

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie
der Universität Innsbruck, Österreich

Petrographische Untersuchungen an Paragenesen des polymetamorphen Silvrettakristallins

S. Hoernes

Mit 12 Abbildungen

Eingegangen am 19. März 1970

Zusammenfassung

Die Untersuchung der regionalen Verteilung der Minerale Staurolith, Disthen, Andalusit und Sillimanit im österreichischen Anteil des Silvrettakristallins ergab mehrere Mineralzonen, die sich zum Teil diskordant überlagern.

Der gesamte in einem Dünnschliff feststellbare Mineralbestand würde in vielen Fällen kein Gleichgewicht darstellen. Es zeigte sich jedoch, daß die Minerale, die unmittelbar aneinander grenzen, in den meisten Fällen stabile Paragenesen bilden.

Gefügekundliche Beobachtungen ergeben eine Unterteilung in prä- bis synkinematisch und in postkinematisch kristallisierte Minerale. Die Bildung dieser Minerale wird verschiedenen Metamorphosen zugeordnet. Der Vergleich mit radiogenen Altersbestimmungen aus dem Schweizer Anteil des Silvrettakristallins erlaubt die Einstufung der verschiedenen Metamorphosen in eine ältere, kaledonische und in eine jüngere variszische Metamorphose. Die Disthenzone wird als Relikt der kaledonischen, druckbetonten Metamorphose gedeutet. Die Ausbildung der Sillimanitzone wird dagegen der variszischen Metamorphose zugeschrieben.

Summary

On the Petrogenesis of the Polymetamorphic Rocks of the Silvretta

The investigation of the regional distribution of the minerals staurolite, kyanite, andalusite and sillimanite in the Austrian part of the Silvretta-Alps indicates several mineral zones which are in part discordant.

Very often the mineral assemblages as observed within one thin section constitute a disequilibrium association. However adjacent mineral pairs seem to form stable parageneses in most cases.

Pre- to synkinematic and postkinematic porphyroblasts can be distinguished. The formation of these minerals was caused by different metamorphic cycles. The kyanite-zone is interpreted as being of Caledonian- and the sillimanite-zone as being of Variscan age, on the basis of a comparison with the Rb—Sr and U—Pb age determinations as carried out in the Swiss part of the Silvretta-Alps.

Einleitung

Das untersuchte Gebiet umfaßt den gesamten Bereich des österreichischen Anteils am Silvretta-Kristallin. Geographisch also das Fernwallgebirge, die Samnaun-Gruppe und den nördlichsten Teil der Silvretta.

Die geologische Begrenzung bilden im N die Nördlichen Kalkalpen, im W die unterostalpinen Decken (Falknis, Sulzfluh, Arosa-Schuppen-

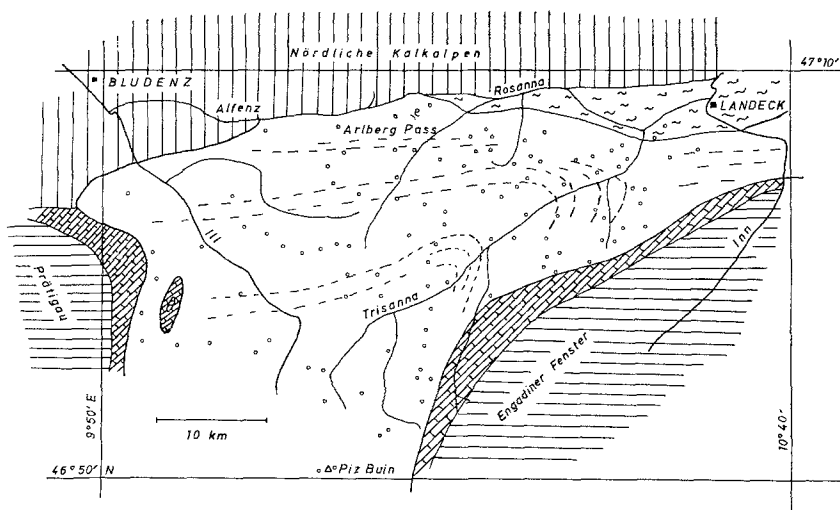


Abb. 1. Geologische Skizze des Silvrettakristallins mit den Hauptstrukturen. \circ Probenentnahmestellen.

zone) bzw. weiter im W der Prätigauflisch. Im S setzen sich die Gesteine der Silvrettamasse bis in die Kesch-Gruppe fort. Im SE durchbricht das Unterengadiner Fenster die Verbindung zur Ötztaler Masse. Der direkte Kontakt mit Gesteinen des Ötztaler Altkristallins ist nur in einem schmalen Streifen südlich Landeck gegeben (Abb. 1).

Für die Untersuchung der Metamorphose in dem oben abgegrenzten Bereich wurden die mengenmäßig überwiegenden Paragneise herangezogen. Unter diesen Paragneisen wiederum solche, die makroskopisch durch das Vorherrschen von Glimmermineralien gegenüber Quarz oder Feldspat und durch das Auftreten von Mineralien wie Granat, Staurolith oder Disthen gekennzeichnet sind.

Die regionale Verteilung der Modifikationen von Al_2SiO_5 und von Staurolith, ihre Paragenese, und der zeitliche Ablauf ihrer Kristallisation soll im folgenden diskutiert werden.

Problemstellung

Abb. 2 zeigt die Verteilung der Minerale Staurolith, Sillimanit und Disthen. Es zeigt sich, daß Staurolith im ganzen Gebiet verbreitet ist. Sillimanit ist bis auf einen schmalen Streifen im N, in dem nur Staurolith auftritt, im ganzen Gebiet anzutreffen. Disthen kommt in einer breiten Zone zum größten Teil innerhalb der Sillimanitzone vor. Die Grenzen dieser Mineralzonen verlaufen *diskordant* zum tektonischen Bau.

Das Überschneiden von Disthen- und Sillimanitzone legt die Vermutung nahe, daß die Bildung dieser Zonen verschiedenen metamorphen

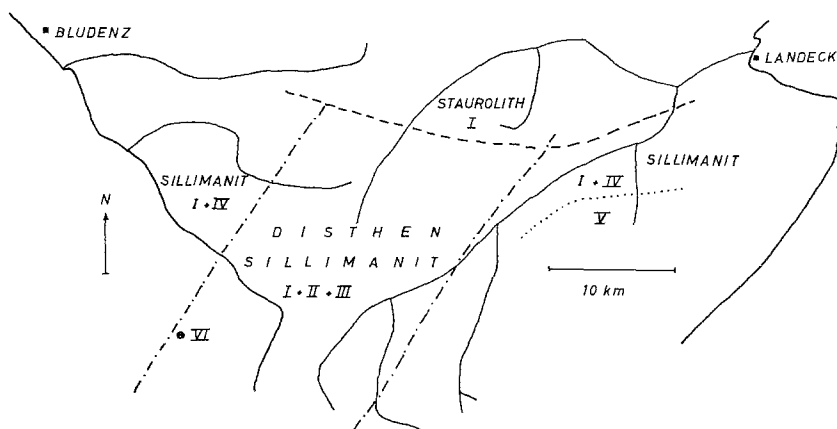


Abb. 2. Mineralzonen und Verbreitung der Mineralgesellschaften.

Akten zuzuordnen sind, daß es sich also um ein polymetamorphes Gebiet handelt.

Um diese Frage näher zu erörtern ist es notwendig, neben den Mineralgesellschaften, die in einem Dünnschliff gegeben sind und die für das Kartieren der Mineralzonen die Grundlage bildeten, die Korngrenzbeziehungen, also die Berührungsparagenesen und das Verhältnis von Kristallisation zu Deformation der einzelnen Minerale zu betrachten. Diese Methode wurde von Zwart (1962) zur Klärung ähnlicher Fragen angewandt.

Im Dünnschliffbereich lassen sich im wesentlichen fünf Mineralgesellschaften unterscheiden:

Gruppe I

Gra + Bio + Mu + Stau + Qu + Pl + Chl + Ap + Erz ± Zirk ± Turm.

Gruppe II

Gra + Bio + Mu + Stau + Ky + Qu + Pl + Ap + E ± Chl ± Zirk ± Turm.

Gruppe III

Gra + Bio + Mu + Stau + Ky + Sill + Qu + Pl + Ap + E \pm Chl \pm Turm.

Gruppe IV

Gra + Bio + Mu + Stau + Sill + Qu + Pl + E + Ap \pm Chl \pm Zirk \pm Turm.

Gruppe V

Gra + Bio + Mu + Sill + Qu + Pl + E + Ap \pm Turm.

Als Gruppe VI wird die Mineralgesellschaft: Gra + Bio + Mu + Stau + Sill + And + Qu + Plag + Ap + E \pm Chl \pm Turm bezeichnet. Die Verbreitung dieser Mineralgesellschaft ist jedoch auf ein kleines Gebiet im Vergalndnertal beschränkt.

Die Aufeinanderfolge der Minerale Stau, Stau—Ky, Stau—Ky—Sill, Stau—Sill, Sill in den Gruppen I—V erweckt den Eindruck *einer* progressiven Metamorphose, wobei Aluminiumsilikat durch den Abbau von Staurolith entstehen würde.

Wie schon erwähnt, läßt jedoch das *diskordante* Überschneiden von Ky- und Sill-Zone eine derartige *einaktige* progressive Metamorphose unwahrscheinlich erscheinen.

Die genaue Analyse der Berührungsparagenesen und der Kristallisationsfolge führt zu dem Ergebnis, daß zwei Metamorphosen mit verschiedenen P-T-Bedingungen angenommen werden müssen. Daß diese Metamorphose auch zeitlich als selbständige Akte bestehen, ergibt der Vergleich mit Rb-Sr-Altersbestimmungen, die von *Grauert* (1966) an Granitgneisen der Silvretta durchgeführt wurden.

Die Paragenesen der Mineralgesellschaften

Gruppe I:

Gra + Bio + Mu + Stau + Qu + Pl + Chl + Ap + E \pm Zirk \pm Turm.

In etwa zwei Drittel der beobachteten Berührungsparagenesen ist Staurolith in Kontakt mit Biotit, Muskovit und Quarz (Erz, Plag) und nur in ein Drittel mit Granat (+ Glimmerminerale) anzutreffen. Diese Paragenesen sind auch in den anderen Gruppen anzutreffen. Ausgenommen Gruppe V, in der Staurolith fehlt. Im AFM-Diagramm (Abb. 3) sind die Paragenesen der Gruppe I dargestellt. Die stark ausgezogene Linie soll die Häufigkeit der Paragenese Staurolith + Biotit (+ Mu + Qu) ausdrücken.

Granat ist prä- bis synkinematisch kristallisiert, wie das Verhältnis von Interngefüge (si) zu Externgefüge (se) zeigt (Abb. 4).

Staurolith hingegen ist in der Regel postkinematisch gewachsen. Das Interngefüge zeigt keine Rotation gegenüber dem se (Abb. 5). Häufig findet sich Granat (z. T. mit rotiertem si) als Interngefüge im

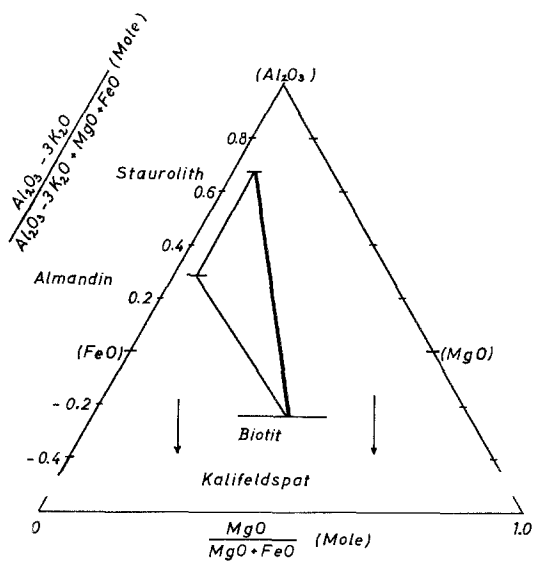


Abb. 3. AFM-Diagramm der Gruppe I. Die stark ausgezogene Linie bedeutet in diesem wie in den folgenden Diagrammen die relative Häufigkeit der verschiedenen Paragenesen.

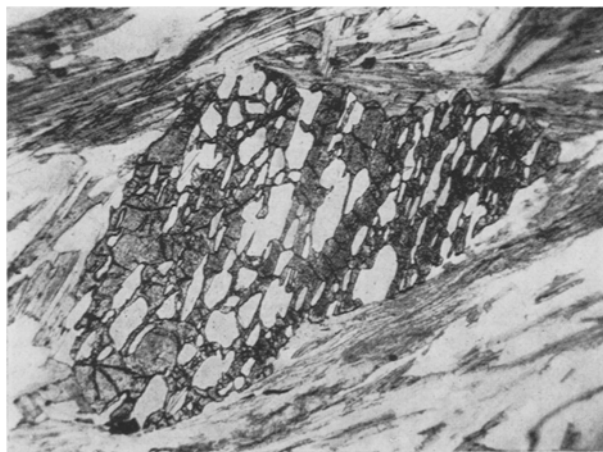


Abb. 4. Granat präkinematisch kristallisiert. Das Interngefüge (si), das in sich keine Verkrümmung zeigt, ist gegenüber dem Externgefüge (se) rotiert. Die Einschlüsse bestehen hauptsächlich aus Quarz.

Staurolith. Staurolith ist also einer späteren Kristallisationsphase zuzuordnen als Granat.

Chlorit ist in dieser, wie in allen folgenden Mineralgesellschaften, das Produkt einer retrograden Metamorphose. Chlorit entsteht meistens aus Biotit, gelegentlich aus Muskovit, manchmal auch aus Granat.

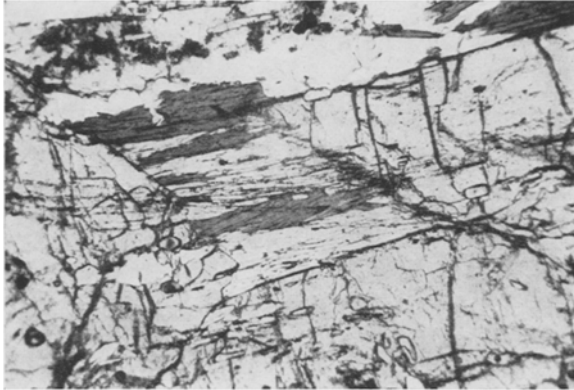


Abb. 5. Staurolith postkinematisch kristallisiert. Das si, das überwiegend aus Erz und Quarz besteht, geht ohne Richtungsänderung in das se über.

Gruppe II:

Gra + Bio + Mu + Stau + Ky + Qu + Pl + Ap + E \pm Chl \pm Zirk \pm \pm Turm.

Die häufigste Paragenese ist Ky + Bio + Mu + Qu + Pl (Abb. 6). Neben dieser ist auch die Paragenese Disthen + Staurolith + Bio + Mu + Qu häufig anzutreffen. Sehr selten konnte Disthen zusammen mit Granat + Biotit + Quarz beobachtet werden. Diese Paragenese wäre erst oberhalb der Stabilitätsgrenze von Staurolith stabil. Es ist jedoch auffallend, daß gerade in diesem Fall, wo Granat + Disthen + Bio zusammen auftreten, Granat in ein regelloses Gemenge von Biotit + Mu + Qu + E umgewandelt wird (Abb. 7).

Durch die Analyse der reinen Berührungsparagenesen kann sehr deutlich gezeigt werden, daß die Minerale eines Dünnschliffs, die zusammen ein Ungleichgewicht repräsentieren würden, im kleinsten Bereich in den meisten Fällen sehr wohl stabile Paragenesen bilden.

Je nach Ausbildung lassen sich zwei Generationen von Disthen unterscheiden.

Generation I: Kleine (< 1 mm) Stengel mit ihrer Längsrichtung in s eingeregelt (meist in Kontakt mit Bio oder Mu). Auffällig ist das Feh-

len von Einschlüssen. Gelegentlich kommen winzige Körnchen von Quarz oder Muskovitschüppchen als Einschlüsse vor.

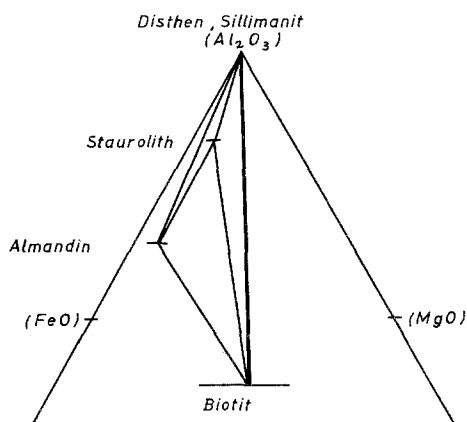


Abb. 6. AFM-Diagramm für die Paragenesen der Gruppe II und III.



Abb. 7. Umwandlung von Granat in ein regelloses Gemenge bestehend aus: Muskovit + Biotit + Quarz + Erz. Disthen I ist am Rand der Abb. deutlich zu erkennen.

Generation II: Größere (bis zu 3—4 mm) Individuen mit reichem Interngefüge, das gegenüber dem Externgefüge nicht verdreht ist. Ky II ist also eine postkinematische Bildung. Beide Generationen können im selben Schliff nebeneinander auftreten.

Gruppe III:

Gra + Bio + Mu + Stau + Ky + Sill + Qu + Pl + Ap + E \pm Chl \pm \pm Turm.

Folgende Minerale kommen in Kontakt miteinander vor: Ky + Bio + \pm Mu + Qu; dies ist auch die häufigste Kombination in Paragenese II, Ky + Stau + Bio + Mu.

Sillimanit, ausschließlich fibrolithisch ausgebildet (Abb. 8), tritt am häufigsten in der Kombination: Sill + Bio + Mu + Qu auf. Sehr



Abb. 8. Sillimanit, fibrolithisch ausgebildet. Die Abbildung zeigt Sillimanite aus der Gruppe V.

selten ist die Berührungsparagenese Ky + Sill + Bio + Mu. Ebenfalls sehr selten: Sill + Stau + Gra (+ Qu + E). Mengenmäßig tritt Sillimanit in Paragenese III gegenüber Ky stark zurück (AFM-Diagramm, Abb. 6).

Wie in Paragenese II treten zwei Generationen von Ky auf. Die Reihenfolge der Kristallisation ist folgende: Glimmer + Granat + \pm Disthen I, Stau + Ky II + Sill. Die drei letzteren sind nach der Deformation kristallisiert, gehören also einer späteren Phase an als Glimmer, Granat und Disthen. Zur zweiten Phase dürfte die häufig zu beobachtende Umwandlung von Granat in ein Gemenge bestehend aus Bio + Mu + Qu + E gehören (Abb. 7).

Gruppe IV:

Gra + Bio + Mu + Stau + Sill + Qu + Pl + E + Ap \pm Zirk \pm Chl \pm \pm Turm.

Sill kommt in über der Hälfte aller beobachteten Fällen zusammen mit

Bio, Mu und Quarz (\pm Plagioklas) vor. Etwa ein Viertel der Berührungsparagenesen sind solche mit Staurolith + Bio (\pm Mu \pm Qu). Seltener: Sill + Gra + Bio + Qu. Diese Paragenese ist nach *Winkler* (1967; AFM-Diagramm der Staurolith-Almandin-Subfazies des Barrow-Typs) erst oberhalb der Stabilitätsgrenze von Stau möglich. Leicht erklärbar wird diese Mineralgesellschaft dann, wenn wir annehmen, daß die Bildung von Granat und Biotit einerseits und von Sillimanit + Staurolith andererseits, zu verschiedenen Zeiten und bei verschiedenen Bedingungen erfolgt ist. Andere mögliche, aber nicht so häufige Berüh-

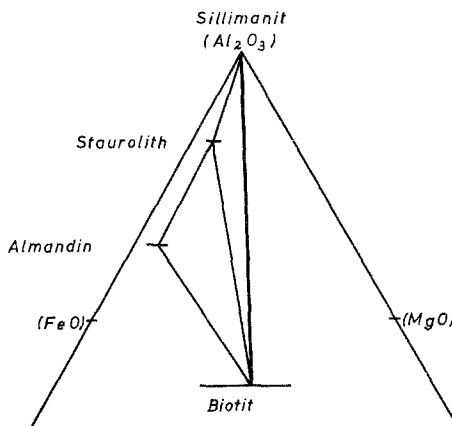


Abb. 9. AFM-Diagramm der Gruppe IV.

rungeparagenesen sind: Gra + Stau + Sill und Gra + Sill. Die drei Hauptkombinationen können im selben Schliff beobachtet werden (AFM-Diagramm, Abb. 9). Mengenmäßig tritt nun Sillimanit stärker hervor als in Gruppe III (max. ca. 10% Modalbestand).

Gruppe V:

Gra + Bio + Mu + Sill + Qu + Pl + E + Ap \pm Turm.

Das Auftreten dieser Mineralgesellschaft ist auf den östlichen Teil der Silvrettazone beschränkt, außerhalb der Disthenzone (Abb. 2).

Die weitaus am häufigsten auftretende Berührungsparagenese ist: Sill + Bio + Mu + Qu \pm Plag. Wesentlich seltener: Granat + Sill + Bio (AFM-Diagramm, Abb. 10). Sill ist in dieser Paragenese ein wesentlicher Bestandteil und kann bis zu 20% des Modalbestandes erreichen.

Diese Paragenese würde den höchsten im Gebiet erreichten Grad der Metamorphose repräsentieren. Es ist aber auch möglich, daß derartige Unterschiede wie mehr oder weniger Sillimanit, oder das Fehlen von

Staurolith in dieser Paragenese, durch den Gesteinschemismus primär bedingt sind. Immerhin gibt es Hinweise für einen Abbau von Staurolith. Umwandlungen von Staurolith in Sillimanit können nur sehr selten beobachtet werden. Eher scheint die in Gruppe IV relativ häufige Paragenese Sill + Stau + Bio + Mu + Qu auf einen Abbau von Staurolith zu deuten. Jedenfalls lassen die Staurolith-Kristalle keine Spuren einer Zersetzung erkennen.

Kalifeldspat tritt in keiner der Paragenesen der Gruppe V auf. Es kann also keine höhere Sillimanitzone abgetrennt werden (*Evans* und

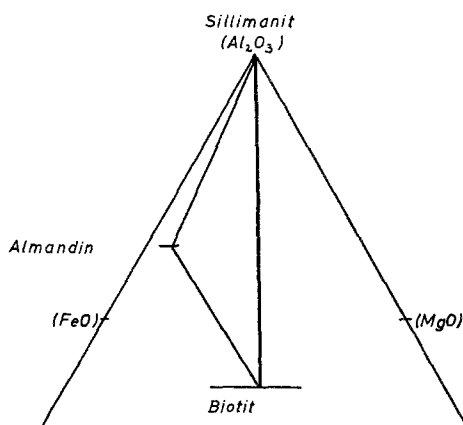


Abb. 10. AFM-Diagramm der Gruppe V.

Guidotti, 1966). Das heißt, daß die Temperaturen während der Metamorphose die obere Stabilitätsgrenze von Muskovit nicht überschritten haben.

Gruppe VI:

Gra + Bio + Mu + Stau + Sill + And + Qu + Plag + Ap + E ± Chl ± ± Turm.

Andalusit im Gestein ist im untersuchten Gebiet nur an einer Lokalität, nämlich im Vergaldner Tal gefunden worden. Regional von Bedeutung ist Andalusit in Quarzknauern, die innerhalb der Sillimanitzone verbreitet auftreten (*Spaenhauer*, 1933). Diese sollen jedoch wegen ihrer z. T. sehr seltenen und für die umliegenden Gesteine nicht typischen Paragenesen in einer eigenen Arbeit behandelt werden. Andalusit ist in Gruppe VI eine typische Neubildung, die bis auf Sillimanit den gesamten Altbestand als Interngefüge zeigt.

Purtscheller (1969), der dieselbe Paragenese aus dem Ötztal (Profil

Luibisalm) beschreibt, deutet den von Andalusit umschlossenen Staurolith als Relikt eines früheren, niedrigeren Stadiums einer aufsteigenden Metamorphose. Neben solchen Staurolithen, die von Andalusit eingeschlossen werden, treten auch Staurolithe in Kontakt mit Bio + Mu + Qu auf.

Gliederung der Metamorphosen auf Grund radiogener Altersbestimmungen — Vergleich mit petrographischen Beobachtungen

Nach Ansicht der Schweizer Autoren *Bearth* (1932 a, 1932 b), *Streckeisen* (1928), *Spaenhauer* (1932), *Wenk* (1934) und in letzter Zeit *Grauert* (1966) ist der Schlingenbau, der das beherrschende Strukturelement im südlichen Teil der Silvretta darstellt, dem Silvrettakristallin während der variszischen Gebirgsbildung aufgeprägt worden.

Grauert und *Arnold* (1968) deuten den hohen Bleiverlust der Paragneiszirkone der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs vor 400 bis 500 Millionen Jahren (also während der kaledonischen Gebirgsbildung) als Ergebnis einer Metamorphose, die bis zur Anatexis und Magmenbildung führte.

Rb-Sr-Altersbestimmungen an verschiedenen Mineralen der Silvretta (*Grauert*, 1966; *Arnold* und *Jäger*, 1965) ergaben Abkühlalter, die sich der variszischen (herzynischen) Metamorphose zuordnen lassen. Außer diesen Abkühlaltern gibt es auch einige Granittypen, deren Entstehung vor 354 ± 14 Millionen Jahren (Typ Frauenkirch) in die variszische Gebirgsbildung fällt.

Diese Alterswerte geben wohl Auskunft über die Temperaturen, die während der einzelnen Metamorphosen geherrscht haben, aber nicht über die Drücke. Auf Grund der Altersbestimmungen und von petrographischen Beobachtungen (Quarzdioritlinse mit eingeschlossener ultrabasischer Scholle zusammen in einem Disthen-Sillimanit-Gneis) glauben *Grauert* und *Arnold* (1968) sagen zu können, daß im Gotthardmassiv während der kaledonischen Metamorphose Temperaturen und Drücke der Granulitfazies geherrscht haben, während sich die variszische Metamorphose in der Almandin-Amphibolitfazies abwickelte. Als dritte Metamorphose in diesem Bereich ist die Alpidische zu nennen, die nur die Temperaturen und Drücke der Grünschieferfazies erreicht hat.

Vergleichen wir nun diese Ergebnisse mit petrographischen Beobachtungen aus dem österreichischen Anteil des Silvrettakristallins.

Wie bei der Beschreibung der einzelnen Mineralgesellschaften hervorgehoben wurde, lassen sich zwei Gruppen von Idioblasten unterscheiden.

1. Prä- bis synkinematisch kristallisierte. Dazu gehören in erster Linie Granat und Disthen I: Ebenfalls synkinematisch kristallisiert: Biotit + Muskovit.

2. Postdeformativ kristallisierte. Dazu gehören: Staurolith, Sillimanit, Disthen II, Andalusit. Es ist wahrscheinlich, daß auch Biotit und Muskovit z. T. postdeformativ kristallisiert sind. Besonders in den Biotitfleckengneisen (*Reithofer*, 1937) sind quer zur Schieferung gewachsene Biotite häufig. Ebenso kann auch Granat z. T. postdeformativ kristallisiert sein, weil der Rand mancher Granatkristalle, die gelegentlich ein verdrehtes Si zeigen, häufig einschlußfrei erscheint (Abb. 11).

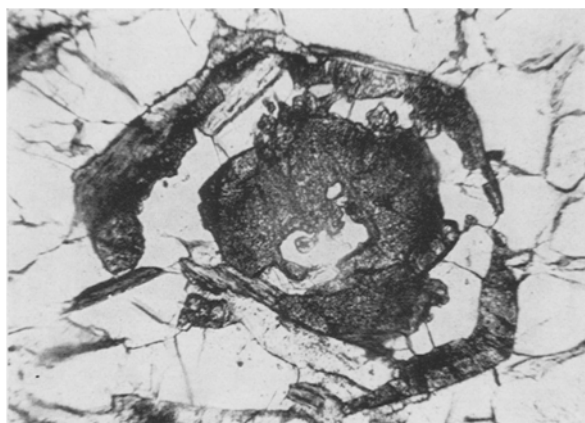


Abb. 11. Granat aus einem Biotitfleckengneis in der Disthen-Sillimanit-Zone. Der äußere Rand wurde durch eine zweite Kristallisationsphase gebildet.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, bei Annahme einer vollständigen Durchbewegung des gesamten Kristallins während der variszischen Gebirgsbildung, daß die Bildung von Sillimanit, Staurolith usw. der variszischen Gebirgsbildung zuzuordnen ist. Die Bildung von Granat, Disthen I, Biotit und Muskovit wäre dann vorvariszisch, vielleicht kaledonischen Alters.

Ähnliche Folgerungen ergeben sich betreffend der Höhe der Metamorphosen. Die älteste Metamorphose, die sich hier nachweisen läßt, muß einen Druck erreicht haben, der die Möglichkeit zur Bildung von Eklogiten schuf. Daß Eklogite vorhanden waren, zeigen die Eklogit-amphibolite, die besonders in der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Gruppe des Silvrettakristallins in der Schweiz) weit verbreitet sind (*Spaenhauer*, 1932). Aber auch im Jamtal (Paznauntal) konnten Eklogit-amphibolite, die noch Reste des ehemaligen Pyroxens zeigen, gefunden werden.

Im österreichischen Teil des Silvrettakristallins äußert sich diese frühere Metamorphose in der quer zur Sillimanitzone verlaufenden

Disthenzone. Diese Metamorphose dürfte sich während der kaledonischen Gebirgsbildung abgespielt haben.

Die postdeformative Neubildung der Minerale Staurolith, Disthen II, Andalusit und Sillimanit kann somit nur in die variszische Gebirgsbildung gestellt werden, weil das Silvrettakristallin während der alpinen Orogenese die Temperaturen von 300° C, die nötig wäre, damit Biotit sein radiogen gebildetes Sr verliert, nicht erreicht hat. Die Biotite geben nach *Grauert* (1966) Alter von ca. 270 Millionen Jahren. Dieses Alter gibt an, daß vor dieser Zeit zum letzten Mal die Temperatur von 300° C erreicht wurde.

Vergleichbar mit der variszischen Metamorphose in der Silvretta sind metamorphe Gebiete, die nach *Miyashiro* (1961) zu der low-pressure intermediate group gehören.

Purtscheller (1969) beschreibt aus dem Ötztal-Stubaier Altkristallin, das in vielen Punkten sehr große Ähnlichkeiten mit dem Silvrettakristallin aufweist, eine Sillimanitzone, die im Norden und Süden von einer Zone mit Disthen begrenzt wird. *Purtscheller* stellt diese Metamorphose, die zur Ausbildung der Sillimanitzone geführt hat, in die kaledonische Gebirgsbildung.

Diaphtorese

Als letzte Einwirkung einer Metamorphose sind im ganzen Gebiet retrograde Überprägungen sehr häufig anzutreffen. Im Zuge dieser Diaphtorese treten verschiedene Mineralumwandlungen auf. Der in allen Mineralgesellschaften auftretende Chlorit, der sich aus Biotit, Muskovit oder Granat (gelegentlich auch Staurolith) entwickelt, ist ein typischer Vertreter dieser Diaphtorese. Umwandlungen von Plagioklas → Sericit und Staurolith → Sericit sind ebenfalls häufig zu beobachten.

Die Auswirkungen dieser letzten Metamorphose sind sehr verschieden. Die bestimmenden Faktoren dafür dürften sein: Grad der Durchbewegung und das Angebot an Wasser. So kommt es, daß von praktisch unveränderten Glimmerschiefern bis zu Phylliten alle Übergänge vorhanden sind. Selbstverständlich werden auch alle anderen Gesteine dieses Gebietes in verschiedenem Maße von der Diaphtorese erfaßt.

Einen Hinweis, in welchem Faziesbereich sich diese Diaphtorese abspielte, erhalten wir einerseits durch den Chlorit, dessen Bildung aus Biotit und Muskovit bereits erwähnt wurde, andererseits durch das Mineral Epidot. Epidot findet sich nämlich gelegentlich als Neubildung in Form von schmalen linsenförmigen Lamellen parallel zur Spaltbarkeit von ganz oder teilweise chloritisierten Biotiten (Abb. 12). Zusammen mit dieser Umwandlung läuft stets eine starke Zersetzung der Plagioklasse. Die Bildung von Chlorit und Epidot dürfte sich unter P-T-Bel-

dingungen der Grünschieferfazies vollzogen haben. Dies entspricht nach *Winkler* (1967) einer Temperatur um 400° C.

Somit haben wir auch einen Hinweis auf das Alter dieser Diaphthorese. Wie schon ausgeführt wurde, ergeben die Biotite Alter von ca. 270 Millionen Jahren. Dieses Alter gibt an, wann das Gestein zum letzten Mal die Temperatur von 300° C hatte. Die Diaphthorese muß also als Ausklang der variszischen Metamorphose gedeutet werden. Da wir jedoch nicht vom ganzen Silvrettakristallin Altersanalysen besitzen, ist es möglich,

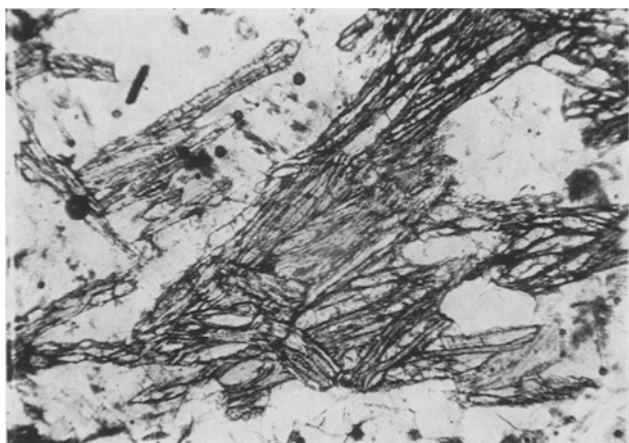


Abb. 12. Chloritierter Biotit. Mehrere Lagen von Epidot || zur Spaltbarkeit sind zu erkennen.

daß ein Teil dieser diaphthoritischen Überprägungen, die am N-Rand des Silvrettakristallins besonders stark ausgeprägt sind, erst durch den N-Schub der Silvrettadecke während der alpinen Orogenese entstanden sind (*Hoernes und Purtscheller*, 1970).

Ich danke dem Amt der Vorarlberger Landesregierung für die großzügige finanzielle Unterstützung. Für die Durchsicht des Manuskriptes danke ich Herrn Prof. Dr. *J. Ladurner* besonders herzlich.

Mein Dank gilt dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung Österreichs, durch dessen Unterstützung diese Arbeit im Rahmen eines Forschungsprogramms ermöglicht wurde.

Literatur

- Arnold, A.*, und *E. Jäger*, 1965: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite. *Eclogae Geol. Helv.* 58, 369—390.
Bearth, P., 1932: Die Diabasgänge der Silvretta. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 12, 147—178.

- Blarth, P.*, 1932: Geologie und Petrographie der Keschgruppe. Schweiz. Petr. Mitt. 12, 256—279.
- Evans, B. W.*, and *C. V. Guidotti*, 1966: The sillimanite — potash feldspar isograd in western Maine, USA. Contr. Mineral. Petrol. 12, 25—62.
- Grauert, B.*, 1966: Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). Earth and Planetary Sci. Letters 1, 139—147.
- und *A. Arnold*, 1968: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvretta-decke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). Contr. Mineral. Petrol. 20, 34—56.
- Hoernes, S.*, und *F. Purtscheller*, 1970: Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllits. Z. d. med.-naturwiss. Vereins Innsbruck. (Im Druck.)
- Miyashiro, A.*, 1961: Evolution of metamorphic belts. J. Petrology 2, 277—311.
- Purtscheller, F.*, 1969: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 13, 35—54.
- Reithofer, O.*, 1937: Der kristalline Anteil am Blatt Stuben der geologischen Spezialkarte des Bundesstaates Österreich. Geolog. Bundesanstalt, Wien.
- Spaenhauer, F.*, 1932: Petrographie und Geologie der Gricletsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Graubünden). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 12, 27—146.
- 1933: Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 13, 323—346.
- Streckeisen, A.*, 1928: Geologie und Petrographie der Fluelagruppe (Graubünden). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 8, 87—239.
- Wenk, E.*, 1934: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14, 196—278.
- Winkler, H. G. F.*, 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. (2. Aufl.) Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag.
- Zwart, H. J.*, 1962: On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost Area (Central Pyrenees). Geol.Rundschau 52, 38—65.

Anschrift des Verfassers: Dr. S. Hoernes, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.