a -Regelungen dargestellt. Der Oligoklas wurde unter Amphibolit- bis Grünschieferfaziesbedingungen stark zerschert. Rekristallite, Subkörner, Undulation, Knickbänder und intrakristalline Brüche weisen darauf hin, daß die Deformation mit sinkenden Temperaturen \pm kontinuierlich andauerte. Die Regelungen sind scharf. Die a -Richtung ist deutlich parallel zur Schieferungsfläche und auch zur Streckungsrichtung (abgebildet durch Amphibol-c) orientiert. Sowohl (010) als auch (001) ordnen sich bevorzugt parallel bzw. subparallel zur Schieferung an. Da bei diesem An-Gehalt sich nicht aus jeder mit dem U-Tisch vermessenen (010)-Fläche (001) und a berechnen lassen (umgekehrt aber schon; siehe dazu KRUHL, 1987b), sind deutlich mehr Werte von (010) vorhanden als von (001) oder a . (010) ist zur Charakterisierung und Interpretation der Regelung deshalb am geeignetsten. Der (010)-Gürtel senkrecht zur Streckung läßt sich – zusammen mit dem a -Maximum parallel zur Streckung – als Ergebnis einer dominierenden a -Gleitung auffassen. Dabei hat anscheinend nicht nur (010) der Gleitung gedient, sondern auch andere Flächen der Zone [100] sind Gleitflächen gewesen. Dann wäre ein großer Teil des (010)-Gürtels durch passive Rotation von (010) entstanden.

Die Probe 1163 ist von feinen Scherzonen durchzogen. Aus Mikrot Texturen läßt sich der eingezeichnete Schersinn ableiten. In Kapitel 4.2.2. ist gezeigt worden, daß das Plagioklasgitter an Scherbahnen eine rollende Bewegung um die Drehachse der Scherung ausführen kann. Es wäre möglich, daß eine solche Bewegung sowohl den (010)-Gürtel als auch den unvollständigen (001)-Gürtel um die Senkrechte zur Scherrichtung hervorgerufen hat. Aber nur ein Teil der vermessenen Körner könnte auf diese Weise rotiert sein. Ihre a -Achsen

müßten sich in der Nähe der Rotationsachse der Scherung anordnen. Nur eine detaillierte Zuordnung der verschiedenen (001)-, (010)- und a -Regelungsbereiche zueinander könnte eine Klärung bringen.

Die Regelungen zeigen keine bedeutsamen Asymmetrien, die sich der Scherbewegung zuordnen ließen.

4.2.4. Andesinregelung in einem Metagabbro der Ivrea-Zone

Die Regelungen für verschiedene Flächen und Richtungen dieser Probe sind bereits ausführlich bei KRUHL (1987a) diskutiert worden. Hier sollen nur ergänzend die inversen Polfiguren für die Senkrechte zur Schieferung (Z) und die Streckungsrichtung (X) vorgestellt werden (Abb. 21). Deutlich wird:

- 1) Z liegt überwiegend im „positiven“ Quadranten [mit den Eckpunkten c , (100) und (010)] der inversen Polfigur.
- 2) Z ordnet sich bevorzugt nahe der Zone [100] an, und zusätzlich nahe bestimmten Flächen, vor allem (111), aber (010), (021), (110) und (130).
- 3) X steht nur in leichter Beziehung zur (010)-Fläche, bildet ansonsten diverse Maxima irrationaler Richtung.

Die einzelnen Gleitsysteme, die aus den Subkornrotationen abgeleitet worden waren, (Kapitel 3.1.5.) lassen sich in der Regelung der Probe kaum wiedererkennen. Das kann bedeuten: Entweder war die zufällige Auswahl der Subkörner nicht repräsentativ, oder Straininhomogenitäten im Mikrobereich verwischen die Regelung, die ja insgesamt nur auf ein Strainsystem bezogen ist, oder aber die Regelung ist nicht von der Polygonisation geprägt worden sondern von der früheren (?) fast vollständigen Rekristallisation der Probe. Die inverse Polfigur für Z zeigt weniger deutlich, was aber bei den Regelungen der einzelnen Flächen (siehe KRUHL, 1987a) klar hervortritt, daß nämlich verschiede-

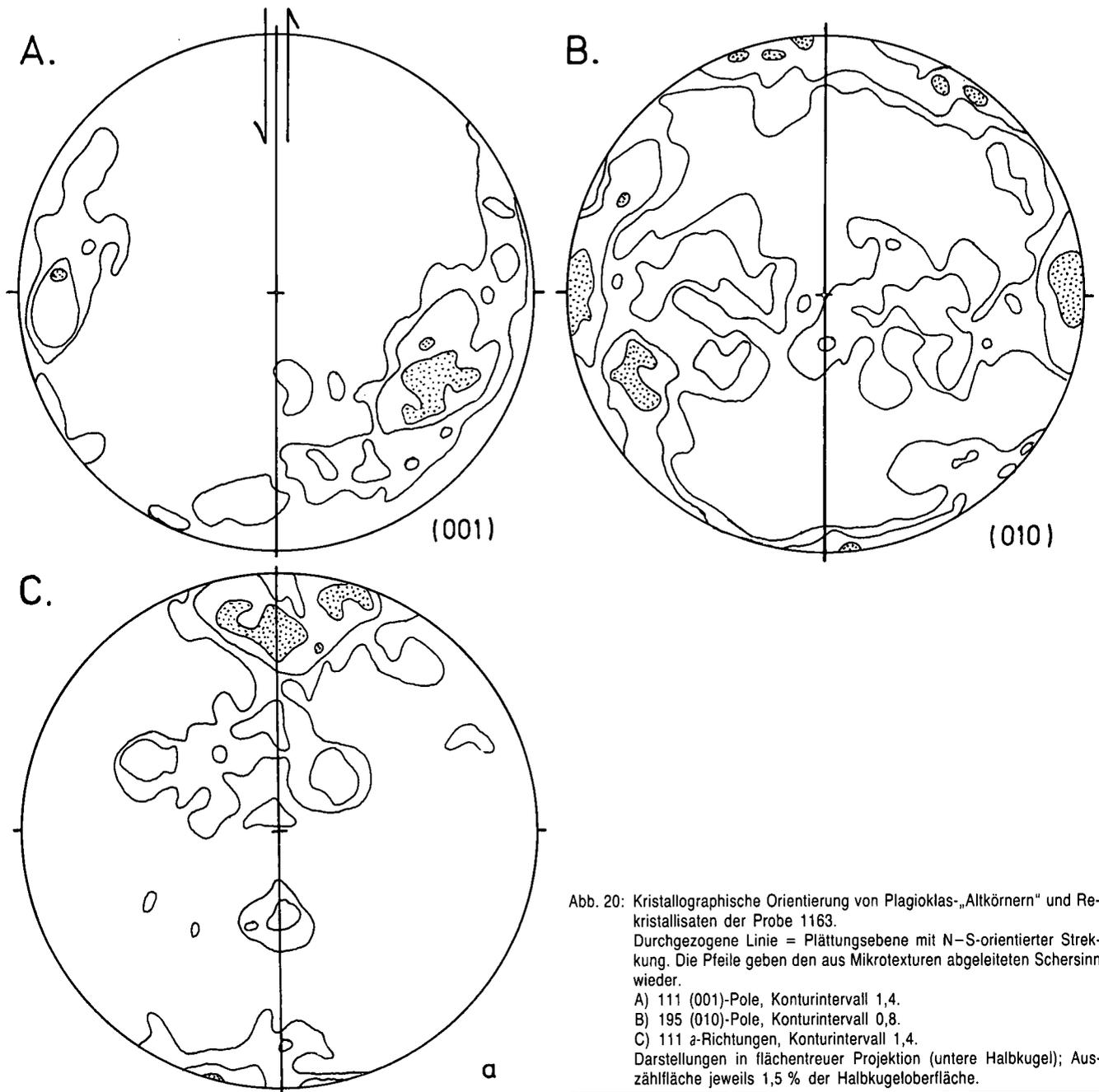


Abb. 20: Kristallographische Orientierung von Plagioklas-„Altkörnern“ und Re-kristallisaten der Probe 1163.
 Durchgezogene Linie = Plättungsebene mit N-S-orientierter Streckung. Die Pfeile geben den aus Mikrotusername abgeleiteten Schersinn wieder.
 A) 111 (001)-Pole, Konturintervall 1,4.
 B) 195 (010)-Pole, Konturintervall 0,8.
 C) 111 a -Richtungen, Konturintervall 1,4.
 Darstellungen in flächentreuer Projektion (untere Halbkugel); Aus-zählfläche jeweils 1,5 % der Halbkugeloberfläche.

ne Flächen sich bevorzugt parallel zur Schieferung anordnen, ohne daß sich dies auf die relative Lagebeziehung der Flächen zueinander zurückführen läßt. Dieses Phänomen läßt sich durch die Dominanz von je einem Gleitsystem in einem individuellen Plagioklaskorn erklären (siehe Kapitel 3.1.5. und 3.2.1.).

4.2.5. Andesin/Labradorit-Regelung in einem Meta-Gabbro der Ivrea-Zone

Eine ältere, vermutlich hoch-amphibolitfazielle Deformation hat das Gestein stark geplättet und Klinopyroxen, Amphibol und Plagioklas wahrscheinlich auch gittergeregelt. Eine jüngere grünschieferfazielle Deformation führte zu einem System konjugierter Scherzonen, die leicht asymmetrisch zur Plättungsebene liegen (Abb. 22D). Der eine Scherzonensatz ist stärker entwickelt als der zweite. Der Gesamtstrain ist dreiachsig, die Streckungsrichtung wird durch Amphibol- c abgebildet

(Abb. 22O). Die beiden inversen Polfiguren für die Plättungsrichtung Z und die Dehnungsrichtung X zeigen, daß sich sowohl (010) als auch (021), (130) und (131) subvertikal zu Z anordnen. Die Regelungsmuster dieser vier Flächen enthüllen zusätzliche Details: Das (010)-Maximum ist in der X - Z -Ebene des Strains gegenüber Z verdreht. (021) und (130) (Abb. 22E, F) bilden Kleinkreise um das (010)-Maximum, ungefähr entsprechend ihrem Abstand zu dieser Fläche. Zusätzlich bilden $a+c$ (Abb. 22N) einen deutlichen und a und c (Abb. 22L, M) jeweils einen diffusen Gürtel um das (010)-Maximum.

Wir können – zumindest grob – diese Regelungen als Ergebnis einer Überprägung von junger tieftemperierter über eine ältere höher temperierte Deformation erklären. In Kap. 3.2.1. war gezeigt worden, daß in dieser Probe bei grünschieferfazieller Deformation des Plagioklases an starren Blasten die Druckrichtung generell auf die Ebene senkrecht zu a und auf den (010)-Pol zu rotiert wird. Die Endpositionen der in Abb. 14A

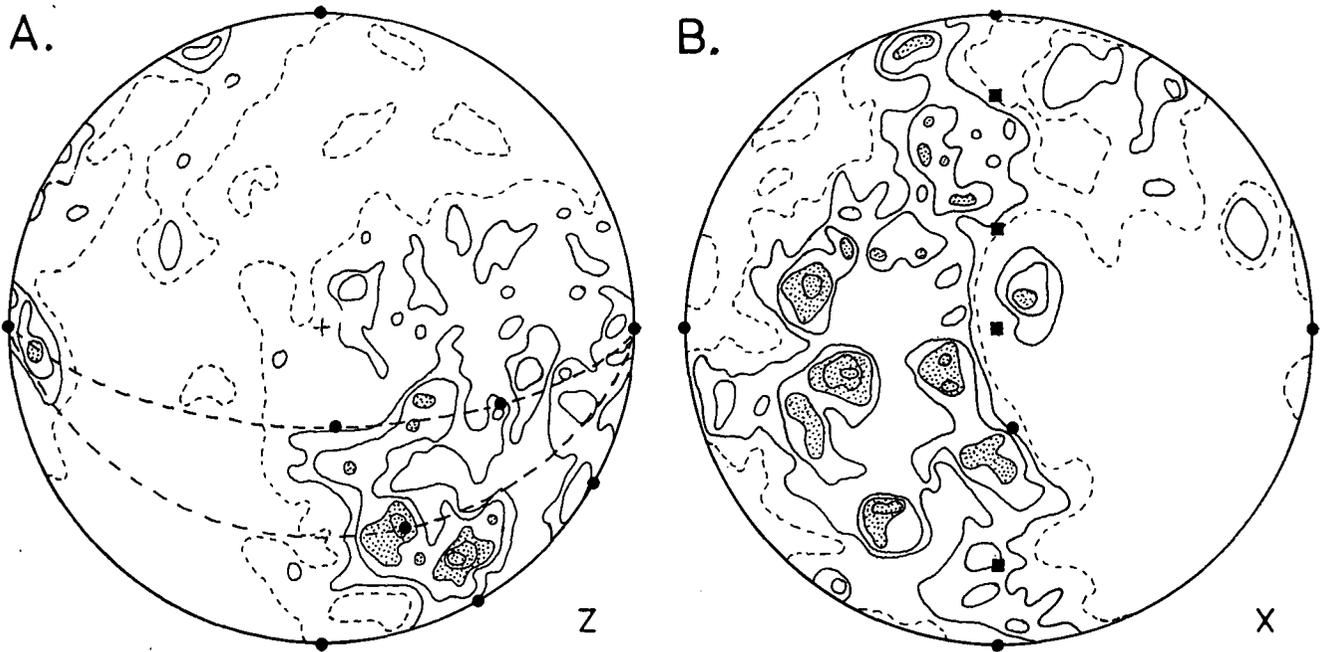


Abb. 21: Inverse Polfiguren für die Regelung von Andesin-Rekristalliten der Probe 741. Flächentreue Projektion (obere Halbkugel) entsprechend Abb. 18D. Jeweils 344 Meßwerte.

- A) Diagramm für die Plattungsrichtung Z.
B) Diagramm für die Streckungsrichtung X.

dargestellten Bewegungen der Druckrichtung liegen überwiegend dort, wo sich im Diagramm 22A die Z-Richtungen häufen. Da während der letzten Deformation (010)-Gleitung dominant war, muß Z aus Positionen näher an der (010)-Ebene auf den (010)-Pol zu rotiert worden sein, und X entsprechend in Richtung auf den [100]-Gürtel. Die „Schiefe“ des (010)-Maximums gegenüber der Plattungsrichtung können wir erklären,

wenn wir annehmen, daß sich (010) tatsächlich senkrecht zur Hauptdruckrichtung eingeregelt hat und daß diese Druckrichtung leicht schräg zur Plattungsebene liegt (wie in Abb. 22D eingezeichnet). Zum einen liegen die beiden Winkelhalbierenden der konjugierten Scherflächenscharen im gleichen Sinn schräg zum Strainsystem wie das (010)-Maximum, zum anderen sind beide ungleichmäßig stark entwickelt, in der Weise, daß eben-

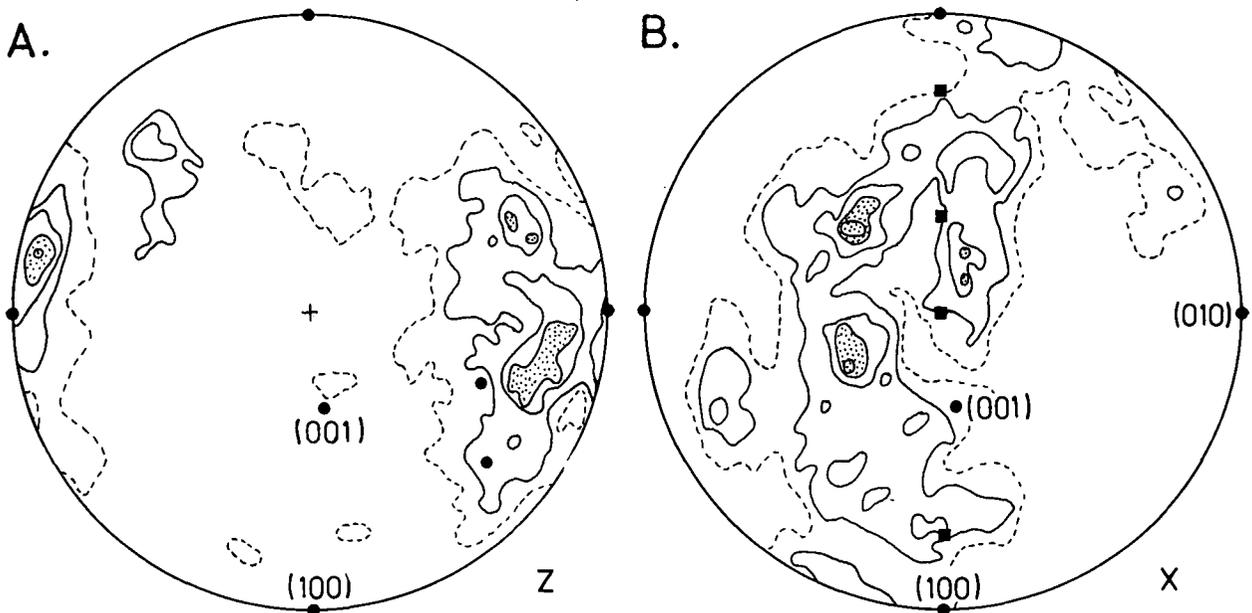


Abb. 22: Gitterregelung von Andesin/Labradorit-Kristallen der Probe 801.

Flächentreue Projektion (untere Halbkugel); durchgezogene Linie = Plattungsebene mit N-S-orientierter Streckungsrichtung. In Diagramm D sind die beiden während der grünschieferfaziellen Deformation entstandenen Scherflächen (kurz gestrichelt = schwächer, lang gestrichelt = stärker entwickelt) eingezeichnet, dazu die Winkelhalbierende (durchgezogener Pfeil) und die von ihr leicht abweichende vermutete Druckrichtung (punktierter Pfeil). Diagramm A und B: Inverse Polfiguren für die Plattungsrichtung Z und die Streckungsrichtung X entsprechend Abb. 18D. Auszählfläche jeweils 1,0; Konturintervalle 1,1 bzw. 0,8; 303 bzw. 274 Meßwerte.

Diagramme C bis O: Die Auszählfläche beträgt jeweils 1,5 mit Ausnahme von Diagramm O (= 1,0). Meßwerte/Konturintervalle für die einzelnen Diagramme: C: 303/0,6; D: 324/1,0; E: 324/0,8; F: 301/0,8; G: 301/0,8; H: 301/0,6; J: 301/0,8; K: 301/0,6; L: 301/0,7; M: 301/0,7; N: 301/0,8; O: 75/1,9.

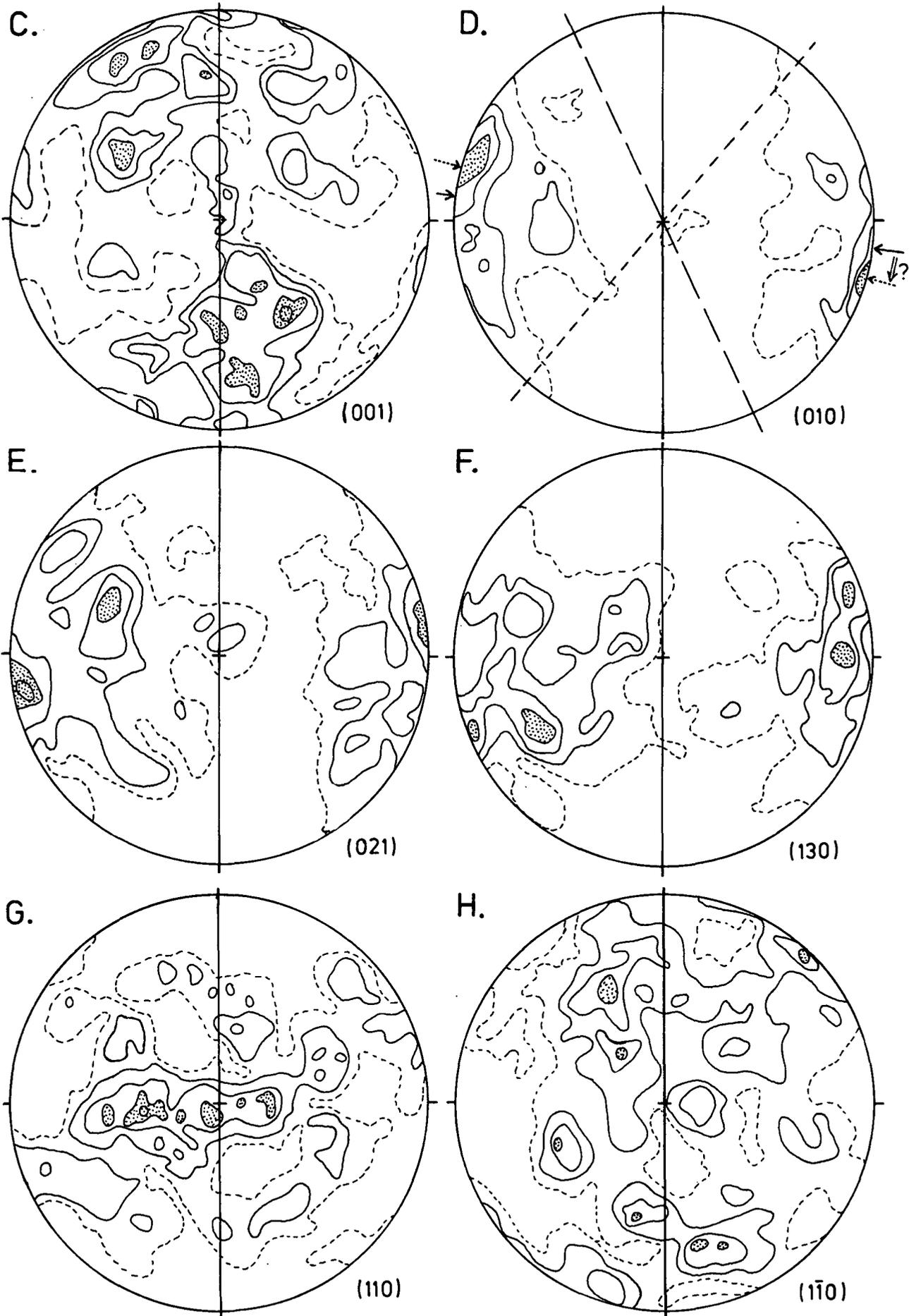


Abb. 22 (Fortsetzung).

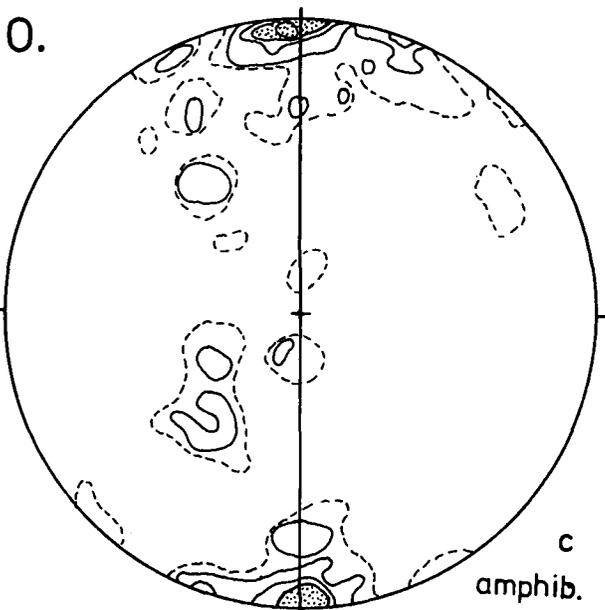
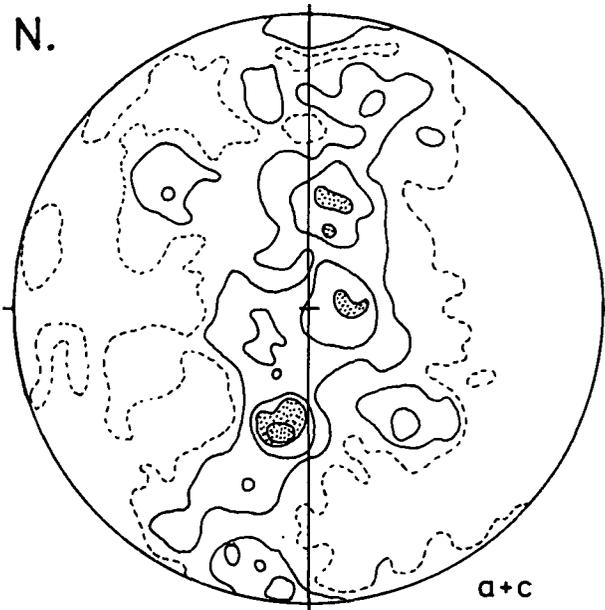
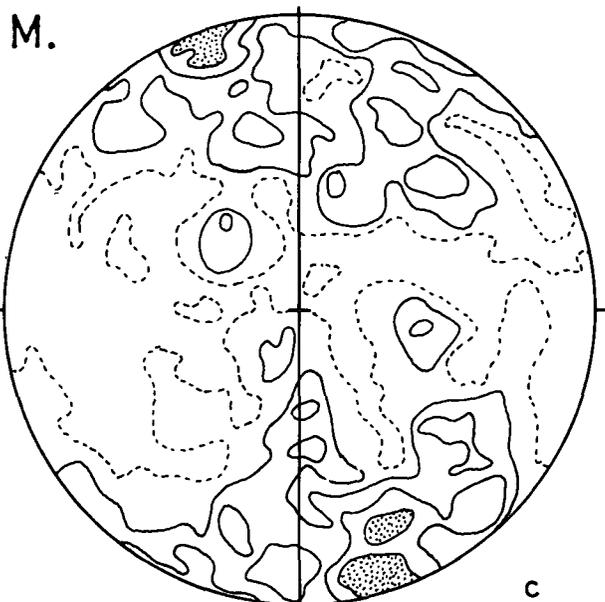
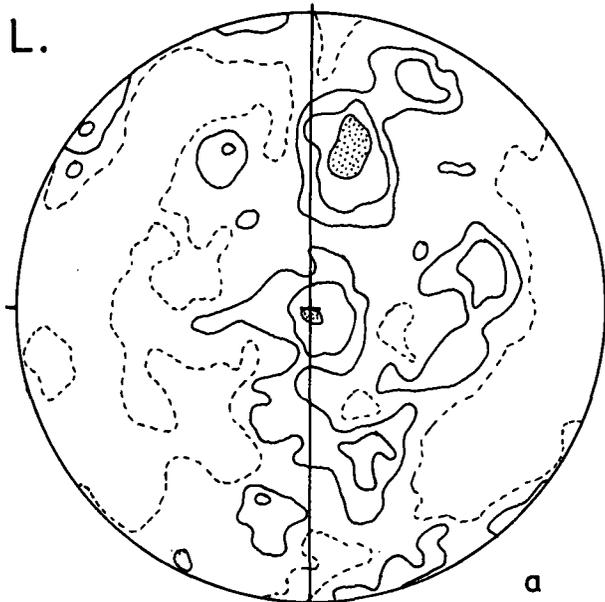
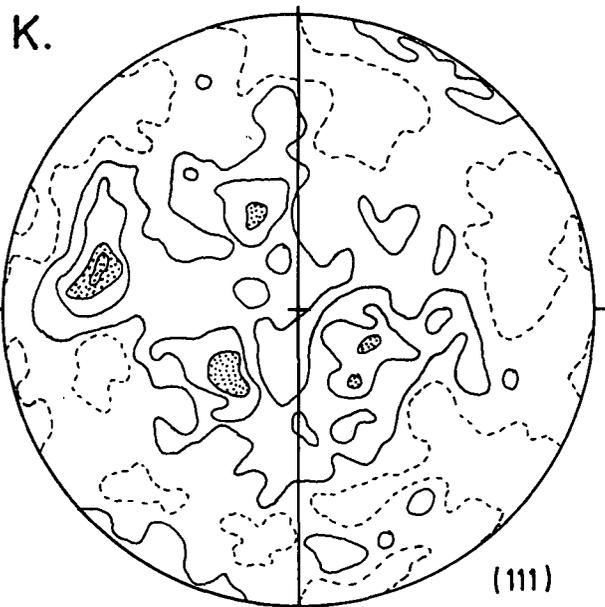
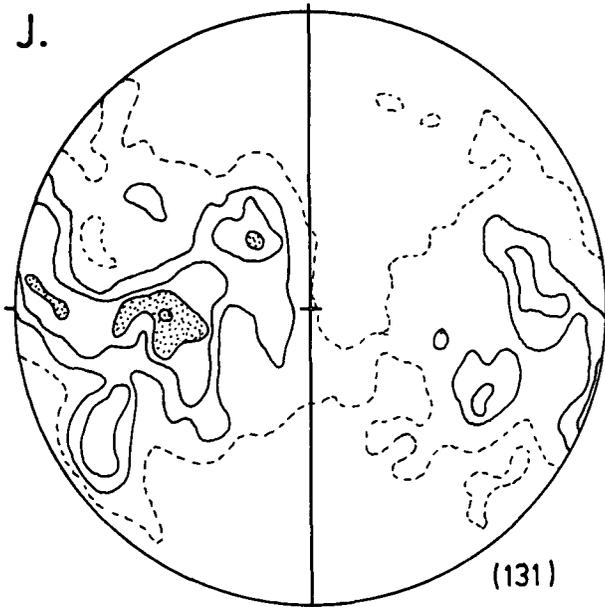


Abb. 22 (Fortsetzung).

falls eine Abweichung der Druckrichtung im Sinne des (010)-Maximums vom Strainsystem angezeigt wird.

Auf die vor der grünschieferfaziellen Überprägung vorhandene Plagioklasregelung läßt sich kaum rück-schließen. Denkbar wäre jedoch, daß eine Regelung ähnlich derjenigen der Probe 741 (Abb. 21) vorgelegen hat, bei der die verschiedensten Flächen parallel zur Plättungsebene eingeregelt waren. Dominierende (010)-Gleitung könnte eine solche Regelung dann auf

das in Abb. 22A dargestellte Regelungsmuster redu-ziert haben.

4.2.6. Oligoklas/Andesin-Regelungen aus der Alpenen „Wurzelzone“ und der Monte Rosa-Decke (Westalpen)

Die in Abb. 23 dargestellten Regelungen stammen aus Gneis- und Augengneisproben aus dem nördlichen

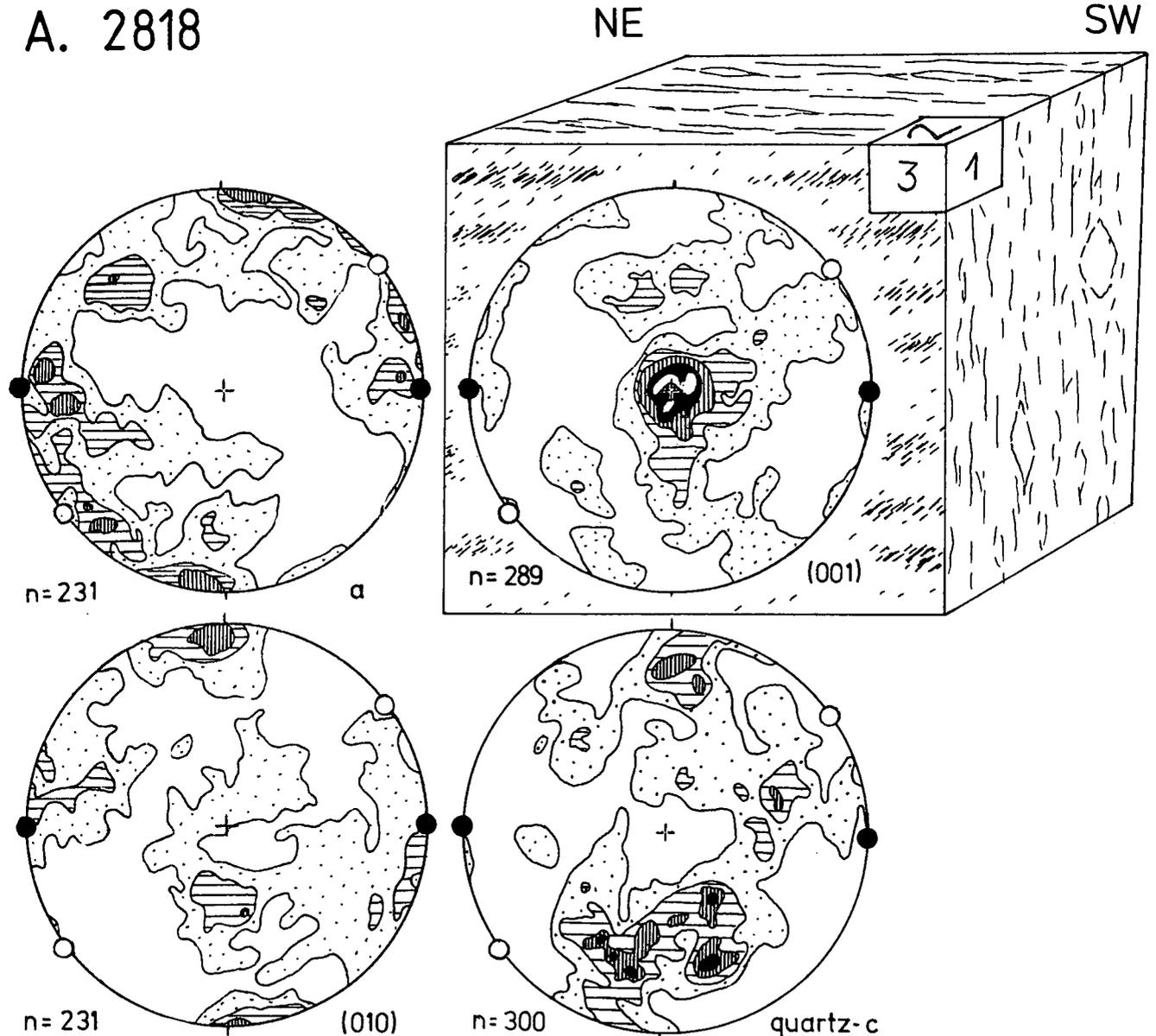


Abb. 23: Plagioklas- und Quarzregelungen aus Gneisproben der alpinen „Wurzelzone“ und der Monte Rosa-Decke. Dargestellt sind Quarz-c-Achsen-Regelungen und die Indikatritz- und Gitterregelungen von Plagioklas-Rekristallisaten der Zusammensetzung Oligoklas/Andesin. Bei diesem Chemismus liegen die drei Indikatritzachsen α , β und γ annähernd parallel zu den drei kristallographischen Richtungen a , $\perp(001)$ und $\perp(010)$. Anhand der Blockbilder ist das gefügekundliche Inventar der Proben schematisch dargestellt. Neben einer oder zwei Schieferungsscharen sind eine Glimmerstreckung und eine Stengelung unterschiedlicher Orientierung entwickelt. Die Stengelung entsteht dadurch, daß zwei Schieferungsscharen einander im spitzen Winkel schneiden. Bei den Proben 706, 1369 und 1556 liegt sie parallel zur Glimmerstreckung, bei den Proben 2818 und 2682 weicht sie von ihr ab. Die Kreuzgürtelmuster der Quarz-c-Achsen-Regelungen liegen stets symmetrisch zur Stengelung, die Plagioklas-Regelungsmuster hingegen orientieren sich nach der Glimmerstreckung (wenn diese von der Stengelung abweicht). Schwarze Kreisfläche = Stengelungsrichtung bzw. Glimmerstreckung, falls beide parallel verlaufen; weiße Kreisfläche = Glimmerstreckung, die von der Stengelung abweicht; flächentreue Projektion (untere Halbkugel); Projektionsebene = Plättungsebene. Für die Plagioklasregelungen gilt: Auszählfläche stets 3,0, Konturintervalle stets 0,5 (beginnend mit 1,0). Vermessen worden sind bei Probe 2818 a , (001) und (010), bei allen anderen Proben die drei Indikatritz-Achsen. Die Messungen stammen von allen am jeweiligen Blockbild eingezeichneten Schnitten (Probe 706: nur von den Schnitten 4 und 5). Die Anzahl n der Messungen ist jeweils bei den Diagrammen angegeben. Für die Quarzregelungen gilt: Stets 300 Messungen; immer von dem Schnitt senkrecht zur Stengelung (bis auf Probe 2818: aus den Schnitten 1 und 2). Auszählfläche: 2,0 (Probe 2818; 1,5 (706); 1,0 (1369, 1556, 2682); Konturintervalle: 0,5 (beginnend mit 1,0, Probe 2818); 0,8 (1556); 0,9 (2682); 1,0 (1369) und 1,3 (706).

B. 706

NE

SW

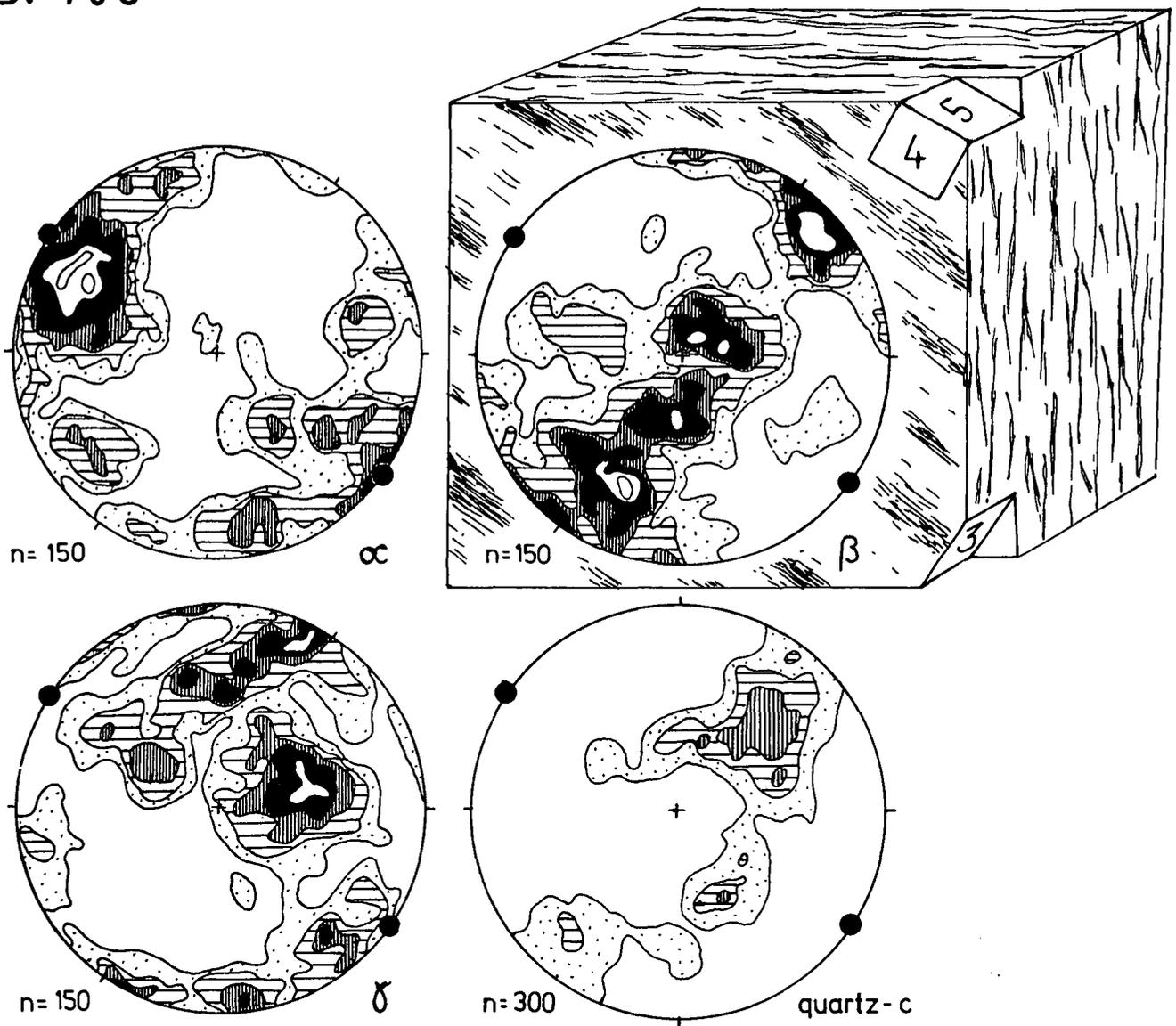


Abb. 23 (Fortsetzung).

Teil der „Wurzelzone“ und dem südlichen Teil der Monte-Rosa-Wurzel, in dem die Deformation bei aufsteigenden Temperaturen bis zu 520–560°C ablief. Die Plagioklas-Regelungen sind jeweils zusammen mit Quarzregelungen der gleichen Probe und einem schematischen Blockbild dargestellt. Es sind – bis auf Probe 2818 – anstelle von kristallographischen Richtungen die drei Indikatrixachsen dargestellt. Da bei einem An-Gehalt von 21–34 % die Indikatrixachsen nahe dem (010)- und (001)-Pol bzw. nahe der *a*-Richtung liegen und nur grobe Strukturen der Regelungsmuster interpretiert werden, wird ein solcher Tausch als statthaft angesehen.

1) Probe 2818 (Abb. 23A): In dieser Probe ist eine nach NE tauchende Streckung (Muskovit- und Biotit-Gestalt- und Gitterregelung) entwickelt. Zwei sich spitzwinklig durchschneidende Schieferungen bilden eine horizontale Stengelung aus. Die Quarz-*a*-Achsen regeln sich auf Kreuzgürteln \pm senkrecht zur Stengelung. Die beiden weit auseinander liegenden Maxima deuten – zusammen mit der geringen Bele-

gungsdichte konzentrisch nahe der Plättungsrichtung – auf einen dreiaxialen Strain mit einer späten Überprägung durch koaxiale Plättung hin. Die längste Strain-Achse liegt parallel zur Stengelung. Die Regelung der Plagioklase bezieht sich nur un- deutlich auf die Stengelung, dafür aber deutlich auf die Muskovit-Biotit-Streckung. Während (001) bevorzugt parallel zur Plättungsebene orientiert ist, bilden die *a*-Richtungen ein diffuses Maximum und (010) einen breiten Gürtel um die Streckung. Kleinere Maxima liegen parallel bzw. senkrecht zur Stengelung.

2) Probe 706 (Abb. 23B): In dieser Probe sind sehr deutlich zwei Schieferungen entwickelt (eine ältere und eine jüngere), die eine mit 30–40° nach SW tauchende Stengelung hervorrufen. Die Glimmerstreckung liegt parallel zu dieser Stengelung. Die Quarz-*c*-Achsen regeln sich auf unvollständigen Kreuzgürteln senkrecht zur Stengelung und spiegeln damit einen dreiaxialen Strain wider. Auch die Plagioklasregelungen sind der Stengelung (und Streckung) zugeordnet. Alpha bildet ein kräftiges

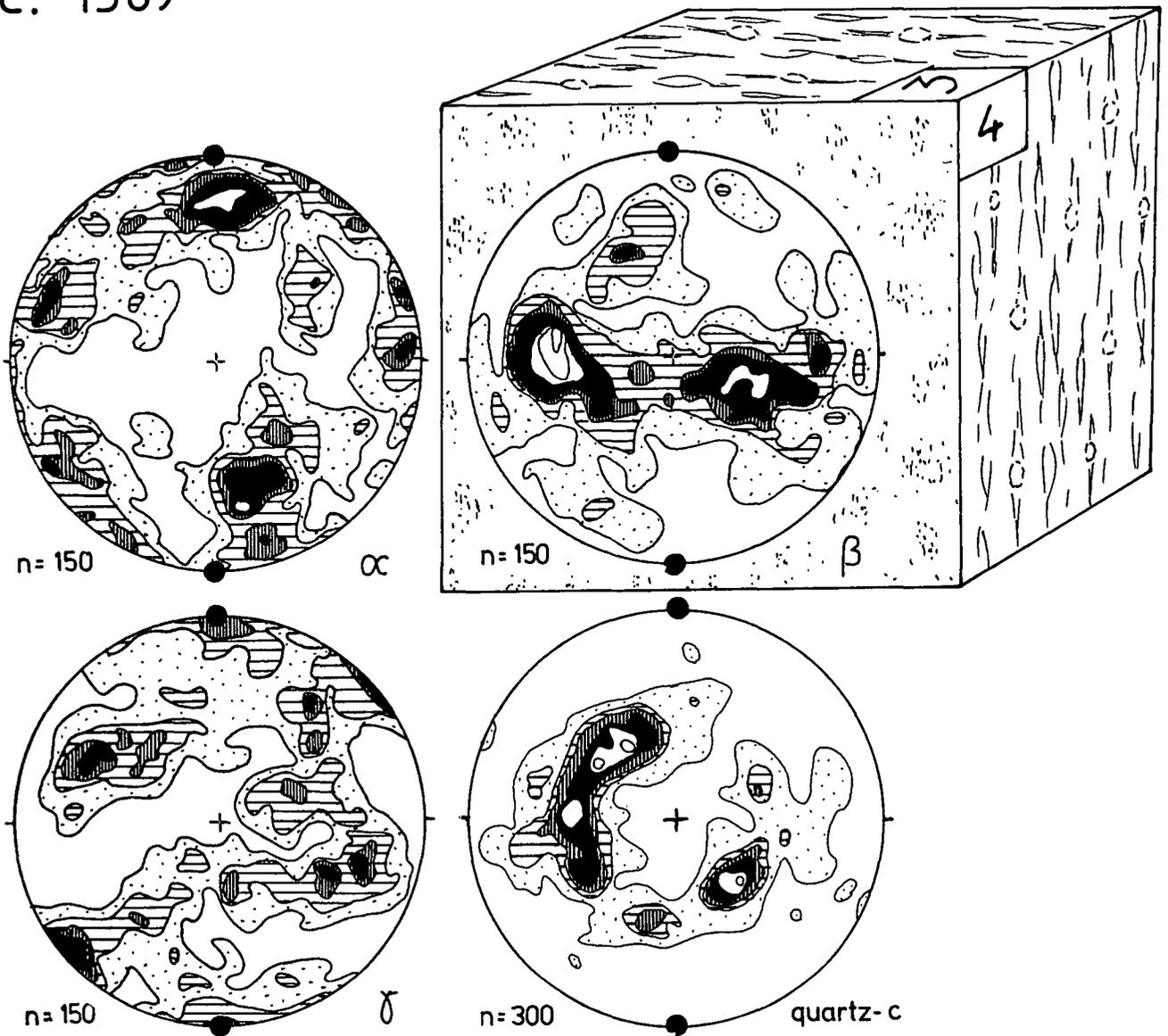


Abb. 23 (Fortsetzung).

Maximum ungefähr parallel zur Stenglung und einen diffusen Gürtel um die Plättungsrichtung. Die Beta-Richtungen liegen auf einem deutlich ausgeprägten Gürtel um die Stenglung. Gamma bildet ein unklares Gürtel- bzw. Kleinkreismuster, das schwach auf die Stenglung bezogen ist.

- 3) Probe 1369 (Abb. 23C): An dieser Probe sind nur undeutlich zwei Schieferungen zu erkennen, die fast parallel zueinander verlaufen. Eine undeutliche Glimmerstreckung taucht steil auf diesen Schieferungsflächen. Die Quarz-c-Achsen regeln sich auf einem Kleinkreis um die Plättungsrichtung. Ein Gürtel senkrecht zur Streckung ist im Ansatz vorhanden. Alpha belegt einen breiten Gürtel um die Plättungsrichtung und zwei Maxima nahe der Glimmerstreckung. Beta bildet einen Gürtel um die Streckung mit zwei Maxima nahe der Plättungsrichtung und Gamma ein schwaches Maximum und zwei diffuse Kleinkreise um die Streckung.
- 4) Probe 1556 (Abb. 23D): Hier sind ebenfalls nur undeutlich zwei Schieferungen zu erkennen, die fast parallel zueinander verlaufen und eine steil nach

SW tauchende Stenglung hervorrufen. Eine Glimmerstreckung ist – wenn überhaupt – parallel zur Stenglung ausgebildet. Die Quarz-c-Achsen sind deutlich auf unvollständigen Kreuzgürteln um die Stenglung geregelt. Sie zeigen einen dreiaxialen Strain an. Die Plagioklasregelungen stehen nur in schwacher Beziehung zur Stenglung. Alpha bildet ein Maximum parallel zur geographisch Vertikalen in der Plättungsebene und einen breiten Gürtel senkrecht zu dieser Richtung, den man jedoch auch als unvollständigen Kleinkreis um die Stenglungsrichtung auffassen kann. Beta bildet einen Kleinkreis ungefähr um die Stenglung und einen rudimentären Gürtel um die Plättungsrichtung. Gamma hingegen bildet ein breites Maximum um die Horizontale.

- 5) Probe 2682 (Abb. 23E): In dieser Probe sind die Plagioklasregelungen ebenfalls der steilen Glimmerstreckung und nicht der horizontalen Stenglung – als Produkt zweier Schieferungen – zugeordnet. Alpha bildet ein Maximum parallel zur Streckung und Beta einen diffusen Gürtel senkrecht dazu, mit mehreren Maxima nahe der Plättungsrichtung. Die Rege-

D. 1556

NE

SW

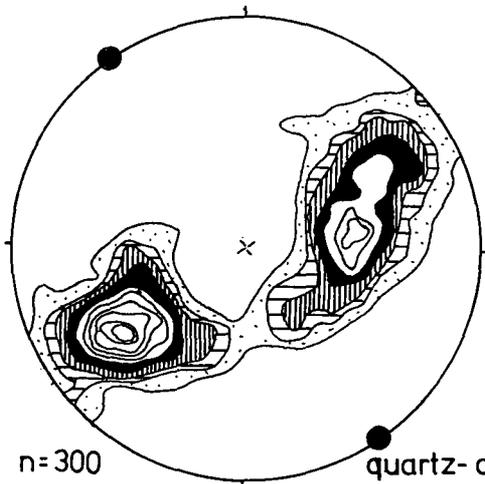
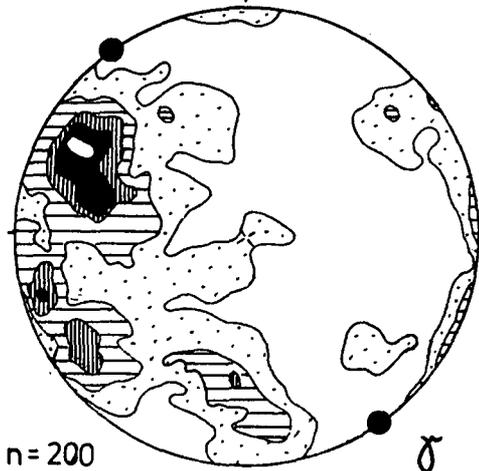
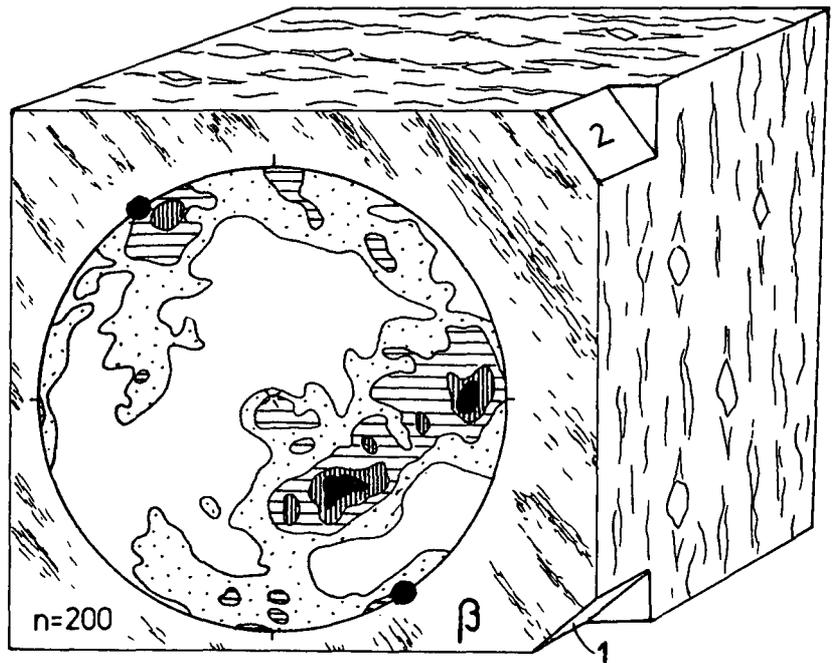
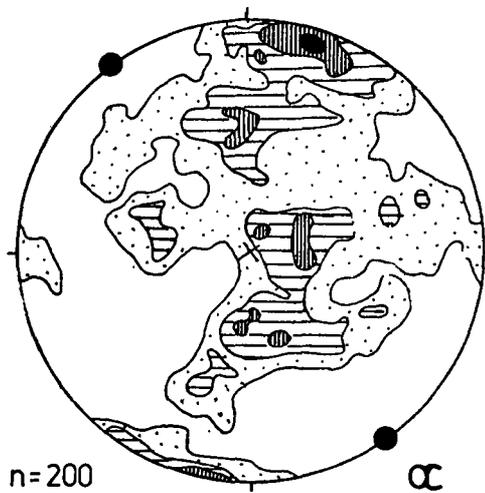


Abb. 23 (Fortsetzung).

lung von Gamma steht in keiner klaren Beziehung zur Streckung oder zur Stengellung. Die Quarz-c-Achsen bilden wiederum einen unvollständigen Kreuzgürtel senkrecht zur Stengellung.

Unter der Annahme, daß die Glimmer-Einregelungen, und nicht die Stengellung, die für den Plagioklas „gültige“ Streckung repräsentieren, daß sich in diesen Proben generell a parallel zur Streckung und (001) parallel zur Plättungsebene orientiert haben und daß die Plagioklasregelungen bei der Bildung einer zweiten Schieferung möglicherweise überprägt oder passiv verdreht worden sind, können wir zu einer für alle Regelungen gültigen Interpretation gelangen:

Das a - und das (001)-Maximum der Probe 2818 spiegeln einen dreiachsialen Strain wider, der gleichzeitig mit der ersten Schieferung entstanden ist. Durch spätere leichte Drehungen um die Stengellung sind zwei diffuse (001)- und (010)-Gürtel senkrecht zur Stengellung angelegt worden. Da in der Probe 706 Stengellung und Streckung parallel zueinander liegen, bleibt ein kräftiges Alpha ($\approx a$)-Maximum parallel zur Stengellung erhalten, während Beta [$\approx \perp(001)$] aufgrund der späte-

ren Drehbewegung um die Stengellung einen deutlichen Gürtel um diese Linie ausbildet. Auch in der Probe 1369 war bei einem ursprünglich leicht dreiachsialen Strain Beta senkrecht zur Plättungsebene und Alpha parallel zur Glimmer-Streckung orientiert. Eine spätere Überprägung durch achsiale Plättung bzw. eine leichte Rotation um die Streckung haben einen Beta-Gürtel und einen Gamma-Kleinkreis hervorgerufen. In der Probe 1556 hat ein früher dreiachsialer Strain, dessen Plättungsebene und Streckungsrichtung vermutlich leicht von der jetzigen Plättungsebene und Streckungsrichtung abweichen, ein Alpha-Maximum (nahe der geographisch Vertikalen) hervorgerufen. Spätere Drehungen um die Stengellung haben zwei entsprechende Alpha- und Beta-Kleinkreise hervorgerufen. Auch in Probe 2682 sind ein ursprünglich kräftiges Alpha-Maximum parallel zur Streckung und eine Beta-Regelung senkrecht zur ersten Schieferung vermutlich durch Drehungen um die Stengellung zu rudimentären Kleinkreisen um die Stengellung auseinandergezogen worden.

In allen fünf Proben ist der Plagioklas schwächer geregelt als der Quarz, obwohl der Strain beider Minerale

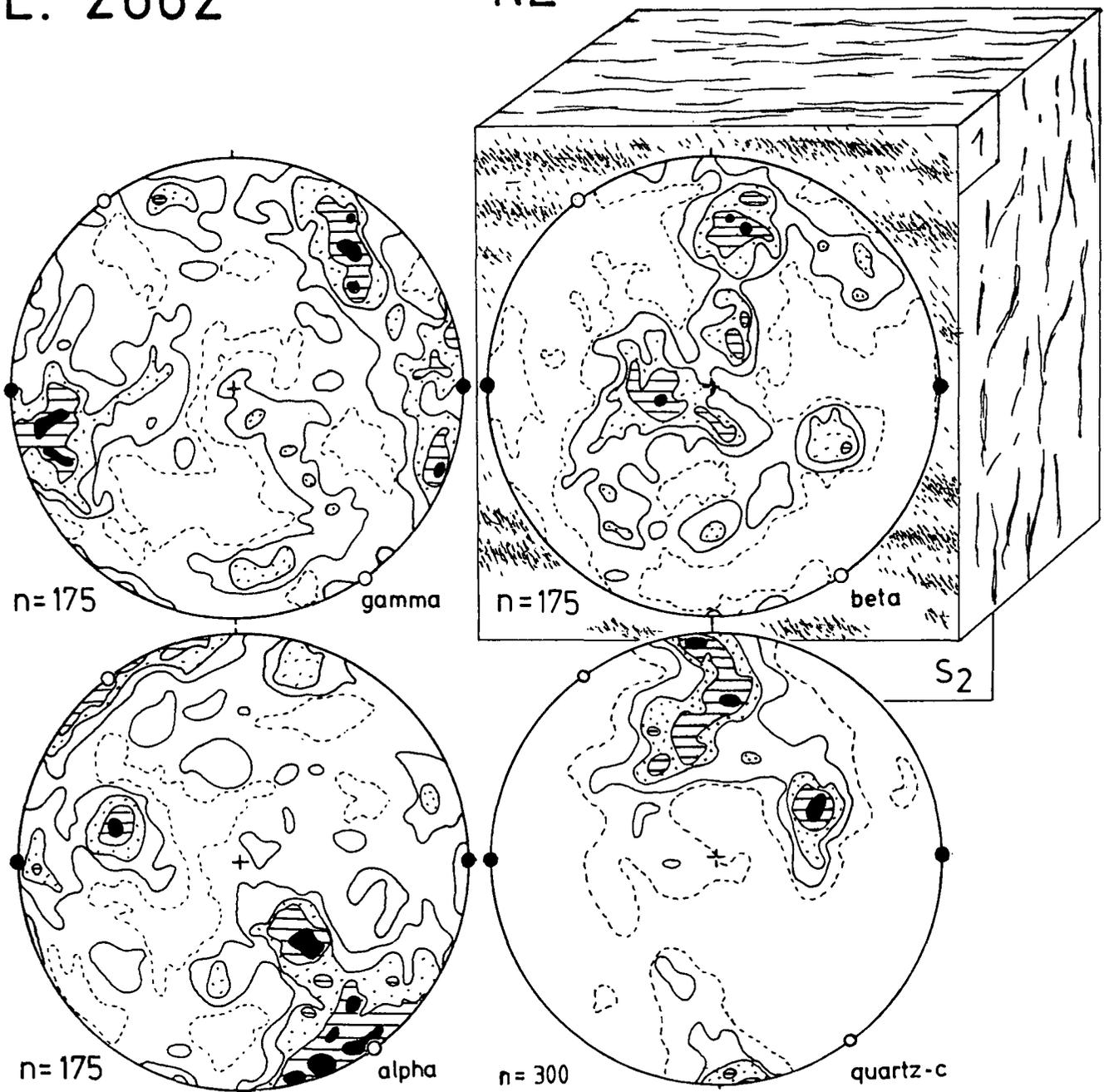


Abb. 23 (Fortsetzung).

anscheinend ähnlich ist. Neben der regelungsmindernden späten Rotation um die Stengelumgebung können weitere Ursachen zur Zeit nur vermutet werden: Abhängigkeiten zwischen Alt- und Rekristallisationskörnern können dabei ebenso eine Rolle spielen wie Effekte des Rekristallisationswachstums oder die bereits weiter oben diskutierte Selektion von Gleitsystemen und Streißvariationen im Kornbereich. Um diese möglichen Ursachen zu prüfen, sind aber weniger Untersuchungen von Vorzugsregelungen erforderlich als vielmehr ausführliche Studien im Kornbereich an deformierten Altkörnern und an Rekristallisaten.

4.3. Diskussion

Die Interpretation der vorliegenden Plagioklasregelungen hat einige Gesichtspunkte erbracht, die für eine weiterführende Untersuchung solcher Regelungen und ihre praktische Verwendung bei tektonischen Studien von Interesse sein könnten.

- 1) Die Plagioklasregelungen sind komplex; durchaus in ähnlichem Maß, wie es z. B. die Quarzregelungen sind.
- 2) In Proben, die überwiegend unter Grünschieferfaziesbedingungen deformiert worden sind, prägt

(010)-Gleitung das Regelungsmuster. Dabei können die Gleitrichtungen unterschiedlich sein, und der An-Gehalt scheint keine wesentliche Rolle zu spielen. Unter amphibolitfaziellen Bedingungen scheint (001)-Gleitung, bevorzugt in Richtung von a , zu dominieren. Daß a dominierende Gleitrichtung sein kann, ist schon von anderen Autoren vermutet worden (OLSEN & KOHLSTEDT, 1984; JENSEN & STARKEY, 1985). Auch LAWRENCE (1970), KAY (1962) und ROUSELL (1981) geben a -Maxima parallel zu einer Streckungsrichtung an. Bei der bisher vorliegenden geringen Datenmenge bleibt unklar, ob es einen scharfen Wechsel zwischen (010)- und (001)-Gleitung gibt bzw. unter genau welchen Bedingungen a -Gleitung dominieren kann. Da alle Proben mit vermutlich dominierender a -Gleitung Plagioklas der Zusammensetzung Oligoklas-Andesin enthalten, ist ein Zusammenhang mit dem An-Gehalt nicht auszuschließen. Auch der Einfluß der Rekristallisation ist unbekannt. Immerhin sind alle Proben, bei denen (001) bevorzugt parallel zur Plättungsebene orientiert ist, fast vollständig rekristallisiert und haben eine anhaltende Temperung mitgemacht. Es wird zwar in der Literatur auf mögliche Orientierungsbeziehungen zwischen Alt- und Rekristallisationskörnern hingewiesen (siehe z. B. VERNON, 1975; ROUSELL, 1981), aber genauere Untersuchungen fehlen, ganz abgesehen vom möglichen Einfluß der Korngrenzwanderung und Kornvergrößerung auf die Ausbildung von Regelungen.

- 3) Auch in den kräftig gescherten Proben zeigen die Plagioklasregelungen keine eindeutigen Hinweise (Asymmetrien z. B.) auf diese Scherung. Wie insbesondere die Gneisproben der „Wurzelzone“ und der Monte-Rosa-Decke zeigen, müssen wir aber damit rechnen, daß Plagioklasregelungen passiv verdreht werden, vor allem während einer späten tieftemperaturierten Deformationsphase, bei der Quarz-Glimmerhaltige Gesteine insgesamt noch plastisch sind, der Plagioklas aber schon starr ist und der Deformation widersteht.
- 4) Auch in den Gneisproben der „Wurzelzone“ und der Monte-Rosa-Decke wird ein Prinzip deutlich, das wir schon im K1-Gneis der Tauern angetroffen haben (KRUHL, 1986a): Wir müssen unterscheiden zwischen einer (älteren) Gestaltregelung von Mineralen und (jüngeren) Stengelungen, die von zwei sich schneidenden Schieferungsscharen hervorgerufen werden. Die Stengelungen beherrschen das makroskopische Gefügebild, während die Gestaltregelungen der Minerale (meist Glimmer oder Feldspäte) ein Randgruppen-Dasein fristen. In allen Fällen sind die Plagioklasregelungen nach der (frühen) Streckung ausgerichtet, die Quarzregelungen jedoch nach der (späten) Stengelung, die ihrerseits für den Quarz eine Streckungsrichtung darstellt. Dies ist ein Beispiel für das „bessere Gedächtnis“ des Plagioklases. Seine früh und hochtemperiert gebildeten Regelungen überleben – im Gegensatz zu denen des Quarzes – spätere, kräftige, tieftemperaturierte Deformationen, die das makroskopische Erscheinungsbild der Gesteine prägen. Wir können also mit Hilfe von Plagioklasregelungen ältere Deformationen und ihre Strainsysteme aufspüren, und das sogar dann noch (wie sich z. B. bei Probe 1556 andeutet), wenn weder im Makrogefüge noch im Mikrogefüge Anzei-

chen für solch ältere Deformationen und Strainsysteme vorhanden sind.

5. Anhang

5.1. Petrographie der untersuchten Proben

In der Tabelle 1 sind die petrographischen Daten der 21 untersuchten Proben dargestellt. Sie sind nach steigendem An-Gehalt angeordnet. Die Zusammensetzung ist ausschließlich mit dem U-Tisch bestimmt worden. Sie variiert von Albit bis Labradorit. Beim Mineralbestand sind nur Hauptgemengteile (mit ihren am Dünnschliff geschätzten Volumenanteilen) angegeben. Die Temperatur, die während der Deformation geherrscht hat, ist aus den Paragenesen und ihrer Beziehung zur Deformation abgeleitet worden. Insbesondere wurde das Rekristallisationsverhalten von Quarz, Plagioklas, K-Feldspat, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Amphibol herangezogen. Im allgemeinen dienten dabei die Untersuchungen von VOLL (1968, 1976, 1980) und entsprechende regionale petrologisch-gefügekundliche Arbeiten als Grundlage (ALTENBERGER et al. [1987], KRUHL [1979], KRUHL & VOLL [1976] für die alpine „Wurzelzone“; KRUHL [1979, 1984b], KRUHL & VOLL [1976, 1979a, b] für die Ivrea-Zone; HÖCK & HOSCHEK [1980], HÖRNES & FRIEDRICHSEN [1974], KRUHL [1986a] für den „K1-Gneis“ im zentralen Tauernfenster). Die Angaben über intrakristalline Brüche, Knickbänder, Deformationslamellen, mechanische Zwillinge, Subkörner und über Undulation sind vage gehalten, da diese Deformationstexturen z. T. untereinander fließende Übergänge zeigen oder sich im lichtmikroskopischen Bereich nicht immer eindeutig erfassen lassen (z. B. Deformationslamellen).

Bei den Proben der alpinen „Wurzelzone“ sind mögliche präalpine Deformationsereignisse außer acht gelassen worden. Insbesondere die Angaben zu den Rekristallisaten beziehen sich nur auf das (einzige) alpine Ereignis.

Ebenso beziehen sich die Angaben über die Rekristallisate der Ivrea-Zone-Proben nur auf das letzte Deformationsereignis. So sind z. B. die 10 % Plagioklas-Rekristallisate der Probe 801 durch ein letztes Deformationsereignis um 500°C entstanden, die „Altkörner“ jedoch könnten selbst noch Rekristallisate einer früheren höher temperierten Deformation sein.

Die Angaben über die Häufigkeit der mechanischen Zwillinge (A = Albit, P = Periklin, A-K = Albit-Karlsbad) leiden unter der Schwierigkeit, mechanische gegen Wachstumswillinge abzugrenzen. Das betrifft vor allem die vollständig rekristallisierten Gneise der „Wurzelzone“ und Monte-Rosa-Decke (Proben 706, 1556, 1369, 2682, 2818). Die Angaben über Albit-Karlsbad-Zwillinge sind eingeklammert, um anzudeuten, daß ihre Zuordnung als Deformationszwillinge nicht sicher ist (siehe Kapitel 3.1.4.).

5.2. Erläuterung von Symbolen und Begriffen

σ_1	Hauptdruckrichtung
X, Y, Z	Größe, mittlere und kleinste Hauptachse des Strain-Ellipsoids
(010) etc.	Miller-Indizes kristallographischer Flächen des Plagioklases

[010] etc.	Miller-Indizes kristallographischer Richtungen und Zonen des Plagioklasses	BORG, I. Y. & HANDIN, J.: Experimental deformation of crystalline rocks. – <i>Tectonophysics</i> , 3 , 249–308, Amsterdam 1966.
$a, b, c, c+a, c-a$	Kristallographische Richtungen des Plagioklasses (direktes Gitter, wie auch (010), [010] etc.; siehe Abb. 1)	BORG, I. Y. & HEARD, H. C.: Mechanical twinning and slip in experimentally deformed plagioclases. – <i>Contrib. Mineral. Petrol.</i> , 23 , 128–135, Heidelberg 1969.
a^*, b^*, c^*	Hauptachsen des reziproken Gitters, mit $a^* = \perp(100)$, $b^* = \perp(010)$ und $c^* = \perp(001)$ (siehe KLEBER, 1967, S. 345ff.).	BORG, I. Y. & HEARD, H. C.: Experimental deformation of plagioclase. – In: P. PAULITSCH (Ed.): <i>Experimental and Natural Rock Deformation</i> , 375–403, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1970.
N_1	Schnittpflanze von (010) mit der von b und b^* gebildeten Ebene; irrationale Richtung, bei An_0 nahe c , bei An_{50} nahe c^* [= $\perp(001)$].	BORGES, F. S. & WHITE, S. H.: Microstructural and chemical studies of sheared anorthosites, Roneval, South Harris. – <i>J. Struct. Geol.</i> , 2 , 273–280, Oxford 1980.
Gleitsystem	besteht aus einer Gleitebene [z. B. (010)] und einer Gleitrichtung (z. B. a); geschrieben (010)/ a	BOUCHEZ, J. L., DERVIN, P., MARDON, J. P. & ENGLANDER, M.: La diffusion neutronique appliquée à l'étude de l'orientation préférentielle de roches dans les quartzites. – <i>Bull. Mineral.</i> , 102 , 225–231, Paris 1979.
Burgers-Vektor	Geringste Distanz, um die das Kristallgitter gleiten muß, damit die beiden Gitterhälften unter und über der Gleitebene wieder miteinander übereinstimmen (Details z. B. bei HOBBS et al. [1976]).	BRADSHAW, R. & PHILLIPS, F. C.: The use of X-ray in petrofabric studies. – In: P. PAULITSCH (ed.): <i>Experimental and Natural Rock Deformation</i> , 75–97; Berlin – Heidelberg – New York (Springer-Verlag) 1970.
Inverse Polfigur	Darstellung von Bezugsrichtungen (z. B. Hauptdruckrichtung, Scherrichtung) in stereographischer (oder flächentreuer) Projektion, bezogen auf die kristallographischen Hauptrichtungen eines Minerals.	BRAUN, G.: Probleme bei der Auswertung von Universaldreh-tischmessungen, dargestellt am Beispiel eines Marmors. – <i>Clausth. Tekt. H.</i> 10 , 299–313, Clausthal-Zellerfeld 1970.
Auszählfläche	zur Erstellung von Häufigkeitsverteilungen in stereographischer oder flächentreuer Projektion: Die bei den Abbildungen angegebenen Werte sind Prozentanteile der Halbkugeloberfläche	BROWN, W. L. & MACAUDIERE, J.: Microfracturing in relation to atomic structure of plagioclase for a deformed meta-anorthosite. – <i>J. Struct. Geol.</i> , 6 , 579–586, Oxford 1984.
Konturintervall	Abstufung der Häufigkeitsverteilung. Die bei den Abbildungen angegebenen Werte sind der Quotient aus Prozentanteil an der gesamten Anzahl der Messungen pro 1 % der Halbkugeloberfläche.	BROWN, W. L., MACAUDIERE, J., OHNSTETTER, D. & OHNSTETTER, M.: Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: textural and compositional changes in plagioclase. – <i>J. Struct. Geol.</i> , 2 , 281–287, Oxford 1980.

Dank

Ich bedanke mich bei W. FRANK (Wien) und V. HÖCK (Salzburg) für eine kritische Durchsicht des Manuskripts und bei der Alexander von Humboldt-Stiftung, die diese Arbeit durch ein Feodor-Lynen-Stipendium unterstützt hat. Die Arbeiten zur Auswertung und Darstellung der U-Tisch-Messungen wurden im wesentlichen am Rechenzentrum der Universität Salzburg durchgeführt.

Literatur

- ALTENBERGER, U., HAMM, N. & KRÜHL, J. H.: Movements and metamorphism north of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola, N. Italy. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/4**, Wien 1987 (im Druck).
- AUFFRAY, F., HUANG, Z. H. & WILLAIME, C.: Chemical modifications associated with plastic deformation in natural plagioclase feldspars. – 3rd. NATO Advanced Study Institute on „Feldspars, feldspathoids and their paragenesis“, Rennes, France (1983).
- AVÉ LALLEMENT, H. G. & CARTER, N. L.: Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations. – *Am. J. Sci.* **270**, 218–235, New Haven 1971.
- BAKER, D. W., WENK, H.-R. & CHRISTIE, J. M.: X-ray analysis of preferred orientation in fine-grained quartz aggregates. – *J. Geol.*, **77**, 144–172, Chicago 1969.
- BORG, I. Y. & HANDIN, J.: Experimental deformation of crystalline rocks. – *Tectonophysics*, **3**, 249–308, Amsterdam 1966.
- BORG, I. Y. & HEARD, H. C.: Mechanical twinning and slip in experimentally deformed plagioclases. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **23**, 128–135, Heidelberg 1969.
- BORG, I. Y. & HEARD, H. C.: Experimental deformation of plagioclase. – In: P. PAULITSCH (Ed.): *Experimental and Natural Rock Deformation*, 375–403, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1970.
- BORGES, F. S. & WHITE, S. H.: Microstructural and chemical studies of sheared anorthosites, Roneval, South Harris. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 273–280, Oxford 1980.
- BOUCHEZ, J. L., DERVIN, P., MARDON, J. P. & ENGLANDER, M.: La diffusion neutronique appliquée à l'étude de l'orientation préférentielle de roches dans les quartzites. – *Bull. Mineral.*, **102**, 225–231, Paris 1979.
- BRADSHAW, R. & PHILLIPS, F. C.: The use of X-ray in petrofabric studies. – In: P. PAULITSCH (ed.): *Experimental and Natural Rock Deformation*, 75–97; Berlin – Heidelberg – New York (Springer-Verlag) 1970.
- BRAUN, G.: Probleme bei der Auswertung von Universaldreh-tischmessungen, dargestellt am Beispiel eines Marmors. – *Clausth. Tekt. H.* **10**, 299–313, Clausthal-Zellerfeld 1970.
- BROWN, W. L. & MACAUDIERE, J.: Microfracturing in relation to atomic structure of plagioclase for a deformed meta-anorthosite. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 579–586, Oxford 1984.
- BROWN, W. L., MACAUDIERE, J., OHNSTETTER, D. & OHNSTETTER, M.: Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: textural and compositional changes in plagioclase. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 281–287, Oxford 1980.
- BUNGE, H. J.: Mathematische Methoden der Texturanalyse. – Berlin (Akademie-Verlag) 1969.
- BUNGE, H. J.: Representation of Preferred Orientations. – In: H.-R. WENK (Ed.): *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks*, 73–108, London (Academic Press) 1985.
- BUNGE, H. J. & WENK, H.-R.: Three-dimensional texture analysis of three quartzites (trigonal crystal and triclinic specimen symmetry). – *Tectonophysics*, **40**, 257–285, Amsterdam 1977.
- BUNGE, H. J., WENK, H. R. & PANNETIER, J.: Neutron diffraction texture analysis using a 2θ position sensitive detector. – *Textures Microstruct.*, **5**, 153–170, 1982.
- BURRI, C., PARKER, R. L. & WENK, E.: Die optische Orientierung der Plagioklase. – Basel (Birkhäuser) 1967.
- CARTER, N. L.: Static deformation of silica and silicates. – *J. Geophys. Res.*, **76**, 5514–5540, Washington D.C. 1971.
- CARTER, N. L.: Steady state flow of rocks. – *Rev. Geoph. Space Phys.*, **14**, 301–360, 1976.
- CASEY, M.: Numerical analysis of X-ray texture data: an implementation in Fortran allowing triclinic or axial specimen symmetry and most crystal symmetries. – *Tectonophysics*, **78**, 51–64, Amsterdam 1981.
- CHAO, E. C. T.: Pressure and temperature histories of impact metamorphosed rocks based on petrographic observations. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **108**, 209–246, Stuttgart 1968.
- CRAMPTON, C. B.: Regional study of epidote, mica and albite fabrics of the Moines. – *Geol. Mag.*, **94**, 89–103, Cambridge 1957.
- DEBAT, P., SOULA, J. C., KUBIN, L. & VIDAL, J. L.: Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, southern France). – *Lithos*, **11**, 133–145, Oslo 1978.
- DONNAY, J.: Plagioclase twinning. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **54**, 1645–1651, New York 1943.
- EMMONS, R. C.: The universal stage. – *Mem. Geol. Soc. Am.*, **8**, 1–205, Washington D.C. 1943.
- FERGUSON, R. B., TRAILL, R. J. & TAYLOR, W. H.: The Crystal Structures of Low-Temperature and High-Temperature Albites. – *Acta Cryst.*, **11**, 331–348, Copenhagen 1958.
- FITZGERALD, J. D., ETHERIDGE, M. A. & VERNON, R. H.: Dynamic Recrystallization in a Naturally Deformed Albite. – *Textures Microstruct.*, **5**, 219–237, 1983.
- GANDAIS, M. & WILLAIME, C.: Mechanical properties of feldspars. In: W. L. BROWN, (Ed.): *Feldspars and Feldspathoids*:

- Structures, Properties and Occurrences, NATO AS Series C 137, 207–246, Dordrecht (Reidel) 1984.
- GLEITER, H.: Korngrenzen in metallischen Werkstoffen. – Metallkundlich-techn. Reihe, **2** (2. Aufl.), 1–74, Berlin – Stuttgart (Börnerträger) 1977.
- GOODE, A. D. T.: High temperature, high strain rate deformation in the lower Kalka Intrusion, Central Australia. – Contrib. Mineral. Petrol., **66**, 137–148, Heidelberg 1978.
- GORAI, M.: Petrological studies on plagioclase twins. – Am. Mineral., **36**, 884–901, Washington D.C. 1951.
- GORMAN, B. E.: A model of flow and fracture in plagioclase: examples from the shear zones, Fiskenaesset Complex, West Greenland. – Ph. D. Diss., Univ. of Western Ontario, London, Ont. 1980.
- HANMER, S. K.: Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. – J. Struct. Geol., **4**, 197–213, Oxford 1982.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F.: An Outline of Structural Geology. – New York – London – Sydney – Toronto (John Wiley & Sons) 1976.
- HÖCK, V. & HOSCHEK, G.: Metamorphism of calcareous metasediments in the Hohe Tauern, Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71**, 99–118, Wien 1980.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H.: Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **54**, 769–788, Zürich 1974.
- HOFMANN, J.: Zur Methodik der Feldspatvermessung bei gefügeanalytischen Untersuchungen und ein Beispiel ihrer Anwendung. – Freiburger Forsch. H. C **241**, 7–26, Freiberg i. S. 1968.
- HUNZIKER, J. C. & ZINGG, A.: Lower Palaeozoic Amphibolite to Granulite Facies Metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, Northern Italy). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **60**, 181–213, Zürich 1980.
- JENSEN, L. N. & STARKEY, J.: Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway. – J. Struct. Geol., **7**, 527–539, Oxford 1985.
- KAY, J. G.: Orientation and composition of plagioclase in a basic charnockite from Bunker Bay, Western Australia. – J. Royal Soc. West. Australia, **45**, 111–114, Perth 1962.
- KERRICH, R. & STARKEY, J.: Chemical removal of feldspar and layer silicates from quartz-bearing rocks for X-ray petrographic studies. – Am. Mineral., **64**, p. 452, Washington D.C. 1979.
- KLEBER, W.: Einführung in die Kristallographie. – 10. Aufl., Berlin (VEB Verlag Technik) 1967.
- KOVACS, M.-P. & GANDAIS, M.: Transmission electron microscope study of experimentally deformed K-Feldspar single crystals. – Phys. Chem. Minerals, **6**, 61–76, Heidelberg 1980.
- KRUHL, J. H.: Deformation and Metamorphose des Südwestlichen Finero-Komplexes (Ivrea-Zone, Norditalien) und der nördlich angrenzenden Gneiszone. – Unpubl. Diss., Univ. Bonn, 142 p., Bonn 1979.
- KRUHL, J. H.: Plagioclase fabrics in metamorphic rocks from the southern margin of the Alps (N. Italy). – Terra Cognita, **4/1**, Paris 1984a.
- KRUHL, J. H.: Metamorphism and deformation at the northwest margin of the Ivrea Zone, Val Loana, N. Italy. – Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt., **64**, 151–167, Zürich 1984b.
- KRUHL, J. H.: Deformation und Mikrogefüge – eine Studie aus dem K1-Gneis (Felbertal, Hohe Tauern). – Jahrb. Geol. B.-A., Wien, **129/3**, 632–633, Wien 1986a.
- KRUHL, J. H.: Textures and c-axis orientations of deformed quartz crystals from porphyric dikes of the Alpine „Root Zone“ (Western Alps). – Geol. Rdsch., **75/3**, 601–623, Stuttgart 1986b.
- KRUHL, J. H.: Preferred lattice orientations of plagioclase from amphibolite and greenschist facies rocks near the Insubric Line (Western Alps). – Tectonophysics, **135**, 233–242, Amsterdam 1987a.
- KRUHL, J. H.: Computer-assisted determination and presentation of crystallographic orientations of plagioclase, on the basis of universal-stage measurements. – N. Jb. Mineral. Abh., Stuttgart 1987b.
- KRUHL, J. H. & VOLL, G.: Fabrics and Metamorphism from the Monte Rosa Zone into the Ivrea Zone near Finero, Southern Margin of the Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56**, 627–633, Zürich 1976.
- KRUHL, J. H. & VOLL, G.: Deformation and Metamorphism of the Western Finero Complex. – Memorie di Science Geologiche, Vol. **XXXIII**, 95–109, Bologna 1979a.
- KRUHL, J. H. & VOLL, G.: Excursion Guide to the Western Part of the Finero Peridotite-Metagabbro-Complex of the Ivrea Zone (N. Italy). – Memorie di Science Geologiche, Vol. **XXXIII**, 17–26, Bologna 1979b.
- LAVES, F.: Phase relations of the alkali feldspars. I. Introductory remarks. II. The stable and pseudo-stable phase relations in the alkali feldspar system. – J. Geol., **60**, 436–450, 549–574, Chicago 1952a.
- LAVES, F.: Mechanische Zwillingbildung in Feldspäten in Abhängigkeit von Ordnung-Unordnung der Si/Al-Verteilung innerhalb des $(\text{Si,Al})_4(\text{O})_8$ -Gerüsts. – Naturwiss., **39**, 546–547, Heidelberg 1952b.
- LAWRENCE, R. D.: Stress analysis based on albite twinning of plagioclase feldspars. – Geol. Soc. Am. Bull., **81**, 2057–2512, New York 1970.
- LISTER, G. S.: The Theory of Deformation Fabrics. – Unpubl. Ph. D. thesis, Austr. Nat. Univ. Canberra, 463 pp, Canberra 1974.
- LISTER, G. S.: The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. – J. Struct. Geol., **3**, 67–75, Oxford 1981.
- LISTER, G. S., PATERSON, M. S. & HOBBS, B. E.: The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: The Model. – Tectonophysics, **45**, 107–158, Amsterdam 1978.
- LORIMER, G. W., NISSEN, H.-U. & CHAMPNESS, P. E.: High voltage electron microscopy of deformed sodic plagioclase from an alpine gneiss. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **54**, 707–715, Zürich 1974.
- MARSHALL, D. B. & MCLAREN, A. C.: The direct observation and analysis of dislocations in experimentally deformed plagioclase feldspars. – J. Mater. Sci., **12**, 893–903, 1977a.
- MARSHALL, D. B. & MCLAREN, A. C.: Deformation mechanisms in experimentally deformed plagioclase feldspars. – Phys. Chem. Minerals, **1**, 351–370, Heidelberg 1977b.
- MARSHALL, D. B., VERNON, R. H. & HOBBS, B. E.: Experimental deformation and recrystallization of a peristerite. – Contr. Mineral. Petrol., **57**, 49–54, Heidelberg 1976.
- MARSHALL, D. B. & WILSON, C. J. L.: Recrystallization and peristerite formation in albite. – Contr. Mineral. Petrol., **57**, 55–69, Heidelberg 1976.
- MCLAREN, A. C., TURNER, R. G., BOLAND, J. N. & HOBBS, B. E.: Dislocation structure of the deformation lamellae in synthetic quartz; a study by electron and optical microscopy. – Contrib. Mineral. Petrol., **29**, 104–115, Heidelberg 1970.
- MOORE, A. C.: Studies of Igneous and Tectonic Textures and layering in the Rocks of the Gosse Pile Intrusion, Central Australia. – J. Petrol., **14**, 49–79, Oxford 1973.
- MÜGGE, O. & HEIDE, F.: Einfache Schiebung am Anorthit. – N. Jb. Mineral. I, **64**, 163–170, Stuttgart 1931.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J. P.: Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks. – New York (Wiley) 1976.
- OLSEN, T. S. & KOHLSTEDT, D. L.: Dislocations in some naturally deformed plagioclase feldspars. – EOS, Am. Geophys. Union, **62**, 395, Richmond 1981.
- OLSEN, T. S. & KOHLSTEDT, D. L.: Analysis of dislocations in some naturally deformed plagioclase feldspars. – Phys. Chem. Miner., **11**, 153–160, Heidelberg 1984.
- OLSEN, T. S. & KOHLSTEDT, D. L.: Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars. – Tectonophysics, **111**, 107–131, Amsterdam 1985.
- OLSEN, T. S. & KOHLSTEDT, D. L.: Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars – Reply. – Tectonophysics, **124**, 363–364, 1986.

- PAULITSCH, P.: X-ray universal stage studies on quartz deformation. — *Acta Crystallogr.*, **16**, A 117, Copenhagen 1963a.
- PAULITSCH, P.: Ein Röntgen-Universaldrehtisch. — *Fortschr. Miner.*, **41**, 158–159, Stuttgart 1963b.
- PRICE, G. P.: The photometric method in microstructural analysis. — *Am. J. Sci.*, **273**, 523–537, New Haven 1973.
- PRICE, G. P.: Study of heterogeneous fabric and texture within a quartz-feldspar mylonite using the photometric method. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **89**, 1359–1372, New York 1978.
- PRICE, G. P.: The analysis of quartz c-axis fabrics by the photometric method. — *J. Geol.*, **88**, 181–195, Chicago 1980.
- RIBBE, P. H. (Ed.): *Feldspar Mineralogy*. — *Min. Soc. Am. Short Course Notes*, Vol. 2, Washington D.C. 1975.
- REINHARD, M.: *Universaldrehtischmethoden*. — Basel 1931.
- RIEKELS, L. M. & BAKER, D. W.: The origin of the double maximum pattern of optic axes in quartzite mylonite. — *J. Geol.*, **85**, 1–14, Chicago 1977.
- ROUSELL, D. H.: Fabric and origin of gneissic layers in anorthositic rocks of the St. Charles Sill, Ontario. — *Can. J. Earth Sci.*, **18**, 1681–1693, 1981.
- SANDER, B.: *Gefügekunde der Gesteine*. — 352 S., Berlin (Springer) 1930.
- SANDER, B.: *Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper*, Vol. 2. — 480 S., Wien (Springer) 1950.
- SANDER, B., KASTLER, D. & LADURNER, J.: Zur Korrektur des Schnitteffekts in Gefügediagrammen heterometrischer Körner. — *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, Bd. **163**, 401–424, Wien 1954.
- SARANTSCHINA, G. M.: *Die Fedorow-Methode*. — 135 S., Berlin (VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften) 1963.
- SCHEDL, A., KRONENBERG, A. K. & TULLIS, J.: Deformation microstructures of Barre Granite: an optical, SEM and TEM Study. — *Tectonophysics*, **122**, 149–164, Amsterdam 1986.
- SCHMID, S. M.: Laboratory experiments on rheology and deformation mechanisms in calcite rocks and their application to studies in the field. — *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, NF **241**, 1–106, Zürich 1982.
- SCHMID, S. M. & CASEY, M.: Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis pattern. — In: *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies – The Paterson Volume*, *Geophys. Monograph*, **36**, 263–286, 1986.
- SCHMID, S. M., CASEY, M. & STARKEY, J.: The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic nappes (Swiss Alps). — *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **9**, 151–158, London 1981a.
- SCHMID, S. M., CASEY, M. & STARKEY, J.: An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) using quartz pole figure data. — *Tectonophysics*, **78**, 101–117, Amsterdam 1981b.
- SCHMIDT, E. R.: The structure and composition of the Merensky Reef and associated rocks on the Rustenburg Platinum Mine. — *Trans. Geol. Soc. South Afr.*, 233–279, 1952.
- SEIFERT, K. E.: Deformation bands in albite. — *Am. Mineral.*, **50**, 1469–1472, Washington D.C. 1965.
- SEIFERT, K. E.: Strength of Adirondack anorthosite at elevated temperatures and pressures. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **80**, 2053–2060, New York 1969.
- SEIFERT, K. E. & VERPLOEG, A. J.: Deformation characteristics of experimentally deformed Adirondack anorthosite. — *Can. J. Earth Sci.*, **14**, 2706–2717, 1977.
- SHELLEY, D.: Plagioclase preferred orientation in Haast schist, New Zealand. — *J. Geol.*, **85**, 635–644, Chicago 1977.
- SHELLEY, D.: Plagioclase preferred orientation, Forshore Group metasediments, Bluff, New Zealand. — *Tectonophysics*, **58**, 279–290, Amsterdam 1979.
- SHELLEY, D.: Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars – a discussion on preferred orientation development. — *Tectonophysics*, **124**, 359–362, Amsterdam 1986.
- SMITH, J. V.: The effect of composition and structural state on the rhombic section and pericline twins of plagioclase feldspars. — *Mineral. Mag.*, **31**, 914–928, Oxford 1958.
- SMITH, J. V.: *Feldspar Minerals*. — Vol. 1, 567–589, Berlin (Springer) 1974a.
- SMITH, J. V.: *Feldspar minerals*. — Vol. 2, Berlin (Springer) 1974b.
- SPRY, A.: *Metamorphic textures*. — Oxford (Pergamon Int. Library) 1969.
- STARKEY, J.: Glide twinning in the plagioclase feldspars. — *A. I. M. E. Metallurgical Soc.*, **24**, 177–191, 1963.
- STARKEY, J.: On the relationship of pericline and albite twinning to composition and structural state of plagioclase. — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **47**, 257–268, Zürich 1967.
- STARKEY, J.: Petrofabric analysis of Saxony Granulites by optical and X-ray diffraction methods. — *Tectonophysics*, **58**, 201–219, Amsterdam 1979.
- STARKEY, J. & BROWN, W. L.: Künstliche Erzeugung mechanischer Zwillinge in Anorthit. — *Z. Krist.*, **120**, 388–392, Wiesbaden 1964.
- STÖFFLER, D.: Deformation und Umwandlung von Plagioklasen durch Stoßwellen in den Gesteinen des Nördlinger Ries. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **16**, 51–83, Heidelberg 1967.
- SUWA, K.: Plagioclase twin laws and fabrics in three specimens of anorthosite. — *Lithos*, **12**, 99–107, Oslo 1979.
- SUWA, K. & YAGI, K.: Plagioclase in Yamato-7308 Meteorite from Antarctica. — *Mem. National Inst. Polar Res. Spec. Issue*, **15**, 147–164, Tokyo 1979.
- SUWA, K., MIZUTANI, S. & TSUZUKI, Y.: Proposed optical methods of determining the crystallographic orientation and the twinning laws of plagioclase. — *24th Int. Geol. Congr. Sec.*, **14**, 150–157, Montreal 1972.
- SUWA, K., TSUZUKI, Y. & MIZUTANI, S.: Optical determination of crystallographic orientation of c-axis of low- and high-temperature plagioclase. — *Proc. Japan Acad.*, **44**, 1096–1100, Tokyo 1968.
- TRÖGER, W. E.: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Teil 2, Textband, 2. Auflage, herausgegeben von BAMBAUER, H. U., TABORSZKY, F. & TROCHIM, H. D. — 822 S., Stuttgart (E. Schweizerbart) 1969.
- TULLIS, J. & YUND, R. A.: Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. — *Geol.*, **13**, 238–241, Boulder 1985.
- TURNER, F. J., GRIGGS, D. T. & HEARD, H.: Experimental deformation of calcite crystals. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **65**, 883–934, New York 1954.
- VANCE, J. A.: Polysynthetic twinning in plagioclase. — *Am. Mineral.*, **46**, 1097–1119, Washington D.C. 1961.
- VERNON, R. H.: Plagioclase twins in some mafic gneisses from Broken Hill, Australia. — *Mineral. Mag.*, **35**, 488–507, Oxford 1965.
- VERNON, R. H.: Deformation and recrystallization of a plagioclase grain. — *Am. Mineral.*, **60**, 884–888, Washington D.C. 1975.
- VERNON, R. H.: *Metamorphic Processes*. — 2nd ed., London (Allen & Unwin) 1983.
- VOGEL, T. A. & SEIFERT, K. E.: Deformation twinning in ordered plagioclase. — *Am. Miner.*, **50**, 514–518, Menasha (Wisc.) 1965.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. — *Habilitationsschrift*, Fak. Bergb. Hüttenw., TU Berlin, D 83, 360 S., Berlin 1968.
- VOLL, G.: Structural Studies of the Valser Rhine Valley and Lukmanier Region and their Importance for the Nappe Structure of the Central Swiss Alps. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56**, 619–626, Zürich 1976.
- VOLL, G.: Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstätter See zur Wurzelzone – Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen wichtiger Minerale. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **160**, 321–335, Stuttgart 1980.
- WENK, E.: Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, **26**, 53–91, Uppsala 1937.
- WENK, H.-R.: Measurement of Pole Figures. — In: H.-R. WENK (Ed.), *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks*, 11–48, (Academic Press) London 1985a.

- WENK, H.-R. (Ed.): Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: an Introduction to Modern Texture Analysis. – 610 p., London (Academic Press) 1985b.
- WENK, H.-R., KERN, H., SCHÄFER, W. & WILL, G.: Comparison of neutron and X-ray diffraction in texture analysis of deformed carbonate rocks. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 687–692, Oxford 1984.
- WENK, H.-R., BUNGE, H. J., JANSEN, E. & PANNETIER, J.: Preferred orientation of plagioclase – Neutron diffraction and U-stage data. – *Tectonophysics.*, **126**, 271–284, Amsterdam 1986.
- WILLIAMS, G. D., SHARE, J. & WATTS, M. J.: Photometric analyses for crystallographic orientations in rock thin-sections. – *J. Phys. E.: Sci. Instrum.* **13**, 168–169, London 1980.
- WHITE, S.: Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **50**, 287–304, Heidelberg 1975.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J.: On mylonites in ductile shear zones. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 175–187, Oxford 1980.
- ZUUREN, A. VAN: Structural petrology on an area near Santiago de Compostela (NW Spain). – *Leidse Geologische Mededelingen*, **45**, 1–71, Leiden 1969.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 27. November 1986.