

Ein fraglicher Belemnit in den Frodaleragneisen vom Lukmanier

Autor(en): **Nickel, Erwin**

Objekttyp: **Article**

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

Band (Jahr): **40 (1960)**

Heft 1

PDF erstellt am: **22.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-31142>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Ein fraglicher Belemnit in den Frodaleragneisen vom Lukmanier

Von *Erwin Nickel* (Fribourg)

Mit 8 Figuren im Text

A. Die geologisch-petrographische Situation

In den Paragneisen der Frodaleraserie fanden sich unzweifelhafte Spuren eines Fossils. Die Frodaleraserie wird der Pioramulde zugerechnet und würde Quartenschiefern, also keuperartigen Gesteinen, entsprechen. Das Vorkommen gehört zu den am weitesten südlich gelegenen Mulden-gesteinen des Gotthardmassivs überhaupt; die Mulden stellen die alpin eingefaltete mesozoische Sedimenthülle dar.

Der relativ geringe Metamorphosegrad erlaubt im allgemeinen, diese mesozoischen Mulden von *älteren* Paraserien innerhalb der Massive zu unterscheiden. Lediglich im südlichsten Streifen der Muldengesteine, also dort, wo das Gotthardmassiv vermittelt der Pioramulde an die penninischen Decken stösst, war die Metamorphose so stark, dass das mesozoische Alter nur indirekt erschlossen werden kann; in Hornblende-Granat-Disthen-Staurolith-führenden Schiefern und Gneisen lässt sich auch kein Fossil mehr erwarten.

Indessen scheint aus der regional-geologischen Situation heraus die Einordnung auch für diesen Streifen eindeutig, zumal schon lange bekannt ist, dass von Norden nach Süden zu die Metamorphose an den Muldengesteinen deutlich zunimmt.

P. NIGGLI hat das 1950 noch einmal wie folgt zusammengefasst (S. 512):

„Die kristalloblastische Verformung dominiert, und der Mineralbestand ist von der speziellen tektonischen Stellung in übersichtlicher Weise abhängig. Am schönsten zeigt dies die Metamorphose der Trias und des Lias, im besonderen der Quartenschiefer und des noch Fossilreste führenden unteren Lias. Beide sind zum Beispiel in den helvetischen Decken und im Osten des untertauchenden Gotthardmassivs kaum eigentlich metamorph. Sie zeigen typischen Epimineralbestand

in der Garvera-Urserenzone, etwas stärkere Metamorphose in der Scopimulde und im Val di Campra und (sie zeigen) mesozonale Schiefer- bis Gneisausbildung am Südrand des Gotthardmassivs. Es gibt meines Wissens kein schöneres Beispiel der konstruktiven Dislokationsmetamorphose in ihrer Abhängigkeit von den tektonischen Spezialbedingungen und dem Ausgangskemismus.“ — Dasselbst bringen Kartenskizzen eine klare Gliederung der Muldenzonen.

Auf den geologischen Karten (KRIGE, 1917; NIGGLI/PREISWERK/GRÜTTER/BOSSARD/KÜNDIG, 1934; Geol. Generalkarte der Schweiz, Blatt 7) erscheint die Frodaleraserie als eine ca. 200 m breite Zone in der wahrscheinlich tief hinabreichenden Pioramulde (Massivscheider!).

Im Ostteil der Pioramulde herrscht Trias vor, während in der am Lukmanier nördlich anstossenden Scopimulde die Trias nur den dünnen Rahmen für mächtige jurassische Phyllite (gotthardmassivische, stark pigmentierte Bündner Schiefer) bildet. Am Knick der Piora- zur Scopimulde steht am Scai und bei Selvasecca Granit an; hier taucht das Gotthardkristallin nach Osten ab.

Die weniger metamorphen Muldenzonen sind durch Fossilien belegt. Abgesehen von einer Echinodermenstruktur in liassischen Kalkglimmerschiefern (KRIGE) fehlt bislang ein solcher Beleg für die Pioramulde. Die Trias ist lediglich petrographisch charakterisiert, was für die hier vorliegenden hochmetamorphen Äquivalente der Quartenschiefer natürlich vieldeutig bleibt.

So könnte man vom rein petrographischen Standpunkt her daran denken, einen Teil der fraglichen Metamorphite auszugliedern und der Tremolaserie gleichzustellen, deren Bildung man vorgranitisch — jedoch jünger als die Streifengneise — ansetzt (HUBER, 1943). Auch die Tremolaserie muss ebenso wie die Quartenschiefer von tonig dolomitischen Mergeln mit sandig-quarzitischen Einlagerungen hergeleitet werden.

Auf die Vergleichbarkeit hatte bereits P. NIGGLI (1930) hingewiesen und im (al-alk): (c)-Diagramm — S. 342 — die interessierenden, relativ magnesiumreichen Gesteine dargestellt. Das vergleichbare Tremolaschema findet sich S. 339.

Es sei daran erinnert, dass seinerzeit L. HEZNER (1908) umgekehrt gefolgert hatte, die Tremolaserie habe mesozoisches Alter und sei ein Teil der Bedretto-Piora-Mulde¹⁾.

¹⁾ Die Karte von KRIGE (1917) zeigt aber, dass die (teilweise nur einseitig ausgebildete, gequetschte) Pioramulde am Val Canaria einen Knick macht und nicht im allgemeinen Streichen in die Tremolaserie übergeht. Krige äussert sich zur Tektonik am Westende der Pioramulde wie folgt: Im unteren Val Canaria bilden Rauhwaacke und Bündner Schiefer eine einfache isoklinale Mulde, die NE streicht. Bei den Garegna biegt das Streichen plötzlich in E-Richtung um, während das N-Fallen steiler wird. Die Bündner Schiefer spalten sich in mehrere schmale Streifen mit Rauhwaacke und Gipsantiklinalen, um weiter östlich den Kern einer einzigen Synklinale zu bilden. Auffallend ist, dass die Rauhwaackestreifen nach SE bzw. NE umbiegen, während die mesozoische Zone als Ganzes ihren W-E-Verlauf beibehält. Das Streichen und Fallen der Bündner Schiefer stehen in keiner Beziehung

Wenn auch für die Quartenschiefer (als Regressionsfazies, CADISCH, 1953) eine gewisse Mannigfaltigkeit als „bunte Schiefer“ zu erwarten ist, so scheint es doch immerhin, als ob die weniger metamorphen Äquivalente ein engeres Variationsfeld hätten. Die Chloritoidschiefer z. B. besetzen nur den linken Teil des al-alk : c-Diagramms, bei Frodalera ist der ganze Streubereich erfasst. — Hinzu kommt, dass sich bei gegebenem Chemismus und Metamorphosegrad auch durch geringe chemische Schwankungen die Modalbestände stark ändern.

Erwähnt sei noch die stratigraphisch-petrographische Gliederung der Gesamtmulde. KRIGE hatte die seinerzeitige Gliederung der Scopimulde (nach VAN HOLST) vereinfacht übernommen, indem er die untere Trias (mit Rauhacke + Gips über Serizitquarzit) abtrennt von „Bündner Schiefer“, wobei die unteren Bündner Schiefer den obertriasischen Quartenschiefern entsprechen und die oberen Bündner Schiefer im wesentlichen dem Lias.

Während die Quartenschiefer in der Scopimulde noch als „grünlich-weiße Schiefer, wechsellagernd mit Serizitquarzitbänken“ charakterisiert sind, müssen sie in der Pioramulde als „grünlich-graue Glimmerschiefer und Phyllite, bzw. Dolomitglimmerschiefer, wechsellagernd mit weißen Quarzitbänken“ beschrieben werden. Schwarzgraue, granatführende Schiefer, ± kohlig pigmentierte Kalkglimmerschiefer, Marmore und Quarzite bilden dann den hangenden Lias.

Die Quartenschiefer hat später P. NIGGLI (1936) noch einmal übersichtlich und zusammenfassend beschrieben (S. 92—95), nachdem er und BOSSARD schon 1929 der Sonderstellung der Frodaleraserie gedacht hatten und BOSSARD Profile für die untere und obere Quartenschieferserie publiziert hatte. — Die intensive Fäلتung der Quartenschiefer in der Scopimulde (Casascia) hat H. HUBER (1943) abgebildet.

Ein weiteres Interesse finden die Muldengesteine durch die neueren gefügekundlichen Studien (vgl. bei KVALE, 1957), aus denen man ablesen könnte, dass *dislokationsbedingte Überprägungen* beim Zusammenschub der Massive — bedingt durch den Stau der penninischen Decken — und *thermische Erholungen* zu unterscheiden sind, wobei man auf den von WENK (1955) für den Raum südlich Airolo postulierten „Herd“ hingewiesen wird.

Die sich ergebenden neuen Gesichtspunkte für das Verständnis der alpinen Orogenese rechtfertigen es, einem Fossilfund einige Aufmerksamkeit zu schenken. Abgesehen davon, dass hier überhaupt das erste Fossil in derartigen mesozonalen Gneisen vorliegt, gibt es uns auch die

zu der Richtung der Rauhackestreifen, sondern bleiben konstant E-W...; soweit KRIGE (gekürzt!). — Die Schieferung ist also jünger als die stoffliche Knickung der Schichten. Man sollte an der analogen Stufenversetzung der Mulde gegen Scopi das gleiche feststellen. Vgl. auch die Anmerkung auf Seite 102.

Möglichkeit, einen Körper, der schon im Sediment vorhanden war, bei seinen Taten und Leiden während der Metamorphose zu verfolgen. Von der Frage des Verhältnisses Dislokation/Rekristallisation bis zur regional-geologischen Stellung ist ein weites Feld, und dem Petrographen kann der Fund mehr sein als nur ein paläontologischer Hinweis. Unser Verweilen bei der Einleitung bedeutet, dass man bei näherem Studium weitere Schlüsse ziehen kann als augenblicklich in dieser Mitteilung möglich ist.

B. Physiographie des Vorkommens

Das fragliche Fossil ist innerhalb der Frodaleraserie eingebettet in einen Biotitgranat-Gneis. Entnahme am locus typicus, also am Weg-aufschluss direkt unter der Frodaleraalpe. Hornblende und Karbonat fehlen in dieser Varietät. Der Kornverband ähnelt aber sehr den unmittelbar benachbarten granatführenden Hornblende-Plagioklas-Gneisen.

Textur

Die Textur ist ausgeglichener als in den Hornblendegneisen und besonders in quarzfreien Partien grobkristalloblastisch. Da dort, wo Quarz fehlt, auch das Grundgewebe grob entwickelt ist, wird der *porphyroblastische* Charakter gemildert. — Wo Quarz auftritt, wird das Gefüge stärker lepidoblastisch.

Die Fältelung ist — wie stets in der Frodaleraserie — „parakristallin“ fixiert. Die Porphyroblasten von Granat, Staurolith, Disthen und Klinozoisit beginnen mit ihrer Bildung während der Bewegung und haben hierbei vielfach auch ihre Hauptwachstumsperiode. Während ihres Wachstums bildeten sie mechanische Widerstände. Man vergleiche aber auch Anm. 4 auf S. 106.

Der grosskörnige Biotit aber ist im Gegensatz zu den genannten Porphyroblasten offenbar jünger; er fungiert nicht als texturablenkendes oder aktiv beeinflussendes Element. Er gehört damit enger zum Plagioklas, der stets völlig intakt, mit geraden Spaltrissen und fast granoblastischen Grenzen postdeformativ kristallisierte. Grössere längliche Körner haben durch Abbildung einer vorangehenden Fältelung wurmartige Konturen, löschen aber als Spätkristallite nicht undulös aus.

Im Gegensatz zu diesem „gneisigen“ Gefüge steht der schieferige Charakter eingeschalteter quarzführender Partien. Die Korngrösse des Grundgewebes ist hier um eine Zehnerpotenz geringer als im Feldspat-Biotit-Gefüge.

Das Fossil selbst liegt in einer quarzarmen Partie.

Komponenten

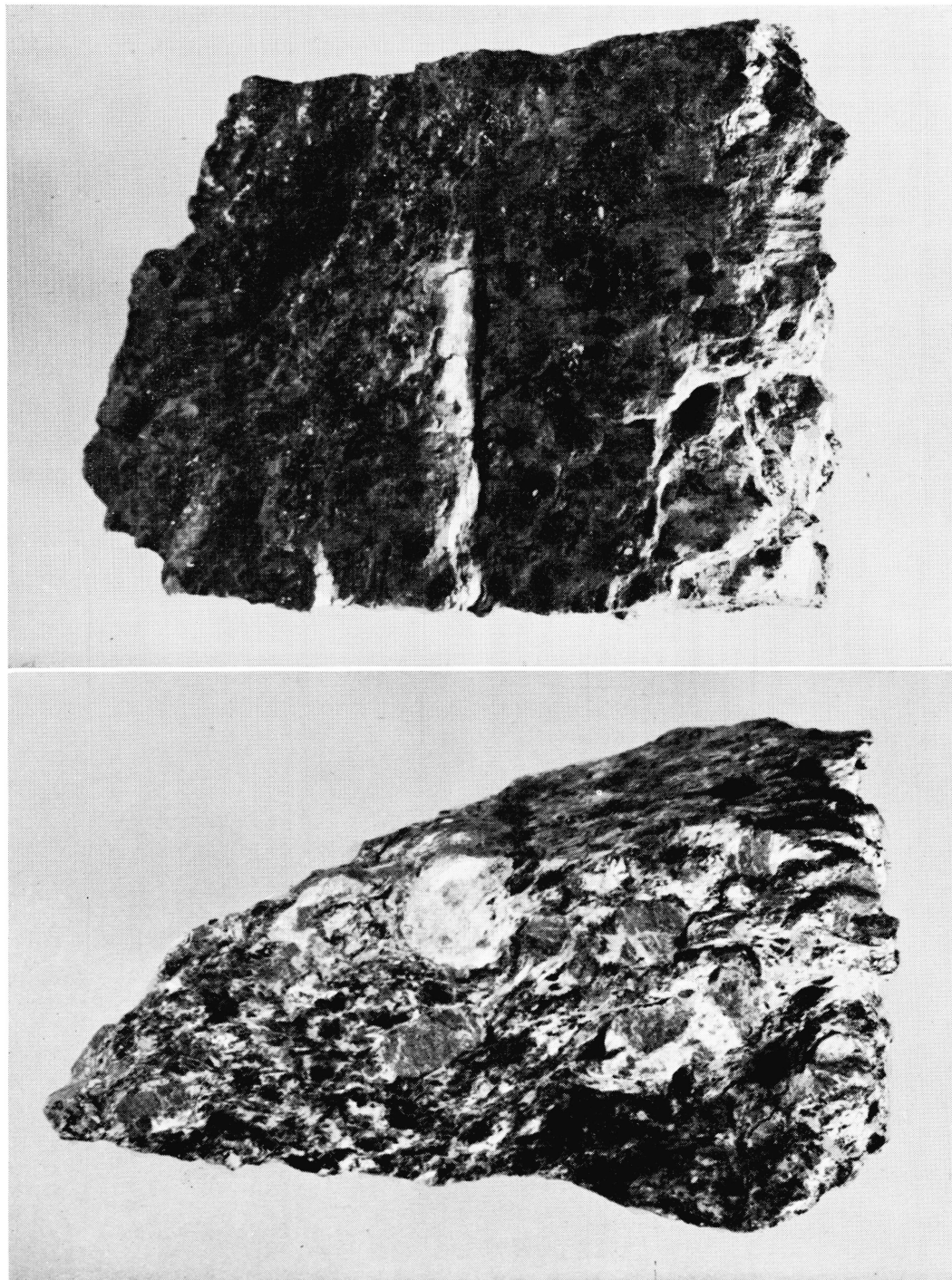
Die beteiligten Mineralien zeigen gegenüber dem in der Literatur genannten keine Besonderheit. Der idioblastische *Granat* (verzerrte Rhombendodekaeder) ist stets grosskörnig, von ca. 7—12 mm Durchmesser. Seine S-förmigen Fugen sind quarzgefüllt. — Auch die grösseren Körner des *Stauroliths* (2×1 bis 3×2 mm) sind betont idiomorph, gern mit S-förmigen Konturen; daneben gibt es kleinere Individuen. Weniger idiomorph treten *Disthen* und die Glieder der *Zoisit/Klinosoizit*gruppe auf; Individuen von 3×2 mm bis zu Feinkorn. Mit Biotit bilden die vorgenannten zopfartige Gruppen. Der braune *Biotit* bildet ungestörte Individuen bis 5 mm Länge; seriale Übergänge zu Feinkorn; manche Partien grösserer Biotite sind chloritisiert. — Der oft quarzdurchsiebte *Plagioklas* ist ein charakteristisch nach dem Periklingesetz verzwillingter Oligoklas/Andesin von 25 bis 35% Anorthit (Drehtischmessungen). Die rautenförmigen Individuen haben Korngrössen von 1×1 bis 3×1 mm; abgesehen von Zwischengranulat gibt es keine wesentlich kleineren Kristalle, ganz im Gegensatz zum *Quarz*, der in den Nestern Körner von 0,1—0,05 mm Durchmesser bildet. — Im Vergleich zu eigentlichen *Disthen-Biotitschiefern* der hiesigen Serie, die zum Beispiel mit *Turmalin* geradezu übersät sind, finden sich relativ wenig Akzessorien.

Die Modalanalyse

kann bei dem unterschiedlich groben Korn der Gemengteile nur ungefähre Werte vermitteln. Das Mittel aus repräsentativen Bereichen mehrerer Dünnschliffe ergab für die Hauptkomponenten an Stellen mit reichlicher *Granat*führung die Werte (a); für Stellen, die etwas ärmer an *Granat*idioblasten waren, die Werte (b):

	Quarz	Plagioklas	Granat	Biotit	Disthen (+ Klinozoisit)	Staurolith
(a)	5	26	24	25	14	6
(b)	6	29	14	29	16	6

Bei diesen Analysen sind kleinere Quarzschmitzen mitvermessen. Fein verteilte Partikel im Feldspat sowie Akzessorien wurden mit ihrem Wirt gezählt. — Es fällt der durchschnittlich geringe Quarzgehalt auf. Wie erwähnt, gibt es aber schon im Bereich des Handstückes neben fast quarzfreiem Gewebe Partien aus Quarz und Biotit (\pm Disthen etc.), die wie Fetzen von Biotitquarzit innerhalb des Gneises aussehen und bis 50% Quarz enthalten können.



0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 *CM*

Fig. 1 a u. b. Belemnitenstengel im Frodaleragneis. Man erkennt in der Aufsicht die (im Bild rechts-links verlaufende) Striömung, im Seitenriss die grossen Granate im gefältelten Grundgewebe.

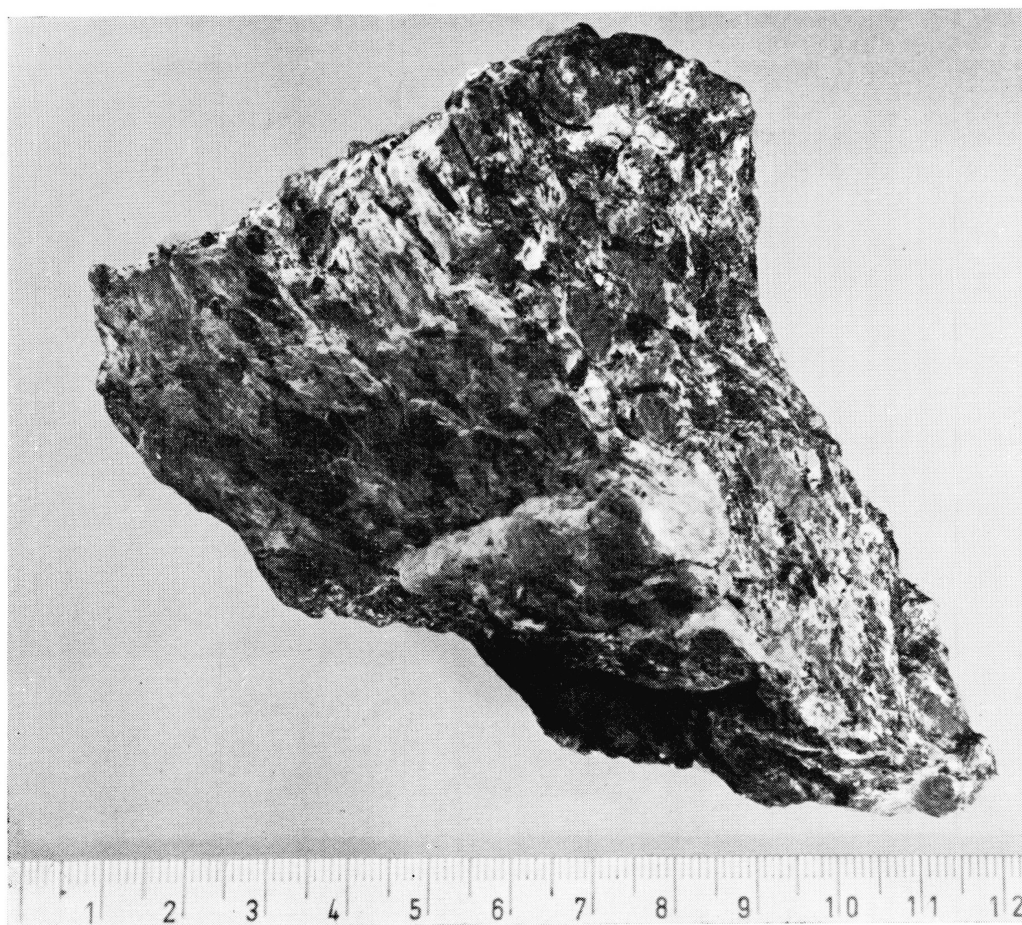


Fig. 2. Belemnitenstengel von Frodaler, man erkennt die konische Form der Säule.

C. Das Fossil (Fig. 1 und 2)

Der Raum des ehemaligen Fossils besteht aus Quarz ohne jedes Zweitmineral (Fig. 8). Durch Körnigkeit und Struktur unterscheidet sich dieser Quarz von anderen Quarzpartien. Seine leicht zerdrückten Überindividuen haben Korngrößen um 1 mm, sind also viel gröber als die Kleinquarze des Grundgewebes. Die Durchmusterung weiterer Handstücke auf vergleichbare Phänomene war vergeblich. Nur in einem Falle fiel eine „gebogene Quarzstruktur“ auf, die so aussah, als ob der Raum, der nun von Quarz erfüllt ist, während der Faltung als Widerstand wirkte. Normalerweise ist es ja so, dass in unseren Schlifften Quarz und Feldspat (und Biotit) zu keinerlei Strukturen Anlass geben, aus denen man schliessen könnte, dass sie während der Kristalloblastese als Widerstände das Gefüge beeinflusst hätten. Vielmehr bilden Quarz und Feld-

spat eine „verheilende Zwischenmasse“ zwischen den Porphyroblasten (Granat, Disthen, Staurolith).

Die Materie an der Stelle des ehemaligen Fossils (im folgenden kurz als „das Fossil“ beschrieben) aber gibt deutlich zu erkennen, dass hier während der Deformation ein mechanisch resistenter Körper gelegen hat, dessen Inhalt heute als grobkristallisiertes Quarzaggregat vorliegt, dessen Form eine zerquetschte Säule darstellt. Man erkennt am Handstück, dass ein konisch zulaufender ehemals kreisrunder Stiel vorliegt, der am dicksten Ende einen ca. 12 mm langen Kreisdurchmesser hat und der am 5 cm entfernten Gegenende auf 5—6 mm verjüngt ist. Man denkt natürlich zunächst daran, eine zerscherte Quarzfalte vor sich zu haben; die Art und Weise, wie Quarzpartien sonst im Gestein auftreten, widerlegt aber eine solche Vermutung.

Beim Schlagen des Handstücks wurde natürlich nach keinem Fossil gesucht. Es lässt sich aber an Hand der Striemung die Orientierung rekonstruieren. Die *steil* verlaufende Striemung (KVALE, 1957) zeigt eine lineationsparallele Wellung. Ausserdem wird aber eine *flach* ost-westliche Fältelung beobachtet, die der Rotation der parakristallinen Blasten zuzuordnen ist; wir haben sie daher als b zu kennzeichnen, unbeschadet der Tatsache, dass dann die Striemung einer Richtung a folgt²⁾.

Die Längsachse unseres Fossils liegt nun in der b genannten Richtung, also nicht etwa längs der Striemung. Der Stengel ist um die b-Achse gerollt und dabei deformiert worden, und zwar am dünnen Ende mehr als am dicken. Die Deformation erfolgte also quer zur Stengelachse; eine Streckung in Stengelrichtung fehlt.

Alle Beobachtungen führen zu der Annahme, dass man es bei diesem ehemalig resistenten Fremdkörper mit einem verquarzten Belemniten zu tun hat. — Wie erwähnt, führt unser Gestein kein Karbonat. Es ist

²⁾ Es handelt sich also hier um eine vom Handstück her vorgenommene Parallelisierung; es ist nicht der Platz, über echte und unechte Striemung, Gürtelbildung etc. zu sprechen. Wenn hier von einer b-zugeordneten Fältelung senkrecht zur Striemung die Rede ist, dann eben (abgesehen von der Vergleichbarkeit mit den KVALESchen Diagrammorientierungen, vgl. dort auch S. 427, Mitte) im Hinblick auf die noch darzulegende Art der Stengeldeformation. — Betrachtet man an unserem Gestein die beiden senkrecht zur Schieferung stehenden Schnittflächen, so zeigen beide Richtungen eine kristalloblastisch markierte „Wellung“. Hier bleibt einer Analyse von streckungsparallelen Fältelungen (KRIGE) und streckungsvertikalen Falten noch weiter Spielraum. Auch die horizontalen Elemente könnten mehrfach beansprucht vorliegen. Die durch den Fossilfund bedingte vorläufige Mitteilung muss in gefügeanalytische Untersuchungen der weiteren Umgebung eingebettet werden, und es ist auch das Erscheinen der R. STEIGERSchen Arbeiten abzuwarten.

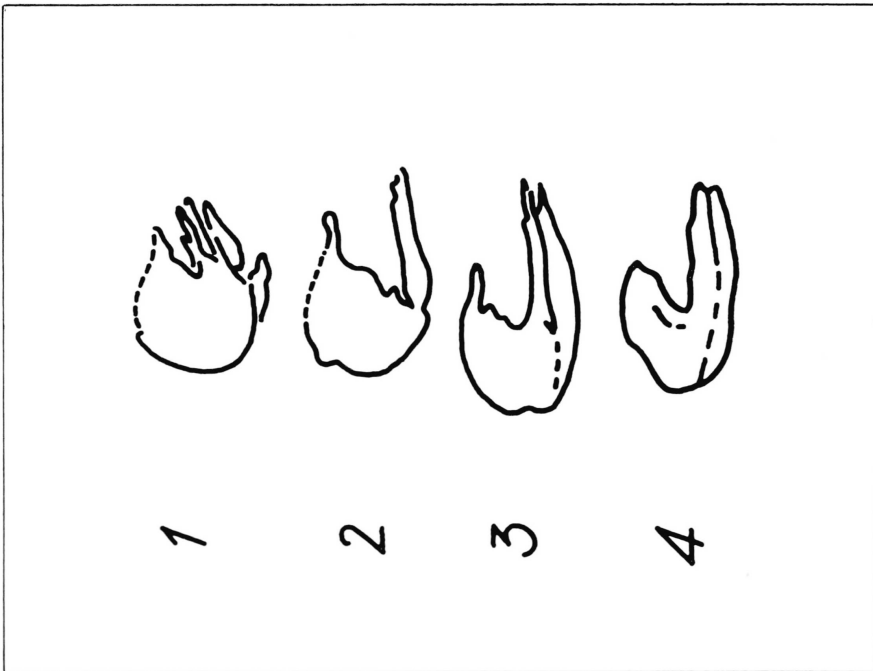
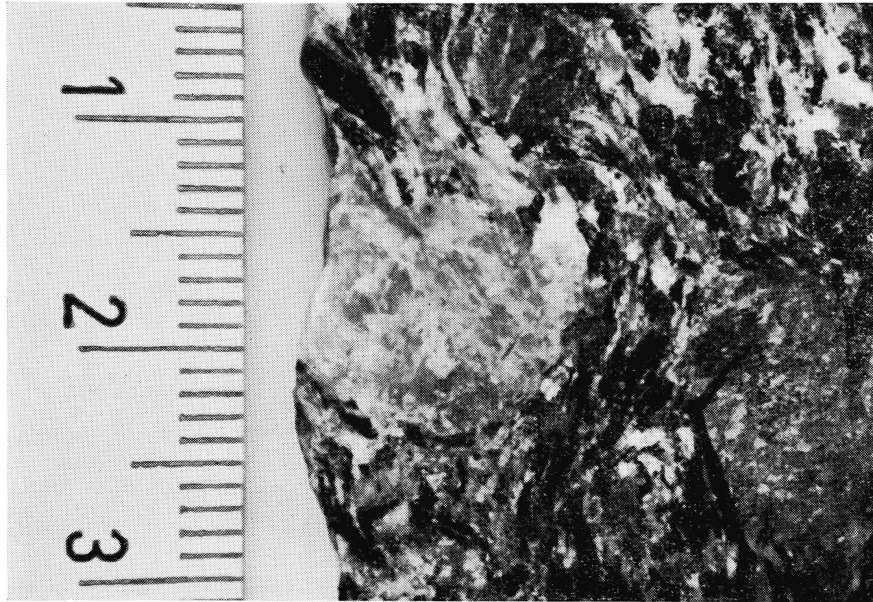


Fig. 3 a u. b. Querschnitt des Belemnitenstengels. — Im Gesteinsgrundgewebe grosse Granate. — Das Foto entspricht dem Durchmesser an der dicksten Stelle; hier ist die Deformation am geringsten. Die Strichzeichnungen zeigen die unterschiedlich ausgebildete Auswalfahne in verschiedenen Schnitten.

also verständlich, dass auch das Karbonat des Fossils bei der Kristalloblastese verschwand. Leider sind dadurch die Radiärstrukturen verloren gegangen. Man kann sich aber an den noch karbonatischen Belemniten der Scopimulde (Ganna nera), wo die Metamorphose weniger hochgradig war, vergewissern, dass dort bereits die Radiärstrukturen überprägt sind zu einem — sagen wir — „sphärolithischen Calcitaggregat“, dessen Beweiskraft nicht hoch ist.

Soviel zur Charakterisierung des Fundes; eine andere Frage ist die der gefügeanalytischen Beurteilung; auch die Frage, wann die Verquarzung erfolgte, gehört hierher.

D. Überlegungen zur Gefügeregelung

Wie erwähnt, liegt der Stengel parallel der Fältelungsachse. Das ist kein Zufall, sondern eine Einregelung nach b von einem Körper, der zur Zeit der tektonischen Beanspruchung als mechanischer Widerstand fungierte. Er muss die Querlage erreicht haben, noch ehe die eigentliche Porphyroblastese einsetzte und die Neubildungen sich um die Fältelungsachse herumschmiegten. In die Querlage aufgenommen, kann auch die Verquarzung erfolgen, gleichzeitig also mit der Gesamt(re)kristallisation. Das Fossil wird durch ein Quarzaggregat ersetzt, sein Karbonat bei der Blastese seiner Umgebung umgesetzt.

Die „Wellblech-Ebene“ der Fältelung ist als s zu kennzeichnen. Sie enthält die Richtung b (Fältelungsachse = Fossilstengelachse) und die Richtung a . Letztere ist durch die Striemung belegt, die auch am blossgelegten Fossil zu erkennen ist, also jünger sein muss als die Fältelung. — Es ist zu fragen, wie sich diese tektonische Prägung in der Orientierung des Einzelkorns wieder spiegelt.

Will man aber diese Elemente im Gefügediagramm verifizieren, so stösst man auf Schwierigkeiten, denn üblicherweise hält man sich an Diagramme von Biotit oder Quarz. Gerade diese beiden Minerale bilden aber offenbar nicht die tektonische Hauptphase ab.

Beim *Biotit* wurde schon erwähnt, dass er als einziger der Mafite eine ausnahmslos „passive Rolle“ im Gefüge spielt: er zeigt weder Spuren einer Drehung, noch kann man an seiner Umgebung Spuren davon sehen, dass er während der Bewegung als resistenter Körper fungierte. (Um die der Fältelung entsprechende Kornregelung darzustellen, sollten aber gerade *die* Elemente eingemessen werden, die solche Spuren zeigen!) Hinsichtlich des Biotits zeigt die Durchmusterung der Schiffe auch sofort, dass auffallend viele Biotite nicht in s liegen, sondern schräg bis senk-

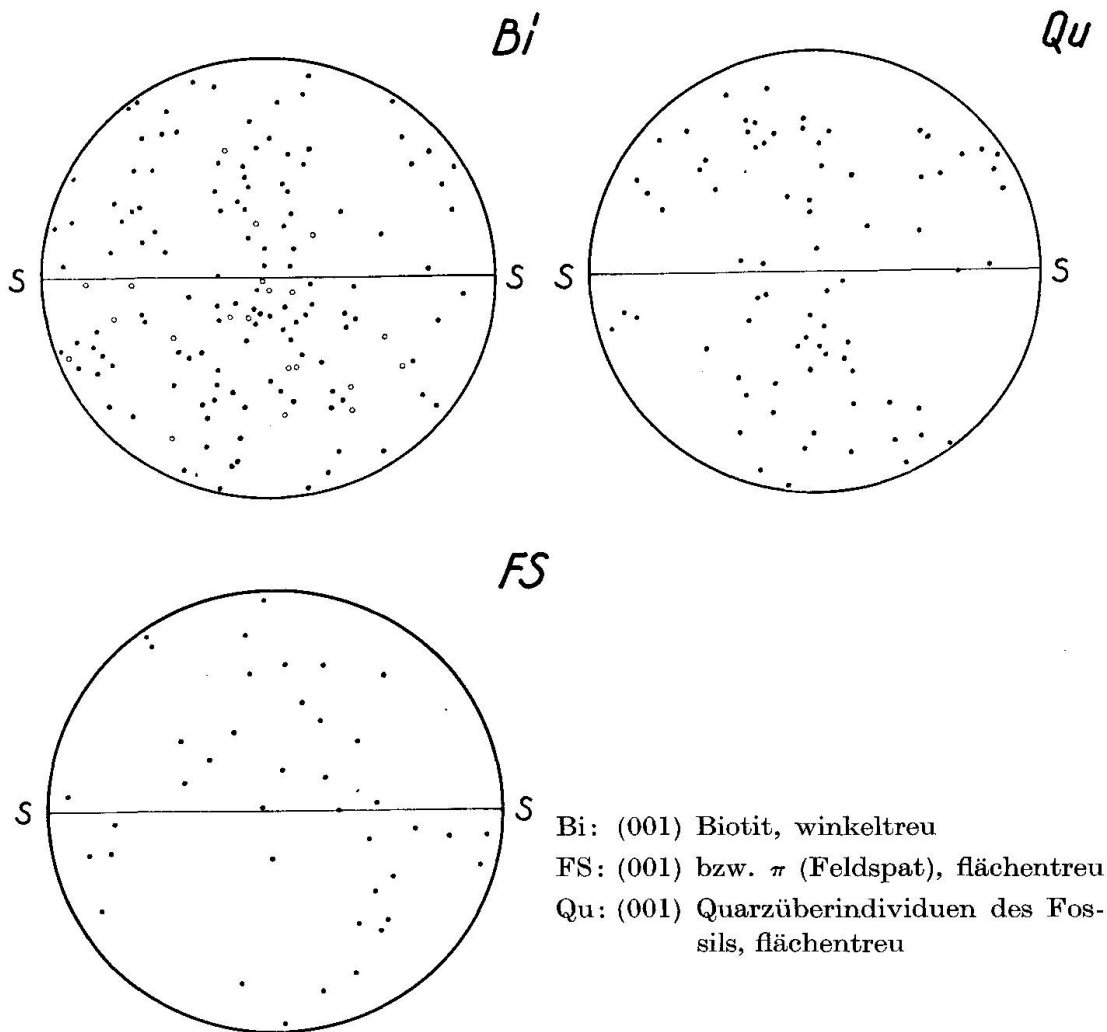


Fig. 4a–c. Das *Biotit*diagramm zeigt einen undeutlichen Gürtel mit starker zentraler Häufung, also dort, wo die Fältelung aussticht. Die im Diagramm eingetragenen Kreise bezeichnen ausgesprochen grosse (3–5 mm grosse) Biotitindividuen.

Dem Biotitdiagramm ist vergleichbar das Diagramm der *Quarze*, die den Raum des Fossils erfüllen. Näheres siehe im Text. Vgl. auch Fig. 5 und 8.

Die Basis der *Plagioklase* bzw. die Lage der Periklinlamellen lassen bei pro Schliff vorgegebener Kornzahl noch keine sichere Aussage über die Regelung zu. Vgl. im Text die Angaben zu den Korngrössen bei Quarz und Feldspat!

Die im Diagramm eingetragene Schieferung markiert zugleich auch die Striebung, die längs der Spur der Schieferung in der Diagrammebene verläuft. Zur geographisch richtigen Aufstellung hat man also in diesem wie in den folgenden Diagrammen diese Spur steil zu stellen; der Gürtel liegt dann mehr oder weniger horizontal, die Fältelung — also Richtung *b* — sticht zentral aus.

recht dazu. Das Diagramm (Fig. 4, Bi) zeigt Andeutung eines Gürtels, dessen Achse der Striemung parallel läuft. Biotite quer zu s bilden ein zentrales Maximum. Der Pol der Schieferebene ist unterbesetzt.

Der Gürtel, oder zumindest das zentrale gürtelartig verzerrte Maximum ist sicher reell, da das Diagramm nicht auf den Schnitteffekt³⁾ hin korrigiert wurde, somit also auf jeden Fall die Peripherie relativ zur wahren Regelung überbetont bleibt. Trotzdem ist, wie man im Diagramm sieht, die zentrale Häufung deutlich.

Die Biotitpole aus einem quer zur Schnittebene des Diagramms liegenden Schliff ergaben — nach Rotation — eine vergleichbare Regelung. Demnach ist die Anisometrie dieser späten Kristalloblasten nicht sehr gross. Das entspräche auch dem Mangel an „Formregelung“ der Biotite: Sie liegen zwar räumlich zusammen mit den anderen Mafiten in den gefalteten Mafitpaketen, aber die Spaltbarkeit der Einzelindividuen geht den Paketoberflächen nicht parallel.

Ehe wir zum Quarz übergehen, noch einige Bemerkungen zum *Feldspat* (Fig. 4, FS). Der Plagioklas, ein basischer Oligoklas, ist gleich dem Biotit ein relativ spätes Kristallisat. Seine rautenförmigen, teils S-förmigen Konturen schmiegen sich der Schieferung an. Da ein Plagioklas vorliegt, dessen n_β nahe dem Basisflächenpol zu liegen kommt, kann man durch Kombination von Spaltbarkeits- und n_β -Messungen schnell einen Überblick über die Gitterregelung bekommen. Diese ist — wie das Diagramm zeigt — bei gegebener Kornzahl undurchsichtig und könnte auf einen Zweigürteltyp hinauslaufen. Misst man die vollständige Indikatrix ein, so scheint die Tendenz dahin zu gehen, die Basis (bzw. die Verwachsungsfläche des stets realisierten Periklinzwillings) rotierend um b einzustellen (also peripher im Diagramm), während die Fläche (010), die morphologisch auch durch Zwillingsbildung kaum in Erscheinung tritt, ihren Pol *in* b hat (also zentral im Diagramm).

Zusammenfassend lässt sich also sagen, dass das b -Element, das sich am Handstück als E-W-ziehende Fältelung zu erkennen gibt, durch die „Formregelung“⁴⁾ der *einzelnen* Granate, Disthene etc. (aber *nicht* der Biotite) fixiert ist sowie durch die lagigen *Aggregate* aller Mafite

³⁾ Um den Effekt zu mildern, wurde die Polverteilung winkeltreu belassen, wodurch die Mittelpartie relativ zum flächentreuen Netz enger gesammelt, die Peripherie auseinandergezogen wird.

⁴⁾ Das Wort „Formregelung“ (also Einpassung eines im Zeitpunkt der Einregelung *vorhandenen* passiven Körpers entsprechend seiner äusseren Form) bot sich an, weil es auch hier die äusseren Formen sind — allerdings die Formen der während der Bewegung erst *wachsenden* Kristalle —, die die Lage im Gefüge bestimmen.

(einschliesslich der Biotite). Durch ihr Auftreten zwischen den trennenden Mafitlagen werden auch die Feldspate zu einer Anordnung in s veranlasst; ihr Innenbau scheint aber komplizierteren Regelungen nachzukommen.

Beim Quarz können wir am wenigsten erwarten, ursprüngliche Gefügeanlagen wiederzufinden; er markiert jeweils eine späte Phase. Da aber unser Fossil verquarzt vorliegt, müssen wir den Quarz in unsere Betrachtungen einbeziehen. Fig. 4, Qu, enthält die Quarze des Fossils; man erkennt die Vergleichbarkeit mit der Biotitregelung.

Auch ein Sammeldiagramm (Fig. 5) des Gesteins zeigt die gleiche Regelung; in dieses Diagramm wurden auch die rotierte Messungen aus Querschliffen übernommen. Die Regelung entspricht den Messungen KVALES und hatte bei ihm Überlegungen zur Folge, auf die wir am Schluss noch zurückkommen wollen.

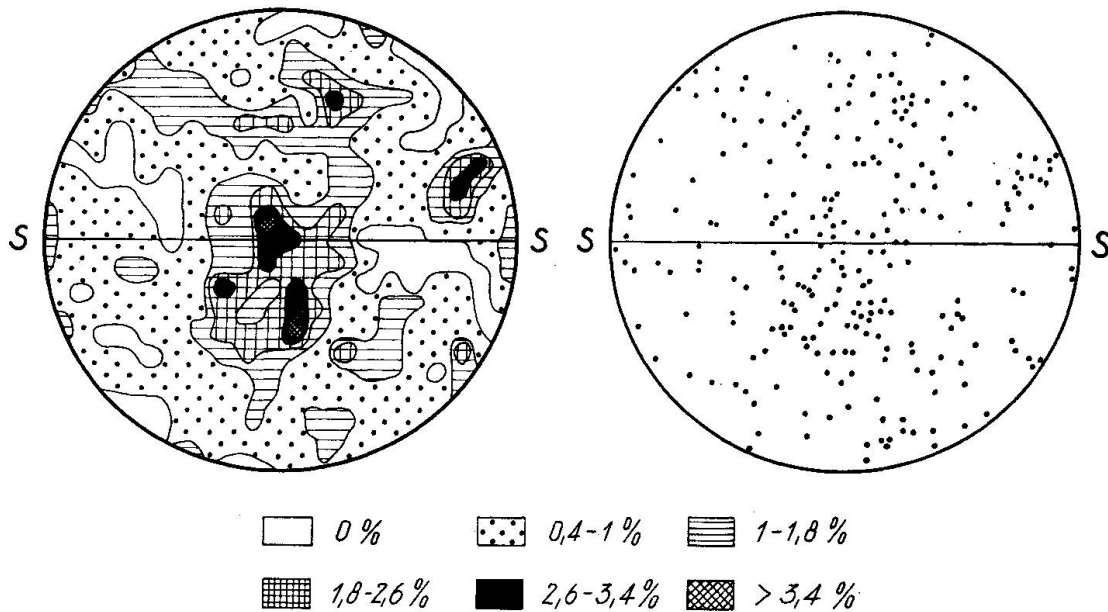
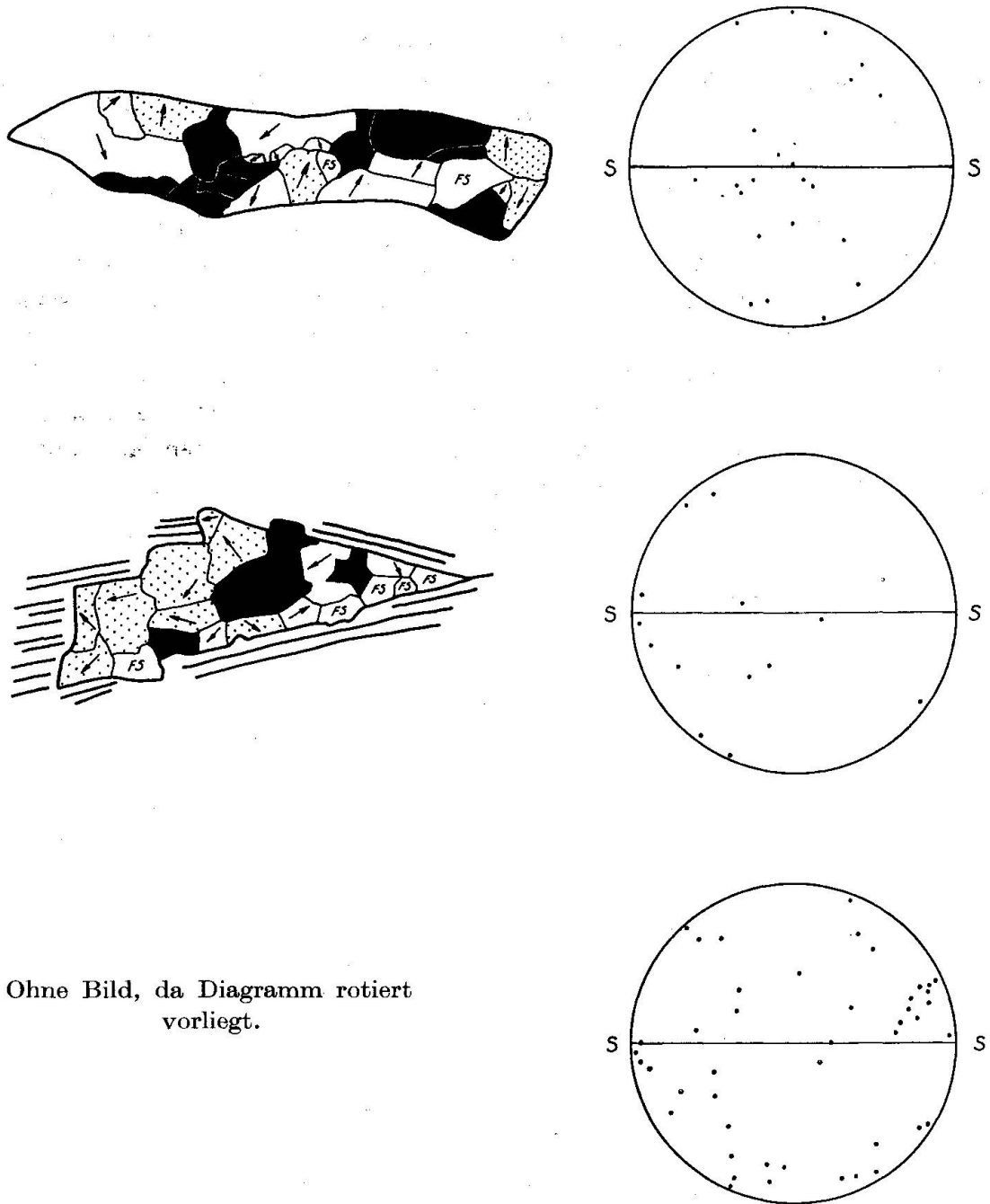


Fig. 5a u. b. Quarzsammeldiagramm des Wirtsgesteins, flächentreu. — Die Schieferung ist horizontal gestellt, die Lineation läuft längs der Spur der Schieferung in der Zeichenebene, die Fältelungsachse steht zentral im Diagramm.

Links das ausgezählte Diagramm, rechts die einzelnen Pole, um leichter mit den nichtausgezählten Diagrammen der folgenden Abbildungen vergleichen zu können.

Im übrigen sind auch nicht etwa alle diese Porphyroblasten zu gleicher Zeit „fertig“ geworden. Es gibt neben S-förmig konturierten Mafiten sowohl solche, die nach ihrer Konturgebung noch gerollt wurden, wie auch andere, die mit ungestörtem Umriss eine Fältelung umschliessen.



Ohne Bild, da Diagramm rotiert vorliegt.

Fig. 6. Homogenitätsprüfung an isolierten Quarzlinsen im fast quarzfreien Gestein. Die oberen 2 Linsen (0,8 bzw. 0,6 mm lang) befinden sich nur 1 mm voneinander im gleichen Schliff. Die 3. Linse stammt aus einem quer zu dem vorigen geschnittenen Schliff und wurde in die Lage der zwei oberen Diagramme rotiert. — In den Zeichnungen ist die optische Orientierung der Quarze skizziert: schwarz markiert sind die Individuen mit senkrecht zum Schliff stehender optischer Achse (bis 30° Kippung Toleranz); die weiße Signatur entspricht horizontal liegenden Achsen (bis 15° Neigung). Die Individuen mit Achsenlagen zwischen 15 und 60° Neigung haben eine Punktsignatur. — Die Pfeile veranschaulichen den Neigungssinn der Achsen.

Da nun die Quarze in unserem quarzarmen Gestein in isolierten Partien auftreten sowie ebenso isoliert im Fossil, wurden einzelne Linsen für sich genommen, um die (Homo)genität zu prüfen.

In Fig. 6 sind die Diagramme von 3 Linsen mit ausgesprochen unterschiedlicher Regelung wiedergegeben. Dass es kein Zufall ist, wenn die Summierung solcher Linsen trotzdem zu einem Regelungsbild führt, welches dem des Biotits vergleichbar ist, beweist (a) die schon oben (Fig. 4, Qu) diskutierte Einmessung der Quarze des Fossils sowie (b) der Quarze, die innerhalb der s-förmigen Fugen eines gedrehten Granates liegen:

(a) Das Fossil besteht aus einem sehr grosskörnigen Aggregat von Quarz, der allerdings hernach zerdrückt wurde, wodurch zahllose Subindividuen entstanden (Fig. 8). Repräsentativ kann nur die Regelung hinsichtlich der Überindividuen sein, deren Abgrenzung natürlich ein wenig subjektiv bleiben muss. Verf. glaubte, es bei den in Fig. 4 eingetragenen 80 Individuen bewenden lassen zu sollen. Bei Einmessung der Unterindividuen müsste, um der Regelung der Überindividuen gerecht zu werden, mehr als die zehnfache Polzahl erfasst werden, andernfalls sich zufällige Häufungen ergäben.

Die gefundene Regelung passt sich im Rahmen des Erwartbaren der Biotitanordnung an.

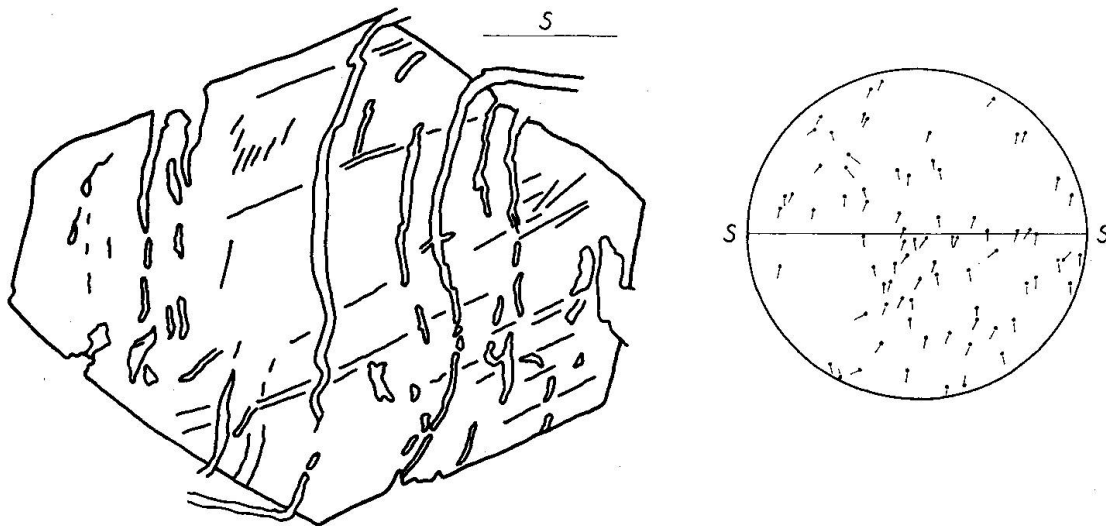


Fig. 7. Granat, grösster Durchmesser 0,9 cm, unmittelbar neben dem Fossil liegend, mit S-förmigen Quarzzügen, die er idioblastisch umschliesst. Ausserhalb des Granates schwenken die Quarzzüge, wie angedeutet, sofort in die Schieferung ein, um dort auszuweilen. — Das flächentreue Diagramm zeigt, dass die Quarzorientierung nicht gegen die des Fossils (Fig. 4, Qu) und die des Sammeldiagramms (Fig. 5) verstellt ist. Die Fähnchen an den Polen bezeichnen die Längserstreckung der Quarzindividuen innerhalb der quarzgefüllten Fugen.

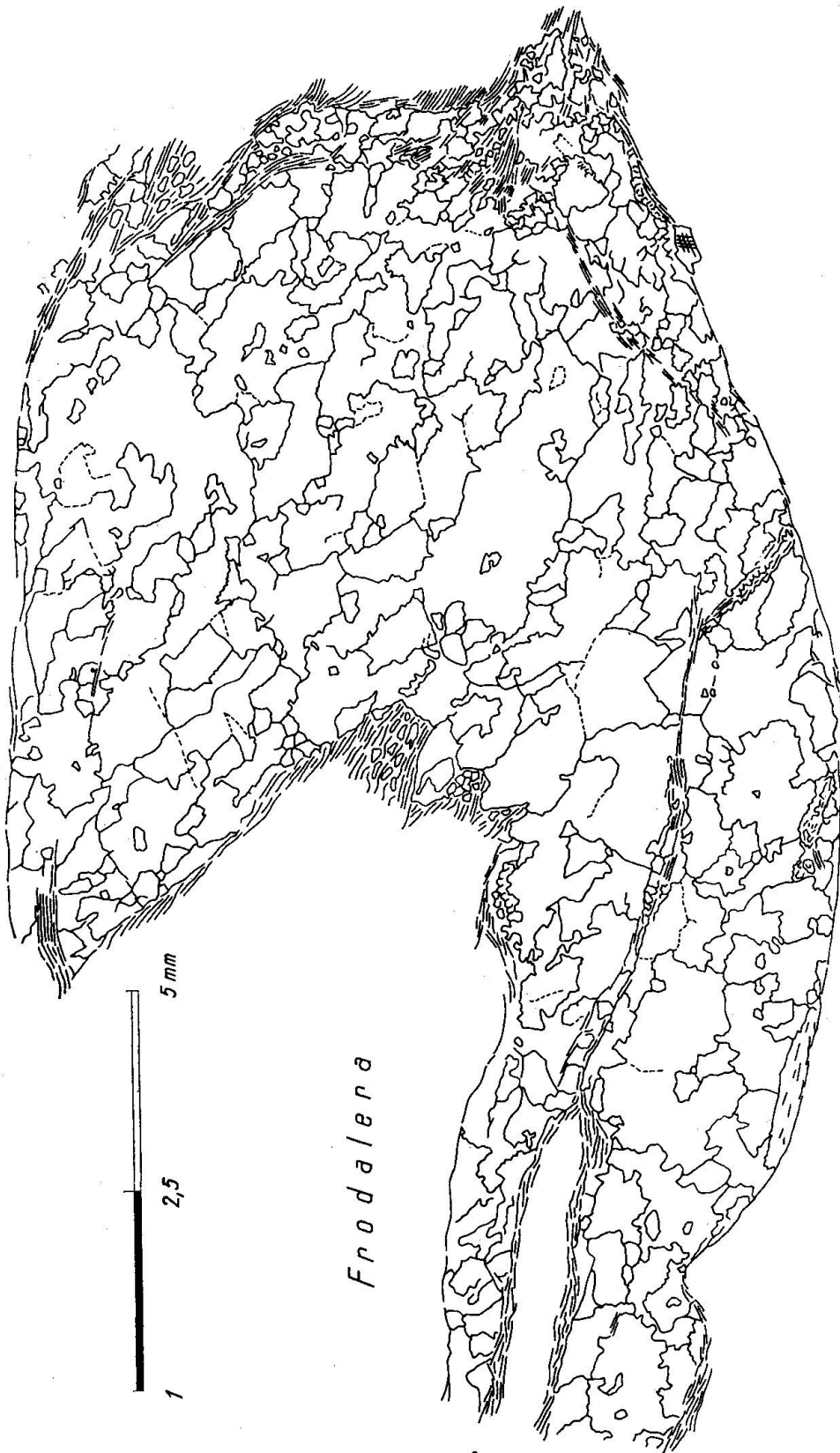


Fig. 8. Skizze des Belemnitenstengels an einer stärker deformierten Stelle, gezeichnet mit gekreuzten Nicols, um die Anordnung der Quarze zu zeigen. Man erkennt die (im Bild ungefähr rechts-links verlaufende) Paralleltexur an den Konturen der Quarzindividuen. Durch die Einwalzung wurden einige Glimmer in das Fossil hineingeschleppt. Die Abgrenzung von Quarzüberindividuen ist schwierig, weil die kleinen Verstellungen der Subindividuen sich oft kontinuierlich aus den Hauptindividuen entwickeln. Vgl. die Bemerkungen zum Diagramm der Fig. 4c.

(b) der gedrehte Granat hat seine Fugen, wie die Fig. 7 zeigt, ungefähr senkrecht zu *s* stehen. Trotzdem ergibt sich eine dem Fossil vergleichbare Regelung. Die Kristallisation ist jünger als die Fixierung der S-förmigen Quarzschnüre im Granat, durch dessen Wachstum die S-Form offenbar bedingt ist, dessen Kontur aber einen spätkinematischen Abschluss der Porphyroblastese verrät.

Um das Verhältnis von megaskopischer Gefügeprägung zur mikroskopisch konstatierten Regelung zu verstehen, muss nun der grössere tektonische Rahmen noch einmal diskutiert werden.

E. Der regionaltektonische Zusammenhang

Wir müssen davon ausgehen, dass die Zentralmassive bei der Alpenfaltung von Süden her eingengt und hochgestellt wurden (steile Paralleltexur in den Massiven als Folge laminarer Gleitung), während das abgeschürfte oder eingeklemmte Mesozoikum sich in E-W-Falten legte.

Die auf der Paralleltexur der Muldengesteine sichtbare Lineation (oblonge Kristallisation der Komponenten) verläuft N-S. Sie müsste also logischerweise als Schubrichtung gelten, wenn nicht die Gefügediagramme von Quarz und Biotit zeigen würden, dass die Lineation der *Gürtelachse* parallel geht, wodurch sich also ein Transport *quer* zur Lineation anzeigen sollte.

Die Lösung aus diesem Dilemma kann nur darin gesucht werden, dass die durch die Lineation markierte Richtung zwei Bedeutungen hat: einmal die Bedeutung einer laminaren Bewegung längs der Lineation, sodann die Bedeutung einer Achse, die senkrecht zu einer rollenden, also nichtlaminaren Beanspruchung steht. Wenn diese Beanspruchungen nacheinander erfolgen, sind vom laminaren Nordschub und von der Versteilung nur *Planarstrukturen* ableitbar (Bildung von Maxima), die erst hernach zu Gürteln umgeprägt wurden.

Längung der Minerale in Schubrichtung einerseits und Gürtelregelung der Minerale in Rollrichtung (quer dazu) andererseits, lassen sich *dann* voneinander trennen, wenn die durch den Schub in Zerr-Richtung aneinandergereihten anisometrisch kristallisierten Minerale hernach ohne Änderung der äusseren Form umkristallisierten. Der ehemalige Harnisch bliebe „abgebildet“ erhalten bei einer Gitterregelung, die konform der Tessiner Schlingentektonik erfolgt.

Bei einem solchen Verständnis (Raum Airolo als vertikale Grossachse; Biegung der Massive) würden auch die charakteristischen vertikalen alpinen Boudinagen theoriegerecht einer Querdehnung entsprechen.

Was nun die Gesteine im Raume des Lukmanierpasses angeht, so kommt hier zweifellos ein auch der Lineation noch zeitlich vorausgehendes Element zur Geltung, nämlich die Fältelung. — Wir hätten also

drei nacheinander einsetzende Phasen, die sich im Gefüge zur Geltung bringen:

1. Die Einfaltung mit flachen E-W-Achsen der Sedimentschichten bei der Massiveinengung,
2. Die heute steilstehende Lineation des Nordschubes.
3. Die Gürtelbildung (mit vertikaler Gürtelachse) durch Einbeulung beim Nordschub.

Das, was der Tektoniker vermisst, wenn er die nördlichen Muldenzonen studiert (KVALE), ist hier also zweifellos vorhanden, nämlich das Zeugnis der *Einfaltung*. Von dem laminaren Nordschub hingegen dürfen wir über die Formfixierung des Harnisches hinaus keine Konservierung des Korngefüges erwarten, sofern noch eine einrollende Überprägung erfolgte. Letztere braucht dabei keineswegs mit grossen Deformationen einhergehen. Nicht durch das *Ausmass* einer tektonischen Phase, sondern durch die *Art der Kinematik* wird die der Gefügeanalyse zugängliche Regelung bestimmt.

Unser Fossil hat sich bei der Einfaltung mit seiner Längsrichtung der Faltenachse parallel gestellt. Es zeigt Spuren der Lineation und hat schliesslich eine Quarzregelung, die zu einer vertikalen Gürtelachse passt. Es sind also alle drei genannten Elemente vertreten. — Das Gesamtgewebe ist aber so beschaffen, dass man nicht ohne zwingenden Grund die drei Elemente zu Einzelphasen zerlegen möchte. Welcher Art die Interferenz der Phasen ist, könnten erst Detailuntersuchungen ergeben.

Unter einer „konstruktiven Dislokationsmetamorphose“, wie wir diese am Anfang zitierten (P. NIGGLI), versteht man eine Gesteinsumprägung, bei der Verformung und Kristalloblastese Hand in Hand gehen. Offenbar kann diese Vorstellung zu unzulässigen Vereinfachungen verleiten.

Wenn wir aus der Tatsache, dass sich ein Fossil bis in die Mesozone erhält, schliessen, dass die Dislokations- und die Rekristallisationsphasen gegeneinander verschoben sind, ist damit noch nicht gesagt, dass man „Dislokationsmetamorphose“ und „späte thermische Erholung“ von einander trennen soll. — Beschränken wir uns hier auf die Feststellung, dass unser Fossil offenbar deshalb erhalten blieb, weil der Stengel in die b-Richtung einschwenken konnte, noch bevor die Kristalloblastese erfolgte und dass die Deformation des Stengels auf eine Auswälgung (zugeordnet b) und nicht auf eine Streckung (zugeordnet a) zurückzuführen ist.

Literatur

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.

- BOSSARD, L. (1929): Zur Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination. SMPM 9, S. 107.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen (2. Aufl. mit E. NIGGLI). Wepf/Basel.
- Geologischer Führer der Schweiz. 1934, Wepf/Basel.
- Geol. Generalkarte der Schweiz, Blatt 7 Ticino, 1 : 200 000.
- HAFNER, S. (1958), Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs. SMPM 38, S. 255.
- HEZNER, L. (1909): Petrographische Untersuchungen der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). N. Jb. Min. BB. 27, S. 157.
- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genese der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. SMPM 23, S. 72.
- KRIGE, L. (1917): Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Eclogae geol. Helv. 14, S. 519.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. SMPM 37, S. 398.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv etc. SMPM 24, S. 58.
- NIGGLI, P. (1939): Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. SMPM 9, S. 160.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Karte Schweiz; Geotechn. Serie, 14. Lfg.
- NIGGLI, P. (1950): Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. SMPM 30, S. 500.
- NIGGLI, PREISWERK, GRÜTTER, BOSSARD, KÜNDIG (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Mit Geol. Spezialkarte 116. Beitr. Geol. Karte Schweiz; N. F. 71.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. SMPM 35, S. 311.

Eingegangen: 5. Januar 1960.