

Petrographische Untersuchung an metamorphen Gesteinen des westlichen Großvenedigerbereiches (Ostalpen)

Von LORE BUSCHENDORF

(Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Bergakademie Clausthal, TH)

Mit 4 Abbildungen

Inhalt:

1. Einführung.
2. Geologie und Petrographie des Untersuchungsgebietes.
3. Regionale Verteilung, makroskopische Beschreibung und Gliederung der Gesteinsproben.
4. Mikroskopische Beschreibung der Mineralkomponenten.
5. Petrogenetische Auswertung.
6. Zusammenfassung.
7. Literaturverzeichnis.

Abstract

Die Ergebnisse der vorliegenden petrographischen Untersuchung wurden vorwiegend aus der Mikroskopie von etwa 60 Dünnschliffen abgeleitet. Der Schwerpunkt lag auf der optischen Bestimmung der Hauptkomponenten sowie auf Einstufung der metamorphen Kristallisation bezüglich der Mineralfazies und des Verhältnisses von Kristallisation zu der alpidischen Durchbewegung. Es wurde ein Teilgebiet der älteren Schieferhülle südwestlich des Großvenedigers bearbeitet. Die Ergebnisse sollen einen weiteren Beitrag zur Kennzeichnung der alpidischen Metamorphose liefern.

1. Einführung

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Petrographie einer Reihe verschiedener Metamorphite der südlichen älteren Schieferhülle des westlichen Großvenedigerbereiches.

Das Probenmaterial wurde von Herrn Prof. Dr. F. KARL zur Verfügung gestellt.

Die Hüllgesteine der zentralen granitischen Massen der Hohen Tauern bieten infolge ihres Mineralreichtums sowie durch ihre die Metamorphose widerspiegelnden typischen Mineralassoziationen und Strukturen reichhaltiges Material für die Petrographie Kristalliner Schiefer. Zahlreiche Arbeiten — auch über benachbarte Gebiete der Venedigergruppe — standen daher für Vergleichsmöglichkeiten zur Verfügung. Erwähnt seien hier die umfassende Beschreibung der Kristallinen Schiefer der Nord- und Südseite des Venedigerstockes von E. WEINSCHEK (1903) sowie F. BECKES Arbeit über Mineralbestand und Struktur der Kristallinen Schiefer (1903). Beiden Arbeiten konnten wesentliche, z. T. grundlegende Anhaltspunkte entnommen werden. Weiterhin genannt seien die Arbeiten B. SANDERS über das Tauernwestende (1912), die Beschreibung der Metamorphite des südlichen Großvenedigers von F. ANGEL (1929), ebenso die petrographischen Untersuchungen im Gebiet um Birnlücke und Dreiherrns Spitze, die in der „Monografia geologica — petrografica sull'alto Adige orientale e regioni limitrofe“ von A. BIANCHI & G. DAL PIAZ (1934) enthalten sind. Im Osten bieten sowohl die petrographischen Arbeiten im Hochalm-Ankogel-Gebiet von

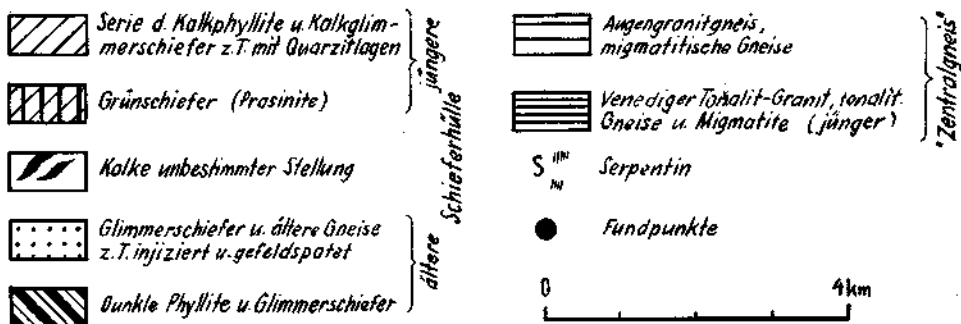
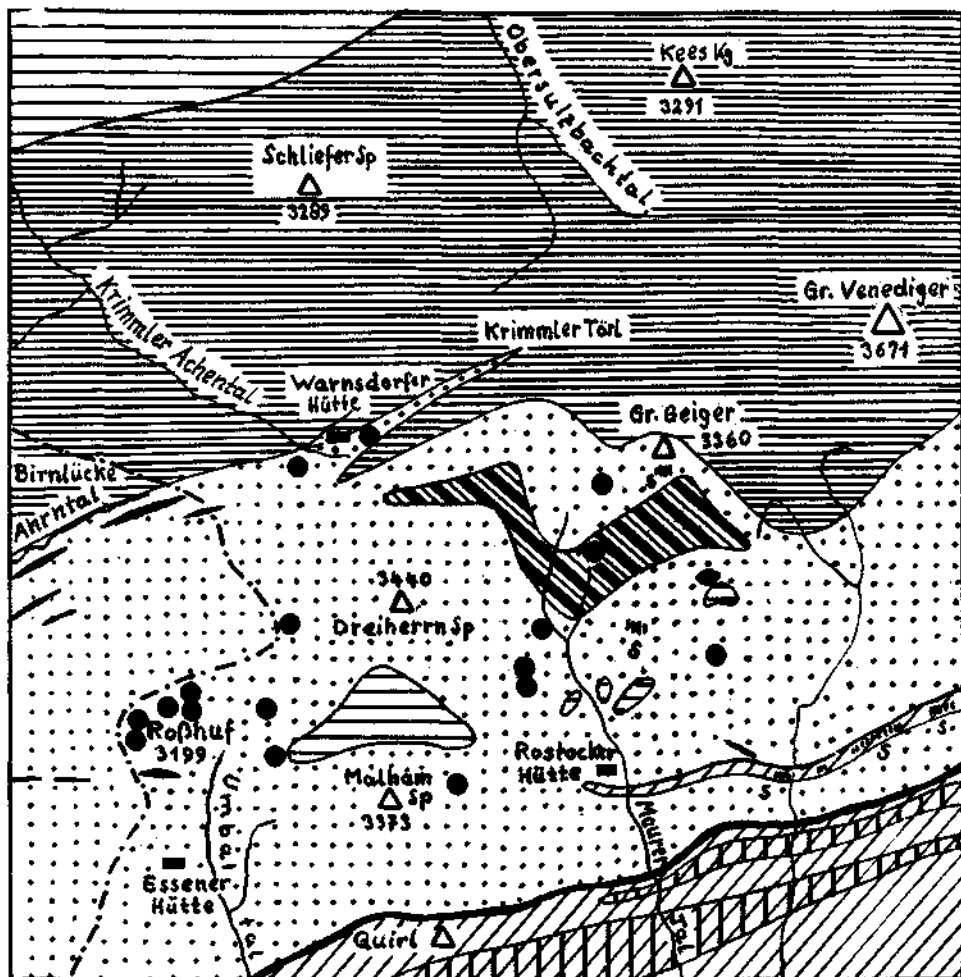


Abb. 1. Kartenskizze M 1:100.000 (Ausschnitt aus der Geologischen Übersichtskarte der Venedigergruppe nach O. SCHMIDEGG, 1961).
(Vertikalkarte entspricht der Nordrichtung)

F. ANGEL & R. STABER (1952) als auch die von H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1939) in der „Geologie des Großglockners“ beschriebenen Hüllschiefer der Granauspitzgruppe sowie der Riffel- und Brennkogeldecken sehr gute Vergleichsmöglichkeiten. Hinsichtlich mineralfazieller Probleme konnten wesentliche Anhaltspunkte der Arbeit F. ANGELS (1940) „Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen“ entnommen werden.

Im Mittelpunkt aller dieser Arbeiten steht die alpidische Metamorphose, die von B. SANDER 1912 als „Tauernkristallisation“ bezeichnet wurde.

Die Ergebnisse der vorliegenden petrographischen Untersuchung liefern für die Kennzeichnung dieser Metamorphose einen weiteren Beitrag.

2. Geologie und Petrographie des Untersuchungsgebietes

Wie schon eingangs erwähnt wurde, befindet sich das bearbeitete Gebiet im westlichen Teil der Hohen Tauern, SW des Großvenedigers im Bereich der älteren Schieferhülle der Venedigergruppe. Als Grenzen sind etwa folgende zu nennen: Im W die italienische Grenze, im S die Serien der jüngeren Schieferhülle, im E das Maurertal und im N die Südgrenze der tonalitischen Gesteine des Venedigerkerns.

Der tonalitische bis granitische Kern der Venedigergruppe wird im N, E und S von verschiedenen Serien kristalliner Schiefer, der unteren (älteren) und oberen (jüngeren) Schieferhülle umgeben. Im W geht er in den Zillertalkern über. Innerhalb der zentralen granitischen Massengesteine sind nach F. KARL (1959) zwei verschieden alte magmatische Massen abzutrennen, und zwar die wahrscheinlich voralpidischen Augen- und Flasergranite bis -gneise im N und die jüngeren Tonalitgranite und Tonalitgranitgneise im S. Diese tonalitischen Gesteine bilden den eigentlichen Kern des Venedigermassivs. Sie sind als synorogene, alpidische Intrusionen anzusehen und genetisch mit den sicher alpidischen Intrusionen des periadriatischen Intrusivbogens in einen Magmenstamm zusammenzufassen.

In dem untersuchten Bereich sind die Gesteine der Schieferhülle nach O. SCHMIDEGG und F. KARL (1961) stratigraphisch in folgende Serien zu gliedern:

Die ältere Schieferhülle setzt sich zusammen aus altpaläozoischen kristallinen Schiefen, Typ Ötztal, und paläozoischen Glimmerschiefen. Innerhalb beider Serien finden sich amphibolitische Linsen und Einschaltungen von vermutlich karbonischen Graphitschiefen.

Die ältere Schieferhülle ist nahezu frei von Marmor. Zwischen älterer und jüngerer Schieferhülle treten karbonatische Gesteine mit quarzitischen Beimengungen auf, deren Alter vermutlich triadisch ist.

Die jüngere Schieferhülle besteht aus der „Bündnerschieferserie“, deren Alter mit Jura bis Kreide angegeben wird. Letztere wird aus Kalkschiefern bis -phylliten, Graphitschiefen und Prasiniten gebildet.

3. Regionale Verteilung, makroskopische Beschreibung und Gliederung der Gesteinsproben

Die Fundpunkte der bearbeiteten Proben konzentrieren sich auf drei Gebiete: Das obere Umbaltal nördlich der Essener Hütte, das obere Maurertal nördlich

der Rostocker Hütte und schließlich auf die nächste Umgebung der Warnsdorfer Hütte im obersten Krimmler Achenal.

Die Gesteine des Umbaltals stammen größtenteils vom oberen Ende der Schleitner Keesflecken, weiterhin aus der Umgebung und vom Gipfel des Rosshufes, der Althaussschneide, des Umbalkeeses sowie eine Probe vom Gipfel der Dreiherrnspitze. Es handelt sich vorwiegend um fein- bis mittelkörnige, zumeist feinschichtige Amphibolite bis Plagioklas-Amphibolite. Daneben kommen Albit-Glimmer-Schiefergneise, Albit-Knotengneise, stark chlorithaltige Phyllonite, Kalifeldspat-Augengneise und gefaltete Quarzite vor. Die amphibolitischen Gesteine sind z. T. granatführend, z. T. sind sie durch plagioklasreiche Lagen hell gebändert.

Die Gesteine vom oberen Maurertal sind diesen sehr ähnlich. Außer einer Chloritphyllonitfalte vom NE-Grat des Kleinen Geiger, einem Konglomeratgneis vom Maurerkees, einem Paragneis aus der Nähe des Wandfußes und einer Serie sehr quarzreicher Glimmer-Schiefergneise vom Simonykees stammen alle übrigen Gesteine von den Dellacher Keesflecken. Es sind dies vorwiegend Albit-Glimmer-Schiefergneise und Albit-Knotengneise, die wiederum häufig mit amphibolitischen, z. T. granatführenden Partien wechsellagern. Hinzu kommt eine Gruppe graphitischer Schiefer, die teils phyllonitisch, teils konglomeratisch ausgebildet sind und häufig größere Granat- und Plagioklasporphyroblasten aufweisen. Sie sind auf der linken Zungenseite des Simonykeeses sowie am Maurerkees bzw. an der Maurerkeeszunge gesammelt worden.

Bei den Gesteinen vom obersten Krimmler Achenal handelt es sich meist um Fallstücke aus der Moräne des Krimmler Keeses. Es sind granatreiche Albit-Muskovit-Biotit-Schiefergneise, z. T. reich an Chlorit, z. T. mit dichten graugrünen Lagen, die sich dann mikroskopisch als hornblendereich erwiesen. Einige sehr plattige Graphitphyllite mit Granat und auffallenden, bruchstückartigen, graphitgefüllten Albitporphyroblasten stammten von den Platten südlich der Warnsdorfer Hütte. Schließlich treten hier Augengneise mit cm-großen Kalifeldspat-Augen in biotitreicher Grundmasse auf. Eine dieser Proben ist einer Einlagerung innerhalb des Tonalitgneises direkt am Kontakt Tonalitgranit/Schieferhülle entnommen worden.

Das bearbeitete Material ließ sich in folgende Gruppen gliedern:

1. Die Gruppe der Grüngesteine bzw. Metabasite wird gebildet aus:
 - a) plagioklasarmen Amphiboliten,
 - b) plagioklasreichen Amphiboliten bis zu Epidot-(Granat-)Amphibolgneisen,
 - c) Chloritphylloniten.
2. In der Gruppe der Graphitschiefer lassen sich unterscheiden:
 - a) Graphitphyllonite,
 - b) graphitreiche Konglomerate.
3. Die große Gruppe heller Glimmer-Schiefergneise und Gneise gliedert sich in:
 - a) Albit-Glimmer-Schiefergneise und Albitgneise,
 - b) konglomeratische Gneise,
 - c) Kalifeldspat-Augengneise.
4. Aus der Gruppe der Quarzite sind hervorzuheben:
 - a) Reine Quarzite,
 - b) Quarzite mit Muskovitbeimengungen.

4. Mikroskopische Beschreibung der Mineralkomponenten

Nachstehende Tabelle bringt einen groben Überblick über den Mineralbestand der einzelnen, oben angeführten Gesteinsgruppen. Auf eine genaue Angabe der Integrationsergebnisse mußte leider aus Platzmangel verzichtet werden.

Im folgenden sollen Ausbildung, Auftreten und Chemismus der Mineralkomponenten in der notwendigen Kürze beschrieben werden. Leider konnten die z. T. recht eindrucksvollen und die Ergebnisse belegenden Schliffphotos, ebenso graphische Darstellungen der Meßergebnisse an dieser Stelle nicht wiedergegeben werden.

Plagioklas

Plagioklas ist derjenige Gemengteil, der die interessantesten und zur genetischen Klärung auch wichtigsten Merkmale zeigt. In den meisten Fällen handelt es sich um rundliche oder auch buchtige, z. T. parallel s gelängte Porphyroblasten, die teils homogen verstreut, teils lagenweise angereichert sind. Teilweise, besonders in quarzreichen Gneisen, bilden sie ausgedehnte, stark mit Quarz vermengte Pflaster. In amphibolitischen Gesteinen sind sie sehr häufig sperrig mit dem umgebenden Hornblende-Gewebe verzahnt. Zwillingslamellierung und gut ausgeprägte Spaltbarkeiten sind selten.

Ihr Chemismus ist sehr einheitlich: Es wurde fast immer Albit mit 0—5% An bestimmt, seltener Oligoalbit mit 5—10% An. Sehr oft sind diese Albitkerne von inversen Oligoklassäumen (selten 13—16% An, meist 18—26% An) umgeben. Dieser inverse Zonarbau, der am auffälligsten bei Plagioklas-amphiboliten ausgeprägt ist, ermöglicht Rückschlüsse auf den Verlauf der Temperaturbedingungen während der Metamorphose, und zwar weist die inverse Oligoklasbildung auf eine Erhöhung der Temperatur. Nach T. BARTH (1956) zeigt Inverszonarbau einen sehr schnellen Wechsel der Temperaturbedingungen an, dem die langsamen Ionenwanderungsvorgänge, die bei der Wiederherstellung des Gleichgewichtes wirksam sind, nicht nachkommen. Der albitische Kern bleibt davon verschont, er wird von BARTH als „gepanzertes Relikt“ bezeichnet.

Der Unterschied zwischen Kern und Hülle beträgt vorherrschend 15—17% An, maximal 21% An.

Bei graphitischen Schiefen konnte ganz vereinzelt festgestellt werden, daß sich diesen breiten Oligoklasrändern schmale Albitsäume anschließen. Diese saueren Rekurrenzen zeigen eine rückläufige Metamorphose an und damit eine letzte Erniedrigung der Temperaturbedingungen.

Ein weiteres verbreitetes Merkmal der Plagioklase ist die fremde Fülle, an der größtenteils auch sämtliche extern vorkommenden Komponenten beteiligt sind. Als vorwiegend si-bildende Einschlüsse treten Hornblende, Epidot, Quarz (gelängte Körner), Graphit, Muskovit, Biotit, z. T. auch Chlorit und Zirkon auf. Meist nicht si-bildende Einschlüsse sind Titanit, Apatit, Granat und z. T. auch Muskovit. In hellen Glimmer-Schiefergneisen ist Granat ein besonders häufiges Einschlussmineral, wobei gelegentlich zu beobachten ist, daß auch bei granatfreiem Externgefüge Albite auftreten, die massenhaft von kleinen Granaten durchspickt sind, so daß der Eindruck einer „echten Fülle“ entsteht. Ebenso können in Chlorit- und Glimmer-Schiefergneisen Schwärme feinsten Hornblendestengelchen lediglich im Albitinterngefüge auftreten. In den meisten Fällen konzentrieren sich diese Interngefüge auf Kernbereiche der Plagioklase,

Gesteinsgruppe		Mineralbestand
Grüngesteine	plagioklasarme Amphibolite (Plag. <2%)	Hbl, Gra, Mu, Bi, Chl, Ep, Karb, Erz, Qu, Plag, Ap, Tit, Zr, Ru
	Amphibolite, Epidot-Amphibolite, Epidot-Amphibol-Granat-Gneise (Plag. >12%)	Hbl, Plag, Bi, Mu, Ep, Chl, Qu, Gra, Tit, Karb, Erz, Ap, Zr, Ru
	Chloritschiefergneise und Chlorit-Quarz-Phyllonite	Qu, Plag, Chl, Mu, Hbl, Bi, Gra, Ep, Erz, Karb, Tit, Ap, Zr, Serizit
Graphit-schiefer	Graphitphyllonite	Plag, Qu, Graphit, Mu, Gra, Bi, Chl, Erz, Ep, Turmalin, Tit, Ru, Ap, Zr
	graphitreiche Konglomerate	Qu, Plag, Mu, Graphit, Bi, Erz, Gra, Chl, Tit, Ep, Zr, Ap, Ru
Helle Glimmer-schiefergneise und Gneise	Albit-Glimmer-Schiefergneise und Albit-Gneise	Qu, Plag, Mu, Kf, Bi, Chl, Ep, Gra, Hbl, Karb, Erz, Tit, Chab, Zr, Ap, Ru
	konglomeratische Gneise	Plag, Qu, Mu, Bi, Chl, Ep, Gra, Erz, Zr, Ap, Ru
	Kalifeldspat-Augengneise	Kf, Plag, Qu, Bi, Ep, Tit, Chl, Hbl, Mu, Erz, Karb, Ru, Ap, Zr
Quarzite	Quarzite	Qu, Mu, Chl
	muskovitreiche Quarzite	Qu, Mu, Chl, Erz, Ep, Tit, Zr, Ap

Abkürzungen:

Plag = Plagioklas
 Kf = Kalifeldspat
 Qu = Quarz
 Mu = Muskovit
 Bi = Biotit

Chl = Chlorit
 Hbl = Hornblende
 Gra = Granat
 Ep = Epidot
 Karb = Karbonat

Tit = Titanit
 Ru = Rutil
 Ap = Apatit
 Zr = Zirkon
 Chab = Chabasit

während die Randbereiche nahezu einschlußfrei sind und sich erst in äußersten Partien mit dem Externgefüge verzahnen.

Sind während der Albitkristallisation noch Bewegungen wirksam, so sind die Interngefüge gegenüber dem Externgefüge stetig verlegt.

Eine *e c h t e F ü l l e*¹⁾ der Albite, d. h. eine Umlagerung von ehemals basischerem Plagioklas in saueren Plagioklas und Klinozoisit-Muskovit-Fülle ist meist nur zweifelhaft ausgebildet. Vereinzelt könnten pflasterkörnig rekristallisierte Plagioklase mit locker eingestreutem Klinozoisit und Muskovit als Merkmale dieser Art gewertet werden. Eindeutig konnte eine derartige Umlagerung nur in einem Fall bei einem Kalifeldspat-Augengneis vom Kontakt Schieferhülle/Tonalitgranit festgestellt werden. Bei diesem Augengneis kristallisierten

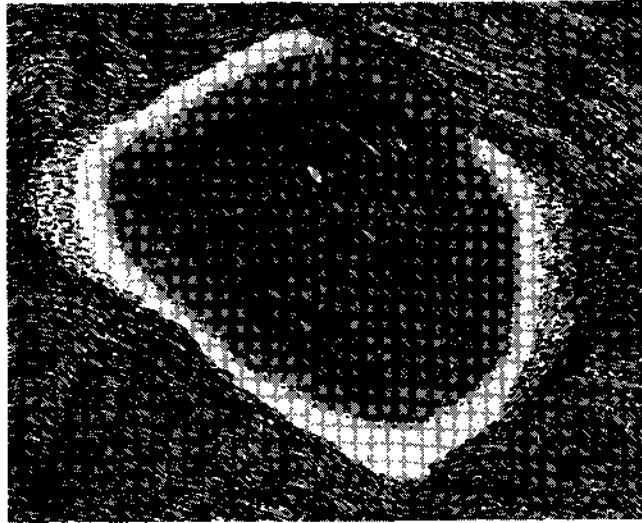


Abb. 2. Zeichnerische Darstellung eines Albit/Oligoklas-Porphyroblasten (Größe ca. 4 mm) aus Graphitphylloinit (südlich Warnsdorfer Hütte, oberstes Krimmler Achenal). Scharf umgrenzter Kern mit Graphitinterngefüge, das gegenüber dem gefalteten Graphit-Muskovit-Externgefüge leicht verstellt ist. Einschlußfreier Rand.

Kernplagioklas: 0—8% An

Randplagioklas: 13—20% An

vermutlich durch magmatische Infiltration bei der Intrusion des Tonalitgranites normalzonare Plagioklase, die z. T. nachfolgend von Kalifeldspat umschlossen wurden. Durch die Tauernkristallisation werden diese Plagioklase in Ca-ärmere Oligoklase und Klinozoisit-(+ weniger Muskovit-)Fülle umgelagert. Dabei zeichnet vereinzelt die echte Fülle ehemals hypidiomorphe Begrenzungen ab, z. T. geht auch der ehemalige Normalzonarbau aus der unterschiedlich dichten Fülle hervor. Nach einem Beispiel bei F. KARL (1959) wurden aus den Integrationsergebnissen von Plagioklassubstanz (18 bzw. 20% An), Klinozoisit und Muskovit die primären An-Gehalte berechnet. Dabei ergab sich für den Plagio-

¹⁾ „Echte Fülle“ wurde im Sinne von F. BECKE, 1903, H. P. CORNELIUS, 1935, F. ANGEL, 1930, und F. KARL, 1959, als sekundäre Umlagerung während der Tauernkristallisation gewertet im Gegensatz zu der These des „Zerfalls in statu nascendi“, wie sie von E. WEINSCHENK (1894, 1903) und E. CHRISTA (1931) vertreten wurde.

klas der primären Bildung ein Ca-reicher Oligoklas bis Andesin (37% An für Kernbereiche, 28—30% An für Randbereiche).

Als Besonderheiten in der Plagioklasausbildung sind noch folgende Typen zu erwähnen:

In einem phyllonitischen Chlorit-Albit-Knotenschiefer (Dellacher Keesflecken) treten bis zu 1 cm große, makroskopisch leicht rosa gefärbte Plagioklase auf (Kern 10—11% An, Rand 22—25% An). Diese sehr einschlußarmen Porphyroblasten scheinen in Auslöschungsstellung in einzelne wirrflaserige Bereiche aufgelöst zu sein. Es wäre möglich, daß diese Erscheinung auf eine durch schwache mechanische Beanspruchung bewirkte Gitterdeformation zurückzuführen ist.

Weiterhin hervorzuheben ist die Ausbildung der Plagioklasporphyroblasten eines Graphitphyllonites südlich der Warnsdorfer Hütte, deren brekzienähnliches Gefüge schon von E. WEINCHENK (1903) beschrieben wurde: Bis zu 4 mm große Porphyroblasten zeigen scharf begrenzte, eckige Kerne mit leicht zum se verstellten und meist ungefältelten, feinschuppigen Graphitintergefüge. Um diese Kerne legen sich völlig einschlußfreie Ränder, die dann in äußersten Randpartien wieder Graphitschüppchen aufweisen, die parallel zu externen Graphit-Muskovit-Bändern verlaufen und in diese überleiten (s. Abb. 2). Die Randzonen müssen daher nach der letzten Deformation der Graphit-Muskovit-Lagen gebildet sein. Eine Deutung dieser Ausbildung ist problematisch. Möglicherweise könnte es sich um eine Pressung schon syntektonisch (eventuell auch praetektonisch) gebildeter Porphyroblasten handeln. Die mechanische Beanspruchung könnte ein Aufreißen des Gefüges an den Korngrenzen bewirken, dessen Hohlräume dann posttektonisch durch wieder rekristallisierenden Plagioklas verheilen. Beweis für (prae-)syntektonische Bildung der Albitkerne ist außerdem das leicht verstellte und im Gegensatz zu dem stark gefältelten Externgefüge meist ungefältelten Interngefüge.

In einem anderen graphitischen Schiefer mit pelitischer Relikttextur sprossen in feinschuppigem Serizit-Graphit-Grundgewebe kleine Porphyroblasten, deren dicht mit feinschuppigem Graphit gefüllte Kerne ebenfalls von einem graphit-freien Rand umgeben sind. Diese Ränder sind jeweils seitlich derart zugespitzt, daß der gesamte Porphyroblast eine typische Augenform erhält, die für letzte Albit-Kristallisation im Scherungsschatten spricht.

Kalifeldspat

Kalifeldspat spielt gegenüber Plagioklas eine untergeordnete Rolle. In einem Paragneis aus der Nähe des Roßhufgipfels treten rundliche Kalifeldspatporphyroblasten auf mit beginnender Perthitisierung. Ihr unverstelltes, aus parallelen Quarz-Muskovit-Schnüren gebildetes si weist auf vorwiegend posttektonisches Wachstum. Die optischen Daten liegen zwischen Orthoklas und Mikroklin (z. T. näher bei Mikroklin). Sehr interessant ist, daß auch bei diesem Kalifeldspat ein verschwommener Z o n a r b a u auftritt, der analog zur Bildung inverser Oligoklase auf eine Temperaturerhöhung während der Metamorphose zurückzuführen wäre. Die z. T. deutlich mikroklingegitterten Kerne solcher zonargebauten Kalifeldspate sind ihrer Optik nach als Mikroklin bzw. Or/Mi zu bezeichnen ($2V_x = 75-78^\circ$), die Randzonen entsprechen hingegen mit $2V_x = 64^\circ$ einem Orthoklas. Nach dem Diagramm bei E. TRÖGER (1956) enthält ein Mikroklin mit $2V_x = 75-78^\circ$ ca. 22—30% $Ab_{93}An_{07}$, ein Orthoklas mit $2V_x = 64^\circ$ ca. 33% $Ab_{93}An_{07}$, d. h. die Albitkomponente des Mikroklin ist niedriger als die des Orthoklases, der wahrscheinlich bei höherer Temperatur gebildet wurde.

Zonargebaute Kalifeldspate treten ebenfalls in den von F. KARL (1959) untersuchten tonalitischen Gneisen des Venedigerkerns auf, wobei F. KARL nachweisen konnte, daß der Mikroklin zur Albit-Chlorit-Paragenese, der „Anorthoklas“ bzw. Orthoklas zur Oligoklas-Amphibol-Paragenese gehört. Zu vermerken ist, daß allerdings in dem hier betreffenden Gestein eine inverse Oligoklasbildung ausbleibt.

Die cm-großen Augen des Kalifeldspat-Augengneises vom Kontakt zum Tonalitgranit sind nach schwachen Deformationserscheinungen schon als prae-syntektonische Bildungen anzusprechen, die dann posttektonisch weitgehend schachbrettalbitisiert werden. Dabei können schachbrettalbitische Adern eine Füllung mit feinsten Mikrolithen zeigen (vgl. auch G. FRASL, 1954). Der Kalifeldspat hätte demnach nicht direkt seinen Albitanteil entmischte, vielmehr müßte dieser schon bei wahrscheinlich höheren Temperaturen in Form von Na-Ca-Plagioklas freigeworden sein, so daß bei weiterer Abkühlung gefüllte Albitadern entstehen konnten.

Die Optik dieses augenbildenden Kalifeldspates entspricht der eines Orthoklasses. Daneben tritt aber noch eine jüngere, sehr viel feinkörnigere Kalifeldspatgeneration auf, wahrscheinlich Mikroklin. Sie findet sich in stark mit Plagioklas vermengten Partien oder in Form eines Quarz-Plagioklas-Kalifeldspat-Gemengels, das Rupturen in älterem Kalifeldspat verheilt.

Quarz

In den Amphiboliten ist Quarz meist örtlich auf Linsen und Zwickel oder auf geregelte Zeilen beschränkt.

Geröllartige Komponenten in konglomeratischen Gesteinen bestehen teils aus reinem Quarz-, teils aus Quarz-Plagioklas-Gemenge.

In Gneisen ist Quarz meist unregelmäßig in Albitpflaster eingemengt. In Chloritphyloniten, quarzreichen Glimmer-Schiefergneisen, manchmal auch in graphitischen Schiefen bilden breite quarzite Lager die hellen Partien. Diese bestehen wie beim Quarzit aus unregelmäßig buchtigen, meist amöboid verzahnten Körnern, die z. T. eine sehr gute Regelung zeigen.

Im allgemeinen scheint Quarz ein Durchläufer zu sein, der bei Beanspruchung zerbrochen, dann aber bereits syntektonisch rekristallisiert wurde. Schwächere postkristalline Beanspruchungen kommen in undulöser Streifung, anomalen Achsenwinkeln und eingelagerten Flächen feinsten Bläschen zum Ausdruck.

Bei einer Quarzitprobe aus einem gefalteten Quarzgang südlich des Roßhufes war die Regelung der meist parallel z. gelängten Quarze stark ausgeprägt. Es wurde eine Korngefügeanalyse durchgeführt. Gleichzeitig wurde auch die Regelung der wenigen Muskovite ermittelt. Das Diagramm der Glimmerlote ergab einen Gürtel um $b (= B)$. Im Quarzdiagramm war eine homologe gürtelförmige Einregelung nur angedeutet. Ausgeprägt waren hingegen zwei gegenüberliegende Maxima, so daß damit für Quarz ein Zergleiten nach einer bevorzugten Fläche s vorliegt. Zu bemerken ist, daß das s des Quarzdiagramms mit der Verbindungslinie zweier stärker besetzter Maxima innerhalb des Glimmergürtels zusammenfiel.

Hornblende

Die Ausbildung der Hornblenden ist sehr unterschiedlich. Einerseits bilden Hornblenden einen kaum geregelten, grobkörnigen Filz, andererseits aber auch ein viel feineres und meist besser parallelgerichtetes Gefüge. Sehr häufig ist das

Hornblendegewebe durch starke Albitsprossung aufgelockert. Gelegentlich tritt auch eine feine Hornblendediablastik auf, an der sich Epidot und feinkörniger Biotit beteiligen. Da ähnlich ausgebildete Hornblenden öfter als parallelgerichtete Schwärme im Interngefüge der Albite vorkommen, ist anzunehmen, daß sie eventuell ein Frühstadium der Hornblendekristallisation abbilden. Vorwiegend aber sind interne und externe Hornblenden identisch.

Verdrängung der Hornblende durch Biotit ist selten, dafür ist aber gelegentlich eine derartige starke Korrosion durch Plagioklas und Quarz zu beobachten, daß nur noch skelettartige Reste zurückbleiben. Dennoch ist in den meisten Fällen die posttektonische Kristallisation der Hornblende als Sammelkristallisation zu bezeichnen, die zu einer Kornvergrößerung führt.

In tauernkristallinen Hornblenden und Biotiten finden sich mehrfach in Kernbereichen parallel Spaltrissen eingelagerte feinste Nadelchen einer nicht näher bestimmbar Substanz, ebenso Anhäufungen von Titanitkörnchen. Es ist möglich, daß diese Erscheinung mit einer Umlagerung von älteren Fe- und Ti-reicheren Bildungen in Beziehung gebracht werden kann.

Nach Literaturvergleichen weisen die untersuchten amphibolitischen Gesteine meist mehr Ähnlichkeit mit prasinitischen Typen auf als mit reinen Amphiboliten (CORNELIUS/CLAR, ANGEL/STABER, LEITMEIR, BIANCHI). Etliche Merkmale sind auch bei den von E. WEINSCHENK beschriebenen Chloritschiefern und Eklogiten wiederzufinden.

Zum Chemismus der Hornblende ist folgendes zu sagen: Im allgemeinen dominiert eine gemeine grüne Hornblende mit zAc von $15-20^\circ$ und $2V_x$ von $75-78-80^\circ$. Diese Ergebnisse decken sich zum Teil mit den optischen Daten, die bei anderen Verfassern angegeben werden (z. B. CORNELIUS/CLAR, 1939, Glocknerschieferhülle, PAULITSCH, 1948, Hochalm-Ankogel-Gebiet, BIANCHI, 1934, Prasinite der Valle Rossa und des Umbaltals). Ausnahmen bilden aktinolithische Hornblenden mit $2V_x = 78^\circ$, $zAc = 11-12^\circ$, ebenso barroisitische Hornblenden mit $2V_x = 71^\circ$ und $zAc = 12^\circ$ im Kern und $2V_x = 60^\circ$, $zAc = 6^\circ$ am Rand. (Optische Daten der barroisitischen Hornblende bei P. PAULITSCH, 1948; die eigenen Ergebnisse lieferten allerdings niedrigere Werte für zAc , höhere Werte für $2V_x$.) Eindeutig barroisitische Hornblenden konnten nur in amphibolitischen Lagen aus dem obersten Krimmler Achental nachgewiesen werden, obwohl sie in der Tauernkristallisation bei anderen Verfassern häufiger beschrieben sind. Dagegen scheinen öfter bläulich-grüne Färbungen parallel z bei der als gemeine Hornblende bestimmten Varietät zu barroisitischen Bildungen überzuleiten. Ebenso können wohl auch auffallend blasse Färbungen als Übergang zu aktinolithischer Hornblende gewertet werden.

Zonare Hornblenden sind verhältnismäßig selten. Nur vereinzelt konnten stärker grünblau gefärbte Ränder um blasser gefärbte Kerne festgestellt werden. Da diese häufig in der engsten Nachbarschaft von Granat auftreten, sind sie wohl einerseits auf Grenzreaktionen zurückzuführen (vgl. WEINSCHENK, 1903, CORNELIUS/CLAR, 1939). In anderen Fällen können sie aber als selbständige Bildungen bzw. Übergänge zu barroitischer Hornblende bezeichnet werden, was in einer Anpassung an fazielle Bedingungen und gleichzeitig geringfügigem Alkalieinbau begründet sein mag.

Zu vermerken ist, daß bei vermutlich erhöhten Temperaturbedingungen, deren Zeugnis breite Oligoklasränder sein dürften, eindeutig barroisitische Hornblenden stabil bleiben.

Epidot/Zoisit

Epidote kommen in plagioklasreichen Amphiboliten, Chlorit-Schiefergneisen, hellen Glimmer-Schiefergneisen und Gneisen vor. In den Amphiboliten sind sie meist kurzstengelig in das Hornblendegewebe eingemengt, treten dann aber ebenso im Interngefüge der Albite auf. Stellenweise bildet Epidot nahezu monomineralische Partien; bemerkenswert ist, daß er hier gelegentlich ein feinnadeliges, graphitartiges Interngefüge aufweist, d. h. auch Epidot ist von einer Porphyroblastese betroffen.

In chloritreichen Albitschiefern können zum Teil lange Epidotstengel durch Albitporphyroblasten hindurchspießen. In Glimmer-Schiefergneisen tritt vereinzelt eine faserige Biotit-Klinozoisit-Durchsetzung auf, so daß es scheint, als würden sich Epidotpseudomorphosen nach Biotit bilden. Diese Umlagerung, zu der nur Ca benötigt wird, ist auch wahrscheinlich, denn die Mobilität von Ca wird durch die gleichzeitige Bildung breiter inverser Oligoklaszonen bewiesen. Tauernkristalline Umlagerungen dieser Art wurden ebenfalls von F. KARL (1959) bei Tonalitgraniten des Venedigerkerns nachgewiesen.

Der Chemismus der Epidote ist variabel, zum Teil wurden Klinozoisite, zum Teil Pistazite mit maximal 30% Fe-Epidot gemessen. ($2V_x = 102-74^\circ$, $\Delta = 0,004-0,03$, $x_{Ac} = +5,5 - -4^\circ$.) Beide Arten kommen auch in zonarer Umwachsung vor, und zwar einerseits Klinozoisit im Kern, andererseits auch Pistazit im Kern. Dieser Zonarbau ist aber nicht auf Änderungen der Temperaturen, sondern wahrscheinlicher auf Änderung der chemischen Konzentrationsverhältnisse zurückzuführen. Stellenweise sind wohl auch bräunlich gefärbte Kerne als ehemalige zersetzte Orthite zu werten (vgl. G. REIN, 1952).

Hinzuweisen ist noch auf Einschlüsse von Epidot in Chlorit, die von pleochroitischen Höfen umgeben werden.

Zoisite wurden nur in einem Amphibolit vom Umbalkees nachgewiesen, sie sind makroskopisch in Form von langstengeligen, grauweißen, fast spätigen Nadeln aufgewachsen. Ihre Achsenwinkel wurden mit $2V_x = 45-48^\circ$ bestimmt. Mikroskopisch sind sie bevorzugt mit Karbonat verwachsen. Genetisch sind diese Zoisite eindeutig als posttektonische Neubildung zu bezeichnen. Nach TURNER (1960) und ANGEL (1940) können sie als Ausdruck der höchstemperierten Fazies der hier wirksamen Metamorphose verstanden werden.

Granat

Granat ist stellenweise ein nicht unwesentlicher Gemengteil der Amphibolite, Chlorit-Schiefergneise, Graphitschiefer und Glimmer-Schiefergneise. Die Färbung der Granate ist meist rosa bis blaßbräunlich, die feinen Individuen sind vorwiegend glasklar durchsichtig. Während feinkörnige Granate meist idiomorph ausgebildet sind, weisen die gröberen, bis zu einigen Millimeter großen Individuen, vorherrschend unregelmäßig rundliche Formen auf. Häufig sind diese größeren Granate sehr reich an fremden Einschlüssen, wie Quarz, Hornblende, Rutil, Ilmenit, Muskovit, Klinozoisit, Titanit und ein graphitartiges Pigment. Sehr verbreitet sind auch Wolken einer hochlichtbrechenden, titanitähnlichen Substanz. Diese Einschlüsse sind bald diffus verteilt, bald bilden sie ein kristallographisch zonares Interngefüge ab, was eventuell auf periodisches Granatwachstum hinweisen könnte. Letzteres gilt besonders für feine Pigmentierung und titanitartige Einschlüsse. Einschlußwirbel und kontinuierlich verlegtes si, Anzeichen von Bewegungen während des Granatwachstums, sind im

allgemeinen selten, lediglich bei Graphitschiefern etwas häufiger anzutreffen. Aber auch hier dominieren kristallographisch zonare Anordnungen, wobei stets äußere Randbereiche wie beim Plagioklas einschlußfrei bleiben.

Mehrfach sind große Granate von einer Rinde feiner Hornblenden umgeben, ebenso kann Hornblende auf Rissen hineinwachsen oder auch zusammen mit Epidot, Quarz, zum Teil auch Biotit korrodierend gegenüber Granat wirken. Nicht selten sind Klüfte im Granat mit einem Fe-haltigen Karbonat verheilt.

In einigen Fällen, so besonders in Graphitschiefern, scheint schon syntektonisch gebildeter Granat posttektonisch instabil zu werden, was häufige Chloritisierungen bezeugen.

Die Zusammensetzung dieser makroskopisch braunrot gefärbten Granate wird wohl im allgemeinen einem almandinreichen Glied entsprechen. Die Umrechnung der chemischen Analyse eines Granates aus einem mit Albitgneis gebänderten Granatamphibolit (Dellacher Keesflecken) ergab: 64,8% Almandin, 24,4% Grossular, 7,0% Pyrop, 3,8% Spessartin. (Die Analyse wurde an der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, ausgeführt.) Dieses Ergebnis ist jedoch mit einem verhältnismäßig großen Fehler behaftet, da die Mikrolithenfülle des Granates eine Verunreinigung der Analysesubstanz bedingt. Zum Teil konnten diese Mikrolithen nicht einmal eindeutig bestimmt werden. Außerdem wurden sie bei der Berechnung nur nach geschätzten Anteilen berücksichtigt. Die Ergebnisse der chemischen Analyse erlauben daher nur die Aussage, daß es sich um einen almandinreichen Granat handelt, dessen Grossulargehalt größer ist als der Pyrop-(Spessartin-)Gehalt.

Glimmer und Chlorite

Als vorwiegend s-bildende Komponenten sind Muskovite, Biotite und Chlorite zu nennen.

Postkristalline Deformation, d. h. stetige Biegung, ist bei allen verbreitet. Die dadurch hervorgerufene Wellung der in s ausgerichteten Glimmerschichten bedingt die oft starke Feinfältelung der s-Flächen, dies wiederum am hervorragendsten bei Graphitphylloniten.

Posttektonische Rekrystallisationen, wie sie polygonale Glimmerbögen ausdrücken, sind ebenfalls vorhanden. Sie sind vorwiegend um Albitknoten, Quarzlin sen oder auch Granateinsprenglinge angeordnet. In das gleiche Stadium fallen wohl die richtungslos sperrig kristallisierten Nester von Muskovit, zum Teil auch Chlorit. Sehr oft ist das voralbitische Gefüge, wie es das Albitinterngefüge zeigt, durch eine schärfere Regelung der Glimmer gekennzeichnet als das externe Gefüge. Die stärkere posttektonische Kristallisation bzw. Rekrystallisation von Muskovit und Chlorit scheint im allgemeinen die zum Teil mehr syntektonische Biotitbildung zu überdauern. In einzelnen Fällen, so z. B. in Graphitschiefern, ist allerdings auch junges Biotitwachstum ausgeprägt, das in Form von Querbiotiten zum Ausdruck kommt. Ebenso treten hier sehr schöne Querchlorite auf, die das ältere Graphit-s unverstellt übernehmen.

Die tauernkristallinen Biotite sind meist schmutzigbraun bis olivgrün gefärbt, intensiv rotbraune Färbung ist hingegen selten. Sie wurden mit $2V_x = 7,5-14^\circ$ und $n_y + n_z = 1,608-1,631$ als Meropen bestimmt.

Muskovite wurden nach ihren optischen Daten $2V_x = 35-39^\circ$ (vorherrschend $36-39^\circ$) und $n_y + n_z = 1,595-1,627$ als Muskovit an der

Grenze zum Phengit eingestuft. In einem Fall konnte Chromglimmer Fuchsit mit $2V_x = 41^\circ$, $\frac{n_y + n_z}{2} = 1,627$ nachgewiesen werden.

Bei den Chloriten sind zwei Typen zu unterscheiden: Der primäre, schwach gefärbte Chlorit hat olivbraune bis graue Interferenzfarben. Er tritt in der üblichen scheid- bis fächerförmigen Ausbildung auf, zum Teil auch in Form des sog. „Geldrollenchlorites“. Nach seinen optischen Daten $n_y = 1,595$ — $1,618$, $\Delta = 0,003$ — $0,008$ ist er vorwiegend als Mg-Prochlorit, zum Teil an der Grenze zum Prochlorit zu bezeichnen. Vereinzelt wurde auch Grochaut mit $n_y = 1,592$ — $1,595$, $\Delta = 0,011$ bestimmt.

Der sekundäre Chlorit, der aus Granat oder Biotit hervorgeht, ist meist kräftiger grün gefärbt und hat anomal blaue Interferenzfarben. Nach ihren optischen Daten, $n_y = 1,635$ — $1,621$ und $\Delta = 0,0016$ ($1' +$) — $0,0040$ sind es Prochlorite, die an der Grenze zum Fe-Prochlorit liegen.

Übrige Minerale

Als mehr oder weniger akzessorische Gemengteile sind zu nennen: Titanit, Rutil, Karbonat, oxydische Fe- und Fe-Ti-Erze, sulfidische Fe-Erze, Zirkon, Apatit, Orthit, vereinzelt Zeolith und Turmalin.

Titanit kann in amphibolitischen Gesteinen in größeren Mengen beteiligt sein. Vorwiegend treten Anhäufungen feiner Insekteneier im Hornblende-Biotit-Gewebe auf, seltener als Einschlüsse in Plagioklas. Größere idiomorphe Titanite können vereinzelt mit Ilmenit verwachsen sein. Rutil spielt demgegenüber eine untergeordnete Rolle.

Karbonate, teilweise rostig zersetzt, sind im allgemeinen spärlich, etwas zahlreicher sind sie in biotitreichen Gesteinen. Vereinzelt kommen zonare Umwachsungen zweier Generationen vor. Als letzter noch mobiler Gemengteil kann Karbonat in Risse und Fugen des Granates und der Feldspäte oder auch intergranular netzartig in Quarzpflaster eindringen. In gleicher Weise treten auch Zeolithe auf, sie wurden als Chabasite bestimmt.

In der Regel sind die Gesteine recht erzarm. Zu nennen sind Hämatit, Magnetit, Ilmenit und sehr selten Pyrit. Stets konzentrieren sich die Erzgemengteile auf das Hornblende-Chlorit- bzw. Muskovit-Biotit-Chlorit-Gewebe.

Apatite und Zirkone sind verbreitete Akzessorien, meist finden sie sich in anderen Komponenten. Zirkon ist besonders in hellen Glimmer- und Chlorit-Schiefergneisen sehr verbreitet, zum Teil sogar als si-bildendes Mineral.

Hervorzuheben sind akzessorische gelbgrüne Turmalinblasten, die in Graphitphylioniten vorkommen. Sie besitzen unverstellte Graphit-Quarz-Intergefüge, die auch hier abgerissen und von einem einschlußfreien Rand umgeben sind.

In hellen Gneisen und Glimmer-Schiefergneisen sind akzessorische Orthite zu verzeichnen, und zwar entweder als Kern im Epidot oder auch frei im Gefüge, allerdings dann stark zersetzt und isotropisiert.

5. Petrogenetische Auswertung

Die Abbildungen 3 und 4 geben eine allgemeine Gesteinscharakteristik sowie ein Schema der Petrogenese, wie sie aus mikroskopischen Ergebnissen abgeleitet werden konnte. In beiden Abbildungen sind die vermutlich voralpidische Para-

ALLGEMEINE GESTEINSCHARAKTERISTIK

<u>Mineralabfolge</u>	älter ↓ jünger	<u>Verhältnis Kristallisation zu Deformation (Kr / Fm)</u>
Hornblende Biotit (?) Muskovit (?) Granat Plagioklas (Oligoklas?) Kalifeldspat (vermutl. Orthoklas) (?) Erz		$Kr_1 \longrightarrow Fm$ (mechanische Durchbewegung) überdauert Kristallisation)
----- Klinozoisit/Pistazit Hornblende Biotit Muskovit Chlorit Granat Titanit (Rutil) Erz z.T. Karbonat Quarz Albit Kalifeldspat (Or/Mi)		$Kr_2 \text{ z.T.} = Fm$ vorwiegend aber $Fm \longrightarrow Kr_2$ (Kristallisation reicht z.T. noch in die Zeit der Durchbewegung, überdauert aber vorwiegend diese)
----- Oligoklas Kalifeldspat (or) Zoisit Quarz Albit (?) sek. Fe-Chlorite Karbonate Zeolithe Apatit und Zirkon (als Durchläufer)		Kr_2 (keine Spuren mechan. Verformung)

Abb. 3.

genese, die tauernkristalline Paragenese und Kristallisationsabfolge sowie das Verhältnis von Kristallisation zu alpidischer Durchbewegung schematisch dargestellt worden.

Bezugnehmend auf dieses Schema, sollen zunächst diejenigen Beobachtungen erwähnt werden, die Hinweise auf eine mögliche voralpidische Paragenese ($Kr_1 \rightarrow Fm$) lieferten. Allerdings sind alle Aussagen infolge der starken tauernkristallinen Überprägung unsicher.

In einzelnen Fällen konnten an Hand einiger Umlagerungserscheinungen Rückschlüsse auf voralpidische Gesteinskomponenten gezogen werden: Reichtum an Titanit sowie gelegentliche Bestäubung der Hornblendens und grünlich-

**SCHEMATISCHE DARSTELLUNG
PETROGENETISCHER ERGEBNISSE**

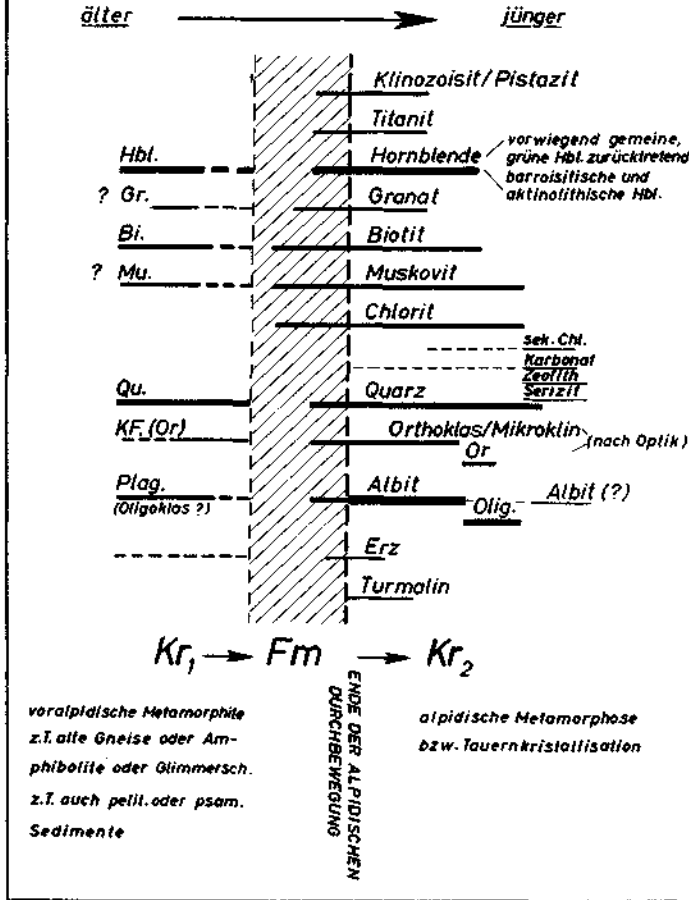


Abb. 4.

braunen Biotite mit titanitartiger Substanz deuten an, daß ältere Fe- und Ti-reichere Hornblenden und Biotite vorlagen. Umsetzung von Ilmenit zu Titanit spielt eine weniger bedeutende Rolle. Eine spärliche, allerdings nicht immer eindeutige Klinozoisit-Muskovit-Fülle der Albite läßt die Existenz eines voralpidisch Ca-armen Oligoklases möglich erscheinen. Das Fehlen einer solchen Plagioklasumlagerung könnte aber auch in einer stärkeren Durchbewegung begründet sein. Die eindeutig „echt gefüllten“ Plagioklase eines Kalifeldspat-Augengneises vom Kontakt Schieferhülle/Tonalitgranit sind vermutlich in einer vortauernkristallinen Phase unter Einfluß der Tonalitintrusion gebildet worden, das gleiche gilt für die prae- bis syntektonischen Orthoklas-Augen desselben Gesteins.

Als Ausgangsmaterial für konglomeratische Komponenten könnten Aplite und aplitoide Quarz-Feldspatkonkretionen sowie Quarz-Gänge und Quarz-Konkretionen in Frage kommen. In hellen Konglomeratgneisen bestehen derartige Gerölle aus einem Quarz-Plagioklas-Gemenge, in graphitreichen Gneisen lediglich aus Quarz. Da aber die Möglichkeit besteht, daß ihre Glimmerkomponenten ausgewandert sind, könnte es sich ebenso um ursprüngliche Plagioklas-Quarzgneise gehandelt haben.

Da die Grüngesteine nirgends Textur- oder Mineralrelikte einer magmatischen Phase aufweisen, scheinen sie schon voralpidisch das Stadium eines Amphibolites erreicht zu haben. Es liegt damit eine Polymetamorphose vor. Möglicherweise sind von dieser auch Gneise betroffen, die ehemals altpaläozoisch und paläozoisch sedimentierten Massen entstammen. Mit der Paragenese Oligoklas, Fe, Ti-reicher Biotit, Fe, Ti-reiche Hornblende, eventuell auch Granat, könnten einer voralpidischen Metamorphose Bedingungen der Almandin-Amphibolit-Fazies zugeschrieben werden.

Stoffliche Inhomogenitäten, die sich speziell als bandartige Granatanreicherungen abzeichnen, könnten als ursprüngliche Tufflagen verstanden werden.

Quarzreiche Glimmer- oder Chloritschiefer sind meist völlig reliktfrei. Hingegen lassen einige Graphitschiefer, deren Alter vermutlich karbonisch ist, an Hand relikter Albitinterngefüge ehemalige gefältelte oder auch ungefältelte Tonschiefer-s, zum Teil sogar pelitische Ausgangstexturen mit teilweise psammitischen Beimengungen erkennen. Diese Feststellung bedeutet aber, daß bis zu Beginn der Albitsprossung die Durchbewegung nicht sehr durchgreifend gewesen sein darf, damit dürfte vom Zeitpunkt der Sedimentation dieser eventuell spätkarbonen Sedimente bis zur alpidischen Tauernkristallisation keine Metamorphose wirksam gewesen sein.

Eine voralpidische Metamorphose könnte danach aber immer noch in die variszische Orogenese fallen.

Der heutige Charakter der Gesteine wird durch eine Mineralassoziaton geprägt, die als Produkt der Tauernkristallisation (Fm→Kr₂) anzusehen ist. Diese wird von F. KARL (1959) nach Vergleich mit sedimentpetrographischen Ergebnissen in der nördlichen Vorlandmolasse in die Zeit zwischen Unteroligozän und Alttertiär oder Oberkreide gelegt, wobei die Kristallisation erst nach der letzten großen Gesteinsdurchbewegung und nach der Intrusion des Tonalitgranites einsetzt.

Auch die eigenen Untersuchungen konnten immer wieder bestätigen, daß alle tauernkristallinen Um- bzw. Neubildungen zum Teil syn-, vorwiegend aber posttektonisch stattfanden. Schwächere postkristalline Bewegungen kommen nur gelegentlich zum Ausdruck, und zwar in Form stetig gebogener Muskovite, Biotite und Chlorite, vereinzelter Rupturen an Hornblende, Plagioklas und Kalifeldspat, mechanischer Störung des Gitterbaues von Plagioklas und undulöser Streifung des Quarzes.

Ein Zeugnis synkristalliner Bewegungen sind Interngefüge, die gegenüber dem Externgefüge kontinuierlich verlegt sind. Sie treten vereinzelt bei Granat und Epidot, besonders aber bei Plagioklasporphyroblasten auf.

Als Produkt dieser syn- bis posttektonischen Tauernkristallisation sind folgende Minerale zu nennen: Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat, Hornblende, Biotit, Muskovit, Chlorit, Granat, Epidot, Titanit und vereinzelt Zoisit. Meist akzessorisch vertreten sind: Karbonate, oxydische Fe, Ti-Erze, selten sulfidische Fe-Erze, Rutil, Turmalin und Zeolith. Apatit,

Zirkon und isotropisierte Orthite könnten schon aus voralpidischen Assoziationen übernommen sein.

Innerhalb der tauernkristallinen Um- oder Neubildungen läßt sich größtenteils eine zeitliche Abfolge erkennen, was vor allem der reichlichen Plagioklas-kristalloblastese zu verdanken ist. Diese setzt meist zu einem Zeitpunkt ein, wo schon feinkörnige Hornblenden, Epidote, Biotite, Muskovite, Granate, Titanite und Quarze, z. T. scharf in s geregelt, vorlagen und von Albit/Oligoalbitporphyroblasten umschlossen werden. Im folgenden überlagert sich fast immer das Wachstum von Albit bzw. noch mehr das des Oligoklases mit dem Wachstum der übrigen Komponenten außerhalb, was durch randliche Verzahnungen zum Ausdruck kommt. Abgesehen von Rekristallisationen der Biotite und Muskovite in Form von Polygonalbögen, die um Albitrundlinge oder Quarzlinzen angeordnet sind, kommt die überdauernde Kristallisation von Albit/Oligoklas in häufigen Korrosionen an Biotit, Hornblende, vereinzelt auch Muskovit und Chlorit zum Ausdruck, während teilweise Korrosionen des Plagioklases durch Quarz die noch länger andauernde Quarzrekristallisation belegen. Ähnliche Kristallisationsdauer kann für Kalifeldspat angenommen werden, allerdings wird sie teilweise von Plagioklas überdauert. Den Abschluß der Kristallisation bilden vereinzelt saurere Rekurrenzen der Plagioklase, Chloritisierungen von Granat und Biotit, randliche Serizitisierungen von Oligoklas/Albit sowie Karbonate und Zeolithe, die intergranular oder auf Klüften kristallisieren. In einigen Fällen kann allerdings die Chloritisierung der Granate schon früher, wahrscheinlich im Zusammenhang mit posttektonischer Chloritneubildung angenommen werden.

Die syn-posttektonische Kristallisation erfolgte unter Bedingungen der Grün-schieferfazies (TURNER/VERHOOGEN, 1960). Innerhalb dieser können einige quarzreiche Chloritphyllonite und Graphitschiefer mit instabilen Granaten der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit- bzw. Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies zugeordnet werden, während der Großteil der Gesteine unter Bedingungen der höher metamorphen Quarz-Epidot-Albit-Almandin-Subfazies neu- oder umkristallisierte, wie dies in vielen von der Tauernkristallisation betroffenen Bereichen, allerdings mit der Bezeichnung Epidot-Amphibolit-Fazies nach P. ESKOLA (1939), herausgestellt wird (vgl. F. ANGEL, 1940; F. ANGEL/R. STABER, 1952; H. P. CORNELIUS/E. CLAR, 1939; A. BIANCHI, 1934; F. KARL, 1959, 1962). Als Kriterien für diese Fazies sind nach F. ANGEL barroisitische Hornblenden, Chlorit neben Hornblende und Granat zu nennen, während Klinozoisit/Pistazit sowie grünbraune Biotite als typische Bildungen gelten können.

Eine progressive Metamorphose bringt aber die Mehrzahl der Gesteine kurzfristig in den Bereich etwas höherer Temperaturbedingungen und damit also in den Übergangsbereich zur Almandin-Amphibolitfazies. Dies kommt in Bildung von Oligoklas der inversen Randzonen um Albitporphyroblasten, bei Kalifeldspaten im Übergang von Mikroklin- zur Orthoklas-Optik zum Ausdruck.

Der Beginn einer letzten regressiven Metamorphose wird durch schmale saurere Rekurrenzen, die sich nach außen an Oligoklassäume anschließen, angezeigt.

In der syn- bis posttektonischen Phase der alpidischen Metamorphose treten sehr häufig Neubildungen in Form von Porphyroblasten auf. Ihre Kennzeichen sind einerseits s-bildende Interngefüge (Plagioklas, Kalifeldspat, Granat, Epidot, Chlorit, Turmalin), andererseits quer zur Schieferung gerichtetes Wachstum

(Biotit, Chlorit, Muskovit). Diese Porphyroblastese zeichnet ein bevorzugtes Wachstum weniger Minerale während der gesamten Gesteinsrekristallisation ab. Am auffälligsten tritt dieses Merkmal bei solchen Gesteinen hervor, die durch reichliche Albitisierung gneisähnliche Ausbildung erhalten. Wenn auch F. BECKE (1923) analytisch nachgewiesen hat, daß stärker geschieferte Randzonen der Venediger-Tonalite und -Gneise gegenüber den Kernbereichen eine Verarmung an Natrium, Kalium und SiO_2 aufweisen, so scheint doch die Herkunft verschiedener zur Blastese notwendiger Elemente aus dem Venedigerkern recht unsicher. Speziell die Albitisierung ist nicht nur in Kontaktnähe, sondern auch in relativ entfernten Hüllgesteinen verbreitet. Die tauernkristalline Porphyroblastese könnte vielmehr mit dem alpidischen Tonalit-Granit-Magmatismus in Beziehung gebracht werden. Möglicherweise spielt dabei eine Stoffzufuhr aus tieferen, noch nicht erstarrten Intrusionsherden eine Rolle (vgl. F. KARL, 1959).

6. Zusammenfassung

In der vorliegenden petrographischen Untersuchung wurde ein Teilgebiet der älteren Schieferhülle südwestlich des Großvenedigers bearbeitet. Die Fundpunkte der Gesteinsproben konzentrieren sich auf die Umgebung des oberen Umbaltals, des oberen Maurertals und des obersten Krimmler Achantals. Makro- und mikroskopische Befunde führten zu einer Gliederung in Grüngesteine, Graphitschiefer, helle Glimmer-Schiefergneise und Gneise und Quarzite.

Da Mineral- und Gefügerelikte einer magmatischen Phase fehlen, wurde gefolgert, daß altpaläozoische und paläozoische Amphibolite, Gneise und Glimmer-Schiefergneise bereits voralpidisch als Altkristallin in Almandin-Amphibolit-Fazies vorlagen.

An Hand relikter Albitinterngefüge einiger vermutlich spätkarboner Graphitschiefer konnte gezeigt werden, daß vom Karbon bis zur alpidischen Tauernkristallisation keine Metamorphose wirksam war. Eine voralpidische Metamorphose könnte damit aber noch in die variszische Orogenese fallen.

Die alpidischen, tauernkristallinen Um- bzw. Neubildungen konnten in bezug auf die letzten im Gefüge wahrnehmbaren Durchbewegungen als vorwiegend syn- bis posttektonisch bezeichnet werden. Innerhalb der tauernkristallinen Abfolge konnten drei Paragenesen abgetrennt werden, die mineralfaziell zunächst eine progressive, abschließend eine regressive Metamorphose widerspiegeln. Die posttektonische Kristallisation erfolgte unter Bedingungen der Grünschieferfazies, dabei vorwiegend mit Paragenesen der Quarz-Epidot-Albit-Almandin-Subfazies. Den Höhepunkt der Metamorphose stellt ein Übergang zur Almandin-Amphibolitfazies dar, was besonders in einem verbreiteten Inverszonarbau von Plagioklas zum Ausdruck kommt. Saurere Rekurrenzen zeigen den Beginn einer regressiven Metamorphose an.

Die sehr häufigen Neubildungen, besonders die reichliche Albitisierung der Gesteine, lassen vermuten, daß für diese Blastese eine Stoffzufuhr notwendig war. Möglicherweise sind dabei Auswirkungen des alpidischen Tonalit-Granit-Magmatismus von Bedeutung.

Da dieser petrographischen Untersuchung keine eigene Geländearbeit vorausging, war es zunächst sehr schwierig, Beziehungen zur Problematik des betreffenden Gebietes zu finden. Ich möchte an dieser Stelle nochmals Herrn Profes-

sor Dr. F. KARL für seine großzügige Hilfe danken. Gleichzeitig möchte ich aber auch den Herren G. MORTEANI und N. WEISSENBACH danken, die mir sehr viel von ihrer eigenen Erfahrung vermittelten.

Literaturverzeichnis (gekürzte Fassung)

- ANDREATTA, C.: Metablastesen im kristallinen Sockel der Südalpen. — N. Jb. Min. 96, 2/3, 1961.
- ANGEL, F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. — Wiss. Jb. d. Univ. Graz, 1940, S. 36—52.
- ANGEL, F.: Gesteine vom südlichen Großvenediger. — N. Jb. Min. Beil. Bd. 59, Abt. A, 1929, S. 223—272.
- ANGEL, F.: Über Plagioklasfüllung und ihre genetische Bedeutung. — Mitt. d. Naturwiss. Vereins f. Steiermark, Bd. 67, 1930, S. 36—52.
- ANGEL, F., & STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogelgruppe. — Wiss. Alpenvereinshefte, H. 13, Univ.-Verlag Wagner, Innsbruck 1952, S. 1—102.
- BARTH, T. F. W.: Zonal structure in feldspars of crystalline schists. — Madrid, abril 1956. Seccion III (Tercera Reunion International sobre Reactividad de las Solidos).
- BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., & ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. — Verlag v. J. Springer, Berlin 1939.
- BECKE, F.: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. — Denkschrift d. Akadem. d. Wiss., Wien, 75, 1. Teil, 1903.
- BECKE, F.: Stoffwanderung bei Metamorphose. — Tscherm. Min. Petr. Mitt. 36, H. 1 und 2, 1923, S. 25—41.
- BIANCHI, A.: Studi petrografici sull' Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. — Mem. Inst. Geol. Univ. Padova, 10, 1934.
- BUSCHENDORF, L.: Petrographische Untersuchung an metamorphen Gesteinen des westlichen Großvenedigerbereiches (Hohe Tauern). — Diplomarbeit am Min.-Petr. Inst. d. BA Clausthal, 1963, unveröffentlicht.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung gefüllter Feldspäte. — Schw. Min. Petr. Mitt. 15, 1935, S. 4—40.
- CORNELIUS, H. P., & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes, 1. Teil. — Abh. d. Zweigst. Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung, Bd. 25, H. 1, 1939.
- EXNER, Ch.: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. — Tscherm. Min. Petr. Mitt. (III. F.), Bd. I, H. 3, 1950, S. 197—284.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den Kalifeldspäten einiger Porphyrranite, Porphyrranitgneise und Augengneise in Österreich. — Jb. Geol. BA, Wien 1954.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmasse. — Jb. d. Geol. B. A. 1959, 102. Bd., H. 1, Wien 1959.
- KARL, F.: Zur Gliederung und Altersfrage der granitischen Gesteine in den Hohen Tauern (Ostalpen). — Report of the Fifth Meeting of the Geologists of the F. P. R. of Yugoslavia, Belgrad 1962.
- LEITMEIER, H.: Einführung in die Gesteinskunde. — Springer-Verlag, Wien 1950.
- LEITMEIER, H.: Die Probleme der Bildung der „Zentralgneise“ in den Hohen Tauern und einigen Mineralparagenesen in den Ostalpen und die Bedeutung von Spurenanalysen zu ihrer Lösung. — Tscherm. Min.-Petr. Mitt. (III. F.), Bd. V, H. 4, 1956, S. 303—334.
- PAULITSCH, P.: Zwei Hornblendens aus Metabasiten der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., III. F., Bd. I, 1948, S. 14—18.
- REIN, G.: Der Werdegang des Orthites in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes. — N. Jb. Min., Abh. Bd. 84, 1952, S. 365—435.
- SANDER, B.: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. — Jb. k. k. geol. Reichsanstalt, H. 2, 1912, S. 219—288.
- SCHÜLLER, A.: Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose. — N. Jb. Min., Abh. 96, 2/3, 1961, S. 250—290, Stuttgart, Juli 1961.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Übersicht der Venedigergruppe nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. Karl und O. Schmidegg. — Verh. d. Geol. BA., 1961, H. 1.
- TRÖGER, W. E.: Tabellen zur optischen Bestimmung gesteinsbildender Mineralien. — E. Schweizerbart, Stuttgart 1952, 1956.

- TURNER, F. J., & VERHOOGEN, J.: *Igneous and Metamorphic Petrology*. Second Edition. — McGraw-Hill Book Company, Inc. 1960, New York-Toronto-London.
- WEG, O.: Die zwischengebirgische Prasinitzscholle bei Hainichen/Berbersdorf. — Abh. sächs. geol. Landesanstalt, 1931, H. 11.
- WEINSCHEMK, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Groß-Venedigerstockes. — II. Abh. d. II. Cl. d. k. bayr. Ak. d. Wiss., XVIII. Bd., III. Abt., 1894, S. 717—746, und III. Abh. d. II. Cl. d. k. bayr. Akad. d. Wiss., XXII. Bd., II. Abt., 1903, S. 263—340.
- WEISSENBACH, N.: Umrechnung von Modalanalysen am Beispiel eines Gesteinsvergleiches zwischen Tonalitgraniten der Hohen Tauern und periadriatischen Tonaliten. — Meldearbeit am Mineralogischen Institut der Bergakademie Clausthal. Unveröffentlicht.
- WOYNO, T. J.: Petrographische Untersuchung der Casanasschiefer des mittleren Bagnetales (Wallis). — N. Jb. Min., Beil. Bd. 33, 1912.

Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge

VON HUBERT MILLER, München *)

Mit 1 Tabelle und 7 Abbildungen

Inhalt

Zusammenfassung.

Einleitung.

1. Reichenhaller Schichten.
2. Die anisische Riff-Knollenkalk-Serie.
 - 2.0 Zur Namengebung.
 - 2.1 Beschreibung der Gesteinstypen.
 - 2.2 Die Tufflagen in den anisischen Hornsteinkalken.
 - 2.3 Fazies- und Mächtigkeitsverteilung der Serie und ihre Altersstellung.
3. Partnachschiefer.
 - 3.1 Partnachmergel.
 - 3.2 Partnachkalk.
 - 3.3 Die Altersstellung der Partnachschiefer.
4. Wettersteinkalk.
 - 4.1 Beschreibung der Gesteinstypen.
 - 4.2 Die Erzhorizonte.
 - 4.3 Mächtigkeit und Altersstellung des Wettersteinkalkes.
5. Zur Paläogeographie.

Schriften.

Zusammenfassung

Sedimente der anisischen und ladinischen Stufe aus dem Bereich der Mieminger Berge (Tirol) werden beschrieben, ihre Nomenklatur wird diskutiert und ihre Altersstellung kritisch überprüft.

Reichenhaller Schichten wurden im Gebiet erstmals als solche erkannt. Für die ehemals als „Muschelkalk“ bezeichneten anisischen Gesteine wird vorläufig als Sammelname „anisische Riff-Knollenkalk-Serie“ vorgeschlagen. Die reichen Tuffvorkommen in den anisischen Hornsteinkalken werden erstmals beschrieben. Sie entstammen lokalen oberanisischen Eruptionen. Als „Partnachkalk“ werden außer den kalkigen Zwischenlagen der Partnachmergel auch bestimmte,

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. MILLER, Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München, 8 München 2, Luisenstraße 37/I.