

Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stillupptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol)¹

Von G. MORTEANI, Kiel ²⁾

Mit 8 Abbildungen

Schlüsselwörter

Zillertaler Alpen
Tauernfenster

Almandin-Amphibolitfazies
Anatexis
Greinerschiefer

Grünschieferfazies
Metamorphose
Tauernkristallisation
Tonalitgranit
Zentralgneis
Zonarbau

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	287
1. Einleitung	288
2. Gesteinsbeschreibung	
2.1 Die zentralen granitischen und tonalitischen Gneise	293
a) Meta-Tonalite	293
b) Migmatisch granitisch-granodioritische Diatexitgneise	295
c) Inhomogene migmatische Augengneise	298
d) Homogene Augen- und Flasergneise	299
e) Meta-Granite	299
f) Feinkörnige helle Granit-Granodiorit-Gneise	300
g) Bändergneise und Anatexite	300
h) Feinschiefrige Übergangsgneise	303
i) Porphyrische Gneise	303
2.2 Die Gesteine der Schieferhülle	305
a) Schönachmulde	305
b) Schiefergneise	306
c) Greinerschiefermulde	306
3. Kristallisationsgeschichte	307
4. Druck- und Temperaturbedingungen	311
Literaturverzeichnis	313

Zusammenfassung

Es wird ein Überblick über die bisherigen Ergebnisse der geologischen Kartierung und mikroskopischen Untersuchung der Gesteine des Zillertaler Hauptkammes im Gebiet zwischen dem Stillupp- und dem Schlegeistal (Nordtirol) gegeben.

¹⁾ Etwas erweiterte Fassung eines Vortrages auf dem Kolloquium über die „Neuergebnisse der Petrographie und der strukturellen Geologie in den Alpen“ im Herbst 1970 am Mineralogischen Institut der Universität Innsbruck.

²⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. G. MORTEANI, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Kiel, D-2300 Kiel, Olshausenstraße 40/60.

Der Stoffbestand und das Gefüge der dort anstehenden Gesteine der unteren Schieferhülle und der zentralen granitischen bis tonalitischen Gneise werden beschrieben.

Die zentralen granitischen bis tonalitischen Gneise werden in neun Serien untergliedert. Die Gesteine der Schieferhülle werden in drei Serien gegliedert.

An Hand der Minerale Plagioklas, Kalifeldspat, Epidot, Staurolith und Disthen wird die magmatische und metamorphe Entwicklung der zentralen tonalitischen bis granitischen Gneise sowie der Schieferhüllgesteine dargestellt.

In den zentralen tonalitischen bis granitischen Gneisserien konnte neben einer jüngeren Metamorphose (Tauernkristallisation) eine ältere hochtemperierte Metamorphose mit Anatexis nachgewiesen werden.

Die jüngere Metamorphose erreichte im Zillertaler Hauptkamm mit der nieder temperierten Almandin-Amphibolifazies (Staurolith-Almandin-Subfazies) ihr Maximum. Sie nimmt vom Hauptkamm nach Norden hin bis in die Grünschieferfazies hin ab und erfaßt mit gleicher Intensität die zentralen granitischen bis tonalitischen Gneise und die Gesteine der unteren Schieferhülle.

1. Einleitung

In dieser Arbeit soll ein Überblick über die noch nicht abgeschlossenen Kartierungen und petrographischen Untersuchungen des Verfassers in den westlichen Zillertaler Alpen gegeben werden.

Die geologische Übersichtskarte des westlichen Tauernfensters (TERMIER, 1903) und des Brennergebietes (Abb. 1 a) zeigt — durch eine unterbrochene Linie umrandet — das hier zu besprechende Gebiet. Es umfaßt sowohl Gesteine der penninischen Schieferhülle als auch die Zentralgneise des Tauernwestendes.

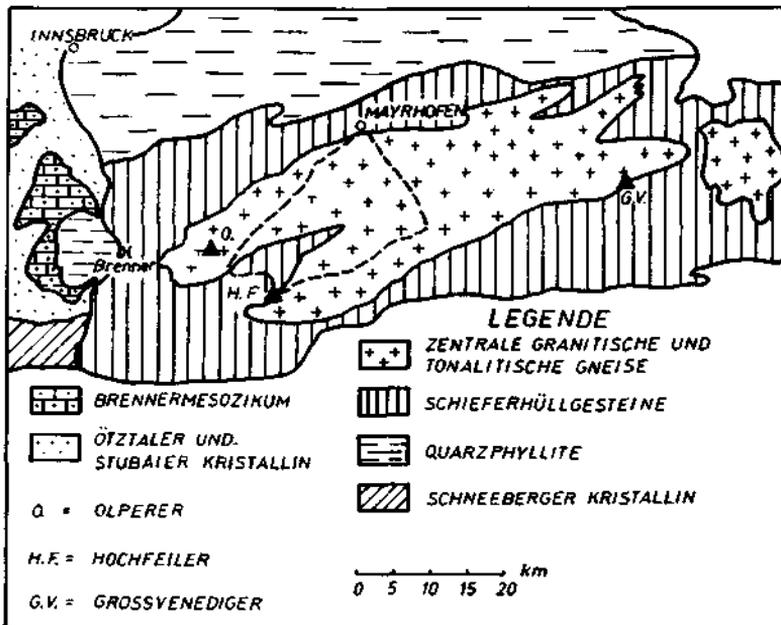


Abb. 1 a

Die Kartierungsarbeiten zur Erstellung einer geologischen Karte im Maßstab 1 : 50.000 werden in Zusammenarbeit mit der Österreichischen Geologischen Bundesanstalt durchgeführt. Diese Kartierung ist die Grundlage der petrographischen Untersuchungen, deren Hauptziel die mineralfazielle Einstufung der Metamorphose der Zentralgneise und der Schieferhüllgesteine ist.

Die in älteren Arbeiten oft verwendete Bezeichnung „Zentralgneis“ wird dem Stoffbestand der untersuchten Gesteinsserien nicht gerecht. Sie soll daher hier durch die den Stoffbestand exakter beschreibende Benennung „zentrale granitische und tonalitische Gneise“ ersetzt werden.

Die Uneinheitlichkeit des „Zentralgneises“ wurde schon von SANDER (1911) erkannt. Er nahm eine Trennung in A- und B-Gneise vor. Die A-Gneise wurden als Orthogneise, die B-Gneise als Paragneise gedeutet. Beiden gemeinsam war eine syn- bis posttektonische Kristalloblastese, die Tauernkristallisation (SANDER, 1911).

1959 lehnte KARL für den Bereich der Hohen Tauern aus stofflichen wie auch genetischen Gründen die Bezeichnung „Zentralgneis“ ab.

In der Legende der italienischen Geologischen Karte Blatt Passo del Brennero und Bressanone wird der „Zentralgneis“ des Zillertaler Hauptkammes in zwei Serien gegliedert:

- a) Die Serie der granitischen und granodioritischen Gneise und
- b) die Serie der Flasergneise und Augengneise.

Die Serie der Flasergneise und Augengneise ist als „Randfazies“ der granitischen und granodioritischen Gneise bezeichnet.

Von dem bearbeiteten Gebiet existieren — mit Ausnahme der ausgezeichneten geologisch-petrographischen Kartierungen des oberen Zemmgrundes von CHRISTA (1931, 1934) — bis jetzt keinerlei geologische Kartenunterlagen.

Im Osten wird das Arbeitsgebiet von den Kartierungen von RAASE (1971) und RAITH (1971) berührt. Diese Kartierungen schließen die Lücke zwischen dem hier besprochenen Gebiet und den schon von KARL (1959), THIELE (1951), SCHMIDEGG (1961) und DIETIKER (1938) bearbeiteten Gebieten der Gerlos und des Krimmler Achentales.

Im Westen und Nordwesten des Arbeitsgebietes liegen die von SANDER (1911, 1921, 1925) kartierten Gebiete des hinteren Pfitschertales und des westlichen Tuxer Hauptkammes. Die 1969 erschienene italienische Geologische Grundkarte 1 : 100.000 Doppelblatt „Passo del Brennero“ und „Bressanone“ schließt im Süden und im Westen direkt an das Arbeitsgebiet an. Die Kartierungen von FRISCH (1968, 1969) und HÖCK (1969, 1970) berühren das Untersuchungsgebiet nicht, sie erfassen aber die streichende westliche Fortsetzung einzelner hier beschriebener Serien.

Die Stratigraphie und Tektonik der Hochstegenkalke an ihrer Grenze zu den zentralen granitischen und tonalitischen Gneisen werden in der Arbeit von DIETIKER (1938) ausführlich behandelt.

Das Hauptgewicht soll hier auf der Beschreibung des Stoffbestandes und des Gefüges der zentralen granitischen bis tonalitischen Gneise liegen. Über die nicht abgeschlossene Seriengliederung der unteren Schieferhülle (Greinerschieferserie,

CHRISTA, 1931, 1934) im Gebiet des oberen Zemmgrundes und des hinteren Schlegeistales sowie über die mikroskopischen Untersuchungen zur Kristallisationsgeschichte und der mineralfaziellen Einstufung der zentralen granitischen und tonalitischen Gneise und der Schieferhüllgesteine soll nur ein geraffter Überblick gegeben werden.

2. Gesteinsbeschreibung

Die zentralen granitischen und tonalitischen Gneise werden in neun Serien untergliedert. Sie sind in der Legende der Abb. 1b unter A aufgeführt. Die Schieferhüllgesteine wurden in 3 Serien untergliedert. Sie sind in Abb. 1 in der Legende unter B aufgeführt. Die unter B aufgeführte Serie der „Gesteine der Greinerschieferserie“ kann noch weiter untergliedert werden. Dies ist hier nicht geschehen, da erst eine Abstimmung mit der auf dem Blatt „Passo del Brennero und Bressa-

LEGENDE

A	
Serie	
1.	 Meta-Tonalite, mostly
2.	 Migmatite granitic-granodioritic Diatexitgneise
3.	 Inhomogene migmatitische Ausgangsgneise mit Amphiboliten-Banden; Bio-Mus-Gneis mit zelligen Klüften
4.	 Homogene Augen- und Flasergneise
5.	 Meta-Tonalite, stark vergneist
6.	 Meta-Granite
7.	 Kleinmügelbelle Granit-Granodiorit-Gneise, z.T. migmatitisch
8.	 Bändergneise und Anorthite mit diskordanten Meta-Graniten
9.	 Feinschiefrige Übergangsgneise
10.	 Porphyrische Gneise
B	
1.	 Phyllitische, quarzitische, tonifitische Gesteine der Schönachmulde
2.	 Schiefergneise
3.	 Gesteine der Greinerschiefermulde
C	
	 Tafelwien mit Schwammkegel
	 Bergstürze

none“ gegebenen Gliederung versucht werden soll. Eine Beschreibung des Gesteinsinhalts dieser Serie für den Bereich des oberen Zemmgrundes und Schlegeistales geben CHRISTA (1931, 1934) und MORTEANI (1971).

Die hier vorgeschlagenen Serienbezeichnungen versuchen einen Kompromiß zwischen einer ausschließlich beschreibenden Bezeichnungsweise und einer Namensgebung nach rein genetischen Gesichtspunkten.

Alle Gesteinsserien, die nach Makro- wie auch Mikrogefüge und nach Mineralbestand aus Eruptivgesteinen hervorgegangen sind, werden mit Tiefengesteinsnamen entsprechend ihrem Stoffbestand belegt. Die Vorsilbe „Meta“ soll die metamorphe Überprägung des ursprünglich magmatischen Mineralbestandes eindeutig kennzeichnen.

Serien, deren Stoffbestand oder Gefüge Rückschlüsse auf sedimentogenes Material zulassen oder Zweifel an der magmatischen Herkunft aufkommen lassen, werden als Gneise bezeichnet, wobei die Charakterisierung ihres Stoffbestandes und ihrer metamorphen Prägung adjektivisch vorgenommen wird.

Der Mineralbestand wurde meist durch Schlißplanimetrierung, in sehr inhomogen zusammengesetzten Serien durch einfache Schätzung, ermittelt.

Wenn die hier verwendete Bezeichnung nicht mit jener der älteren Berichte des Verfassers übereinstimmt, so wird dies bei der Beschreibung der einzelnen Serien gesondert vermerkt (MORTEANI, 1966, 1968, 1969, 1970).

In den massigen zentralen granitischen bis tonalitischen Gneisen herrscht allgemein ein einfacher Groß- bis Riesenlagenbau vor. Nur in sehr stark durchbewegten Zonen wird das Gefüge dünnplattig bis schiefbrig.

In den granitischen bis granodioritischen Gesteinstypen innerhalb der Serie der migmatischen granitisch-granodioritischen Diatexitgneise, der inhomogenen migmatischen Augengneise sowie der Serie der Bändergneise mit Anatexiten und diskorganten Graniten ist bereichsweise eine ptygmatische Faltung entwickelt. Eine Korrelation dieser ptygmatischen Faltung mit der regional flach nach SE einfallenden Haupt-B-Achsenrichtung ist nicht möglich gewesen. Ursache dieser hohen Teilbeweglichkeit ist eine tiefgreifende anatektische Mobilisation. Die ptygmatischen Faltengefüge sind nebulitisch aufgelöst und mechanisch unwirksam. Die jüngeren steilstehenden NE-SW streichenden s-Flächen halten sich nicht an die alten Strukturen.

In den meist feinkörnigen Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten der unteren Schieferhülle ist trotz einer intensiven Zerschering eine intensivst B-achsiale Verformung erkennbar.

Die Serien der unteren Schieferhülle und die zentralen granitischen und tonalitischen Gneise liegen in tektonischem Parallelkontakt. In der Raumlage ihrer s-Flächen unterscheiden sie sich nicht. Die s-Flächen streichen in beiden Fällen zwischen 75 und 80 Grad NE-SW und fallen steil mit 70 bis 80 Grad nach NW ein (vgl. Abb. 1). Selten ist ein „Umkippen“ des Einfallens nach SE zu beobachten.

Die Haupt-B-Achsen der zentralen granitischen und tonalitischen Gneise und der Gesteine der unteren Schieferhülle tauchen mit 20 bis 30 Grad nach SW ein. Nur im hinteren Stillupptal konnte in Gesteinen der Greinerschieferserie eine lokale Versteilung der B-Achsen auf ca. 70 Grad gemessen werden.

Zwischen dem hinteren Stillupptal und dem oberen Zemmgrund ist in der Serie der migmatischen granitisch-granodioritischen Diatexitgneise eine flache Überschiebungstektonik nachzuweisen (vgl. Abb. 2). Solche Überschiebungsbahnen haben aber nur lokale Bedeutung und können vorerst nicht als Beweis eines größeren Deckentransportes innerhalb der zentralen granitischen und tonalitischen Gneise angesehen werden.



Abb. 2. Flache Überschiebungstektonik im hinteren Stillupptal. Oberes Sonntagskar zwischen der Vorderen und der Hinteren Stangenspitze. Durch die flache Überschiebung wurde der steilstehende Lamprophyrgang abgeschnitten.

2. 1 Die zentralen granitischen und tonalitischen Gneise

a) Meta-Tonalite (Serien A 1 und A 5).

Es können drei Meta-Tonalitserien sehr unterschiedlicher Mächtigkeit unterschieden werden.

Der südliche Meta-Tonalitzug streicht parallel zum Ahrntal und baut damit die Gipfel des NE-SW streichenden Zillertaler Hauptkammes zwischen der Wollbachspitze (Stillupptal) und dem Hochfeiler auf. Im Streichen verändert er etwas seine Zusammensetzung. Im Bereich des hinteren Stillupptales besteht er vorwiegend aus hornblendefreien Meta-Leukotonaliten. Im Bereich des hinteren Zemmgrundes — besonders ausgeprägt im Gebiet zwischen Mösele und Schwarzenstein — sind es z. T. sehr hornblendereiche Meta-Tonalite. Im Gebiet des hinteren Schlegeistales werden diese Meta-Tonalite mit fließendem Übergang deutlich saurer. Meta-Granite herrschen hier vor. Als typischer Modalbestand

für die hornblendefreien Meta-Tonalite der südlichen Meta-Tonalitserie aus dem Bereich des hinteren Stillupp- und Floitentalles kann angegeben werden: Quarz 11,3%, Plagioklas (Oligoklas-Andesin) 62,7%. Biotit 15,4%, Kalifeldspat 6,3%, Epidot 4,0% und Akzessoria 0,3%.

Die Kartierungen von RAASE (1971) im Zillergrund zeigen, daß dieser südliche Meta-Tonalitzug lückenlos in den von SCHMIDEGG (1961) in seiner Kartenskizze dargestellten „Venediger Tonalitzug“ übergeht.

Der mittlere Tonalitzug tritt in der Mitte des hier besprochenen Profiles auf. Es sind quarzreiche, hornblendefreie und zum Teil stark vergneiste Meta-Tonalite, die als sehr schmale Serie vom Sundergrund in das Floitental hinüberstreichen und dort auskeilen (vgl. Abb. 1).

Der nördlichste Meta-Tonalitzug überquert das Stillupptal in der Höhe des Stillupphauses. Gegen Westen hin wird diese Meta-Tonalitserie etwas schmaler. Gleichzeitig nimmt die Vergneisung deutlich zu. In Höhe des Breitlahners besteht diese Serie vorwiegend aus dunklen Tonalitgneisen. Sie wurden als Serie A 5 von den massigen Tonaliten abgetrennt (vgl. Abb. 1). Beim Breitlahner scheint das westliche Ende der Serie erreicht zu sein. Für eine Fortsetzung dieses Tonalitzuges außerhalb des hier besprochenen Gebietes sprechen aber die von Höck (1969) beschriebenen Fallblöcke eines massigen Tonalites aus dem Gebiet der Gefrorenen Wand (Tuxer Hauptkamm).

Der Chemismus der Meta-Tonalite der südlichen und nördlichen Serie ist durch die Analysen 412, 375 und K 3 gekennzeichnet (vgl. Tab. 1 und 2).

Die Verrechnung der Analysen 412 und K 3 in Niggli-Werte zeigt deutlich den normaltonalitischem Chemismus der Gesteine der südlichen Meta-Tonalitserie zwischen Stillupptal und hinterem Zemmgrund.

Tab. 1.

Chemische Analysen von Gesteinen aus der nördlichen und der südlichen Meta-Tonalitserie.

Analyse	412	375	K 3
SiO ₂	62,28	61,77	61,95
Al ₂ O ₃	17,55	18,00	16,07
TiO ₂	0,60	1,18	0,24
Fe ₂ O ₃	1,77	1,84	0,64
FeO	3,87	2,54	4,31
MnO	0,09	0,07	0,38
MgO	1,94	1,36	2,25
CaO	4,67	5,22	4,16
Na ₂ O	3,94	4,36	4,32
K ₂ O	2,11	2,33	3,04
H ₂ O ⁺	1,17	0,95	1,02
H ₂ O ⁻	0,08	0,20	0,01
CO ₂	0,02	0,10	—
P ₂ O ₅	0,18	0,15	1,94
	100,27	100,07	100,33

Analyse 412: Meta-Tonalit. Südliche Meta-Tonalitserie. Grüne Wandspitze (hinteres Stillupptal). Analytiker: P. K. HÖRMANN.

Analyse 375: Meta-Leukotonalit. Nördliche Meta-Tonalitserie. Birbergklamm (Stillupptal). Analytiker: P. K. HÖRMANN.

Analyse K 3: Meta-Tonalit. Südliche Meta-Tonalitserie. Oberer Zemmgrund. Aus KARL (1959).

Aus der Analyse 375 ist ein leukotonalitischer Chemismus zu erkennen. Diese saurere Zusammensetzung ist charakteristisch für die Gesteine der nördlichen Meta-Tonalite.

Bei der Verrechnung der Analysen in C.I.P.W.-Normminerale sind der hohe normative Apatitgehalt (3,65%) und der dementsprechend niedere Anorthitgehalt in der Analyse K 3 auffallend. Da beim Apatit eine direkte Beziehung zwischen dem normativ errechneten Wert und dem modal vorhandenen Apatit besteht, wird in diesem Fall ein Fehler bei der P_2O_5 -Bestimmung deutlich. Die Tonalite enthalten maximal 0,8 Gew-% Apatit.

Tab. 2.

Berechnung der C. I. P. W.-Normminerale und der Niggli-Werte aus den Analysen 412, 375 und K 3 (vgl. Tab. 1).

Analyse	C. I. P. W.				Niggli-Werte		
	412	375	K 3		412	375	K 3
Quarz	16,77	14,74	13,78				
Orthoklas	12,46	13,76	17,96	al	36,7	41,5	34,5
Albit	33,32	36,87	36,53				
Anorthit	21,86	22,66	10,58	si	221,4	224,4	222,7
Korund	0,77	—	1,79				
Diopsid	—	1,29	—	ti	1,6	3,1	0,6
Hypersthen	9,65	4,08	13,29	fm	26,4	17,5	27,6
Magnetit	2,56	2,66	0,92	c	17,8	20,3	15,9
Ilmenit	1,13	2,24	0,45	alk	18,9	20,7	21,8
Apatit	0,42	0,35	3,65	k	0,3	0,3	0,31
Calcit	0,04	0,22	—	mg	0,4	0,4	0,44
Wasser	0,01	0,01	0,01				

b) Migmatische granitisch-granodioritische Diatexitgneise (Serie A 2).

Die migmatischen granitisch-granodioritischen Diatexitgneise (Serie A 2) treten entlang der gesamten Nordgrenze des südlichen Meta-Tonalitzuges zwischen der Stangenspitze und der Schönbichler Scharte auf (vgl. Abb. 1). Nach den bisherigen Kartierungen fehlt diese Serie westlich vom Schönbichler Horn. Von da ab weiter nach Westen grenzt der südliche Meta-Tonalitzug mit scharfem Kontakt gegen eine Amphibolitserie (MORTEANI, 1971).

Vom Stoffbestand und Gefüge her sind die migmatischen granitisch-granodioritischen Diatexitgneise sehr inhomogen. Es wechseln auf teilweise engstem Raum Biotit-Plagioklasgneise, Augengneise, Bändergneise und mittelkörnige Amphibolite. Der Wechsel kann sowohl im regionalen NE-SW-Streichen als auch quer dazu auftreten. Der Anteil der Amphibolite (ca. 40%) am Gesamtgesteinsinhalt dieser Serie ist sehr groß.

Am Südrand der Serie ist eine Migmatisation durch einen mittelkörnigen hellen Granit und seltener durch Aplite sowie einen feinkörnigen grauen Granit verbreitet. Beispiele von diskordanten Meta-Granit- und Meta-Aplitkleinintrusionen sind recht häufig (MORTEANI, 1969). Von diesen Kleinintrusionen ausgehend dringen Apophysen und Gänge oft weit ins Nebengestein ein (vgl. Abb. 3).

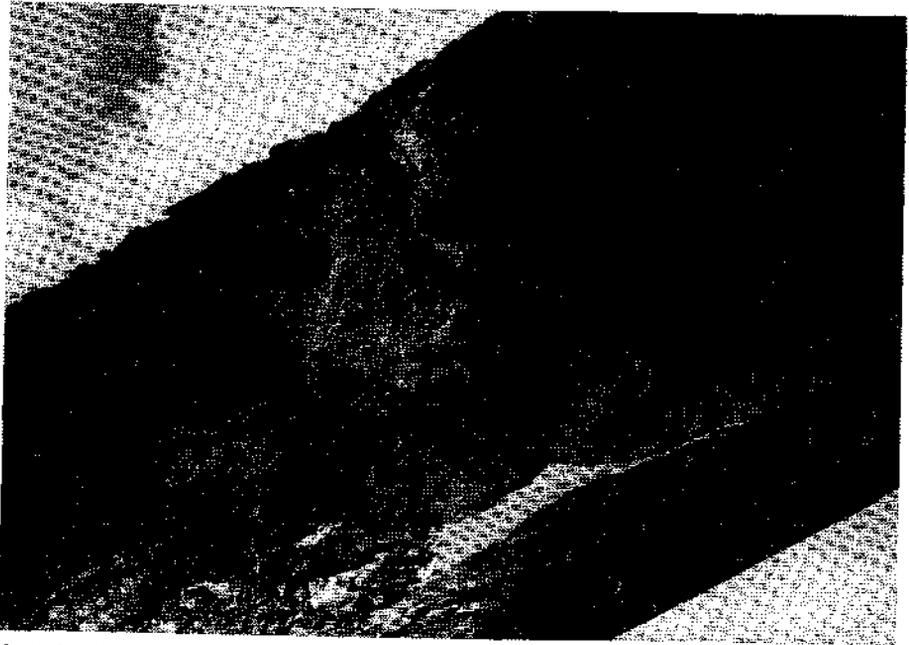


Abb. 3. Stark verzweigte Kleinintrusionen eines Meta-Aplites in Gesteinen der Serie der migmatischen, granitisch-granodioritischen Diatexitgneise. Oberes Sonntagskar, Stillfupptal. Die Grenzen der Meta-Aplitintrusion sind nachgezeichnet.

Der mittelkörnige helle Granit ist makroskopisch nach KARL (1952—1963) ein Reichenspitzgranit. Seine chemische Zusammensetzung ist die eines Aplitgranites (vgl. Analyse 443, Tab. 3 und 4).

Die Amphibolite werden bei der Migmatisation in Schollen zerlegt. Diese Schollen zeigen je nach Ausgangsgefüge und -chemismus alle Stadien der Gefügelauflösung und der Umkristallisation. Scharf begrenzte Schollen können im Meterbereich neben vollständig umkristallisierten und nur mehr nebulitisch zu erkennenden Schollen liegen (vgl. Abb. 4). Endstadium solcher migmatischer Umwandlungsvorgänge ist die Entstehung von homogenen Plagioklas-Biotit-Hornblende-Granat-Amphiboliten meist dioritischer Zusammensetzung (vgl. Analyse 408, Tab. 3 und 4). Die Migmatisation erfaßte schon prämigmatisch gefaltete, geschieferte und metatektisch mobilisierte Gesteine.

Die bevorzugte Bindung dieser Migmatite an die Grenzzone zu der südlichen Meta-Tonalitserie veranlaßte CHRISTA (1934) und MORTEANI (1971) zu der Annahme, daß dieser Migmatitbereich als Primärkontakt zwischen den magmatisch intrudierten Tonaliten und deren granitischen und aplitischen Differentiaten und ihrer Hülle angesehen werden kann. Nach CHRISTA (1934) intrudierten die tonalitischen und granitischen Magmen in den Spätphasen der alpidischen Orogenese. Neuere Altersbestimmungen an tonalitischen Gesteinen aus dem Venedigerbereich sprechen aber für ein variskisches Alter der tonalitischen Gesteine (BESANG et al., 1968). Zur exakten Alterseinstufung sowohl der Tonalite

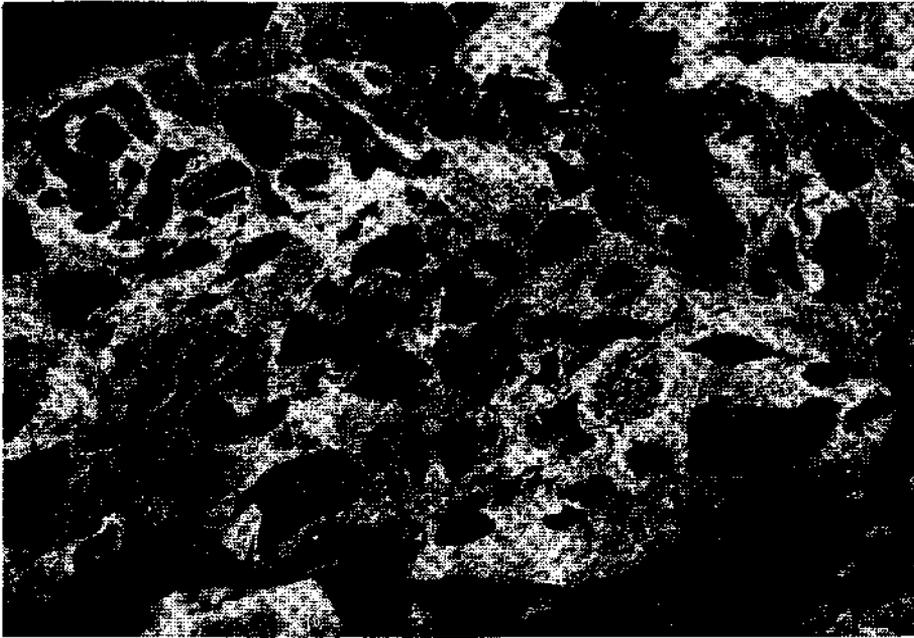


Abb. 4. Xenolithreicher Schollenmigmatit. In aplitgranitischer Matrix liegen unterschiedlich stark umkristallisierte ehemalige Paragneise und Amphibolite (Gletscherschiffe unter dem Stilluppkees).

Tab. 3.

Chemische Analyse von Gesteinen der migmatischen granitisch-granodioritischen Diatexitgneise.

Analyse	408	443
SiO ₂	54,79	74,49
Al ₂ O ₃	17,30	14,67
TiO ₂	2,37	0,14
Fe ₂ O ₃	2,17	0,10
FeO	6,09	0,71
MnO	0,16	0,00
MgO	2,99	0,16
CaO	6,91	0,99
Na ₂ O	3,84	3,18
K ₂ O	1,83	4,43
H ₂ O ⁺	1,14	0,51
H ₂ O ⁻	0,17	0,08
CO ₂	0,18	0,00
P ₂ O ₅	0,18	0,10
	100,12	99,56

408 Plagioklasamphibolit. Eurer Köpfe (Stillupptal). Analytiker P. K. HÖRMANN.

443 Mittelkörniger Aplitgranit. Kasseler Hütte (Stillupptal). Analytiker P. K. HÖRMANN.

Tab. 4.

Berechnung der C. I. P. W.-Normminerale und der Niggli-Werte aus den Analysen 408 und 443 (vgl. Tab. 3).

Analyse	C. I. P. W.-Normminerale			Niggli-Werte	
	408	443		408	443
Quarz	6,17	36,91	al	34,4	52,5
Orthoklas	10,81	25,60	si	158,6	453,6
Albit	32,47	26,93	ti	5,1	0,6
Anorthit	24,57	4,30	fm	30,1	5,5
Korund	—	3,20	c	21,4	6,4
Diopsid	6,06	—	alk	14,1	32,4
Hypersthen	10,24	1,42	k	0,2	0,5
Magnetit	3,15	0,11	mg	0,4	0,3
Ilmenit	4,50	0,31			
Apatit	0,42	0,21			
Calcit	0,41	—			
Wasser	0,01	0,60			

als auch der migmatisierenden Aplitgranite und Aplite wird man — in Ermangelung von sicheren geologischen Argumenten — die Erstellung von Altersbestimmungen abwarten müssen.

Meta-Lamprophyre sind im Bereich des hinteren Floitentaales in dieser Serie besonders häufig. Meist durchschlagen sie diskordant die älteren Gefüge der Diatexitgneise. Bereichsweise aber werden sie von der Durchbewegung und Metatexis noch erfaßt. Sie werden dann zerschert, boudiniert und in Schollen zerlegt. Diese Meta-Lamprophyre sind immer feinkörnig und durch löchrig herauswitternde 0,5 bis 0,8 mm große Karbonatblasten gekennzeichnet. Sie sind daher im Felde gut von den meist karbonatfreien und grobkörnigen Amphiboliten zu unterscheiden (MORTEANI, 1969).

Nach Norden verändert sich in dieser Serie die Zusammensetzung der Gesteine deutlich. Die Menge der Amphibolite tritt stark zurück, und die Menge der hellen Augengneise nimmt deutlich zu. Diese Gesteine leiten sowohl in ihrem Gefüge als auch in ihrem Stoffbestand schon zu der Serie der inhomogenen migmatischen Augengneise (Serie A 3) über.

c) Inhomogene migmatische Augengneise mit Amphiboliten und Biotit-Muskovit-Gneise mit seltenen Kalifeldspatäugen (Serie A 3).

Auf die Diatexitgneise folgt nach Norden die Gesteinsserie der inhomogenen migmatischen Augengneise (Serie A 3, vgl. Abb. 1).

Im Südteil besteht diese Serie aus hellen, massigen Augengneisen. Bereichsweise zeigen die Augengneise ein mechanisch unwirksames, nur mehr nebulitisch erhaltenes Falten- und s-Flächengefüge. Diese Gesteine weisen somit sowohl im Stoffbestand als auch im Gefüge deutliche Übergänge zu den hellen Diatexitgneisen der Serie A 2 auf. Im Übergangsbereich zwischen den Serien A 2 und A 3 treten auch Einlagerungen von Bändergneisen mit starker Kalifeldspatblastese auf. Die Kalifeldspatblasten liegen meist regellos im Gefüge und zeigen teilweise Riesenwuchs; sie erreichen nordwestlich der Kasseler Hütte eine Größe von 3—8 cm.

Im Nordteil wird die Serie homogener. Die Kalifeldspatblastese tritt dort stark zurück. Das Gestein zeigt eine straffe Vergneisung und Einregelung in die regional vorherrschende SW-NE-Richtung.

In dieser Serie liegt auch die bedeutendste Störung des gesamten Untersuchungsgebietes. Entlang dieser Störung sind die Augengneise dünnplattig verschiefert. Morphologisch ist der Verlauf dieser Störung durch die tiefen Einschnitte der Elsenklamm, der Lapenscharte und der Mörchnerscharte markiert.

d) Homogene Augen- und Flasergneise (Serie A 4).

Mit einem relativ scharfen Übergang folgt auf die inhomogenen migmatischen Augengneise nach Norden die Serie der Augen- und Flasergneise (Serie A 4, vgl. Abb. 1). Ihre Mächtigkeit nimmt von Osten nach Westen sehr stark zu.

Das typische Augen- und Flasergefüge wird sowohl durch augig gelängte Alkalifeldspäte als auch durch Aggregate aus Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas erzeugt. s-flächenbildend sind Biotit und Muskovit. Die Menge dieser Minerale kann in weiten Grenzen schwanken. In stark durchbewegten Zonen werden diese Gesteine sehr hellglimmerreich und dünnplattig. Parallel zu der Zunahme des Muskovites läuft eine Abnahme des Biotites. In einigen dieser Verschieferungszonen ist eine diffuse Sprossung von Pyrit-Augen zu beobachten. Bereichsweise existieren Alkalifeldspatidioblasten. Diese lassen erkennen, daß die Form und die Verteilung der Feldspatblasten eine Folge räumlich und zeitlich unterschiedlicher Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation sind.

Die Augen- und Flasergneise sind teilweise stark karbonathaltig. Das Karbonat tritt meist in Form von s-konkordanten Schmitzen und Lagen auf. Das Mengenverhältnis von Karbonat zu Silikatmineralen kann stark schwanken. Im cm-Bereich kann der Karbonatgehalt bis zu 70 Vol.% ausmachen. Sowohl dieses s-konkordant eingelagerte Karbonat als auch die Karbonate der „alpinen Klüfte“ sind chemisch, mikroskopisch und röntgenographisch untersucht worden. Eine Veröffentlichung der Ergebnisse ist in Vorbereitung (HÖRMANN und MORTEANI).

Die Augen- und Flasergneise des westlichen Zillertaler Hauptkammes entsprechen in Gefüge und Mineralbestand den Augen- und Flasergneisen, wie sie von KARL (1959) aus dem Bereich des Großvenedigers beschrieben worden sind. Nach den bisherigen Kartierungen von RAASE (1971) und eigenen Vergleichsbegehungen sind sie deren streichende Fortsetzung.

e) Meta-Granite (Serie A 6).

Nach Norden folgt auf die homogenen Augen- und Flasergneise die Serie der Meta-Granite (Serie A 6, vgl. Abb. 1). Im östlichen Teil des kartierten Gebietes liegt zwischen den Meta-Graniten und den homogenen Augen- und Flasergneisen die unter 2.1 a beschriebene mittlere Meta-Tonalitserie (vgl. Abb. 1).

Die Meta-Granite sind makroskopisch nur schwach geregelte, helle, mittelkörnige Biotit-Muskovit-Gneise. In stärker vergneisten Bereichen tritt eine schwache Augensprossung auf. Die Gesteine haben in diesem Falle Ähnlichkeit

mit den Augen- und Flasergneisen. Folgender Modalbestand kann für die Meta-Granite als typisch angesehen werden: 35% Quarz, 37% Kalifeldspat, 20% Plagioklas, 5% Biotit, 3% Granat + Muskovit + Epidot + Akzessoria.

f) Kleinkörnige helle Granit-Granodiorit-Gneise (Serie A 7).

Die Serie der kleinkörnigen hellen Granit-Granodiorit-Gneise (Serie A 7) kann in einen nördlichen und einen südlichen Teil untergliedert werden. Im Süden sind es vorwiegend homogene Granitgneise, die eine scharfe Grenze gegen die südlich angrenzenden Schiefergneise zeigen (vgl. 2.2. b). Typisch für diese Granitgneise sind langgestreckte cm-große Muskovit-Biotit-Flecken.

Im Nordteil der Serie verringert sich der Kalifeldspatgehalt so, daß die Gesteine eine granodioritische Zusammensetzung annehmen können. Diese Granodiorit-Gneise zeigen teilweise eine schwache Bänderung und schlieriges bis nebulitisches Gefüge. Es bestehen daher Übergänge zu den nördlich anschließenden Bändergneisen und Anatexiten der Serie A 8. Die Grenzziehung zwischen diesen beiden Serien ist daher nur mit gewissen Toleranzen möglich.

g) Bändergneise und Anatexite mit diskordanten Meta-Graniten (Serie A 8).

In der Serie der Bändergneise und Anatexite mit diskordanten Graniten (Serie A 8) treten neben den vorherrschenden Bändergneisen, Anatexiten und Meta-Graniten auch massige Biotit-Plagioklas-Gneise, biotitreiche Augengneise, Biotitite und helle Quarz-Plagioklas-Muskovit-Gneise auf. Mit Ausnahme der Meta-Granite zeigen die eben genannten Gesteine alle Übergänge zwischen einer gerade beginnenden anatektischen Feldspatblastese und einer tiefgreifenden Umkristallisation, die in manchen hellen Gesteinstypen bis zu einem nahezu völligen Verschwinden der alten Faltengefüge führen kann.

Typische Anatexite sind die biotitreichen Augengneise. In diesen sprossen cm-große hypidiomorphe Kalifeldspäte locker und regellos im Gefüge.

In den Bändergneisen schwankt die Breite der Quarz-Feldspatlagen zwischen einigen mm und einigen dm. Eine primäre Anlage der Bänderung durch sedimentäre Stoffunterschiede kann nicht völlig ausgeschlossen werden. Das Auftreten von granitischen Mobilisaten aus den hellen Lagen aber deutet auf eine starke Beteiligung metatektischer Vorgänge an der Ausgestaltung des Lagenbaues hin.

Die starken Kompetenzunterschiede zwischen den hellen und den dunklen Lagen haben die intensive Fältelung dieser Bändergneise begünstigt. Ptygmatische Faltengefüge sind besonders in den feinlagigen Bändergneisen häufig.

Schlierige bis nebulitische Gefüge sind in manchen Quarz-Plagioklas-Muskovit-Gneisen und massigen Biotit-Plagioklasgneisen zu beobachten. Meist zeigen sie aber makroskopisch homogene, tiefengesteinsähnliche Gefüge mit nur schwacher Vergneisung.

Zur näheren Kennzeichnung der chemischen Zusammensetzung der Biotit-Plagioklasgneise dient Analyse 2 (vgl. Tab. 5). Der hohe Biotitgehalt der Biotit-Plagioklasgneise spiegelt sich in den hohen Fe_2O_3 -, FeO- und MgO-Werten und dem hohen modalen Hypersthengehalt bei der Verrechnung in C.I.P.W.-Norm-

minerale wieder. Die Verrechnung in Niggli-Werte zeigt den dioritischen Chemismus dieser Gesteinstypen. Als Ausgangsgestein dieser Biotit-Plagioklasgneise kommen sowohl Orthogesteine dioritischer Zusammensetzung als auch Sedimente in Frage. Die Konkordanz zu den umgebenden Bändergneisen und Augengneisen und der oft kleinräumige Wechsel sprechen eher für eine sedimentäre Herkunft. Im mikroskopischen Gefüge sind ebenfalls keinerlei Anhaltspunkte für eine Orthogesteinsnatur zu finden.

Als getrennte Gruppe müssen die feinkörnigen bis mittelkörnigen hellen Meta-Granite behandelt werden. Sie bilden Intrusivkörper von teilweise großer

Tab. 5.

Chemische Analyse von Gesteinen aus der Serie der „Bändergneise und Anatexite mit diskordanten Graniten“.

Analyse	2	1	3
SiO ₂	56,19	72,83	74,68
Al ₂ O ₃	12,01	14,14	14,34
TiO ₂	1,77	0,26	0,16
Fe ₂ O ₃	2,02	0,44	0,37
FeO	4,96	1,34	1,07
MnO	0,14	0,01	0,01
MgO	7,18	0,25	0,23
CaO	4,48	1,16	1,48
Na ₂ O	1,56	2,76	3,73
K ₂ O	4,48	5,74	2,95
H ₂ O ⁺	2,43	0,52	0,61
H ₂ O	0,30	0,07	0,06
CO ₂	2,27	0,00	0,07
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,06
	99,88	99,65	99,82

Analyse 2: Biotit-Plagioklasgneis. Stollen Floitental — Stilluppstausee. Analytiker: P. K. HÖRMANN.

Analyse 1: Heller mittelkörniger diskordanter Meta-Granit. Stollen Floitental — Kraftwerk Roßhag. Analytiker: P. K. HÖRMANN.

Analyse 3: Heller feinkörniger diskordanter Meta-Granit. Stollen Floitental — Stilluppstausee. Analytiker: P. K. HÖRMANN.

Tab. 6.

Berechnung der C. I. P. W.-Normminerale und der Niggli-Werte aus den Analysen 1 und 3 (vgl. Tab. 5).

Analyse	C. I. P. W.-Normminerale				Niggli-Werte		
	2	1	3		2	1	3
Quarz	14,00	31,52	37,91				
Orthoklas	26,47	33,95	17,00				
Albit	13,19	23,30	31,52	al	24,6	47,3	49,6
Anorthit	7,22	4,91	6,50	si	165,8	413,1	439,3
Korund	1,91	1,60	2,60	ti	3,9	1,1	0,8
Diopsid	—	—	—	fm	48,4	10,3	8,9
Hypersthen	22,63	2,50	2,00	c	14,2	7,6	9,2
Magnetit	2,93	0,61	0,51	alk	12,7	35,4	32,1
Ilmenit	3,36	0,50	0,31	k	0,6	0,6	0,3
Apatit	0,24	0,31	0,10	mg	0,6	0,2	0,2
Calcit	5,16	—	0,21				
Wasser	0,3	0,60	0,70				

Mächtigkeit und sind in ihrem Auftreten an keine der oben beschriebenen Gesteinstypen gebunden (MORTEANI, 1968). In diesen Meta-Graniten treten bereichsweise dunkle rundliche Flecken auf. Der Durchmesser dieser Flecken ist 0,5 bis 2 cm. Sie bestehen aus einem Filz von Hellglimmer und Biotit, wahrscheinlich pseudomorph nach Cordierit.

Meist treten um die Granitkörper herum ein breiter migmatischer Kontakt und eine verstärkte Kalifeldspatblastese auf. Durch die große Breite dieser Migmatitonen geht im Felde oft deren primärer Zusammenhang mit den Intrusionen verloren.

Der Chemismus der Meta-Granite ist aplitgranitisch, wie die Analysen 1 und 3 und deren Verrechnung in Niggli-Werte zeigen (vgl. Tab. 6).

Die scharfen Kontakte zwischen den Nebengesteinen und den Meta-Graniten zeigen, daß der Stoffbestand dieser Granite nicht in situ aus der Anatexis hervorgegangen ist. Die Granite intrudierten in schon durchbewegte und anatektisch durchgeformte Nebengesteine (vgl. Abb. 5). Jünger als die Migmatisation ist eine Vergneisung. Sie erfaßte die Meta-Granite und auch die umgebenden Gneise.

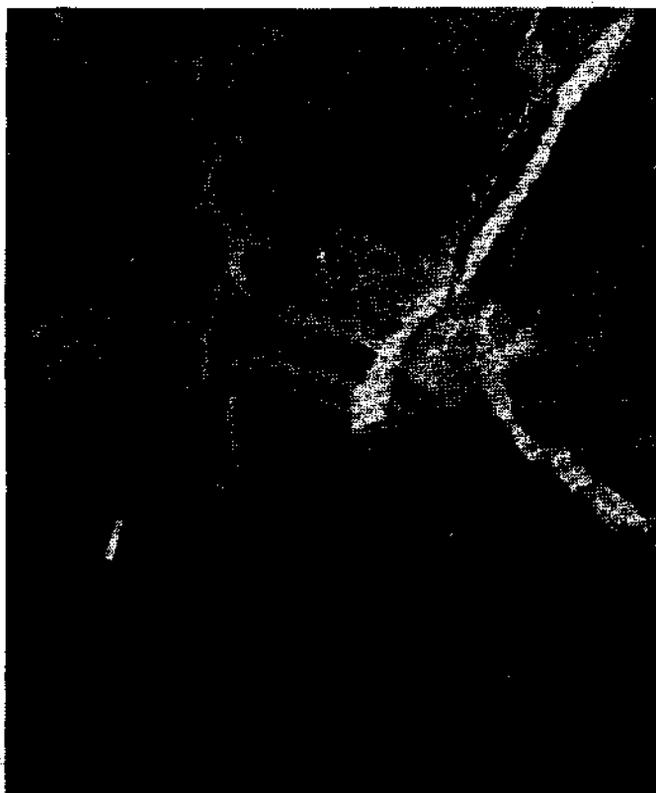


Abb. 5. Hellgrauer, feinkörniger Meta-Granit intrudiert diskordant in dunkle Biotit-Plagioklas-Gneise. Helle, pegmatitische, jüngere Gänge durchschlagen Granit und Nebengestein. Stationierung 4025 m im Stollen Floitental—Stillupptal.

h) Feinschiefrige Übergangsgneise (Serie A 9).

Die feinschiefrigen Übergangsgneise (Serie A 9) sind dünnplattige, graue, muskovitreiche Schiefergneise. Nach dem Feldeindruck und der mikroskopischen Bearbeitung sind diese feinschiefrigen Übergangsgneise im wesentlichen als tektonisch stark verschieferte Randbereiche der porphyrischen Gneise zu deuten. Ihre Grenze, sowohl zu den nördlich angrenzenden porphyrischen Gneisen als auch zu den südlich angrenzenden phyllitischen, quarzitischen und tuffitischen Gneisen der Schönachmulde, ist im Felde unscharf.

Zu einer sinnvollen Abgrenzung dieser Serien gegeneinander müssen die bisher noch nicht abgeschlossenen Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen herangezogen werden. Die Kartierung dieser Serie ist im Bereich des Dristners und der Ahornspitze aus diesem Grunde noch nicht abgeschlossen (vgl. Abb. 1).

i) Porphyrische Gneise (Serie A 10).

Die porphyrischen Gneise (Serie A 10) sind die nördlichste und letzte der hier zu besprechenden granitischen und tonalitischen Gneisserien. Diese Serie wurde von KOBER (1923) als tektonisch selbständige Einheit aufgefaßt und als Ahorngneis bezeichnet. MORTEANI bezeichnete diese Gesteine 1968 als Blastenschiefer. Sie sind von dem Zillertaler „Zentralgneiskern“ durch die Schiefer der Schönachmulde getrennt. Die Gesteine der Schönachmulde (Serie B 1) sind unter 2.2 a beschrieben.

Die Grundmasse der porphyrischen Gneise ist dunkelgrau. Der ausgeprägte Zeilenbau des Gesteins wird durch Biotit-Muskovitlagen nachgezeichnet. Biotit herrscht vor. Selten sind einzelne in s langgezogene Quarzkörner freisichtig erkennbar. Das typische Aussehen des Gesteins wird durch weiße hypidiomorphe Alkalifeldspäte bestimmt. Im Durchschnitt sind die Alkalifeldspäte 1 bis 3 cm lang, in Extremfällen 5—7 cm. Die Menge der Alkalifeldspäte kann in weiten Grenzen schwanken. Eine Handstückintegration ergab Werte zwischen 5 und 60%. Die Menge und die Einregelung der Alkalifeldspäte hängen deutlich von der Durchbewegung des Gesteins ab. Die Alkalifeldspäte zeigen alle Übergänge zwischen völliger Regellosigkeit und einer guten Einordnung in s. Sehr stark durchbewegte Zonen sind fast feldspatfrei. Nahezu alle Alkalifeldspäte zeigen Einschlüsse von Biotit, der nach den Wachstumsflächen statistisch eingeregelt ist.

An einem typischen porphyrischen Gneis aus dem Straßenanschnitt längs der Stillupplamm wurde die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine bestimmt (vgl. Tab. 7, Analyse 27). Wie die Verrechnung in Niggli-Werte zeigt, entspricht der Chemismus dieser Gesteine einem Normalgranit nach TRÖGER (1935) (vgl. Tab. 8).

In den porphyrischen Gneisen treten meist s-konkordante, seltener diskordante gangförmige Meta-Granitintrusionen auf. Es sind drei Meta-Granittypen zu unterscheiden: a) die hellen feinkörnigen, b) die dunklen feinkörnigen und c) die hellen grobkörnigen Meta-Granite.

Tab. 7.

Chemische Analysen von Gesteinen aus der Serie der porphyrischen Gneise. NG und AG sind Vergleichsanalysen aus TRÖGER (1935).

Analyse	27	NG	315	316	311	AG
SiO ₂	66,13	66,03	72,25	73,25	74,04	75,70
Al ₂ O ₃	14,11	15,68	14,26	14,78	15,19	13,17
TiO ₂	1,29	0,69	0,38	0,19	0,25	0,09
Fe ₂ O ₃	0,69	0,80	0,28	0,34	0,59	0,43
FeO	2,50	3,99	0,79	0,63	0,85	0,74
MnO	0,05	—	0,02	0,01	0,01	—
MgO	1,90	1,56	0,60	0,31	0,37	0,15
CaO	2,98	2,89	1,10	1,20	0,25	0,92
Na ₂ O	3,41	3,70	3,49	3,28	3,30	3,59
K ₂ O	4,44	4,06	5,43	4,38	3,89	4,77
H ₂ O ⁺	1,18	1,15	0,73	0,78	1,00	0,68
H ₂ O ⁻	0,07	—	0,04	0,09	0,08	—
CO ₂	0,89	—	0,51	—	0,00	—
P ₂ O ₅	0,14	0,18	0,13	0,14	0,07	—
	99,78	100,73	100,01	99,38	99,89	100,24

27 Porphyrischer Gneis aus dem Druckstollen Mayrhofen—Lichtegg (Stillupptal). Analytiker: P. K. HÖRMANN.

315 Mittelkörniger diskordanter heller Meta-Granit aus den porphyrischen Gneisen. Druckstollen Mayrhofen—Lichtegg (Stillupptal). Analytiker: P. K. HÖRMANN.

316 Grobkörniger heller Meta-Granit. Seine unscharfen Grenzen zu den umgebenden porphyrischen Gneisen weisen ihn als „in situ“ Mobilisat aus. Druckstollen Mayrhofen—Lichtegg (Stillupptal). Analytiker: P. K. HÖRMANN.

311 Feinkörniger heller diskordanter Meta-Granit aus den porphyrischen Gneisen. Druckstollen Mayrhofen—Lichtegg (Stillupptal). Analytiker: P. K. HÖRMANN.

NG Normalgranit nach TRÖGER (1935, S. 24, Analyse 85).

AG Aplitgranit nach TRÖGER (1935, S. 22, Analyse Nr. 12).

Ein Vergleich mit den Analysen NG und AG zeigt, daß der porphyrische Gneis einen normalgranitischen Chemismus hat. Die Meta-Granite zeigen aplitgranitische Zusammensetzungen.

Tab. 8 a.

Berechnung der C. I. P. W.-Normminerale aus den Analysen 27, 315, 316 und 311 (vgl. Tab. 7).

Analyse	27	315	316	311	NG	AG
Quarz	22,03	29,41	34,52	38,74	18,46	33,99
Orthoklas	26,23	32,08	25,87	22,98	23,98	28,18
Albit	28,84	29,52	27,74	27,91	31,29	30,36
Anorthit	8,24	1,38	5,03	0,84	13,15	4,56
Korund	0,67	2,14	2,79	5,24	0,37	0,96
Diopsid	—	—	—	—	—	—
Hypersthen	6,71	2,12	1,35	1,60	9,41	1,22
Magnetit	1,00	0,41	0,49	0,85	1,16	0,62
Ilmenit	2,45	0,72	0,36	0,47	1,31	0,17
Apatit	0,33	0,31	0,33	0,14	0,42	—
Calcit	2,04	1,16	0,00	0,00	—	—
Wasser	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Tab. 8 b.

Berechnung der Niggli-Werte aus den Analysen 27, 315, 316 und 311 (vgl. Tab. 7).

	27	NG	315	316	311	AG
al	38,7	38,7	47,5	50,6	54,1	49,1
si	276,6	262,9	399,3	426,1	447,1	458,2
ti	4,0	1,9	1,3	0,8	1,1	0,4
fm	22,4	24,6	8,6	7,2	10,2	6,2
c	13,3	12,2	6,3	7,5	1,6	5,8
alk	25,6	24,4	37,5	34,7	34,2	38,9
k	0,5	0,4	0,5	0,5	0,4	0,5
mg	0,5	0,4	0,5	0,4	0,3	0,2

Der helle grobkörnige Meta-Granit tritt wesentlich seltener als die beiden anderen Granite a) und b) auf. In seiner unmittelbaren Umgebung sind oft Karbonat-Quarz-Feldspat-Chlorit-Nester zu finden. Der Kontakt zum Nebengestein ist häufig durch eine pegmatitische Durchtränkung mehrere dm weit stark verändert. In den umgebenden porphyrischen Gneisen beobachtet man eine verstärkte Feldspatblastese. Der helle grobkörnige Meta-Granit c) dürfte jünger als die Meta-Granite a) und b) sein. In allen drei Meta-Graniten können, ebenso wie in den umgebenden porphyrischen Gneisen auch, Alkalifeldspatblasten auftreten. Die Alkalifeldspatblasten können über den Kontakt zwischen Aplitgranit und Nebengestein übergreifen. Im Chemismus sind die drei genannten Granittypen sehr ähnlich (vgl. Tab. 7 u. 8, Analyse 315, 316 und 311). Der Chemismus der drei Meta-Granite ist aplitgranitisch und unterscheidet sich sehr deutlich von dem normalgranitischen Chemismus der umgebenden porphyrischen Gneise (vgl. Tab. 7 und 8).

Ausgangsmaterial der porphyrischen Gneise könnten porphyrische Granite und deren aplitgranitisches Gangfolge sein. Hierfür sprechen der Gesteinschemismus und die Einregelung der Biotite nach den Wachstumsflächen der sie umschließenden Alkalifeldspatkristalle. Eine Bildung der porphyrischen Gneise aus aplitisch durchäderten Meta-Sedimenten durch anatektische Alkalifeldspatsprossung kann aber nicht ausgeschlossen werden. Für diese Hypothese würde vor allem sprechen, daß die Alkalifeldspatkristalle über die Kontakte der Meta-Granitgänge mit den porphyrischen Gneisen hinübergreifen können.

FRISCH (1967) deutet diese Gesteinsserie im Tuxer Hauptkamm als unterschiedlich vergneiste Porphyrganitgneise. Sie tauchen erst im Höllensteinkar (500 m nördlich der Realspitze) unter die Geröllgneise und Glimmerschiefer der Schieferhülle ab (FRISCH, 1967).

Nach Norden folgt auf die porphyrischen Gneise mit tektonischem Kontakt die Serie der Hochstegenkalke. An der Grenze zum Hochstegenkalk sind die porphyrischen Gneise stark verschiefert. Die Basis dieser Hochstegenkalke wird im Bereich zwischen der Ortschaft Hochsteg und dem westlichen Ortsausgang von Mayrhofen von feinschiefrigen pyritführenden Phylliten und quarzarmen und glimmerreichen Kalkschiefern gebildet. Die Mächtigkeit dieser Basisschichten schwankt lokal sehr stark zwischen einem und mehreren Metern.

2.2. Die Gesteine der Schieferhülle

Die im bearbeiteten Gebiet auftretenden Schieferhüllgesteine werden in drei Serien gegliedert.

a) Phyllitische, quarzitische und tuffitische Gesteine der Schönachmulde. (Serie B1).

Die Ahornspitze und ihr Südgrat bestehen aus Serizitquarziten, Glimmerschiefern und graphitischen Quarziten. Diese Gesteine sind von oben in die Serie der Bändergneise und Anatexite (Serie 8 A) als schmale Mulde eingefaltet.

In den tieferen Hängen des Stillupptales sind sie nicht mehr aufgeschlossen. Wie die Kartierungen von RAASE (1971) ergeben haben, wird diese Serie nach Osten hin immer breiter. Im Gebiet der Gerlos wird sie von THIELE (1951) als Schönachmulde bezeichnet und dem tieferen Pennin zugeordnet. RAASE (1971 a) beobachtete auf „der Röte“ einen wahrscheinlichen Intrusivkontakt zwischen den porphyrischen Gneisen und den Graphitphylliten der Schönachmulde; er folgert daraus ein paläozoisches Alter für die Gesteine der Schönachmulde.

Nach Westen scheint die Serie durch ein schwaches Ostfallen der Muldenachse etwas schmaler zu werden. Ihre Grenze zu den feinschiefrigen Übergangsgneisen ist im Felde unscharf und nur mit gewissen Toleranzen erfassbar. Die Kartierung dieser Serie ist im Bereich des Dristners und des Popbergkares noch nicht abgeschlossen (vgl. Abb. 1).

b) Schiefergneise (Serie B2).

Die Serie der Schiefergneise (Serie B2) besteht vorwiegend aus intensiv gefalteten und straff parallel geregelten dünnplattigen Biotit-Plagioklasschiefern. In diese sind schmale Amphibolitlagen und Aplitlagen miteingefaltet und vergneist. Selten treten auch diskordante, nur schwach vergneiste Meta-Granite auf. Diese Serie erreicht ihre größte Mächtigkeit in der Gunggl und endet nördlich des Breitlahners (vgl. Abb. 1). Im Gelände sind diese Gesteine durch eine rotbraune Verwitterung gekennzeichnet.

Der tektonische Parallelkontakt der Schiefergneise zu den Nebengesteinen erlaubt keine direkte Altersaussage. Die Zugehörigkeit dieser Serie zu der unteren Schieferhülle wird aus dem engräumigen stofflichen Wechsel innerhalb der Schiefergneisserie, der engen Spezialfaltung und den scharfen stofflichen Grenzen zu den nördlich und südlich anschließenden feinkörnigen, hellen Granit-Granodiorit-Gneisen (Serie A 7) und den Meta-Tonaliten (Serie A 1) abgeleitet.

c) Gesteine der Greinerschiefermulde (Serie B3).

Die Gesteine der Greinerschiefermulde (Serie B3) treten erstmals in größerer Mächtigkeit im hinteren Floitental auf. Von CHRISTA (1931) wurde diese Serie als „Greiner Schiefermulde“ bezeichnet.

CHRISTA (1931) gliederte nach lithologischen Kriterien diese Schiefermulde und kartierte ihre Verbreitung im Bereich des oberen Zemmgrundes.

Die Gesteine dieser Serie bestehen aus Biotitschiefern, Glimmerschiefern, Hornblendegarbenschiefen, Biotit-Plagioklasgneisen, Serpentiniten, Konglomeratgneisen, Amphiboliten und kleinen Marmorlinsen (MORTEANI, 1971). Die Verbreitung der Schieferserie außerhalb des hier besprochenen Gebietes im oberen Pfitschtal ist aus der 1969 erschienenen italienischen geologischen Karte 1 : 100.000 Blatt „Passo del Brennero und Bressanone“ zu entnehmen. In dieser Karte und in den dazugehörigen Erläuterungen ist eine lithologische und chronologische Gliederung der unteren und oberen Schieferhülle gegeben. Diese Gliederung entspricht weitgehend derjenigen von SANDER (1913 a, 1921 und 1911) und von BIANCHI & DAL PIAZ (1934).

Die Unterschiede im Stoffbestand und Bau zu den südlich und nördlich angrenzenden, zentralen granitischen und tonalitischen Gneisen sind augenfällig. Bemerkenswert sind vor allem die Karbonatführung, der kleinräumige stoffliche Wechsel innerhalb der einzelnen Serien, die trotz späterer intensiver Verschiebung noch erhalten gebliebene Faltung, sowie die in großer Mächtigkeit anstehenden Meta-Konglomerate (Schlegeistal). Die Grenze zu den südlich und nördlich anschließenden zentralen tonalitischen bis granitischen Gneisen ist als steiler tektonischer Parallelkontakt ausgebildet. Er gestattet keine Aussage über die gegenseitigen Altersbeziehungen.

3. Kristallisationsgeschichte

Die magmatische und metamorphe Entwicklungsgeschichte der beschriebenen Serien soll am Beispiel der Minerale Plagioklas, Kalifeldspat, Epidot, Staurolith und Disthen dargelegt werden.

Das wichtigste Mineral zur genetischen Deutung und mineralfaziellen Einstufung sind die Plagioklase. Ihr Gefüge und ihr Chemismus werden durch zwei Dinge bestimmt: durch die Ausgangszusammensetzung und -form und durch eine jüngere syn- bis posttektonische Kristalloblastese, der Tauernkristallisation (SANDER, 1911).

Die prätauernkristallinen Plagioklase der Meta-Granite und Meta-Tonalite unterscheiden sich in Gefüge und Chemismus deutlich von denen der migmatitischen und anatektisch prätauernkristallin geprägten Serien.

In den Meta-Graniten und Meta-Tonaliten lagen primär je nach Gesteinszusammensetzung magmatisch gebildete, oft stark zonare, hypidiomorphe Oligoklase bis Labradore vor. Im ersten Akt der Tauernkristallisation wurden diese magmatischen Plagioklase zu Albit bis saurem Andesin und einer Fülle von Epidot, Muskovit und Karbonat umgelagert.

Auch die Plagioklase der anatektisch mobilisierten Serien zeigen eine tauernkristalline Umlagerung. Ihr prätauernkristalliner An-Gehalt erreichte aber nie den der Plagioklase aus den Meta-Tonaliten. Oligoklase haben vorgeherrscht. Hypidiomorphe Kornformen lassen eine Bildung der Oligoklase in anatektisch stark mobilisierter Umgebung erkennen.

Nur in den Amphiboliten treten prätauernkristalline Andesine bis Labradore auf. Ihre Entstehung ist aber möglicherweise eine magmatische gewesen. Sicher magmatische Gefüge können in den Amphiboliten nicht nachgewiesen werden.

Mit einem zeitlichen Hiatus folgen auf den ersten Akt der Tauernkristallisation eine Verdrängung und Umwachsung der gefüllten Plagioklase durch basischen Oligoklas bis Andesin. Bei der Verdrängung der gefüllten Feldspäte durch den jüngeren Oligoklas bis Andesin wird die Mikrolithenfülle meist restlos mitverdrängt.

Die Herkunft des für diesen Vorgang notwendigen Kalziums ist noch ungeklärt. Als Ca-Lieferanten kommen vor allem die verdrängten Epidote in Frage. Die Reaktionen zwischen Epidot und Plagioklas sind oft zu beobachten und würden eine solche Annahme stützen. Ein Freiwerden des Ca bei der verbreiteten Biotitisierung der Hornblenden ist ebenfalls in Betracht zu ziehen.

Mit der Sprossung des zonaren Oligoklasrandes wachsen in der Grundmasse klare selbständige inverszonare Oligoklase bis Andesine. Selten ist noch ein schmaler saurer Rand um die Plagioklase erhalten.

Die hier geschilderte Plagioklasentwicklung ist nur in tektonisch wenig beanspruchten Gebieten zu beobachten. Bei intensiverer Deformation zeigen die Plagioklase einen feinkörnigen Zerfall, und die ursprünglichen Kornformen und der magmatische Zonarbau sind dann nur noch an der Verteilung der Mikrolithen zu erkennen (vgl. Abb. 6).

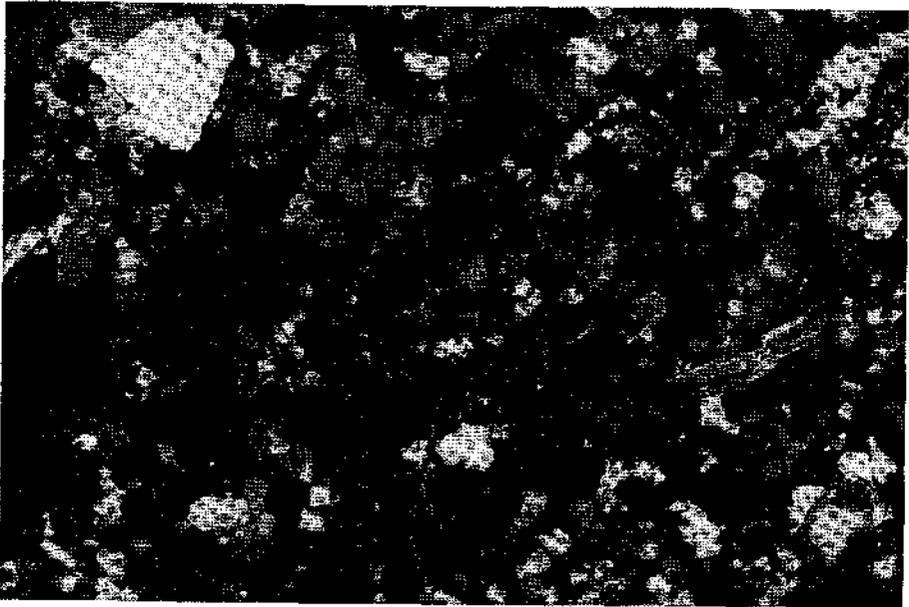


Abb. 6. Ring aus Epidotkörnern in dem feinkörnigeren posttektonisch granoblastisch rekristallisierten Tonalitgranitgneis. Der Ring bildet die basischen Bereiche eines mörtelig zerlegten Plagioklases ab. Beispiel für Deformation ohne nachfolgende Sammelkristallisation! Schliff 376, schräge Nicols, Vergrößerung 20fach.

In stark tektonisch deformierten Meta-Graniten und Meta-Tonaliten sind die prämetamorph magmatischen Entwicklungsstadien nicht mehr zu rekonstruieren. Der alte Mineralbestand ist völlig zu einem granoblastischen Quarz-Feldspat-Epidot-Gefüge umkristallisiert. Nach den bisherigen Untersuchungen dürfte die Tektonik die Plagioklase sowohl nach ihrer Mikrolithenfüllung als auch nach der teilweisen Verdrängung durch Oligoklas und Andesin erfaßt haben.

Die Verteilung der An-Gehalte im Untersuchungsgebiet unterliegt einer statistischen Regelmäßigkeit. Im Bereich des Hauptkammes sind die höchsten An-Gehalte zu messen. Dies gilt sowohl für den gefüllten Kernbereich als auch für den jungen Anwachsrand. Die Ränder der Plagioklase sind in den epidotreichen basischen Meta-Tonaliten und Amphiboliten basische Oligoklase bis saure Andesine, die gefüllten Kernbereiche sind Oligoklase. Gegen Norden hin nimmt der An-Gehalt der Ränder und der gefüllten Kerne ab. In den Bändergneisen und Anatexiten mit diskordanten Graniten (Serie A 8) sind die Kerne Albite und die Ränder

saurer Oligoklase. In den porphyrischen Gneisen sind die Plagioklase meist homogene oder nur schwach zonare Albite.

Die Kalifeldspäte sind für die Deutung prätauernkristalliner Vorgänge nur unzulänglich verwertbar. Die Unterscheidung zwischen alten magmatisch gebildeten Einsprenglingskalifeldspäten und jungen metamorph gebildeten Blasten ist oft unmöglich. Ein Gleiches gilt für den xenomorphen Kalifeldspat in der Grundmasse. Auch hier ist die Unterscheidung zwischen altem, zwickelfüllendem magmatischem Kalifeldspat und jungem amöboid in der Grundmasse sprossendem Kalifeldspat meist nicht möglich. Die optischen Eigenschaften der Kalifeldspäte schwanken nach den bisherigen Untersuchungen im gesamten Gebiet zwischen Orthoklas und Mikroklin. Statistisch scheinen im nördlichen Teil und insbesondere in den porphyrischen Gneisen die Mikrokline als tauernkristalline Neubildung zu überwiegen.

In den südlichen Serien zeigen die Kalifeldspäte eine Oligoklasierung. Als Endprodukte dieses Vorganges entstehen Oligoklase mit einer Quarztropfenfülle. Der Vorgang der tauernmetamorphen Oligoklasierung ist im Detail von RAITH (1970) an Gesteinen des hinteren Zillergrundes untersucht worden.

Bei Deformation zerfallen diese oligoklasierten Kalifeldspäte in ein körneliges Oligoklasplaster mit eingelagerten Quarztropfen (vgl. Abb. 7). Bei starker Deformation entsteht durch Rekrystallisation ein granoblastisches Quarz-Oligoklas-Gefüge.

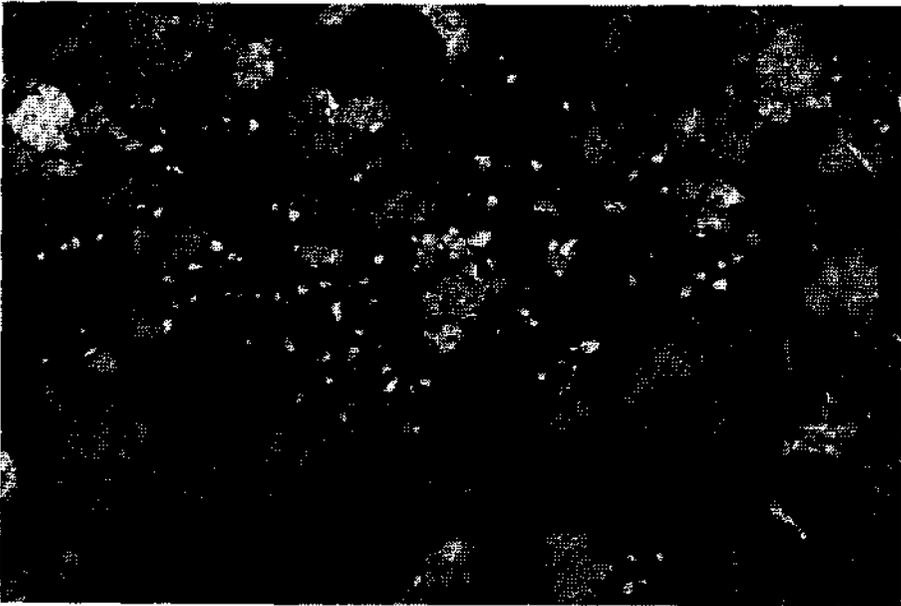


Abb. 7. Kleine rundliche Quarzkörnchen (weiß und hellgrau) in größeren Plagioklasplastern. Die Quarzkörnchen bilden durch ihre räumliche Ausdehnung einen oligoklasierten ehemaligen Kalifeldspat ab. Die Plasterstruktur entstand durch eine Deformation des oligoklasierten Kalifeldspates. Es fehlt die postdeformative Sammelkristallisation. 200 fache Vergrößerung, gekreuzte Nicols.

Der tauernmetamorph gebildete Epidot gibt wichtige Auskünfte über den Temperaturverlauf der Tauernmetamorphose.

Der Zonarbau ist die hervorstechendste Eigenschaft dieses Minerals. Nicht oder nur sehr schwach zonar sind nur jene Epidote, welche als Mikrolithe die Füllungsmineralien innerhalb der Plagioklase bilden. Fe-arme, ebenfalls nicht zonare Epidote bilden die strahligen Kränze um magmatisch kristallisierte Apatite.

Statistisch gesehen überwiegen in den Serien südlich der feinschiefrigen Übergangsgneise (Serie A 9) Epidote mit eisenreichen Kernen. In den feinschiefrigen Übergangsgneisen (Serie A 9) und den porphyrischen Gneisen (Serie A 10) sind die Epidotminerale zu selten und zu klein, um für eine gesicherte Aussage über ihre Zusammensetzung Verwendung finden zu können.

Eine streng gesetzmäßige Abfolge von Fe-reichen Kernen und Fe-armen Rändern ist nicht allgemein gegeben. Auf diese Tatsache haben schon BECKE (1903) und KARL (1959) hingewiesen. Die metamorph gesteuerte Entwicklung der Epidote kann durch das im Kleinbereich unterschiedlich vorhandene Fe- und Ca-Angebot gestört oder sogar übertönt werden.

Der Übergang vom Fe-reichen Kern zum Fe-armen Rand ist meist sprunghaft und oft durch eine Korrosionsgrenze markiert (vgl. Abb. 8).

Die Fe-reichen Kerne sind oft mit kleinen, nicht näher bestimmbar Mikrolithen gefüllt. Die größeren Einschlüsse in den Kernen sind Quarz sowie Biotit. Bei der Korrosion der eisenreichen Kerne durch den eisenarmen Randepidot werden die Einschlüsse nicht mitübernommen (vgl. Abb. 8).

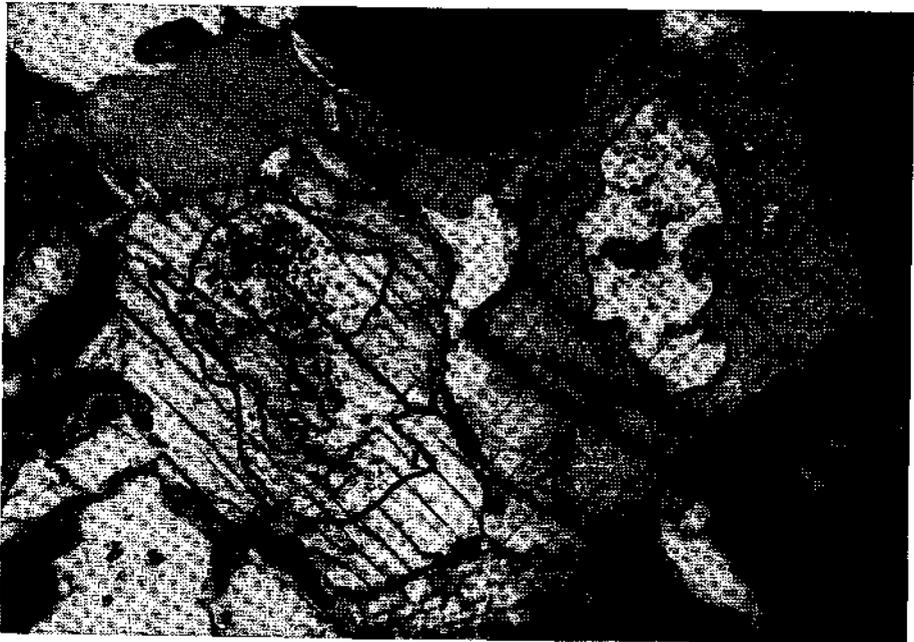


Abb. 8. Fe-reicher Epidot mit Biotit- und Quarzfülle wird unregelmäßig von dem umhüllenden Fe-ärmeren Epidot korrodiert. Die Korrosionsgrenze ist nachgezeichnet. Meta-Tonalit, Schliff 412, Vergrößerung 100fach.

Die Minerale Disthen und Staurolith sind an blastomylonitische Zonen innerhalb der migmatischen granodioritisch-granitischen Diatexitgneise (Serie A 2) gebunden. Da diese Blastomylonite sicher der jüngsten Tektonik zuzuordnen sind, ist kein Zweifel über das tauernkristalline Alter dieser Minerale möglich.

Disthen sproßt syn- bis posttektonisch und in teilweise zwei bis drei cm langen stengeligen Körnern. Plagioklas und Quarz sind als reliktes Internegefüge eingeschlossen. Umwandlungen sind nicht zu beobachten.

Staurolith bildet hypidiomorphe, rundliche, undeformierte Blasen von 3 bis 5 mm Länge. Einziges Einschlußmineral ist Klinozoisit.

4. Die Druck- und Temperaturbedingungen und der zeitliche Ablauf der Metamorphosen

Anatektische Gefüge sind in den Serien A 8 und A 2 weit verbreitet. Diese Anatexis ist älter als die Tauernkristallisation. In der Tauernkristallisation fehlen Anzeichen für eine Anatexis in größerem Stile. Die prätauernkristalline Metamorphose muß daher in ihren P-T-Bedingungen über denen der Tauernkristallisation gelegen haben. Eine exakte mineralfazielle Einstufung der prätauernkristallinen Metamorphose ist nicht möglich, da mineralfaziell auswertbare Relikte fehlen.

Über die P-T-Bedingungen der Tauernkristallisation sind exaktere Aussagen möglich.

Das Auftreten von Disthen und Staurolith und die Koexistenz von Oligoklas bis Andesin mit Epidot stufen die Tauernkristallisation der zentralen granitischen und tonalitischen Gneise im Hauptkamm der Zillertaler Alpen zwischen dem Schlegeisgrund und dem Stillupptal in die schwachtemperierte Almandin-Amphibolitfazies ein (Staurolith-Almandin-Subfazies nach H. G. F. WINKLER, 1967).

In diesem Bereich besteht kein Unterschied im Grad der Metamorphose zwischen den zentralen granitischen und tonalitischen Gneisen und den Gesteinen der unteren Schieferhülle (Greinerschieferserie). TROMMSDORFF (1964) beschreibt aus den Schlegeisgrund Staurolith als Mineral der Greinerschieferserie. In den Gesteinen dieser Serie koexistieren Oligoklas mit Epidot und Hornblende.

Die Tauernkristallisation greift also im Zillertaler Hauptkamm über die stofflichen Grenzen zwischen der unteren Schieferhülle und den zentralen granitischen und tonalitischen Gneisen hinweg (MORTEANI, 1971).

DE VECCHI & PICCIRILLO (1968) haben in Ophioliten der Kalkglimmerschieferserie (obere Schieferhülle) des oberen Pfitschtales Mineralparagenesen der Almandin-Amphibolitfazies nachweisen können. Diese Fazies greift demnach im Zillertaler Hauptkamm auch in die obere Schieferhülle hinein.

In Kapitel 3 wurde gezeigt, daß die An-Gehalte der Plagioklase vom Zillertaler Hauptkamm nach Norden hin abnehmen. Die Metamorphose nimmt dementsprechend von Süden nach Norden ab. In der Serie der porphyrischen Gneise ist die Grünschieferfazies erreicht. Die exakte Grenzziehung zwischen Grünschieferfazies und Almandin-Amphibolitfazies erfordert noch weitere mikro-

skopische Untersuchungen. Sie liegt wahrscheinlich in der Serie der feinschieferigen Übergangsgneise (Serie A 9). Die Biotitsprossung in den Basisschichten des Hochstegenkalkes und das von DIETIKER (1938) in dieser Serie beschriebene Auftreten von Chloritoid zeigen, daß die Tauernkristallisation in der Grünschieferfazies bis in die Hochstegenkalke hineinreichte.

Der zeitliche Verlauf der Temperaturen während der Tauernkristallisation kann an Hand des Zonarbaues von Plagioklas und Epidot präzisiert werden.

Die sprunghafte Änderung der Plagioklaszusammensetzung an der Grenze zwischen den An-ärmeren gefüllten Kernen und den An-reicheren Rändern sowie die weitverbreitete Korrosion der gefüllten Kerne durch einen basischen Randoligoklas bis -andesin beweisen eine Zweiphasigkeit im zeitlichen Ablauf der Tauernkristallisation. Von RAASE (im Druck) wurden detaillierte Untersuchungen über diese Zweiphasigkeit der Plagioklaskristallisation im östlichen Zillertaler Hauptkamm durchgeführt. Diese Zweiphasigkeit wird auch durch die sprunghafte Änderung der Fe-Gehalte am Übergang zwischen Fe-reicheren Kernen und den Fe-ärmeren Rändern der Epidote bestätigt. Nach MIYASHIRO & SEKI (1958) zeigen die Fe-ärmeren Ränder der Epidote eine Temperaturerhöhung — eventuell verbunden mit einer Änderung der Sauerstoffugazitäten — im Verlauf der Metamorphose an.

Die sprunghaften Änderungen sowohl im Plagioklaschemismus wie auch im Epidotchemismus weisen auf eine plötzliche Temperaturänderung als Ursache der Zweiphasigkeit der Tauernkristallisation hin.

Eine retrograde Metamorphose ist im Vergleich nur schwach entwickelt. Ihr sind die selten zu beobachtenden sauren Randsäume um die Plagioklase und die schmalen Fe-ärmeren Ränder um die Epidote sowie die Chloritisierungen von Granat und Biotit zuzuschreiben.

Eine exakte Angabe über das Alter der Metamorphosen ist nicht möglich. Die geologischen und petrographischen Untersuchungen haben bisher keine sicheren Argumente für eine Alterseinstufung gegeben, und absolute Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralen fehlen.

Altersbestimmungen an den Augen- und Flasergneisen des Großvenedigers sprechen für eine großräumige Schmelzenbildung im Perm (JÄGER et al., 1964). Extrapoliert man diese Angabe in den Zillertaler Bereich, würde dies bedeuten, daß die prätauernkristalline Anatexis und Metamorphose permischen Alters sein könnte. Auf die Schwierigkeiten einer solchen Deutung haben JÄGER et al. (1969) schon hingewiesen.

Für die Tauernkristallisation folgert KARL (1959) aus dem Schwermineralspektrum der voralpinen Molasse ein Alter zwischen Alttertiär und unterem Oligozän.

Die Rb-Sr-Alter an Glimmern ergaben aus dem Großvenedigerbereich Abkühlungsalter zwischen 18 und 23 Mio. Jahren. Dieses Alter stimmt mit der Altersangabe für die Tauernkristallisation überein, wie sie von KARL (1959) angenommen wurde.

Für eine gesicherte Aussage über das Alter der Metamorphose ist jedoch die Erstellung von Altersbestimmungen auch aus dem Zillertaler Hauptkamm abzu-

warten. Diese Altersbestimmungen wären auch im Vergleich zu den neuen Altersbestimmungen aus dem Ötztaler Kristallin und dem Schneeberger Zug interessant (MILLER et al., 1967; SCHMIDT, K. et al., 1967).

Danksagung

Ein besonderer Dank gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Nur durch ihre finanzielle Unterstützung war die Durchführung dieser Untersuchungen möglich.

Herrn Prof. KARL danke ich für die Anregung zu diesen Untersuchungen und für viele Diskussionen.

Mit Herrn Dr. RAASE habe ich die Probleme der Tauernkristallisation besprochen.

Literatur

- BECKE, F. (1903): Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. — Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien 75, 1—53.
- BESANG, C., et al. (1968): Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). — Geol. Jb. 86, 835—844.
- BIANCHI, A., & DAL PIAZ, G. (1934): Studi geologici sull' Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. — Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 10, 242 S.
- CHRISTA, E. (1931): Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. — Jb. d. Geol. B.-A. Wien 81, 3/4, 533—635.
- CHRISTA, E. (1934): Das Greiner-Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. — Universitätsverlag Wagner Innsbruck.
- DE VECCHI, GP., & PICCIRILLO, E. (1968): Le ofoliti mesozoiche associate ai calcescisti negli Tauri Sud-Occidentali. — Mem. Museo Trid. Scienze Nat., 17, H. 1, 99—152, Trento 1968.
- DIETIKER, H. (1938): Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml. — Diss. ETH Zürich 1938.
- FRISCH, W. (1968): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 18, 287—336.
- FRISCH, W. (1969): Die Petrographie des Porphyrgnitgneises am nordöstlichen Tuxer Hauptkamm (Zentralgneis des Tauernfensters, Tirol). — N. Jb. Miner. Abh. 111, 2, 162—183.
- HÖCK, V. (1969): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). — Jb. Geol. B.-A. 112, 153—195.
- HÖCK, V. (1970): Zur Kristallisationsgeschichte des penninischen Altkristallins beim Spannagelhaus (Tuxer Hauptkamm, Tirol). — Verh. Geol. B.-A. Wien 1970, 2, 316—323.
- KARL, F. (1952—1963): Aufnahmsberichte. — Verh. Geol. B.-A. Wien, 1953—1964.
- KARL, F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten periadriatischer Intrusiv-Massive. — Jb. Geol. B.-A. Wien 102, 1, 1—192.
- JÄGER, E., KARL, F., & SCHMIDEGG, O. (1969): Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskovit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). — Tscherms. Min. Petr. Mitt. 13, 251—272.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. — Gebrüder Borntraeger, Berlin 1923.
- MIYASHIRO, A., & SEKI, Y. (1958): Enlargement of the compositional field of epidote and piemontite with rising temperature. — Amer. Jour. Sci. 256, 422—430.
- MILLER, D. et al. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). — Eclogae geol. Helv. 60, 2, 357—730.
- MORTEANI, G. (1966—1971): Aufnahmsberichte. — Verh. Geol. B.-A. Wien 1966—1971.

- RAASE, P. (1971): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Zillergrund und Sondergrund (Zillertaler Alpen/Österreich). — In Vorbereitung.
- RAASE, P. (1971 a): Bericht 1970 über die Aufnahmen im unteren Zillergrund und im Tuxbachüberleitungsstollen (Blatt 150, Zell am Ziller und 149, Lanersbach). — Verh. Geol. B.-A. Wien (im Druck).
- RAASE, P. (in Vorb.): Tauernkristalline Plagioklasausbildung und Epidot-Isograden in den Zillertaler Alpen.
- RAITH, M. (1970): Schachbrettoligoklas in alpidisch metamorphen Gneisen der östlichen Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich). — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 14, 141—153.
- RAITH, M. (1971): Seriengliederung und Metamorphose im östlichen Zillertaler Hauptkamm (Tirol, Österreich). — Verh. Österr. Geol. B.-A. Wien, im Druck.
- SANDER, B. (1911): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (1. Bericht). — *Denkschr. d. mathem.-naturwiss. Kl. d. K. Akad. d. Wiss. Wien* 72, 62. S.
- SANDER, B. (1913): Geologische Exkursionen durch die Tuxer Alpen und den Brenner. — Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern D. geol. Vereinigung Leipzig, 39—52.
- SANDER, B. (1913 a): Über den Stand der Aufnahmen am Tauernwestende. — Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, Nr. 6.
- SANDER, B. (1921): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (2. Bericht). — *Jb. Geol. St.-A.* 70, 273—296.
- SANDER, B. (1939): Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes. — *Zeitschr. d. D. geol. Ges.* 91, 4, 326—328.
- SCHMIDEGG, O. (1961): Geologische Übersicht der Venedigergruppe nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. KARL und O. SCHMIDEGG. — Verh. Geol. B.-A. Wien 1, 35—54.
- SCHMIDT, K. et al. (1967): Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalerkristallins und des Schneeberger Zuges. — *Eclogae geol. Helv.* 60, 2, 357—730.
- TERMIER, P. (1903): Les nappes des alpes orientales et la synthese des alpes. — *Bull. Soc. Geol. France* 4 Ser., 3, 711—766.
- THIELE, O. (1951): Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). — *Mitt. Ges. Geol. Stud. Wien* 2, 2, 1—21.
- TRÖGER, W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — Unveränderter Nachdruck 1969, Schweizerbart'sche Verl. Buchhandlung, Stuttgart 1969.
- TROMMSDORFF, V. (1964): Untersuchungen an Interngefügen III. Beispiele aus der unteren Schieferhülle des Tauernwestendes. — *Sitz. Ber. d. Österr. Akad. d. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I*, 173. Bd., 1. und 2. H.
- WINKLER, H. G. F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. — Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 237 S.

Karten

- SANDER, B. (1925): Carta geologica delle Tre Venezie, Blatt Bressanone, 1:100.000, und Erläuterungen, S. 1—57. — Sezione geologica R. Magistrato Alle Acque.
- BAGGIO, P. et al. (1969): Carta geologica d'Italia, Blatt Passo del Brennero und Bressanone 1:100.000 und Erläuterungen, S. 1—120. — Servizio Geologico d'Italia, Libreria dello Stato.