

Seriengliederung und Metamorphose im östlichen Zillertaler Hauptkamm (Tirol, Österreich)

Von MICHAEL RAITH *)

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Kiel

Mit 8 Abbildungen

Schlüsselwörter

Ostalpen
Tirol
Tauernfenster
Zillertaler Alpen
Zentralgneis
Schieferhülle
alpidische Metamorphose

1. Einleitung
 2. Untersuchungsergebnisse
 - 2.1. Feldpetrographische Ergebnisse
 - 2.2. Mineraloptische und mineralchemische Ergebnisse
 - 2.2.1. Die Mineralumwandlungen und Mineralneubildungen
 - 2.2.2. Fazies und P-T-Bedingungen der alpidischen Metamorphose im Arbeitsgebiet
 3. Zusammenfassung
- Literatur

Summary

The area "Östlicher Zillertaler Hauptkamm" was mapped in the scale 1 : 25.000.

The rocks were divided into five series:

1. Epidote-mica gneisses with layers of muscovite gneisses, amphibolites, and meta-lamprophyres;
2. Microcline augengneisses and epidote-mica gneisses;
3. Chess-board albite augengneisses, microcline augengneisses, layers of amphibolites and meta-lamprophyres;
4. Microcline augengneisses and meta-granite;
5. Epidote-mica gneisses with layers of muscovite gneisses, amphibolites, and meta-lamprophyres.

The whole unit was transformed by the alpidic metamorphism (Tauernkristallisation) under conditions of low grade amphibolite facies. An older metamorphism led to the formation of migmatites in the western part of the series 5. This metamorphism could not be proved in the other part of the area and in the "Untere Schieferhülle".

*)Adresse des Verfassers: DR. MICHAEL RAITH, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Technischen Universität, 3392 Clausthal-Zellerfeld, Adolf-Römer-Straße 2 A.

A quartzite- meta-tuffite series ("Untere Schieferhülle") borders greenschist facies against low grade amphibolite facies.

Phengite molecule of muscovite and Fe^{3+} -content of epidotes increase with decreasing metamorphism. The transition of nearly monoclinic feldspar to maximum triclinic microcline took place under the conditions of the quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies in the "Porphyrmaterial-Schiefer"-series.

1. Einleitung

Der petrostratigraphische und tektonische Aufbau der penninischen Schieferhülle des westlichen Tauernfensters (TERMIER 1903) ist durch die Untersuchungen von BECKE 1903, SANDER 1911, 1913, 1921, 1939, CHRISTA 1931, BIANCHI & DAL PIAZ 1934, HAMMER 1936, DIETIKER 1938, THIELE 1951, 1970, KARL 1951, 1956, KUPKA 1954, E. TOLLMANN 1962, FRISCH 1968, 1969, HÖCK 1969, 1970 gut erforscht. Der Schwerpunkt dieser Arbeiten lag in der Aufschlüsselung des komplizierten tektonischen Baues und im Versuch, eine stratigraphische Seriengliederung für die bis auf eine Ausnahme (KLEBELSBERG 1940) fossilere Schieferhülle zu schaffen. Eine großräumige Synthese der geologischen, tektonischen und stratigraphischen Befunde geben TOLLMANN 1963, FRASL 1958, FRASL & FRANK 1966.

Die in die penninische Schieferhülle des westlichen Tauernfensters eingeschalteten „Zentralgneis“-Kerne (Tuxer Kern, Zillertaler-Alpen-, Venediger-Kern) blieben dagegen bis auf das Greiner-Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen (CHRISTA 1931, 1934) und die Venediger-Gruppe (KARL 1959, 1960, 1966 und SCHMIDEGG 1961) geologisch und petrographisch unbearbeitet.

Die vorliegende Untersuchung des östlichen Zillertaler Hauptkammes ist die erste einer Serie von Arbeiten am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Kiel, die die geologisch-petrographische Erforschung der „Zentralgneis“-Kerne von Zillertaler und Tuxer Alpen zum Ziel haben.

Als Grundlage für die petrographische Bearbeitung wurde in den Sommern 1965—1969 eine geologisch-petrographische Erstkartierung im Maßstab 1 : 25.000 vorgenommen (Abb. 1).

Der geologische Aufbau der östlichen Zillertaler Alpen ist aus der stark vereinfachten geologischen Übersichtskarte (Abb. 1) ersichtlich. Über einer zentralen Kristallin-Zone, dem „Zentralgneis“ der älteren Literatur, der aus Augengneisen, Gneisen, Glimmerschiefern, Meta-Quarzdioriten bis Metagraniten und Migmatiten besteht, folgen im tektonischen Parallelverband auf der Nordseite nordfallend Untere und Obere Schieferhülle, auf der Südseite südfallend gleichfalls Untere und Obere Schieferhülle.

Der tektonische Aufbau dieses Komplexes, dessen Altkristallinanteile vermutlich schon voralpidisch strukturell gestaltet wurden, ist das Ergebnis der alpidischen Orogenese. Sie führte im Penninikum (Zentralgneiskerne und Schieferhülle) meist zur intensiven Durchbewegung der Gesteine bis ins Korngefüge und damit zur oft vollständigen Überprägung von älteren Gefügen.

CHRISTA (1931), KARL (1959, 1961) und SCHMIDEGG (1961) zeigen, daß es in den „Zentralgneis“-Kernen granitische bis quarzdioritische Intrusiva gibt,

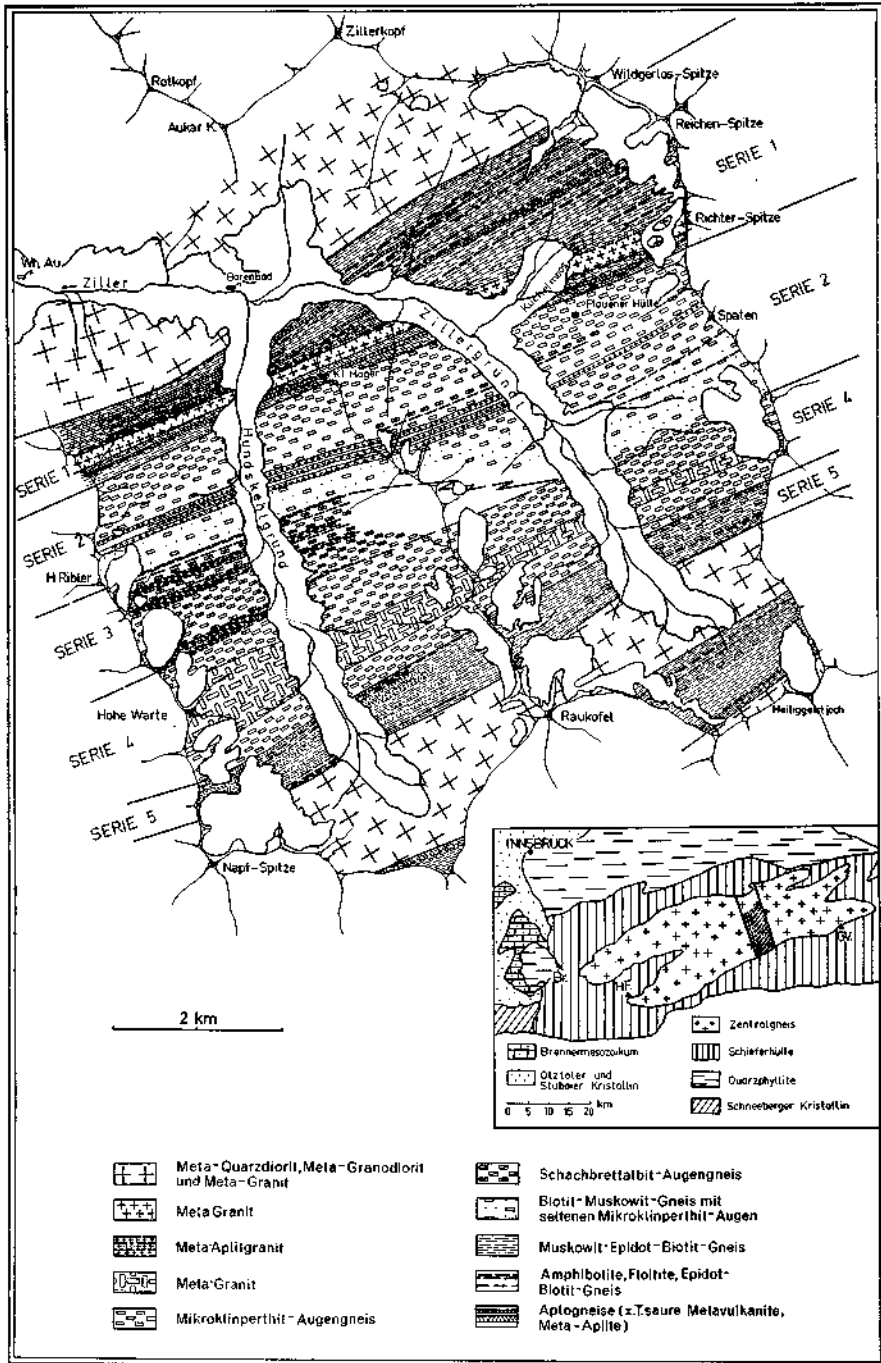


Abb. 1. Geologisch-petrographische Karte des östlichen Zillertaler Hauptkammes (Tirol, Österreich).

die sich von älteren granitischen Gesteinen nach Stoff und Gefüge unterscheiden lassen. So sind nach KARL im Venediger jüngere Tonalitgranite durch die geologischen Verbandsverhältnisse, die gefügeanalytisch-strukturellen Kriterien im Großbereich (s-Flächen, B-Achsen) und Korngefüge (Verhältnis der Kristallisation zur Deformation) von älteren Augen- und Flasergranitgneisen und tonalitischen Paragneisen abzutrennen.

Rb-Sr-Modellalter von Augen- und Flasergranitgneisen aus dem Venedigergebiet lassen für die magmatische Bildung dieser Gesteine permisches Alter angeben. Auch für die Tonalitgranite, die nach KARL (1959) als alpidische Intrusiva galten, ist variszisches Alter nicht auszuschließen (BESANG et al. 1968).

Sowohl Schieferhülle als auch Zentralgneis-Kerne sind durch die Tauernkristallisation (SANDER 1911) syn- bis posttektonisch kristalloblastisch überprägt worden. Die Mineralparagenesen kristallisierten in der Schieferhülle in der Grünschieferfazies (KARL 1959, FRASL & FRANK 1966, FRISCH 1968, HÖCK 1969, 1970, RAITH 1969 a) im Venediger-Kern (KARL 1959) und im östlichen Zillertaler-Alpen-Kern (RAITH 1969 a) in Epidot-Amphibolit-Fazies bzw. Stauroolith-Almandin-Subfazies.

Das Alter der Tauernkristallisation ist durch gefügekundlich-tektonische und geologisch-petrostratigraphische Kriterien zwischen Alttertiär und unterem Oligozän eingengt worden. Rb/Sr-Altersdatierungen an Glimmern ergaben Abühlungsalter von 18 bis 23 M. J. (OXBURGH et al. 1966, BESANG et al. 1968, JÄGER et al. 1970).

2. Untersuchungsergebnisse

2.1. Feldpetrographische Ergebnisse

Die Ergebnisse der geologisch-petrographischen Aufnahme zeigt die Karte Abb. 1.

Der geologisch-tektonische Bau ist durch unterschiedlich stark B-axial verformte und zerscherte, NE-SW-streichende metamorph-kristalline Serien gekennzeichnet. Die s-Flächen fallen vorwiegend steil nach NW ein. Die Haupt-B-Achsen streichen NE-SW und tauchen mit etwa 20° nach SW ein.

Die bearbeiteten Serien, die im östlich angrenzenden Gebiet von KARL & SCHMIDEGG (1959, 1961) Augen- und Flasergranitgneise genannt werden, sind im Norden und Süden von massigen bis gneisigen Meta-Grandioriten bis Meta-Graniten, den Tonalitgraniten KARLS, begrenzt.

Die vermutlich ältere Serie der Augen- und Flasergranitgneise konnte petrographisch feiner gegliedert werden. Sie wird im folgenden Abschnitt als N-S-Profil dargestellt (siehe auch geologische Karte Abb. 1). Die Benennung der Gesteine erfolgte nach dem quantitativ mittels optischer Planimetrierung bestimmten modalen Mineralbestand (Tab. 1).

Seriengliederung der Augen- und Flasergranitgneise

Serie 1: Wechselgelagerte Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise und Epidot-Biotit-Gneise bis Glimmerschiefer. In diese Serie sind schmale Lagen von hellen

Muskowit-Gneisen (Meta-Aplite?), Amphiboliten und Floititen (Meta-Lamprophyre) eingefaltet.

Die nördliche Grenzzone der Serie 1 gegen den Meta-Granodiorit bis -Granit ist ein Parallelkontakt, der keine Aussagen über die gegenseitigen Altersbeziehungen gestattet. Die massig bis gneisig texturierten Meta-Orthogesteine gehen allmählich in Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise über. Die in ihrem modalen Mineralbestand identischen Gneise der Grenzzone sind also posttektonisch rekristallisierte Granodiorit- bis Granit-Mylonite und Paragneise. Während eine genetische Trennung dieser Typen im Felde unmöglich ist, können sie mikroskopisch an der unterschiedlichen Ausbildung der Biotite erkannt werden. Biotite mit Sagenit-Gitter oder Titanit-Fülle weisen darauf hin, daß die magmatisch gebildeten Ti-reichen Biotite der Orthogesteine metamorph in Ti-arme Biotite und Ti-Mineraie umkristallisierten. Dagegen sind olivgrüne Biotite ohne jegliche begleitenden Ti-Mineraie rein metamorphe Bildungen in Paragneisen.

In diesen Gneisen treten als Hinweise für sedimentär-vulkanogenes Ausgangsgestein geringmächtige helle Muskowit-Gneise auf. Ihre vulkanogene Herkunft ist durch korrodierte Einsprenglingsquarze und komplexverzwilligte Plagioklaseinsprenglinge wahrscheinlich.

Im Mineralbestand und Korngefüge sind diese Aplogneise mit sauren Meta-Vulkaniten bzw. Meta-Tuffiten aus den vormesozoischen Gesteinen des Wildalmgebietes in der nördlichen Schieferhülle des Venedigergebietes vergleichbar (KARL Aufnahmeberichte 1953, 1962). Die Grundmasse der Aplogneise ist jedoch ungleich stärker rekristallisiert.

Im südlichen Teil der Gneis-Serie ist ein 200—500 m mächtiger inhomogen zusammengesetzter Meta-Leukogranitkörper eingelagert. Er streicht von der Richterspitze im Osten über den Kleinen Manger zur Niederen Gaulschneide im Westen. In seinen leukokraten Partien, vor allem im Osten (Kuchelmooskar) gleicht er dem Aplitgranit vom Typus Reichenspitze (KARL Aufnahmebericht 1960). Dieser von KARL & SCHMIDEGG im engeren Reichenspitzegebiet auskartierte Leukogranit wurde westlich des Kuchelmooskars nicht mehr angetroffen.

Westlich des Kleinen Mangers treten im Leukogranit schlierige Bereiche Biotit-reicher Granite und untergeordnet sogar quarzdioritische Partien auf.

Die Kontakte des Meta-Leukogranits gegen die angrenzenden Gneise sind fließend. Die Randzonen des Meta-Granits sind nach außen hin zunehmend vergneist und schlierig gebändert. Im Westen und in der Mitte des Arbeitsgebietes leiten sie gleitend in Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise über. Im Osten (Kuchelmooskar) besteht ein allmählicher Übergang in grobkörnige Muskowit-Biotit-Gneise mit schmalen konkordanten Lagen von Aplogneisen und Floititen (Meta-Lamprophyren).

Wichtig für die Altersbeziehungen zwischen Meta-Leukogranit und Gneisrahmen sind Einschlüsse von Epidot-Biotit-Gneisen und hellen feingefalteten Muskowit-Gneisen (Aplogneise) im Leukogranit (Kuchelmooskar). Beide Schollen-Typen sind mit Gesteinen des umgebenden Rahmens identisch und beweisen die Intrusionsnatur sowie das jüngere Alter des Meta-Granits.

Rb-Sr-Altersdatierungen am Aplitgranit der Reichenspitze ergaben ein Modell-Alter von ca. 282 M. J. (BESANG et al. 1968). Dementsprechend sollte der Gneis-

Tab. 1. Modalanalysen

Metagranite bis Metagranodiorite

| Nr. | Qz | Plag I | Plag II | Kf I | Kf II | Bio | Mu | Chl | Ep | Gra | Akz | |
|-----|------|--------|---------|------|-------|------|-----|-----|-----|-----|--------------------|---------|
| 9 | 28,0 | — | 55,0 | — | 7,0 | — | 9,0 | — | 1,0 | 0,1 | Tit, Ap | |
| 13 | 30,0 | 53,0 | 1,5 | — | 6,7 | 8,0 | Sp. | — | 0,3 | 0,2 | Tit | |
| 108 | 30,0 | — | 50,0 | — | 9,0 | 10,0 | — | — | 1,2 | Sp. | Tit, Ap | |
| 303 | 29,3 | 9,1 | 31,5 | 8,0 | 15,1 | 2,4 | 3,2 | 0,5 | 0,7 | Sp. | 0,4 Erz | |
| 47 | 36,4 | 12,6 | 17,0 | 17,0 | 11,2 | 0,6 | 2,3 | 0,3 | 0,2 | 2,6 | Tit, Erz | |
| 41 | 30,0 | 8,3 | 28,9 | 16,0 | 11,2 | 2,1 | 2,3 | 0,6 | 1,0 | 0,3 | — | |
| 152 | 33,0 | 16,5 | 18,0 | 14,8 | 8,3 | — | 7,0 | 0,1 | 3,1 | Sp. | Tit | |
| 153 | 35,0 | 17,0 | 22,5 | 14,0 | 9,5 | 1,5 | 6,5 | 0,2 | 3,5 | Sp. | Tit. | |
| 150 | 34,4 | 13,3 | 19,1 | 14,3 | 17,1 | 0,9 | 0,2 | 0,2 | 0,7 | 0,6 | Tit | |
| 107 | 32,5 | 13,0 | 25,1 | — | 16,0 | — | 1,0 | 1,5 | 0,4 | 0,4 | Sp. | Tit, Ap |
| 297 | 33,0 | 10,5 | 20,5 | — | 29,0 | — | 0,5 | 1,7 | 0,6 | Sp. | Sp. | |
| 31 | 34,0 | 10,2 | 21,6 | — | 27,5 | — | 0,3 | 1,5 | 0,3 | Sp. | — | |
| 97 | 34,6 | 12,6 | 25,1 | Sp. | 26,4 | 1,0 | 1,7 | 0,8 | 0,3 | Sp. | Ap 0,5 Tit, Cal | |

Mikrolin-Augengneise und Metagranite

| Nr. | Qz | Plag I | Plag II | Kf I | Kf II | Bio | Mu | Chl | Ep | Gra | Akz |
|-----|------|--------|---------|------|-------|------|------|-----|-----|-----|-------------------------|
| 16 | 36,5 | 4,7 | 37,0 | — | 2,5 | 9,0 | 4,8 | Sp. | 4,8 | 1,0 | Tit 0,3 |
| 17 | 25,0 | 4,7 | 38,0 | 12,0 | 9,4 | 5,8 | 4,5 | — | 0,8 | 0,5 | Tit 0,2; 0,7 Calc |
| 32 | 16,5 | 6,6 | 29,9 | 23,2 | 12,3 | 4,7 | 6,2 | 0,1 | 0,8 | 0,2 | Ap 0,1 |
| 19 | 12,0 | 1,8 | 41,3 | 13,2 | 8,5 | 9,5 | 11,0 | Sp. | 3,6 | 0,1 | Tit; Chl 0,5 |
| 85 | 34,6 | 3,7 | 25,3 | 11,1 | 12,9 | 8,6 | 2,3 | 0,1 | 1,1 | 0,8 | 0,3 Ap; Zirk Tit |
| 49 | 28,6 | 21,1 | 19,3 | 18,6 | 14,0 | 2,8 | 3,3 | 0,5 | 1,8 | 1,1 | — |
| 39 | 36,3 | 3,3 | 29,0 | 11,0 | 10,2 | 3,7 | 5,8 | 0,1 | 0,5 | 0,3 | Cal 0,7; 0,1 Tit; Ap |
| 86 | 35,3 | 8,5 | 32,0 | 6,1 | 8,6 | 6,0 | 5,1 | Sp. | 0,5 | 0,6 | 0,2 Ap; Zirk |
| 38 | 23,9 | 5,7 | 40,3 | 5,0 | 10,5 | 6,0 | 4,7 | 1,9 | 0,6 | 0,9 | Tit 0,4; 0,4 Cal |
| 84 | 24,8 | 8,7 | 35,2 | 3,7 | 10,7 | 11,3 | 3,2 | 0,2 | 1,3 | 2,3 | Cal, Ap, Tit 0,9 |
| 24 | 34,3 | 1,5 | 32,4 | 1,0 | 13,5 | 7,8 | 11,3 | — | — | 0,1 | Tit 0,2 |
| 37 | 30,1 | 23,2 | 35,7 | 1,3 | 13,7 | 9,4 | 2,6 | Sp. | 1,8 | — | Tit 0,2; 0,3 Erz; Ap |
| 10 | 41,0 | 3,6 | 32,2 | 5,7 | 6,2 | 4,3 | 5,8 | 1,5 | 1,3 | — | — |

Schachbrettalbit-Augengneise

| Nr. | Qz | Plag I | Plag II | Kf II | SchAb | Bio | Mu | Chl | Ep | Gra | Akz |
|-----|------|--------|---------|-------|-------|------|------|-----|-----|-----|------------------|
| 100 | 42,5 | 0,9 | 32,2 | 8,4 | 5,1 | 4,2 | 5,6 | Sp. | 0,6 | Sp. | Tit, Erz |
| 167 | 28,9 | 19,5 | 33,8 | 0,1 | 3,2 | 5,6 | 8,2 | Sp. | 0,3 | 0,7 | 0,4 Erz |
| 33 | 23,8 | — | 56,0 | 0,3 | 1,4 | 5,9 | 12,5 | 0,1 | 9,6 | Sp. | Tit 0,3 |
| 168 | 30,8 | 2,3 | 36,5 | 9,4 | 0,3 | 7,7 | 11,9 | Sp. | 0,7 | Sp. | 0,3 Tit |
| 21 | 9,8 | 14,0 | 21,4 | 9,5 | 23,4 | 8,5 | 13,0 | 1,2 | 0,5 | — | Erz, Tit; 0,6 Ap |
| 170 | 0,7 | 53,0 | 8,3 | — | 21,5 | 16,5 | 2,7 | 0,4 | — | — | 0,3 Ap; Erz |
| 169 | 1,5 | 32,2 | 41,1 | 0,1 | 9,3 | 16,1 | 0,6 | 0,4 | 0,3 | — | 0,7 Erz |
| 20 | 12,1 | 4,7 | 32,0 | — | 9,5 | 27,9 | — | 2,7 | 0,7 | 0,9 | Erz |
| 98 | 9,9 | 33,3 | 22,0 | 0,6 | 7,8 | 21,2 | 2,2 | 0,2 | 0,7 | Sp. | 4,5 Cal; 0,4 Ap |

Tab. 1 (Fortsetzung)

Muskowit-Biotit-Gneise

| Nr. | Qz | Plag I | Plag II | Kf I | Kf II | Bio | Mu | Chl | Ep | Gra | Akz |
|-----|------|--------|---------|------|-------|------|------|-----|-----|-----|------------------------|
| 139 | 25,6 | 11,1 | 23,6 | 2,9 | 23,3 | 1,3 | 1,2 | 0,9 | Sp. | — | 0,2 Ap, Tit, Erz |
| 141 | 29,9 | 13,9 | 18,9 | 4,9 | 24,8 | 3,3 | 4,5 | — | 0,3 | 0,2 | — |
| 40 | 26,4 | 13,7 | 21,2 | — | 28,3 | 5,1 | 2,2 | 0,3 | 0,6 | Sp. | Tit, Cal 3,2 |
| 89 | 27,2 | 2,0 | 29,8 | 1,2 | 28,2 | 0,3 | 11,1 | 0,1 | — | — | Ap 0,3; Cal 0,2 |
| 92 | 32,8 | — | 32,8 | — | 35,0 | — | 3,7 | 5,3 | — | 0,1 | Tit 0,1; 0,2 Ap Erz |
| 28 | 31,3 | 1,5 | 34,1 | — | 23,8 | 6,4 | 3,5 | 9,2 | 0,6 | 0,4 | Tit 0,2; Rut 0,1 |
| 29 | 39,0 | 1,4 | 29,9 | — | 22,2 | 3,8 | 4,4 | 0,1 | 0,6 | 0,4 | Tit 0,4; 0,24 Cal |
| 51 | 30,0 | 29,3 | 11,0 | 11,9 | 13,1 | 2,0 | 1,9 | 0,4 | 0,1 | 0,3 | Ap, Erz 0,4 |
| 27 | 31,5 | 2,1 | 35,2 | — | 14,7 | 12,0 | 1,0 | 0,1 | 3,6 | 0,3 | Tit 0,3; Calc |
| 90 | 40,0 | 0,2 | 33,0 | 4,1 | 10,0 | 7,3 | 2,5 | 0,2 | 1,2 | 0,2 | Tit 0,2; 0,3 Ap |
| 30 | 33,7 | 6,2 | 35,7 | — | 13,7 | 7,3 | 2,0 | — | 1,6 | 0,1 | Tit 0,2; 0,5 Orth |
| 18 | 30,8 | 0,5 | 33,4 | — | 13,7 | 8,1 | 12,3 | Sp. | 0,1 | 0,2 | Cal 2,1; Tit, Erz |
| 88 | 38,3 | 5,7 | 28,8 | — | 11,6 | 5,5 | 9,5 | 0,2 | 0,4 | 0,1 | Ap, Erz 0,3 |
| 53 | 30,9 | 4,1 | 31,9 | — | 6,0 | 2,2 | 22,5 | 0,1 | Sp. | — | Tit 0,15; Cal 3,2 |
| 26 | 27,8 | 3,9 | 34,0 | — | 3,5 | 10,8 | 15,4 | 1,1 | 0,2 | 0,3 | Tit, Ap; Cal 4,1 |

Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise

| Nr. | Qz | Plag I | Plag II | Kf II | Bio | Mu | Chl | Ep | Gra | Akz |
|-----|------|--------|---------|-------|------|------|-----|------|-----|--|
| 96 | 13,2 | — | 1,5 | 17,4 | 43,0 | 0,3 | 0,4 | 21,5 | 0,1 | 0,3 Cal; 0,4 Erz Zirk, Tit 1,6; 0,5 Ap |
| 25 | 17,4 | — | 32,4 | 0,3 | 32,4 | Sp. | 0,1 | 12,8 | 0,2 | Tit 0,2 |
| 50 | 8,6 | — | 43,4 | Sp. | 31,0 | 3,3 | — | 8,4 | — | Tit 0,9; Cal 5,2 |
| 91 | 13,5 | — | 43,8 | 1,2 | 26,0 | 13,0 | — | 1,8 | 0,8 | Tit 0,7; Ap |
| 42 | 25,6 | 1,9 | 35,3 | 12,0 | 17,0 | 1,2 | 0,7 | 5,8 | Sp. | Tit 0,4 |
| 82 | 29,9 | 4,3 | 36,6 | 3,5 | 12,9 | 4,2 | — | 5,7 | 0,7 | Tit 0,5 |
| 11 | 44,0 | 7,8 | 28,6 | 8,4 | 5,7 | 4,1 | — | 4,2 | 0,2 | Tit 9,2 |
| 165 | 25,5 | 3,2 | 42,2 | — | 8,8 | 19,2 | 1,2 | 0,2 | 0,5 | Tit; Ap Cal 1,6 |
| 34 | 24,9 | 1,7 | 44,8 | — | 20,7 | 1,4 | 0,1 | 5,8 | 0,9 | Tit 0,6; Cal 0,6 |
| 100 | 42,5 | 6,0 | 32,2 | 8,4 | 4,2 | 5,6 | Sp. | 0,6 | Sp. | Tit, Erz |

Amphibolite

| Nr. | Qz | Plag | Hbl | Bio | Ep | Chl | Hellgl. | Akz |
|-----|------|------|------|------|-----|-----|---------|-------------------------------------|
| 143 | 0,2 | 3,3 | 87,0 | 8,9 | — | — | — | 0,2 Erz |
| 76 | 11,3 | 26,9 | 41,4 | 13,3 | 6,3 | 2,4 | 0,6 | Ap 0,3 |
| 83 | 12,1 | 16,4 | 36,9 | 25,3 | 8,3 | 0,5 | 0,5 | Tit |
| 163 | 4,5 | 32,7 | 38,2 | 11,5 | 0,8 | 1,6 | — | Tit 1,2; Rut 0,6 0,55 Ap, Erz |
| 162 | 1,2 | 32,8 | 26,4 | 26,5 | 8,2 | 1,4 | 0,4 | Tit 0,2; Erz 1,8 0,9 Cal; 0,9 Ap |
| 58 | 5,0 | 36,6 | 25,6 | 26,6 | 3,0 | 4,6 | — | Tit 1,7; 1,3 Ap 0,4 Erz |
| 171 | 7,4 | 47,0 | 15,3 | 23,8 | 0,4 | — | — | Tit 1,2; Cal 3,9 |

rahmen variskischen bzw. kaledonischen Alters sein. Für Augen- und Flasergranite aus dem nördlichen Venedigerbereich, die auf Grund der geologischen Befunde älter als die Aplitgranite vom Typus Reichenspitze sind, wurden allerdings Alter um 246 M. J. errechnet. Eine Diskussion dieser Alters-Diskrepanz geben JÄGER, KARL, SCHMIDEGG (1969).

Im Süden grenzen Mikroklin-Augengneise gegen die Gneis-Serie. Diese ist im Grenzbereich aus Muskowit-Epidot-Biotit-Gneisen mit Biotit-Pseudomorphosen nach Hornblende und zahlreichen eingeschalteten Lagen von Alogneis und Biotit-Epidot-Gneis aufgebaut.

Im näheren Kontakt zu den Mikroklin-Augengneisen treten konkordante bis diskordante mitverfaltete Alogneise (ehemalige Apliten) und linsige Quarzlagen auf, die auch in den Mikroklin-Augengneisen hinein setzen.

Die Grenzzone kann deshalb sehr wahrscheinlich als alpidisch metamorph überprägte Kontaktzone eines voralpidisch in Sedimente bzw. Paragneise intrudierten Porphygranites oder Granites gedeutet werden. Diese Annahme wird auch durch die gute Vergleichbarkeit (makroskopisch und mikroskopisch) dieser Augengneise mit Meta-Porphyrgraniten, die in die schwach metamorphe nördliche Schieferhülle eingeschaltet sind (Profil Wimmertal), bestätigt.

Serie 2: Mikroklin-Augengneise bis Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise.

Das wesentliche Charakteristikum dieser Serie ist der von Norden nach Süden mehr oder weniger kontinuierliche Übergang von grobkörnigen, flaserigen Mikroklin-Augengneisen über Muskowit-Biotit-(Epidot-)Gneise mit spärlich lagig auftretenden Mikroklin-Blasten zu feinkörnigen Muskowit-Epidot-Biotit-Gneisen.

Die Gneise sind stofflich sehr homogen. Sie unterscheiden sich in ihrem Modalbestand praktisch nur durch den unterschiedlichen Anteil an Mikroklin-Blasten, d. h., der Mineral- und Modalbestand der Mikroklin-Blasten-freien Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise ist identisch mit dem der Grundmasse der Mikroklin-Augengneise.

a) Die Mikroklin-Blasten-reichen, grobkörnigen Augengneise besitzen überwiegend ein deutliches B-Gefüge, sie sind „Stengel-Gneise“. In stark ausgewalzten Lagen herrscht ein flaseriges s-Gefüge vor.

Die Mikroklin-Blasten sind in B-eingeregelten Linsen von grobkörniger bis pegmatitischer Textur angereichert. Diskordante und s-parallele Scherzonen im Augengneis haben meistens ebenfalls Mikroklin-Blasten-Anreicherung von pegmatitischem Gefüge. Die diskordanten und konkordanten Pegmatite und Apliten sind vergneist und in B bzw. s des Großgefüges eingeschichtet. Die Mikroklin-Blasten treten z. T. auch in den Randzonen der Apliten und Pegmatite auf und sind ebenfalls in B bzw. s des Gesteinsgefüges eingeregelt.

Aus der feldpetrographischen Beobachtung und dem mikroskopischen Befund resultiert die zeitliche Abfolge:

Granit bzw. Gneis → Apliten, Pegmatite (→) Kf I-Blastese → alpidische Tektonik und Metamorphose.

In B und s des Gefüges eingeregelt gelängte Schollen von Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneisen sind nicht selten. Sie werden als Restite assimilierter Paragneise gedeutet. Vereinzelt können diskordant zu B und s des Augengneisgefüges

orientierte B-Gefüge von Epidot-Biotit-Plagioklasgneis-Schollen für eine prä-intrusive, voralpidische Tektonik sprechen.

b) Das Gefüge der Muskowit-(Epidot-)Biotit-Gneise mit spärlich lagig auftretenden Mikroklin-Blasten und der Muskowit-Biotit-Gneise ohne Blasten ist ein s-Gefüge mit untergeordneter B-Prägung.

Diskordante und konkordante Aplite und Pegmatite sind vergneist. Lagen bis Linsen von Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneisen sind die Regel.

Stofflich sind diese Gneise sehr homogen. Eine Bänderung in Biotit-reiche und -arme Lagen ist selten und in diesen Fällen tektonisch durch Scherung erzeugt worden.

Im Übergangsbereich zu den „massigen“ Mikroklin-Augengneisen treten mehr oder weniger konkordante, schmale, eingefaltete Leuko-Granitgänge (ca. 5 m) vom Typus Reichenspitze (KARL, 1962) auf. Sie lassen sich vom Hohen Ribler im Westen bis zum Spaten im Osten verfolgen.

In den südlichsten Mikroklin-Blasten-armen bis -freien Gneisen nimmt der Biotit-Gehalt z. T. stark ab.

Als Besonderheit wurden in einem bestimmten, über das gesamte Arbeitsgebiet streichenden Gneishorizont eingeregelt und gelängte Muskowit-Linsen (5—30 cm lang) mit vereinzelt Biotit-Blasten angetroffen. Die Muskowit-Linsen sind von einem Quarz-Feldspat-Reaktionssaum umgeben. Die Genese dieser Linsen ist noch nicht geklärt.

Im Grenzbereich zu den südlich anschließenden Schachbrettalbit-Augengneisen der Serie (3) sind schmale Einschaltungen von dunkleren Epidot-Biotit-Gneisen bis Amphiboliten häufig. Diese Lagen sind meist in s-eingeregelt Schollen zerlegt, mit aplitischer Matrix verheilt und anschließend vergneist worden. Die Gesteinsgefüge ähneln denen von Schollenmigmatiten. Eindeutige Hinweise auf eine voralpidische Anatexis sind nicht vorhanden. Ebenso wenig kann entschieden werden, ob diese Einschaltung tektonisierte und metamorph überprägte Lamprophyre oder Paragneise sind.

Von der Stallahnerklamm im Hundskehlgrund bis zum Bungger im Zillergründel und weiter ostwärts streicht eine etwa 50 m mächtige Zone von brekziierten, stark karbonatisierten Schachbrettalbit-Augengneisen, Hornblende-Garbengneisen und Hornblende-Granat-Biotit-Glimmerschiefern. Diese Gesteinszone entstand durch spätalpidische Tektonik und retrograde Metamorphose. Die Mikroklin-Augengneis-Tektonite kristallisierten unter den P-T-Bedingungen der Grünschieferfazies in Schachbrettalbit-Karbonat-Biotit-Gneise (z. T. Hornblende- und Granat-führend) um. Die Hornblende-Garbengneise und Hornblende-Granat-Biotit-Glimmerschiefer sind retrograd aus Amphiboliten hervorgegangen.

Serie 3: Schachbrettalbit-Augengneise, Mikroklin-Augengneise, Epidot-Biotit-Gneise und Amphibolite.

Diese Gneisserie unterscheidet sich von der nördlichen Mikroklin-Augengneis-Serie (2) und der sich südlich anschließenden Mikroklin-Augengneis-(Meta-Granit-)Serie (4) durch ihren stofflich inhomogenen Aufbau und die starke spätalpidische Durchbewegung und Rekrystallisation in Grünschieferfazies.

Die Hauptgesteins-Typen bilden wechselgelagerte, Biotit-reiche, flaserige Mikroklin-Augengneise und flaserige bis brekziöse Schachbrettalbit-Augengneise als deren diaphthoritische Fazies.

Im Kontakt der Mikroklin-Augengneise von Serie (2) zu Schachbrettalbit-Augengneisen sind Einschaltungen von schmalen eingefalteten Lagen von hellen Muskowit-Gneisen (Aplogneisen), Epidot-Biotit-Gneisen und Amphiboliten häufig.

Die Epidot-Biotit-Gneise und Amphibolite sind, wie schon für Serie (2) beschrieben, in Schollen zerlegt, die mit aplitischer Matrix verkittet sind.

In stark durchbewegten und diaphthorisch rekristallisierten Bereichen (Grünkarl/südlich Mitterhüttenalm im Hundskehlgrund) treten in unscharfem Kontakt zu den Granat- und Hornblende-führenden Schachbrettalbit-Augengneisen Hornblende-Garbengneise, grobpegmatitische Plagioklas-Granat-Amphibolite und Granat-Hornblende-Gneise neben feinkörnigen, z. T. gefalteten Amphiboliten und Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneisen auf.

Die Amphibolite sind in Scherzonen biotitisiert und chloritisiert. In den pegmatitischen Amphiboliten dieser Zone wurde Paragonit röntgenographisch nachgewiesen.

In den Mikroklin-Augengneisen und Schachbrettalbit-Augengneisen dieser Serie sind Lagen und Linsen von Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneisen häufig. Sie werden als Restite unvollständig assimilierter Paragesteine gedeutet.

Die Gneisserie (3) kann analog Serie (2) und (4) als alpidisch tektonisierter und metamorph überprägter Granit bis Porphy-Granit mit Paragneis-Einschaltungen gedeutet werden. Sie ist jedoch im Gegensatz zu den Serien (2) und (4) durch eine starke spätauernkristalline Diaphthorese gekennzeichnet, die sich vor allem in den Bereichen der zahlreichen Paragneis-Einschaltungen (Einfaltungen des ehemaligen Paragesteinsdaches) auswirkte.

Die Serie 3 keilt nach Osten zu aus.

Serie 4: Flaserig texturierte Mikroklin-Augengneise und mehr oder weniger massiger Meta-Granit.

Die Gesteine dieser Serie sind bezüglich Textur und Mineralbestand sehr homogener Mikroklin-Augengneis und Meta-Granit mit spärlichen Schollen von Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneis und vergneisten Granat-führenden Aplit-Gängen und Quarzgängen.

Es erfolgt zunächst von Norden nach Süden ein kontinuierlicher Übergang von schiefrig texturiertem Mikroklin-Augengneis in mehr und mehr massig ausgebildeten Augengneis bzw. Metagranit.

Der Mikroklin-Augengneis dieser Serie entwickelt sich im Osten des Arbeitsgebietes durch sukzessive Zunahme der Mikroklin-Blasten aus den hellen Muskowit-Epidot-Biotit-Gneisen der Serie (2). Im Westen besteht ein allmählicher Übergang in die Schachbrettalbit- und Mikroklin-Augengneise der Serie (3).

Im massigen Augengneis bzw. Metagranit ist durch schwach gelängte und eingeregeltete Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneis-Schollen ein undeutliches B-Gefüge erkennbar.

Nach Süden zu erfolgt durch zunehmenden Grad der Vergneisung der Übergang in flaserig texturierten Mikroclin-Augengneis. Im Westen (Sondergrund) taucht der Metagranit unter ein flach einfallendes Dach von Migmatiten (Serie 5) unter.

Die strukturelle und stoffliche Homogenität dieser Gneisserie (4) sowie die schwach bis stark parallel dem regionalen B gelängten Schollen von Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneis als Restiten eines ehemaligen Paragneis-Daches sind Hinweise dafür, daß diese Gneise durch alpidische Tektonik und Metamorphose aus einem Granit entstanden sind. Die Existenz von Peristeriten bestätigt den feldpetrographischen Befund. Magmatische Kristallisationsgefüge sind mikroskopisch allerdings nur noch im massigen Meta-Augengneis bzw. Meta-Granit nachgewiesen worden.

Die konkordanten Kontakte des Mikroclin-Augengneises der Serie (4) gegen die südlich folgende Paragneis-Serie (5) sind im Osten unscharf, im Westen dagegen scharf. Die Ausbildung des Kontaktes im Westen könnte auf einen metamorph überprägten Intrusiv-Kontakt hindeuten.

Serie 5: Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise, Amphibolite, Epidot-Biotit-Gneise und Muskowit-Gneise (Aplogneise).

Diese Gneis-Serie ist in streichender Erstreckung von Osten nach Westen sehr unterschiedlich ausgebildet.

Im Ostteil des Arbeitsgebietes (Zillerplattenscharte) leiten wechselgelagerte Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise und Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise mit spärlichen Mikroclin-Blasten allmählich in die Mikroclin-Augengneise der Serie (4) im Norden und in den randlich vergneisten Meta-Granodiorit im Süden über. Konkordant eingelagerte Amphibolithorizonte (je ca. 5 m mächtig) sind in gelängte, mit aplitischer Matrix verkittete Schollen zerlegt und vergneist. Das dichte strukturlose Korngefüge der Schollen und die mit Rutil gefüllten Hornblendensprechen dafür, daß die Amphibolite Meta-Lamprophyre sind.

Im Westteil des Arbeitsgebietes (Hundskehlgrund) beteiligen sich in starkem Maße Amphibolite, Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise und helle Muskowit-Gneise (Aplogneise, saure Meta-Vulkanite) am Aufbau der Serie. Hier fehlen Mikroclin-Blasten-führende Gneise. Auffallend sind weiche Verfaltungen und beginnende Migmatitbildung, die sich in stofflicher Bänderung, schlierigen Texturen und Schollenmigmatit-Gefügen anzeigt.

Im westlich an das Arbeitsgebiet anschließenden Gebiet entwickelt sich aus der Serie (5) eine klassische Migmatit-Serie.

Diese Migmatite sind alpidisch metamorph überprägt worden und belegen deshalb wahrscheinlich eine voralpidische Anatexis im zentralen Bereich des Tauernfensters. Diese Anatexis kann älter sein als die ältesten Serien der nördlichen Schieferhülle, da in diesen keine Relikte einer voralpidischen Metamorphose nachgewiesen werden konnten.

Während im Osten des untersuchten Gebietes die Kontakte der Serie (5) weder im Norden gegen die Mikroclin-Augengneise noch im Süden gegen den Meta-Granodiorit Hinweise für die gegenseitigen Altersbeziehungen bzw. bezüglich der Intrusionsnatur der Mikroclin-Augengneise und des Meta-Granodiorites liefern, konnte die nördliche Grenzzone der Serie (5) im Westen als metamorph

überprägter Intrusiv-Kontakt gedeutet werden und damit den Ortho-Charakter der Serie (4) stützen. Diese Grenze ist wie folgt gekennzeichnet:

Der flaserige Mikroklin-Augengneis der Serie (4) steht in relativ scharfem konkordantem Kontakt zu feinkörnigen Muskowit-Biotit-Gneisen, in denen zahlreiche in s und B des Gneises eingeregelt, unterschiedlich assimilierte Schollen von Epidot-Biotit-Plagioklasgneisen und Amphiboliten schwimmen. An diese Gneise, sie werden als metamorph überprägte Randfazies des voralpidisch in Paragesteine intrudierten Granites (jetzt Mikroklin-Augengneis) gedeutet, schließen südwärts schwach gebänderte (Muskowit-)Epidot-Biotit-Hornblende-Gneise und Amphibolite an.

Die südliche Grenze der Serie (5) gegen den Meta-Granodiorit ist analog der nördlichen Grenze von Serie (1) ein metamorph geprägter Parallelkontakt, der keinerlei Auskunft über die gegenseitigen Altersbeziehungen und die Art des Kontaktes gestattet. Der vergneiste Meta-Granodiorit geht nach N hin, wie schon für Serie (1) beschrieben, in die Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise der Serie (5) über. Auf die Möglichkeiten, diese Paragneise von den Granitgneisen an Hand der Biotite zu trennen, wurde schon hingewiesen.

Alpidisch metamorph überprägte Aplit- und feinkörnige Granitgänge treten im Meta-Granodiorit-Komplex häufig auf und sind in ihrer Verbreitung auf ihn beschränkt. Ein diskordantes Übergreifen dieser Gänge auf den Gneisrahmen ist bisher nicht beobachtet worden.

Die Altersbeziehungen zwischen der Serie (1), der Serie (5) und den Meta-Granodioriten in diesem Gebiet sowie die Genese ihrer Kontakte konnten an Hand der geologischen und petrographischen Befunde nicht geklärt werden.

2.2. Mineraloptische und mineralchemische Ergebnisse

Sämtliche Gesteine des Arbeitsgebietes sind während der alpidischen Orogenese gemeinsam tektonisch überprägt und syn- bis posttektonisch kristalloblastisch umgeformt worden. Die relativen zeitlichen Beziehungen zwischen den Teilbewegungen im Korngefüge und der Kristallisation der Minerale sind in Abbildung 2 schematisch dargestellt.

Die mikroskopische Auswertung eines Proben-Profiles durch den Zentralgneis und die Schieferhülle zeigt, daß die metamorphe Kristallisation im gesamten Profil einaktig verlief und von Süden nach Norden sowohl in ihrer Intensität als auch in ihren P-T-Bedingungen abnahm (Abb. 3). Nordwärts nimmt das Ausmaß syn- bis postkristalliner Teilbewegungen zu. „Letzteres in der Weise, daß es im allgemeinen erst in größerer Distanz vom Gneis und im Norden, namentlich in den vom Gneis nach Nord abwandernden Tauchdecken, zur Zerstörung von Produkten der Tauernkristallisation kam“, SANDER, 1920, S. 289.

Es ist denkbar, daß die tektonischen Vorgänge (Fm2) im Norden (Schieferhülle, Grünschieferfaziesbereich) länger wirksam waren als im Süden (Zentralgneis, Amphibolitfaziesbereich). Wahrscheinlicher ist, daß die Tauernkristallisation (Kr2) im Süden die Tektonik, welche das Korngefüge prägte, überdauerte.

Zur Klärung dieser Frage könnten Rb-Sr-Altersdatierungen an Glimmern beitragen (JÄGER, NIGGLI, WENK, 1967).

Der Nachweis vortauernkristalliner Mineralparagenesen (Kr, Kr1) und exakte Angaben über deren Edukte sind für die Interpretation der geologischen Entwicklungsgeschichte des bearbeiteten Zentralgneisgebietes wesentlich. Diesbezügliche mikroskopische Untersuchungen führen allerdings nur in wenigen Fällen zu eindeutigen Ergebnissen. Die alpidische Tektonik und Kristallisation hat meist zu starker Durchbewegung der Korngefüge und zur durchgreifenden dynamischen bis statischen Um- und Rekristallisation der Mineralparagenesen geführt. Allerdings gibt es im untersuchten Gebiet auch Bereiche, die lediglich statisch umkristallisierten. Das vortauernmetamorphe Korngefüge der Gesteine ist noch zu

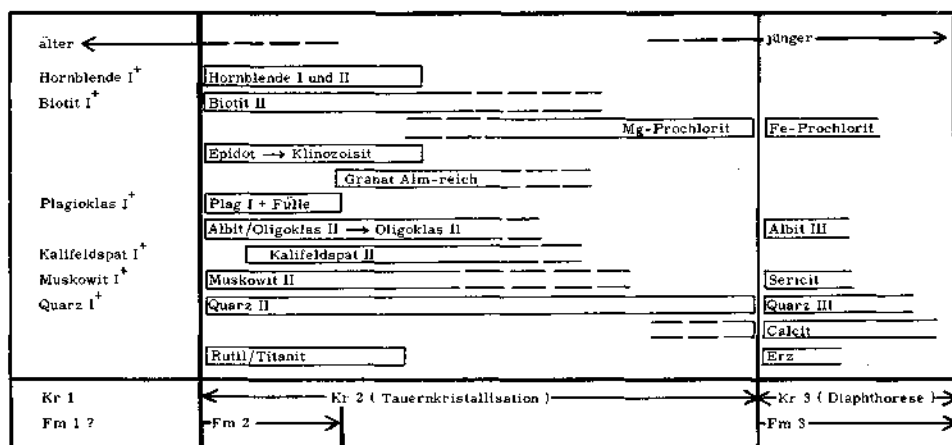


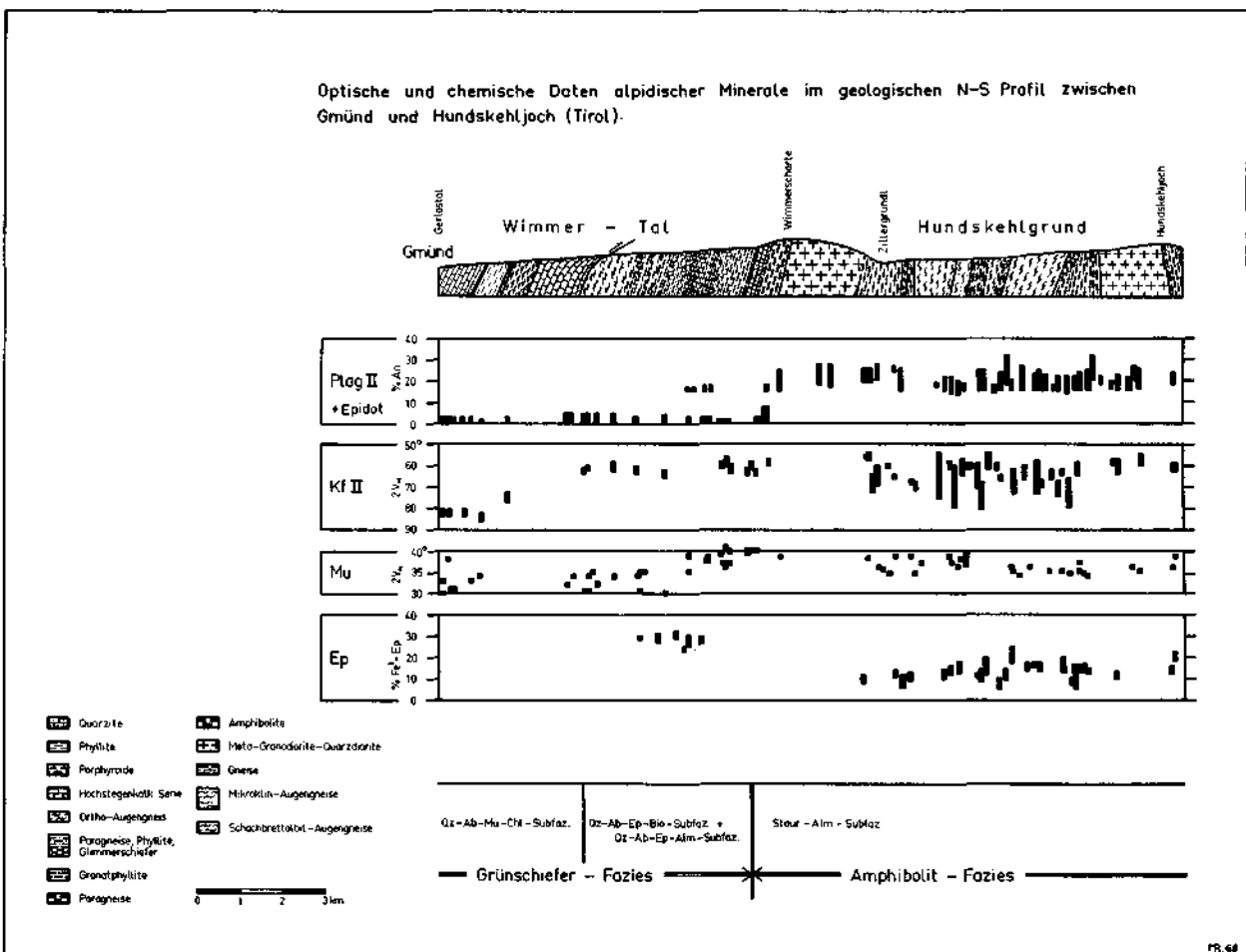
Abb. 2: Die zeitliche Abfolge der Kristallisationen (Kr) und mechanischen Deformationen (Fm) in den Gesteinen des östlichen Zillertaler Hauptkammes

erkennen oder kann zumindest rekonstruiert werden. Rückschlüsse auf das Edukt sind deshalb noch möglich. Beispiele für derart tektonisch geschonte Gesteine sind die Meta-Quarzdiorite bis Meta-Granite im Norden und Süden des Arbeitsgebietes. Sie sind zwar älter als der letzte tektonische Akt (Fm2), worauf die vergneisten Randzonen und die schmalen Scherzonen innerhalb der Intrusivkörper hinweisen, doch muß angenommen werden, daß sie dank ihres massigen Härtlingsgefüges der Beanspruchung stärker widerstanden als die Gesteine mit gut ausgeprägter B- und S-Anisotropie.

In den Gesteinen, deren primäres Korngefüge alpidisch mechanisch neu geprägt wurde, können die prätauernkristallinen Mineralassoziationen nur noch an Mineral-Relikten erkannt werden. Die Frage nach sedimentärer, metamorpher oder magmatischer Entstehung der Ausgangsgesteine kann trotz dieser Relikte nicht eindeutig beantwortet werden.

Im Ausklang der Tauernkristallisation (Kr2) oder in einem späteren Stadium folgte eine nur lokal wirksame mechanische Formung (Fm3), die von retrograder Umkristallisation (Kr3) begleitet war.

Abb. 3. Optische und chemische Daten alpidischer Minerale im geologischen N-S Profil zwischen Gmünd und Hundskehljoch (Tirol).
Hundskehljoch (Tirol).



Diese Diaphthorese fand meist in schmalen Scherzonen statt (dm-Bereich), erfaßte aber gelegentlich auch breite, stark durchbewegte Gesteinszonen (10-m-Bereich und mehr).

Die Schachbrettalbit-Augengneise (SchAb, Ab III, Bio, Cal, Hbl, Gra, Chl), die in schmalen Zonen in die Mikroklin-Augengneise (Plag I und II, Kf I und II; Bio, Mu, Gra, Cal, Ep) der Serie 3 eingelagert sind, bilden deren diaphthoritische Fazies. Die geologischen Verbandsverhältnisse, der vollständig in Grünschieferfazies umkristallisierte Mineralbestand und die Anzeichen von syn- und postkristalliner Tektonik sprechen dafür.

2.2.1. Die Mineralumwandlungen und Mineralneubildungen

Plagioklase

Die in dieser Arbeit verwendete Typisierung der genetisch zu trennenden Plagioklase ist jener von SANDER (1911), EXNER (1950) und KARL (1959) in einer tabellarischen Übersicht zugeordnet.

| | SANDER (1911) | EXNER (1950) | KARL (1959) | RAITH (1969 a) |
|-------------------------------------|--|---|----------------------------|--|
| tauernkristallin nicht überprägt | | | *) | Plag I* |
| tauernkristallin überprägt | Ab ₃ und Ab ₂ | Plag III | Plag _a | Plag I |
| tauernkristallin gebildet | Ab ₁ SchAb | Plag I (II) SchAb Perthit Myrmekit | Plag _n SchAb | Plag II (III) SchAb, SchOl Perthit Myrmekit |

) Plag I ist analog von ANGEL (1930) und KARL (1959) aus Plag_a und seiner Mikrolithenfülle berechnet worden.

Die mikroskopische Bearbeitung zeigte, daß vor der tauernkristallinen Gesteinsumprägung Mineralassoziationen mit Plagioklasen Plag I* von unterschiedlicher Genese existierten:

Albite bis Oligoklase in Arkosen und Grauwacken oder schon prätauernkristallin vorliegenden Ortho- und Paragneisen.

Albite, Peristerite und Oligoklase in Apliten, Pegmatiten und Graniten.

Oligoklase bis Bytownite in Granodioriten, Quarzdioriten, Gabbros und Lamprophyren sowie in vielleicht schon prätauernkristallin existierenden Amphiboliten und Migmatiten.

Umkristallisationsprozesse führten die unter den Bedingungen der alpidischen Metamorphose instabilen prämetamorphen sauren bis basischen Plagioklase Plag I* in stabile Plagioklase Plag I über.

1. Plag I* ($> \text{An } 15$) \longrightarrow Plag I (An 15—30) + Mikrolithenfülle von Klz/Ep (Bio, Mu, Cal, Gra).
2. Plag I* ($\sim \text{An } 5\text{—}17$) \longrightarrow Peristerit (An 0—5/An 15—25) \pm Mikrolithenfülle von Klz/Ep, Mu, Bio.
3. Plag I* ($\leq \text{An } 15$) \longrightarrow Plag I (An 15—30) + Qz-Fülle.

Eine ausführliche Beschreibung und genetische Deutungen der Plagioklas-Mikrolithen-Fülle finden sich bei BECKE (1902, 1903), WEINSCHENK (1893), ERDMANNSDÖRFFER (1945), ANGEL (1930), CHRISTA (1931) und KARL (1959).

Noch während der Umkristallisation des prämetamorphen Plag I* beginnt der feinkörnige Anteil des Korngefüges zu rekristallisieren. Es entsteht ein granoblastisches Gefüge. Gleichzeitig mit der Blastese der Grundmasse entwickeln sich an den hypidiomorphen bis idiomorphen gefüllten Körnern von Plag I mikrolithenfreie Weiterwachsstände von Plag II mit inverszonarem Aufbau. In diesen Zeitraum fällt auch die Bildung von metasomatischen Antiperthiten im Plag-I-Korn.

Junger Plagioklas Plag II und junger Kalifeldspat Kf II korrodieren gemeinsam mit Quarz den Plag I. Die Korrosion kann in extremen Fällen Plag I vollständig aufzehren. Der metamorphe Altbestand ist dann gänzlich blastisch umgelagert.

Stark mit Klz/Ep gefüllte Plag I basischer Gesteine zerfallen häufig ohne Anzeichen von Streß in ein feinkörniges Pflaster aus inverszonaren Oligoklasen (Plag II) mit intergranularen, sammelkristallisierten Epidoten. Die Plag-II-Pflaster bilden oft noch die ursprüngliche Korngestalt des Plag I ab. In diesen Fällen gelingt es, das prämetamorphe Korngefüge zu rekonstruieren (z. B. das magmatische Kristallisationsgefüge der Granodiorite).

In Muskowit-Epidot-Biotit-Gneisen ist zu beobachten, daß gleichzeitig mit der Oligoklas-II-Sprossung in der Grundmasse eine Oligoklasierung von ehemals sauren Plag I* (An < 15) (Reaktion 3) stattfindet, die Myrmekit-ähnliche Strukturen im Plag I erzeugt.

Die Reaktionsgleichung lautet:



Auch bei den ehemals sauren Grundmassenplagioklasen tritt Oligoklasierung auf. Es entsteht ein myrmekitisches Gefüge aus xenomorphen Plag-II-Körnern mit groben amöboiden Quarzen als Einschlüssen und Intergranular-Füllung.

Die Oligoklasierung fand im höchstgradigen Stadium der Metamorphose (Amphibolitfazies) statt. Sie könnte mit Abbaureaktionen von Calcit, Epidot oder Hornblende gekoppelt gewesen sein, wenngleich weiträumigere Ca-Metasomatose nicht ausgeschlossen werden kann.

Genetisch interessant ist der Nachweis von Peristeriten (Plag I), die bisher im Tauernbereich nicht bekannt waren (RAITH, 1969 b). Sie konnten mittels optischer Methoden (Phasenkontrast und Interferenzkontrast) sichtbar gemacht werden. Die Peristerit-Plagioklasen treten in Muskowit-Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneisen auf. Die Entmischung in grobe Ab-Domänen und Olig-Matrix fand vor oder auch

gleichzeitig mit der Inversoligoklas-II-Kristallisation im höchstgradigen Stadium der Metamorphose statt. Nachfolgende Oligoklasierung ist häufig und weist auf die relativ hohen Ca-Gehalte der metamorphen Porenlösungen hin. Diese Oligoklasierung und eine gelegentlich zwischen Peristeritkorn und dessen Inversoligoklas-II-Saum eingeschaltete Albit-II-Zone beweisen die vormetamorphe, magmatische Entstehung dieser Peristerite:

Bei ausreichendem Ca-Angebot und normalen H₂O- und CO₂-Drücken würden sich nämlich im PT-Bereich der Grünschieferfazies Albit-Epidot/Calcit — im PT-Bereich der Amphibolitfazies dagegen Plagioklas-Epidot/Calcit-Paragenesen bilden. Tatsächlich beobachtet man ja auch in der Grundmasse Peristerit-führender Gneise metamorph gebildeten inverszonaren Oligoklas II stabil neben Epidot bzw. Calcit. Tritt Albit II als gepanzertes Relikt im Korninnenbereich solcher Inversoligoklasierung auf, dann wird der Peristerit-Solvus immer durch eine scharfe Auslöschungsdiskontinuität entsprechend An 4 bis An 16 repräsentiert (Abb. 4).

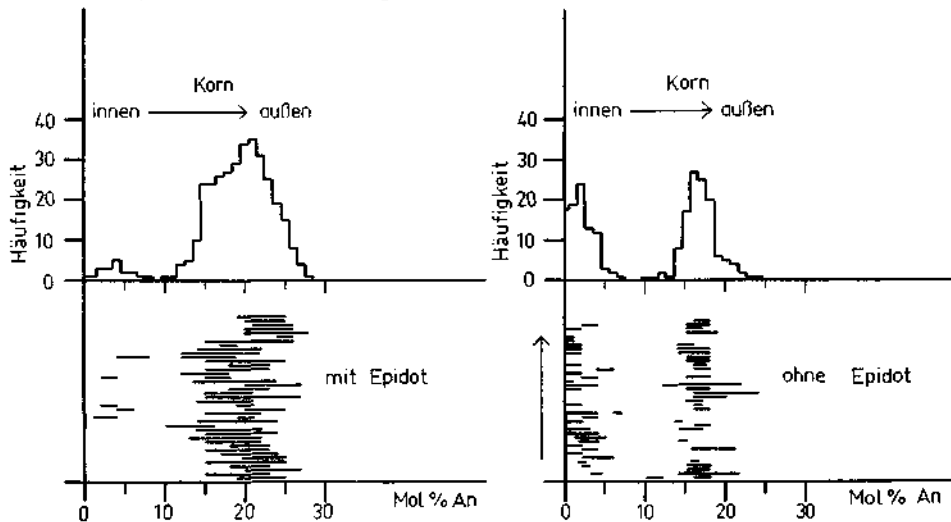


Abb. 4. Variation der Anorthit-Gehalte inverszonarer Plagioklas Plag II von 41 Paragenesen mit Epidot und 40 Paragenesen ohne Epidot.

Die Genese der Peristerite kann unter Einbeziehung der PT-Bedingungen der alpidischen Metamorphose wie folgt gedeutet werden:

Der magmatisch gebildete Plag I* (An 10—16) reagiert während rasch ansteigender PT-Bedingungen im Grünschieferfaziesbereich nur teilweise zu Albitkomponente und Epidot.

Er gelangt als schwach mit Mikrolithen gefüllter, eventuell schon submikroskopisch entmischter Plag I in das PT-Feld der Amphibolitfazies. Dort erfolgt die grobe Entmischung in Albit-Domänen und Oligoklas-Matrix. Gleichzeitig oder auch anschließend kommt es bei ausreichendem Ca-Angebot zur Oligoklasierung des Peristerits.

Es gibt keinen Hinweis dafür, daß der Peristerit-Solvus während der alpidischen Metamorphose in den untersuchten Paragenesen überschritten wurde. Das kann

bedeuten, daß der Peristerit-Solvus bei den PT-Bedingungen der niedrig temperierten Amphibolitfazies (550° C und 4 kb) noch nicht geschlossen ist.

Für die geologischen Fragen liefern die Peristerite folgende wichtige Aussagen: 1. Sie entstammen präalpidischen Magmatiten (Graniten und Apliten) oder deren Aufarbeitungsprodukten (Arkosen). 2. Diese Gesteine sind nur alpidisch metamorph überprägt worden.

Die tauernkristallin gesproßten, meist inverszonaren Plagioklase umfassen die Plag II der Grundmasse, die Plag-II-Weiterwachs-ränder an Plag I, die Myrmekite, die Schachbrettalbite und Schachbrettoligoklase.

Der Plag II der Grundmasse ist xenomorph und selten verzwilligt. Er ist frei von echter Mikrolithen-Fülle, besitzt jedoch gelegentlich ein Interngefüge von Mikrolithen (Ep, Mu, Bio, Tit, Qz), die aus der Grundmasse übernommen wurden. Dieses Interngefüge (si) ist gelegentlich während der Plag-II-Blastese gegenüber dem Externgefüge (se) verstellt worden.

Die ehemals basischen Außenränder von Plag II sind selten mit feinsten Mikrolithen erfüllt. Diese echte Mikrolithen-Fülle aus Serizit, Calcit und Klinozoisit ist durch Umkristallisation des basischen Plag II zu saurem Plag III (An 0—5) während eines spät- oder posttauernkristallinen Diaphthorese-Stadiums entstanden (Abb. 2).

Der inverse Zonarbau (BECKE, 1897) ist ein weiteres Charakteristikum. Er stellt nach BARTH (1956) ein eingefrorenes Ungleichgewicht dar und weist auf einen raschen Temperaturanstieg während der Metamorphose hin. Diese Deutung wird dadurch gestützt, daß die unterschiedlichen Ca-Gehalte der verschiedenen Gesteine bzw. die Menge und Art der mit Plag II koexistierenden Ca-Mineralen (Epidot, Hornblende, Granat, Calcit) zwar die absoluten Anorthit-Gehalte im Plag-II-Korn, jedoch nicht den Trend des Zonarbaus beeinflußt haben (Abb. 4).

So erreicht der inverszonare Außenrand von Plag II in Paragenesen mit Epidot Anorthit-Gehalte von maximal 28 Mol%. Der Korninnenbereich ist ein Oligoklas (> 15 An).

In Paragenesen mit Hornblende erreicht der inverszonare Außenrand allerdings selten Anorthit-Gehalte bis 40 Mol%.

In Paragenesen ohne Epidot, Hornblende oder Calcit liegen die Anorthit-Gehalte der inverszonaren Ränder bei 18 Mol%. Die Korninnenbereiche sind fast immer Albite (An 0—5). Die Peristerit-Mischungslücke von An 5—An 16 wird durch eine scharfe Auslöschungsdiskontinuität im Plagioklaskorn repräsentiert (Abb. 4). Die Albit-Kerne von Plag II können als vormetamorphe Relikte oder als tauernkristallin noch im Grünschieferfaziesbereich gesproßte und konservierte Plag II aufgefaßt werden.

Die für Plag II skizzierten Zusammenhänge zwischen Anorthitgehalt und Gesteinschemismus bzw. Mineralparagenese gelten in gleicher Weise auch für Plag I (Abb. 5).

Ehemals basischen Plag I* führende Paragenesen mit Epidot, ± Hornblende und Granat sind durch Oligoklas Plag I (+ Klz-Fülle) mit inverszonaren Anwachsrändern von Plag II (bis An 28) gekennzeichnet.

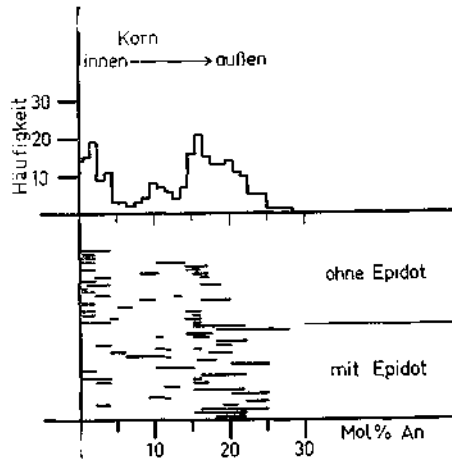


Abb. 5. Variation der Anorthit-Gehalte der Plagioklase Plag I (mit Plag II-Rand) von 46 Paragenesen mit und ohne Epidot.

Ehemals sauren Plag I* führende Paragenesen mit Epidot, \pm Hornblende und Granat sind durch Oligoklas Plag I mit amöboiden Quarz-Einschlüssen (oligo-klassierten Plag I*) und inverszonarem Plag-II-Anwachsrand (bis An 28) gekennzeichnet.

In ehemals sauren Plag I* führenden Paragenesen ohne Epidot, Hornblende und Granat herrscht Albit I (+ Mu-Fülle) mit inverszonarem Plag-II-Anwachsrand (bis An 20) vor.

Für später erfolgende petrologische Auswertungen ist es wichtig, daß demnach sowohl die Anorthit-Gehalte des mit Epidot koexistierenden Plag II als auch des mit Mikrolithen-Epidot koexistierenden Plag I Hinweise auf die Temperaturen gestatten, die während der Plagioklaskristallisation herrschten (AMBROSE, 1936; BEARTH, 1958; WENK, 1958, 1962, 1967; FYFE, TURNER & VERHOOGEN, 1958; DE WARD, 1959, CHRISTIE, 1959, 1962; RUTLAND, 1961; WENK & KELLER, 1969).

Kalifeldspäte

Ausführliche Beschreibungen der Kalifeldspäte alpidisch überprägter ostalpiner Gesteine liegen von EXNER (1950) aus dem Gasteiner Gebiet und von KARL (1959) aus der Venediger-Gruppe vor. Die in dieser Arbeit verwendete Typisierung ist jener von EXNER und KARL zugeordnet.

| | EXNER (1950) | KARL (1959) | RAITH (1969 a) |
|-------------------------------------|---------------------|-------------------|----------------------|
| tauernkristallin nicht überprägt | | | Kf I* (hypothetisch) |
| tauernkristallin überprägt | Knaf III Knaf II | Kf _{alt} | Kf I (SchAb, SchOl) |
| tauernkristallin gebildet | Knaf I | Kf _{neu} | Kf II |

Durch die feldpetrographischen und mikroskopischen Kriterien kann gefolgert werden, daß vor der alpidischen Metamorphose folgende Kalifeldspat-Typen Kf I* verschiedener Genese existierten:

Orthoklase bis Mikroklinperthite in Arkosen und Grauwacken oder in schon prätauernkristallinen Ortho- und Paragneisen sowie in Migmatiten.

Orthoklase bis Mikroklinperthite in Granodioriten, Graniten, Apliten und Pegmatiten.

Der Gang der tauernkristallinen Überprägung der Kf I* ist durch verschiedene Umwandlungsstadien gekennzeichnet:

Vollständige Perthitentmischung und metasomatische Perthitvergrößerung, Trübung durch feinste Calcitkörner (entmischte Anorthitkomponente), Anwachsrand von Kf II und Korrosion durch die rekristallisierende Grundmasse (Plag II, Kf II, Qz), Myrmekitbildung, Schachbrettabitisierung und Schachbrettoligklasierung, fortschreitende Triklinisierung.

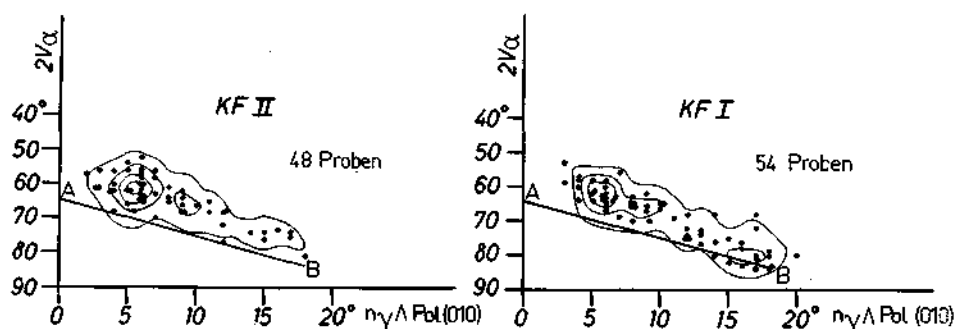


Abb. 6: Beziehung zwischen optischen Achsenwinkel $2V_{\alpha}$ und Auslöschungsschiefe $n\gamma \Delta \text{Pol}(010)$ der Kalifeldspäte. A—B: "stable microcline line" nach F. Laves et al. 1967. Zur Darstellung kamen die Extremwerte der Proben.

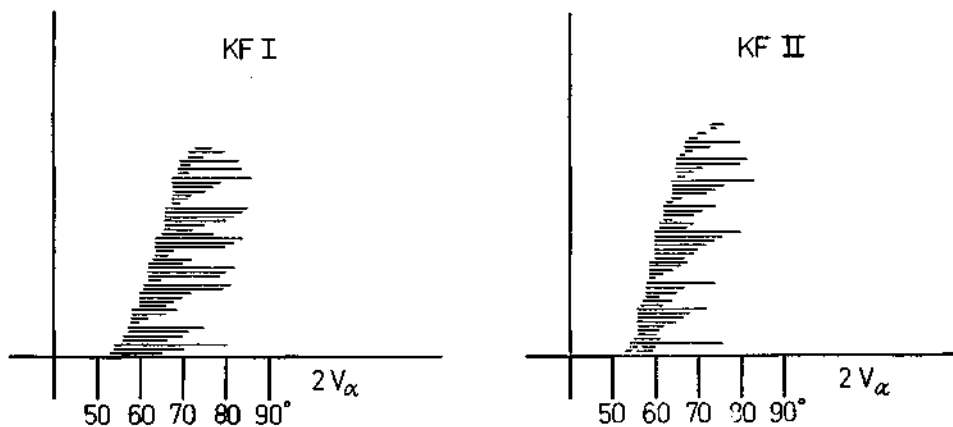


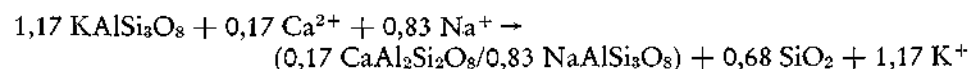
Abb. 7. Schwankung des optischen Achsenwinkels $2V_{\alpha}$ in Einzelkörnern der Kalifeldspäte.

Die hervorstechendsten Charakteristika der nicht oder nur schwach albitisierten bzw. oligoklasierten Kf I sind die Trübung, die Perthite (vorwiegend Ader- und Fleckenperthite), die Verzwilligungen nach dem Karlsbader und Bavenoer Gesetz und die Einschlüsse idiomorpher, gefüllter Plag I (umgelagerter Plag I*) mit Plag-II-Rand. Idiomorphe bis hypidiomorphe Korngestalten überwiegen. Messungen des optischen Achsenwinkels $2V\alpha$ und der Auslöschungsschiefe $n\gamma \Delta \text{ Pol } (010)$ weisen die Kf I als Mikroklin D/O aus (Abb. 6, 7). Der Anteil der nicht entmischten Albit-Komponente im Kf I mußte wegen Trennungsschwierigkeiten auf optischem Wege durch Messung von $n\beta$ (TUTTLE, 1952) ermittelt werden. Er schwankt zwischen 5 und 20 Mol% Ab.

Umwandlungsstadien von Kf I* zu Kf I

Für einen Teil der prämetamorphen Orthoklase kann angenommen werden, daß sie die gelöste Albitkomponente während der alpidischen Metamorphose in Form von Perthiten entmischten. Durch anschließende Albitisierungsprozesse kam es in allen Kf I zur Perthitvergrößerung. Es existieren alle Übergänge von Ader- zu Fleckenperthiten. Vollständige Albitisierung erzeugte Schachbrettalbite (EXNER, 1950; KARL, 1951).

Gleichzeitig mit der Rekristallisation der Grundmasse bilden sich an den Kf I Anwachsänder von klarem, diffus auslöschendem Kf II (Or/Mikr). Die in der Grundmasse sprossenden Plag II, Kf II und Qz korrodieren die Kf I. Die Korrosion führt in extremen Fällen zur vollständigen Aufzehrung der Kf I. In diesem Stadium entstehen Myrmekite durch Verdrängung von Kf I durch Oligoklas II (BECKE, 1903):



Nicht alle Myrmekite der bearbeiteten Gesteine sind tauernkristalliner Genese, sondern auch autometamorphe Bildungen der vormetamorphen Magmatite.

An den in Kf I eingeschlossenen gefüllten Plag I wachsen klare Plag-II-Säume, die den Kf I offensichtlich fast immer ohne Myrmekit-Bildung verdrängen. U-Tisch-Messungen zeigten, daß Myrmekitbildung immer dann ausbleibt, wenn Plag I mit Kf I orientiert verwachsen ist [(010) von Plag I parallel mit (010), (110), (001) von Kf I].

In einem anschließenden Stadium können die Plag-II-Anwachsänder und Myrmekite sowie Plag I von Kf II verdrängt werden.

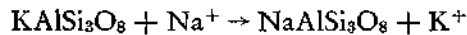
Vorwiegend in Mikroklin-Augengneisen kommt es im Verlauf der alpidischen Kristallisation zu zwei charakteristischen Verdrängungsreaktionen: 1. Schachbrettalbitisierung und 2. Schachbrettoligoklasierung von Kf I.

Die Albitisierung in „Schachbrettstruktur“ beginnt an den Korngrenzen, Rupturen, Verwachsungsebenen und Perthitkörpern der Kf-I-Körner und führt schließlich zu deren totaler Verdrängung (BECKE, 1903; EXNER, 1950; KARL, 1951).

Unvollständige Schachbrettalbitisierung (SchAb mit Kf-I-Relikten), Abbildung der primären Karlsbader Verzwilligung und Einschlüsse von gefülltem Plag I mit

Plag-II-Anwachsrand als reliktschen Einschlüssen von Kf I belegen deutlich die Pseudomorphosennatur des Schachbrettalbits.

Für die Verdrängungsreaktion läßt sich die folgende Gleichung angeben:



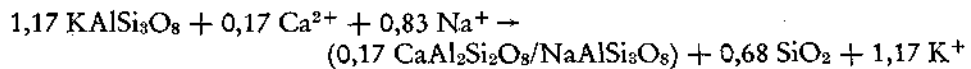
Optische Messungen (n_y A Pol (010) und $2V\alpha$) zeigten, daß mit fortschreitender Schachbrettalbitisierung die Triklinität und der Ordnungsgrad der Al:Si-Verteilung im Kf I steigt.

Vom Kornrand her setzt die Sammelkristallisation der feinen Albitzwillingslamellen ein, und es entstehen schließlich grobe Plag-II- bzw. Plag-III-Pflaster.

Schwer zu beantworten ist die Frage, ob die Schachbrettalbitisierung mit einer regionalen Na-Zufuhr verbunden war, geschätzte Stoffbilanzen sprechen dafür. In Mineralparagenesen mit einem großen Anteil von Schachbrettalbit und Plagioklas II beobachtet man eine Zunahme des Biotit- und eine Abnahme des Quarz-Gehaltes. Das bei der Albitisierung freiwerdende K wurde vermutlich zur Biotit-Bildung verwendet.

In analoger Weise wie bei der Schachbrettalbitisierung beschrieben, werden in Ca-reichen Muskowit-Biotit-Gneisen, Epidot-Muskowit-Biotit-Gneisen und Porphyrgnitgneisen die Kf I* bzw. Kf I sukzessive in Schachbrettoligoklas umgewandelt (RAITH, 1970).

Dieser Verdrängungsvorgang findet nur im PT-Bereich der Amphibolitfazies statt. Schachbrettoligoklas ist damit ein Leitmineral für die niedrig temperierte Amphibolitfazies der alpidischen Metamorphose. Die Verdrängung verläuft analog der Myrmekitbildung gemäß folgender Reaktionsgleichung:



Die Gültigkeit der Reaktionsgleichung ist durch die Integration des Schachbrettoligoklases und seiner amöboiden Quarzeinschlüsse in Dünnschliffen bestätigt worden (RAITH, 1970).

Der neugebildete Quarz ist in Form amöboider Körner gleichmäßig im Schachbrettoligoklaskorn verteilt und wie U-Tisch-Messungen zeigten, orientiert mit dem Oligoklaswirt verwachsen. Meist beobachtet man zwei ineinandergreifende Quarzkörnchen-Systeme verschiedener Auslöschungslage. Es herrschen Verwachsungslagen nach dem Trapezoeder-Gesetz (FERSMAN, 1929) vor, das für die schriftgranitischen Verwachsungen von Quarz mit Orthoklas abgeleitet wurde (DRESCHER-KADEN, 1948).

Für den Oligoklasierungsprozeß kommen Abbaureaktionen von Hornblende, Calcit und Epidot in den Gneisen selbst in Frage, wenngleich weiträumigere metasomatische Vorgänge nicht ausgeschlossen werden können. Ein Hinweis auf hohe Ca-Gehalte der metamorphen Porenlösungen ist durch die reichlich Karbonate, Epidot und Tremolit führenden alpinen Kluftparagenesen gegeben.

Die tauernkristallin gesproßten Kalifeldspäte Kf II, dazu gehören die Kf II der Grundmasse, die Kf-II-Weiterwachsrande an Kf I und die Antiperthite der Plag I, sind jünger als die tauernkristallin neugebildeten Bio, Mu, Ep/Klz und Plag II.

Die Kf II der Grundmasse werden wie folgt gekennzeichnet: Xenomorphe Korngestalt, keine Perthitausscheidungen, keine Trübungen (außer in diaphthoristischen Stadien), keine Verzwilligungen, diffuse Auslöschung, selten Myrmekitwarzen, keine Anzeichen tektonischer Formung, keine Albitisierungserscheinungen.

Messungen des optischen Achsenwinkels $2V\alpha$ und der maximalen Auslöschungsschiefe $n\gamma \wedge \text{Pol (010)}$ weisen die Kf II als Orthoklase bis Mikrokline aus ($\varnothing 2V\alpha = 62^\circ$; $n\gamma \wedge \text{Pol (010)} = 5^\circ$, Abb. 6). D/O-Typen überwiegen (Abb. 7).

Der gelöste Albit-Gehalt wurde optisch durch Messung von $n\beta$ bestimmt. Er schwankt zwischen 5 und 15% Ab.

Vergleich und genetische Interpretation der optischen Daten von Kf I und Kf II

Ordnungsgrad und Triklinität von Kalifeldspäten sind zur Deutung petrogenetischer Fragen herangezogen worden (HEIER, 1957, 1961; GUTHARD et al., 1960; TURNER & VERHOOGEN, 1960; WENK, 1967 u. a. m.). Diese Arbeiten zeigten, daß genetische Rückschlüsse vom Strukturzustand der Kalifeldspäte auf deren Bildungs- bzw. Abkühlungsgeschichte erst durch die genaue Kenntnis des geologischen Milieus sinnvoll möglich sind.

Die Gitterparameter und optischen Daten werden nämlich zugleich von der chemischen Zusammensetzung, den Kryptoperthitentmischungen der submikroskopischen Verzwilligung und dem Ordnungsgrad der Al : Si-Verteilung beeinflusst. Wachstumsgeschwindigkeit und Abkühlungsgeschwindigkeit sind neben der Temperatur die Faktoren, welche vor allem den Ordnungsgrad der Al : Si-Verteilung und die Triklinität bestimmen (STEIGER & HART, 1967; WRIGHT, 1967; MARMO et al., 1963; WENK, 1967).

In Abb. 6 sind die Beziehungen zwischen dem Ordnungsgrad der Al : Si-Verteilung ($2V\alpha$) und der Triklinität [$n\gamma \wedge \text{Pol (010)}$] der Kalifeldspäte Kf I und Kf II der hier untersuchten Paragenesen nach MARFUNIN (1961) und LAVES et al. (1967) dargestellt.

Danach ergibt sich für die Kf I ein über der „stable microcline line“ liegendes Streufeld mit zwei deutlichen Maxima bei etwa $2V\alpha = 62^\circ$ und $n\gamma \wedge \text{Pol (010)} = 6^\circ$ und bei $2V\alpha = 80^\circ$ und $n\gamma \wedge \text{Pol (010)} = 16-17^\circ$.

Die Meßwerte von Kf II liegen in einem ebenfalls über der „stable microcline line“ gelegenen Streufeld mit einem deutlichen Maximum bei $2V\alpha = 60-61^\circ$ und $n\gamma \wedge \text{Pol (010)} = 6^\circ$.

In Abb. 7 ist die Schwankung des optischen Achsenwinkels $2V\alpha$ in Einzelkörnern von Kf I und Kf II dargestellt. D/O-Zustände überwiegen.

Die Meßwerte von Kf I nähern sich mit wachsender Auslöschungsschiefe (Triklinität) der „stable microcline line“ (Abb. 6). Das bedeutet nach LAVES et al. (1967), daß die Al : Si-Verteilung mit fortschreitender Triklinisierung stabil wird. Es könnte für diesen Vorgang die folgende Entwicklungsreihe aufgestellt werden, in der die beiden ersten Stadien hypothetisch sind:

1. Sanidin O (instabile Al : Si-Verteilung) → 2. Orthoklas (monokline Paramorphose, instabile Al : Si-Verteilung) → 3. Mikroklin D (instabile Al : Si-Verteilung) → 4. Mikroklin O (stabile Al : Si-Verteilung).

Ein Teil dieser Kf I ist magmatischer Herkunft und durchlief diese Entwicklungsreihe z. T. nur bis Stadium 3 während der Kristallisation, Abkühlung und späteren alpidisch metamorphen Überprägung (Kf I der Granodiorite bis Granite, Aplite und Pegmatite). Hinweise für die magmatische Bildung können der optische Zonarbau, die geregelten Plag-I-Einschlüsse und zonare Perthitentmischungen sein (FRASL, 1954).

Für die wahrscheinlich metasomatisch gesproßten Kf I der Augengneise ist eine hohe Wachstumsrate während ihrer Bildung anzunehmen, so daß die Entwicklungsreihe bei Na-armem Tief-Sanidin bzw. Mikroklin D (instabile Al : Si-Verteilung) begann und im Verlauf der metamorphen Abkühlung schließlich bei perthitarmem Mikroklin O (stabile Al : Si-Verteilung) endete.

Die mikroskopische Beobachtung spricht in einigen Fällen dafür, daß es durch die metamorphe Aufheizung zur „Monoklinisierung“ ehemaliger Mikrokline gekommen sein könnte. Der getrübt perthitische Kf I (Mikroklin D/O) kristallisierte örtlich in klaren perthitfreien Mikroklin D um. Allerdings ist nicht eindeutig zu entscheiden, ob tatsächlich Umkristallisation und nicht Verdrängung durch Kf II vorliegt. In Analogie mit der metamorphen Umlagerung von Plag I⁺ zu Plag I entsprechend den chemischen und strukturellen Daten von metamorph gesproßtem Plag II ist für die Kf I⁺ eine Umkristallisation zu Kf I mit Kf II entsprechenden chemischen und strukturellen Daten in Betracht zu ziehen. Diese Annahme wird gestützt durch die auffällige Ähnlichkeit der Häufigkeitsdiagramme der Al : Si-Ordnungsgrad- und Triklinität-Daten von K I und Kf II mit einem gemeinsamen starken Maximum bei $2V\alpha = 62^\circ$ und $n\gamma \wedge \text{Pol} (010) = 6^\circ$ (Abb. 6).

Der Abb. 6 für Kf II entnehmen wir, daß auch die Kf II in ihren optischen Daten zu Mikroklin O hin streuen. Diese Triklinisierungsvorgänge fanden vermutlich im Verlauf der spätmetamorphen Abkühlung und Diaphthorese (Kr 3) statt.

KARL (1959) konnte nachweisen, daß Mikroklin die tauernkristallinen Albit-Chlorit-Paragenesen und „Orthoklas“ die tauernkristallinen Epidot-Amphibol-Oligoklas-Paragenesen der Gesteine der Venediger-Gruppe kennzeichnen. Das bedeutet, daß in den von KARL bearbeiteten Paragenesen die Bildungstemperaturen den wesentlichen Einfluß auf die Al : Si-Ordnung der Kalifeldspatphasen ausübten und die Abkühlung der Gesteine rasch erfolgt sein muß.

Die Kf-II-Generation der hier untersuchten Paragenesen koexistiert mit Plag II und ist wie dieser offensichtlich rasch gebildet worden (Zonarbau von Plag II). Der fast monokline Strukturzustand der Kf II könnte deshalb sowohl durch die Bildungstemperatur (500—600° C) als auch durch die hohe Wachstumsrate erzeugt worden sein. Zur Entscheidung, welcher der beiden Faktoren von ausschlaggebender Bedeutung war, wurde die Optik von Kf II und Kf I aus zunehmend niedriger metamorphen Paragenesen in einem N-S-Profil durch die nördliche Schieferhülle untersucht (Abb. 3). Es ergaben sich danach klare Zusammenhänge zwischen metamorpher Fazies und Kalifeldspat-Optik bzw. -Strukturzustand.

1. Der Kf II aus Meta-Arkosen in Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies ist ein maximal geordneter Mikroklin O mit z. T. breiten scharf begrenzten Zwi-

lingslamellen. Der Anteil des Kf II im Gestein ist sehr gering und nicht immer eindeutig von klastischem Mikroklin I abzutrennen.

2. Der Kf II aus Meta-Arkosen in Quarz-Albit-Epidot-Biotit- und Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies ist ein Orthoklas oder Mikroklin D. D/O-Typen sind selten. In der höher temperierten Subfazies nimmt der Anteil von Kf II stark zu.

3. Der Kf II aus Muskowit-Epidot-Biotit-Gneisen in niedrigtemperierter Amphibolitfazies ist ein Orthoklas bis Mikroklin D. D/O-Typen überwiegen. Ein starker Anteil von tauernkristallin gesproßtem Kf II ist auffällig.

Bemerkenswert ist, daß Kf II als Orthoklas noch in der höher temperierten Grünschieferfazies auftritt. STEIGER & HART (1967) und WRIGHT (1967) weisen allerdings darauf hin, daß Orthoklase schon oberhalb ca. 400° C stabil gebildet werden können. Überraschend ist, daß die Optik von Kf I sowohl in den zentralen granitischen Gneisen als auch in der niedriger metamorphen Schieferhülle der von Kf II gleicht. Dies läßt vermuten, daß in beiden Feldspatgenerationen temperaturbedingte stabile Ordnungszustände eingestellt worden sind.

Maximal geordneter Mikroklin O könnte dann in den Hohen Tauern im Sinne von KARL (1959) als kritisches Mineral für die untere Grünschieferfazies und Mikroklin D und Orthoklas für die obere Grünschieferfazies und Amphibolitfazies verwendet werden.

Abschließend ist zu diskutieren, warum die Kf II aus Paragenesen der niedrig temperierten Amphibolitfazies im Gegensatz zu den optisch und strukturell homogenen Orthoklasen und Mikroklinen D der Grünschieferparagenesen inhomogene D/O-Typen sind. Wahrscheinlich ist, daß die zentralen, relativ massigen Gneisserien in Amphibolitfazies sich im Verlauf der alpidischen Metamorphose bedeutend langsamer abkühlten als die niedriger metamorphen, gut geschieferten Paragneisserien der Schieferhülle. Infolgedessen wurden die monoklin gebildeten Kf II der zentralen Gneise bei noch relativ hohen Temperaturen getempert, so daß Ordnungsprozesse ablaufen konnten. Hingegen wurden die monoklinen Strukturzustände der Kf II aus den Schieferhüll-Gesteinen durch deren „rasche“ Abkühlung eingefroren.

Epidote

Die Epidote kristallisierten syn- bis posttektonisch während der alpidischen Metamorphose, s-parallel eingeregelt und nicht geregelte stengelige Korngestalten sprechen dafür.

Epidote treten als Umlagerungsprodukte ehemals basischer Plag I⁺ oder als Neubildungen in der um- und rekristallisierten Grundmasse auf. Freigelegte Mikrolithen-Epidote in mörtelig zerbrochenen Plag I rekristallisierten und belegten damit posttektonische Epidot-Kristallisation.

Epidote bilden Anwachsäume um idiomorphe, wenig isotropisierte Orthite sowie deren Verdrängungs- und Umlagerungsprodukte. Eine ausführliche Charakterisierung der ostalpinen Orthit-Typen gibt EXNER (1966). Die Orthite können sowohl autometamorph in Orthogesteinen als auch frühmetamorph in Ortho- und Paragneisen gebildet worden sein. Ihre Bindung an Mikroklin-Augengneise

ist auffällig. KARL (1959) vertritt die Auffassung, daß Orthit während der Tauernkristallisation neu kristallisierte.

Epidote werden oft in radialstrahliger Aggregation oder als radialstrahlige Kränze um Apatit angetroffen.

Epidot verdrängt Biotit und weist dann feinste Titanit-Einschlüsse auf, die meist parallel orientiert sind und sehr wahrscheinlich (001) der ehemaligen Biotite abbilden. Gelegentlich beobachtet man Epidot als Abbauprodukt von Hornblende und seltener von Granat.

Für die Bestimmung der Epidote lieferte wegen deren Zonarbau die Messung der Doppelbrechung ($n\gamma - n\alpha$) und des optischen Achsenwinkels 2 $V\alpha$ die exaktesten Daten. An optisch homogenem Material wurden röntgenographische Bestimmungen nach MYER (1965) durchgeführt.

Die chemische Zusammensetzung der Epidote im zentralalpinen Arbeitsbereich schwankt von Klinozoisiten mit 5—10 Mol% Fe^{3+} -Ep bis zu Epidoten mit maximal 21 Mol% Fe^{3+} -Ep. Das Maximum der Häufigkeit liegt im Bereich von 5—14 Mol% Fe^{3+} -Epidot.

Epidote von Grünschieferfazies-Paragenesen aus der nördlichen Schieferhülle sind statistisch deutlich Fe^{3+} -reicher als die aus Amphibolitfazies-Paragenesen des Arbeitsgebietes (Abb. 3). Das Maximum der Häufigkeit liegt im Bereich von 15—30 Mol% Fe^{3+} -Epidot. Es kann vermutet werden, daß die chemische Zusammensetzung der Epidote regional und statistisch ausgewertet den Trend der Metamorphose erkennen läßt, worauf schon MIYASHIRO & SEKI (1958) hingewiesen haben. Der Einfluß von chemischem Milieu und P-T-Bedingungen auf den Fe^{3+} -Gehalt der Epidote wird derzeit untersucht.

Zonarbau ist das hervorstechendste Charakteristikum der tauern-kristallinen Epidote (BECKE, 1903). Die hier untersuchten Epidote zeigten die folgenden Gesetzmäßigkeiten des Zonarbaus:

Von 34 Proben haben 27 zonare Epidote mit Fe^{3+} -reicherem Kern (bis 20 Mol% Fe^{3+} -Ep) und Fe^{3+} -ärmerem Rand (bis minimal 4 Mol% Fe^{3+} -Ep); selten wird ein feiner rekurrenter Rand mit 14—18 Mol% Fe^{3+} -Ep beobachtet.

4 Proben weisen zonare Epidote mit Fe^{3+} -ärmerem Kern (7—14 Mol%) und Fe^{3+} -reicherem Rand (14—16 Mol%) auf.

3 Proben besitzen Epidote ohne jeglichen Zonarbau.

Die petrogenetische Interpretation des Zonarbaus ist mehrdeutig; da der Einfluß des chemischen Milieus und der P-T-Bedingungen auf die Stabilitätsverhältnisse innerhalb der Epidot-Reihe noch nicht geklärt ist. Nach MIYASHIRO & SEKI (1958) zeigen zonare Epidote mit Fe^{3+} -ärmeren Rändern einen Anstieg der Metamorphose gekoppelt mit abnehmendem Sauerstoffpartialdruck an, wogegen zonare Epidote mit Fe^{3+} -reicheren Rändern rückläufige Metamorphosebedingungen abbilden. Danach könnten die statistisch überwiegenden Klinozoisit-Ränder der tauernkristallinen Epidote, analog zu den inversen basischen Rändern der Plag II, einen Anstieg der P-T-Bedingungen während der alpidischen Metamorphose anzeigen. Dafür scheint auch das Vorherrschen Fe^{3+} -reicher Epidote in Grünschieferfazies-Paragenesen aus der nördlichen Schieferhülle zu sprechen.

Amphibole

Die Hauptkristallisation der Amphibole fand spät- bis syntektonisch statt. Die Idioblasten sind in B und s der Korngefüge eingeregelt, sie sind gedreht und kataklastisch deformiert. Posttektonisch finden Umkristallisationen statt, die Kataklasten rekristallisieren, und es bilden sich Anwachssäume.

Die Korngefüge geben keinen Aufschluß darüber, ob alle Amphibole während der alpidischen Metamorphose entstanden sind oder schon prämetamorph in basischen Orthogesteinen und Metamorphiten existiert haben.

Mit Titanit oder Rutil gefüllte Amphibol-Korninnenbereiche sind ein Hinweis dafür, daß die ursprünglich unter höheren P-T-Bedingungen gebildeten Ti-reichen Amphibole tauernkristallin umgelagert wurden (KARL, 1959). Es ist nicht geklärt, ob die ehemals Ti-reichen Amphibole einer höhergradigen älteren Metamorphose bzw. magmatischen Kristallisation entstammen.

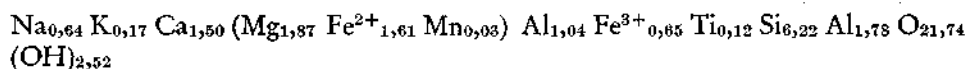
Im weiteren Verlauf der Tauernkristallisation werden die tschermakitischen Hornblenden in schwach aktinolithische Hornblenden umgelagert. In unvollständigen Umwandlungsstadien sind dann die Korninnenbereiche noch tschermakitische Hornblende von kräftigem Pleochroismus, die Kornränder schwach pleochroitische aktinolithische Hornblende.

Korrosionen durch Plag II, Qz und Kalzit können soweit fortschreiten, daß die ehemaligen Kornformen der Amphibole nur noch durch Titanit- und Fe-Erz-körnchen reliktsch nachgezeichnet werden.

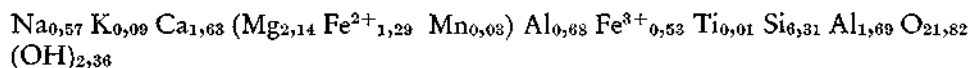
Pseudomorphosen von Biotit (+ Titanit und Epidot), von Mg-Prochlorit und Fe-Erz und von Kalzit und Fe-Erz nach Amphibol kennzeichnen diaphthoritische Vorgänge in spät metamorph zerscherten Amphiboliten.

Nach ihren optischen Daten (Pleochroismus, $2V\alpha$, $n\gamma$, $n\gamma \wedge c$) lassen sich vier Amphibol-Typen als charakteristische Vertreter eines Streufeldes festlegen.

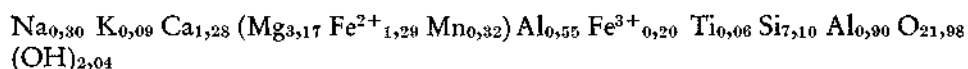
Typ 1: $n\alpha$ = gelblich, $n\beta$ = grün, $n\gamma$ = blaugrün; $2V\alpha = 63-67^\circ$, $n\gamma$ um 1,67, $n\gamma \wedge c = 14-17^\circ$; chemische Analyse von Probe 275 (Tab. 2) tschermakitische bzw. barroisitische Hornblende



Typ 2: $n\alpha$ = blaßgelblich, $n\beta$ = gelbgrün, $n\gamma$ = blaugrün; $2V\alpha = 79-82^\circ$, $n\gamma$ um 1,66, $n\gamma \wedge c = 15^\circ$; chemische Analyse von Probe 162 (Tab. 2) tschermakitische bzw. barroisitische Hornblende



Typ 3: $n\alpha$ = blaßoliv, $n\beta$ = blaßolivgrün, $n\gamma$ = hellblaugrün; $2V\alpha = 79$ bis 88° , $n\gamma$ um 1,68, $n\gamma \wedge c = 16-18^\circ$; chemische Analyse von Probe 285 (Tab. 2) gemeine Hornblende



Tab. 2. Amphibole

Chemische Analysen (Analytiker P. K. HÖRMANN)

| | 285. | 294. | 162. | 275. |
|--------------------------------|--------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 49,93 | 47,88 | 43,60 | 41,68 |
| Al ₂ O ₃ | 8,70 | 11,88 | 13,89 | 14,90 |
| TiO ₂ | 0,58 | 0,55 | 0,91 | 1,07 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,90 | 1,21 | 4,88 | 5,82 |
| FeO | 10,65 | 7,83 | 10,65 | 12,90 |
| MgO | 14,98 | 15,33 | 9,93 | 8,47 |
| MnO | 0,27 | 10,94 | 0,24 | 0,25 |
| CaO | 9,98 | 0,25 | 10,49 | 9,39 |
| Na ₂ O | 1,07 | 1,14 | 2,03 | 2,22 |
| K ₂ O | 0,47 | 0,24 | 0,50 | 0,88 |
| H ₂ O ⁺ | 2,16 | 2,64 | 2,45 | 2,54 |
| H ₂ O ⁻ | 0,07 | 0,08 | 0,09 | 0,13 |
| P ₂ O ₅ | 0,019 | 9,018 | 0,309 | 0,035 |
| Total | 100,09 | 99,99 | 99,97 | 100,23 |

Verrechnung auf der Basis von 46 Kationen-Valenzen

| | | | | | | | | |
|------------------|--------|---------|-------|---------|-------|---------|-------|---------|
| Si | 7,096 | } 8,00 | 6,833 | } 8,00 | 6,309 | } 8,00 | 6,218 | } 8,00 |
| Al ^{IV} | 0,904 | | 1,147 | | 1,691 | | 1,782 | |
| Al ^{VI} | 0,554 | } 5,314 | 0,852 | } 5,265 | 0,679 | } 4,770 | 1,037 | } 5,320 |
| Ti | 0,062 | | 0,059 | | 0,099 | | 0,120 | |
| Fe ³⁺ | 0,203 | | 0,130 | | 0,531 | | 0,653 | |
| Fe ²⁺ | 1,291 | | 0,934 | | 1,289 | | 1,609 | |
| Mg | 3,173 | | 3,260 | | 2,141 | | 1,870 | |
| Mn | 0,0324 | | 0,030 | | 0,030 | | 0,031 | |
| Ca | 1,283 | } 1,763 | 1,673 | } 1,924 | 1,626 | } 2,288 | 1,501 | } 2,310 |
| Na | 0,295 | | 0,208 | | 0,570 | | 0,642 | |
| K | 0,085 | | 0,440 | | 0,092 | | 0,168 | |
| (OH) | 2,047 | 2,047 | 2,514 | 2,514 | 2,364 | 2,364 | 2,526 | 2,526 |

Optische Daten

| | | | | | | |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|----------|-----|
| n _D | 1,649 | 1,650 | 1,680 | 1,683 | ± 0,0005 | NaD |
| 2V _α | 85° | 88° | 79° | 67° | ± 1° | NaD |
| n _D Δ c | 17° | 17° | 15° | 17° | ± 1° | NaD |

Gitterkonstanten der Amphibole

| | | | | |
|------|--------------------------|---------------------------|--------------------------|------------|
| 285. | a ₀ = 9,76 Å; | b ₀ = 18,11 Å; | c ₀ = 5,32 Å; | β = 106,9° |
| 294. | a ₀ = 9,72 Å; | b ₀ = 18,03 Å; | c ₀ = 5,32 Å; | β = 107,1° |
| 162. | a ₀ = 9,73 Å; | b ₀ = 18,04 Å; | c ₀ = 5,34 Å; | β = 107,3° |
| 275. | a ₀ = 9,75 Å; | b ₀ = 18,05 Å; | c ₀ = 5,34 Å; | β = 107,3° |

Typ 4: $n\alpha$ = blaßgelblich, $n\beta$ = gelblichgrünlich, $n\gamma$ = bläulichgrünlich;
 $2V\alpha = 79-88^\circ$, $n\gamma$ um 1,63, $n\gamma \wedge c = 13-16^\circ$; chemische Analyse von Probe
 294 (Tab. 2) gemeine Hornblende

$\text{Na}_{0,21} \text{K}_{0,44} \text{Ca}_{1,67} (\text{Mg}_{3,26} \text{Fe}^{2+}_{0,93} \text{Mn}_{0,03}) \text{Al}_{0,85} \text{Fe}^{3+}_{0,13} \text{Ti}_{0,06} \text{Si}_{6,83} \text{Al}_{1,15} \text{O}_{21,74}$
 $(\text{OH})_{2,52}$

Trägt man Al^{IV} gegen $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}$ auf (DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1962),
 dann lassen sich die vier analysierten Amphibole als Mischglieder der Reihe
 Aktinolith—Hornblende—Tschermakit auffassen. Die Amphibole der Proben
 275 und 162 sind durch ihren typischen Pleochroismus in $n\gamma$ der blaugrünen
 Varietät des Barroisit zuzuordnen (ANGEL, 1929, 1957). Gute chemische Ver-
 gleichbarkeit besteht mit den von PAULIRSCH (1948) und in DEER, HOWIE & ZUSS-
 MAN (1962, S. 284, Tab. 42, Nr. 7, 8, 9, 11) aufgeführten barroisitischen bzw.
 tschermakitischen Hornblenden. Auffallend sind die hohen Al-Gehalte, die für
 relativ hohe Bildungsdrücke sprechen.

Granate

Die Granate kristallisierten zum Teil syntektonisch, wie aus sigmoidalen
 Interngefügen (Epidot, Graphit, Ilmenit, Quarz) geschlossen werden kann, über-
 wiegend jedoch posttektonisch als Atoll-Granate.

Die Chloritisierung (Fe-Prochlorit) von Granaten fällt in ein diaphthoritisches
 Stadium.

Von Granaten aus sechs Proben wurden Lichtbrechung und Gitterkonstante
 bestimmt. Die Dichte konnte exakt nur von Probe 258 ermittelt werden.

| Probe | 99. | 20. | 258. | 4. | 100. | 178. |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| a_0 Å | 11,59 | 11,60 | 11,62 | 11,62 | 11,72 | 11,59 |
| n | 1,802 | 1,802 | 1,978 | 1,800 | 1,792 | 1,802 |
| D | | | 4,06 | | | |

Nach dem Granat-Bestimmungsdiagramm von WINCHELL (1958) könnten die
 Granate (99, 20, 258, 4, 178) Almandine mit 20—30 Mol% Grossular- und
 5—10 Mol% Pyropkomponente sein, der Granat (100) ein Almandin mit etwa
 45 Mol% Grossularkomponente. Die Bestimmung von Granaten nach den Dia-
 grammen von WINCHELL bleibt aber immer mehrdeutig. Deshalb wurden zwei
 chemische Analysen (Granate 99 und 258) durchgeführt (Tab. 3).

Nach der Verrechnung der chemischen Analysen auf normative Komponenten
 können die Granate als Almandine mit etwa 30—40 Mol% Grandit-Pyrop und
 nur ca. 2 Mol% Spessartinkomponente aufgefaßt werden (Tab. 3).

Hellglimmer

Die Muskowite kristallisierten prä-, syn- und posttektonisch während der
 alpidischen Metamorphose. Sicherlich existierten sie z. T. bereits in prätauern-
 kristallinen Paragenesen.

Tab. 3: Granate

Chemische Analysen (Analytiker P. K. HÖRMANN)

| Probe | 99. | 258. |
|--------------------------------|--------|--------|
| SiO ₂ | 38,08 | 37,36 |
| Al ₂ O ₃ | 23,93 | 22,43 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,41 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,41 | 0,70 |
| FeO | 28,03 | 27,01 |
| MgO | 2,19 | 2,21 |
| MnO | 0,92 | 1,25 |
| CaO | 5,52 | 8,50 |
| Na ₂ O | 0,01 | 0,03 |
| K ₂ O | 0,05 | 0,00 |
| H ₂ O + | 0,04 | 0,25 |
| H ₂ O - | 0,04 | 0,05 |
| P ₂ O ₅ | 0,065 | 0,00 |
| Total | 100,40 | 100,20 |

Verrechnung auf der Basis von 48 Kationen-Valenzen

| | | |
|------------------|-------|-------|
| Si | 5,954 | 5,913 |
| Al ^{IV} | 0,046 | 0,087 |
| Al ^{VI} | 4,365 | 3,985 |
| Fe ³⁺ | 0,166 | 0,132 |
| Fe ²⁺ | 3,664 | 3,857 |
| Mg | 0,510 | 0,523 |
| Mn | 0,122 | 0,166 |
| Ca | 0,924 | 1,441 |

| | | |
|--------|------|------|
| Alm: | 70,4 | 64,4 |
| And: | 4,6 | 4,4 |
| Gro: | 12,9 | 19,6 |
| Pyr: | 9,8 | 8,7 |
| Spess: | 2,3 | 2,8 |

Die Blastese der Muskowite überdauerte die Tektonik, welche das Korngefüge prägte, wie aus rekristallisierten Muskowit-Fältchen und Quermuskowiten geschlossen werden kann.

Serizite und Muskowite bilden die Mikrolithenfülle ehemals saurer bis schwach basischer Plag I⁺. Freigelegte Mikrolithen-Muskowite sind posttektonisch rekristallisiert.

Vereinzelt entstanden Muskowite mit Sagenit-Gitter aus Biotiten. Selten bildet Muskowit zusammen mit Biotit, Epidot und Titanit Pseudomorphosen nach einem unbekanntem Mineral, vermutlich Granat.

Zur optischen Charakterisierung der Hellglimmer wurden der optische Achsenwinkel und die Lichtbrechung $(n\beta + n\gamma)/2$ bestimmt. In Abb. 3 und 8 sind die Meßergebnisse graphisch dargestellt. Nach TRÖGER (1959, Diagr. 199—207) liegen diese Hellglimmer im Grenzbereich Muskowit-Phengit.

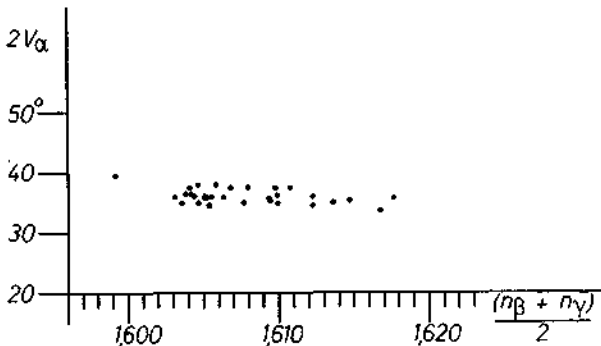


Abb. 8. Lichtbrechung und optischer Achsenwinkel der Hellglimmer.

Die Auswertung der Röntgendaten von 30 verschiedenen Muskowiten nach YODER & EUGSTER (1955) zeigte, daß ohne Ausnahme der Struktur-Typ 2 M vorliegt.

Von drei nach der Verschiedenheit der optischen Daten ausgesuchten Muskowiten wurden chemische Analysen durchgeführt. Die chemischen Analysen (bzw. Strukturformeln) sollten die chemische Variabilität der Muskowite aufzeigen und darüber hinaus Rückschlüsse auf die P-T-Bedingungen während der Muskowit-Kristallisation ermöglichen (Tab. 4), letzteres nach Ergebnissen von VELDE (1967).

Besonders interessant ist der Fund von Mineralparagenesen mit Paragonit (Proben 178, 176, 164), da Paragonite bisher aus Gesteinen des Tauernbereiches nicht bekannt waren. Die Paragonite konnten röntgenographisch nachgewiesen werden (HARDER, 1956).

Die Paragonite treten in grobkristallinen Plagioklas-Amphiboliten von z. T. pegmatitischem Habitus auf. Koexistierende Minerale sind Muskowit, Quarz, Epidot, Plag II, (Hbl, Bio, Mg-Chl).

Chemische Analyse, Strukturformel, Gitterkonstanten und optische Daten des Paragonit aus Probe 178 sind in Tab. 5 zusammengestellt.

Tab. 4: Muskowite

Chemische Analysen (Analytiker P. K. HÖRMANN)

| | 100. | 169. | 269. |
|--------------------------------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 46,58 | 45,57 | 46,95 |
| Al ₂ O ₃ | 38,90 | 32,46 | 30,33 |
| TiO ₂ | 0,93 | 0,85 | 1,02 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,11 | 2,92 | 1,90 |
| FeO | 2,08 | 1,29 | 2,15 |
| MgO | 1,83 | 1,56 | 1,60 |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 0,55 | 0,36 | 0,21 |
| Na ₂ O | 0,43 | 0,93 | 0,35 |
| K ₂ O | 10,29 | 9,40 | 10,89 |
| H ₂ O + | 4,99 | 4,74 | 4,87 |
| H ₂ O - | 0,27 | 0,21 | 0,26 |
| CO ₂ | 0,13 | 0,13 | 0,00 |
| P ₂ O ₅ | 0,009 | 0,002 | 0,007 |
| Total | 100,10 | 100,42 | 100,54 |

Verrechnung auf der Basis von 44 Kationen-Valenzen

| | | | |
|------------------|-------|-------|-------|
| Si | 6,348 | 6,112 | 6,262 |
| AlIV | 1,652 | 1,888 | 1,738 |
| AlVI | 2,992 | 3,244 | 3,032 |
| Ti | 0,095 | 0,086 | 0,102 |
| Fe ³⁺ | 0,318 | 0,296 | 0,190 |
| Fe ²⁺ | 0,236 | 0,146 | 0,240 |
| Mg | 0,400 | 0,312 | 0,318 |
| Ca | 0,080 | 0,080 | 0,030 |
| Na | 0,114 | 0,242 | 0,090 |
| K | 1,790 | 1,608 | 1,854 |
| (OH) | 4,536 | 4,240 | 4,332 |

Optische Daten

| | | | | |
|--|-------|-------|-------|-------------|
| (n _γ + n _β) : 2 | 1,605 | 1,607 | 1,614 | ± 0,001 NaD |
| 2 V _α | 34,5° | 38,5° | 35,5° | ± 0,5° NaD |

Tab. 4 (Fortsetzung)

Strukturformeln

| | |
|------|---|
| 269. | $K_{1,85} Na_{0,09} Ca_{0,03} Al_{3,03} Fe^{3+}_{0,10} Ti_{0,10} Fe^{2+}_{0,240} Mg_{0,32} Si_{0,26} Al_{1,74} O_{19,84} (OH)_{4,35}$ |
| 100. | $K_{1,79} Na_{0,11} Ca_{0,08} Al_{2,99} Fe^{3+}_{0,32} Ti_{0,10} Fe^{2+}_{0,24} Mg_{0,40} Si_{0,35} Al_{1,65} O_{19,73} (OH)_{4,54}$ |
| 169. | $K_{1,61} Na_{0,24} Ca_{0,08} Al_{3,24} Fe^{3+}_{0,30} Ti_{0,09} Fe^{2+}_{0,15} Mg_{0,31} Si_{0,11} Al_{1,89} O_{19,88} (OH)_{4,24}$ |

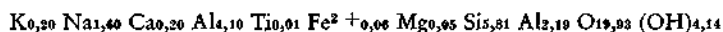
Gitterkonstanten

| | | | |
|------|--|-------------------------------------|--------------------------------|
| 269. | $a_0 = 5,20 \pm 0,01 \text{ \AA}$ $b_0 = 9,00 \pm 0,02 \text{ \AA}$ $c_0 = 20,02 \pm 0,02 \text{ \AA}$ | $V = 935,05 \pm 2,73 \text{ \AA}^3$ | $\beta = 95,79 \pm 0,14^\circ$ |
| 100. | $a_0 = 5,20 \pm 0,01 \text{ \AA}$ $b_0 = 9,02 \pm 0,02 \text{ \AA}$ $c_0 = 20,04 \pm 0,02 \text{ \AA}$ | $V = 937,35 \pm 2,88 \text{ \AA}^3$ | $\beta = 95,77 \pm 0,14^\circ$ |
| 169. | $a_0 = 5,20 \pm 0,01 \text{ \AA}$ $b_0 = 8,99 \pm 0,02 \text{ \AA}$ $c_0 = 19,99 \pm 0,02 \text{ \AA}$ | $V = 930,91 \pm 2,56 \text{ \AA}^3$ | $\beta = 95,78 \pm 0,13^\circ$ |

Tab. 5: Paragonit (Probe 178)

| Chemische Analyse (Analytiker P. K. HÖRMANN) | | Verrechnung auf der Basis von 44 Kationen-Valenzen | |
|---|--------|---|-------|
| SiO ₂ | 45,20 | Si | 5,810 |
| Al ₂ O ₃ | 40,18 | Al ^{IV} | 2,190 |
| TiO ₂ | 0,15 | | 8,00 |
| Fe ₂ O ₃ | — | Al ^{VI} | 4,096 |
| FeO | 0,60 | Ti | 0,014 |
| MgO | 0,26 | Fe ³⁺ | — |
| MnO | 0,01 | Fe ²⁺ | 0,064 |
| CaO | 1,44 | Mg | 0,050 |
| Na ₂ O | 6,45 | Mn | 0,001 |
| K ₂ O | 1,26 | | 4,225 |
| H ₂ O + | 4,62 | Ca | 0,198 |
| H ₂ O — | — | Na | 1,607 |
| P ₂ O ₅ | 0,012 | K | 0,207 |
| | 100,18 | OH | 4,14 |
| | | | 4,14 |

Strukturformel



Gitterkonstanten

$$a_0 = 5,10 \text{ \AA} \quad b_0 = 8,90 \text{ \AA} \quad c_0 = 19,31 \text{ \AA} \quad V = 875,9 \text{ \AA}^3 \quad \beta = 94,19^\circ$$

Optische Daten

$$(n_\gamma + n_\beta) : 2 = 1,590 \pm 0,001 \text{ NaD} \quad 2V\alpha = 43^\circ \pm 0,5^\circ \text{ NaD}$$

Biotite

Biotite existierten schon vor der alpidischen Metamorphose als magmatische Kristallite in Quarzdioriten bis Graniten, vielleicht auch schon in älteren Metamorphiten.

Die Ti-reichen prämetamorphen Biotite der Orthogesteine rekristallisierten während der alpidischen Metamorphose. Es entstanden die typischen Ti-ärmeren Biotite mit Sagenit-Gittern. Biotite mit Sagenit-Gittern sind Indikatoren ehemals erhöhter P-T-Bedingungen.

Die Biotit-Kristallisation überdauerte die tektonische Korngefügeprägung, wie aus rekristallisierten Biotit-B-Gefügen und Querbiotiten geschlossen werden kann.

Biotit wird von Epidot, Granat, Plag II, Kf II, Quarz und Kalzit korrodiert. Dabei wird die Form der ehemaligen Biotite oft durch feinkörnige Titanit-Neubildungen reliktsch abgebildet. Biotit selbst verdrängt Hornblende bis zu vollständigen Pseudomorphosen, seltener auch Granat.

Die Chloritisierung (Fe-Prochlorit) von Biotiten gehört in ein spätes diaphthoritisches Stadium, wogegen Mg-Prochlorit-Bildung aus Biotit schon während der alpidischen Hauptkristallisation einsetzt, wie die Korrosionen durch Plag II be- weisen.

Chlorite

Die optischen Daten der Chlorite liegen in einem breiten Streufeld, das nach TRÖGER (1959) Mg-Prochlorit, Prochlorit und Fe-Prochlorit umfaßt (siehe auch BUSCHENDORF, 1965). Nach ihrer unterschiedlichen genetischen Stellung in der Deformations-Kristallisations-Abfolge der alpidischen Metamorphose können zwei Chlorit-Typen unterschieden werden.

Chlorit I ist nach seinen optischen Daten ein Mg-Prochlorit bis Prochlorit. Er entsteht sekundär aus Hornblende, Biotit und seltener aus Granat oder als Neubildung während der noch hochtemperierten Tauernkristallisation. Hinweise dafür sind die Korrosionen durch inverszonaren Plag II.

Chlorit II ist nach seinen optischen Daten ein Prochlorit bis Fe-Prochlorit. Er entsteht während der spät- bis posttauernkristallinen Diaphthorese (Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies) ausschließlich sekundär aus Biotit, Granat und seltener auch aus Hornblende.

Im N-S-Profil durch die nördliche Schieferhülle verändert sich der Chlorit I in seiner chemischen Zusammensetzung mit abnehmenden P-T-Bedingungen in Richtung Fe-Prochlorit und gleicht dann optisch dem Chlorit II des zentralen Tauernbereiches.

2.2.2. Fazies und P-T-Bedingungen der alpidischen Metamorphose im Arbeitsgebiet

Die metamorphe Fazies der alpidischen Metamorphose wird im Arbeitsgebiet durch den Anorthitgehalt der Plagioklase aus Paragenesen mit Epidot oder Hornblende gekennzeichnet. Die chemische Zusammensetzung der Amphi-

bole, Granate und Hellglimmer bestätigt die an Hand der Anorthitgehalte getroffene Fazies-Gliederung.

Es wird versucht, die P-T-Bedingungen der Kristallisation durch Auswertung koexistierender Mineralparagenesen und der chemischen Zusammensetzung der Minerale näher zu kennzeichnen. Wegen des vorherrschenden granitischen Chemismus der Gesteine sind die Möglichkeiten dazu sehr eingeschränkt.

Die abgeleiteten P-T-Daten können nur Richtwerte sein, weil die Übertragbarkeit der experimentellen Befunde auf die komplexen natürlichen Vielstoff-Systeme problematisch bleibt. Zudem kann eine große Zahl der Parameter, die während der Metamorphose wirksam waren, wie etwa PH_2O , PCO_2 , fO_2 , nicht angegeben werden.

Die Druck- und Temperaturwerte der Tauernkristallisation lassen sich auch mit Hilfe geologischer Daten nur ungenau ermitteln, weil die paläogeologischen Verhältnisse und der tektonische Aufbau der Zentralzone zur Zeit der Metamorphose noch weitgehend unbekannt sind.

Die Anorthit-Gehalte von Plag II

Die metamorphen Zonen eines regionalmetamorphen Komplexes können durch die Anorthit-Gehalte von Plagioklasen aus Paragenesen mit Calcit, Epidot oder Hornblende gekennzeichnet werden (AMBROSE 1936, BEARTH 1958, WENK 1958, 1962, 1967, WENK & KELLER 1969, DE WAARD 1959, RUTLAND 1961). Dabei charakterisiert Albit die Grünschieferfazies- und Plagioklas die Amphibolitfazies-Paragenesen vom BARROW-Typ. An der Grenze von Grünschieferfazies gegen Amphibolitfazies tritt der Sprung im Anorthit-Gehalt der Plagioklasse von An 5 nach An 16 auf. Dieser Hiatus ist durch den Peristerit-Solvus bedingt. Die Grenze von Albit-Zone gegen Plagioklas-Zone entspricht etwa der regionalen Verbreitungsgrenze von Chloritoid- gegen Staurolith-Paragenesen. Für diese Grenze kann die folgende Mineralreaktion angegeben werden, deren Gleichgewichtsdaten HOSCHEK (1967) experimentell ermittelt hat ($545 \pm 15^\circ \text{C}$ bei $P_{\text{tot}} = 4-7 \text{ kb}$):



Plag II, der in den hier untersuchten Paragenesen mit Epidot, Hornblende oder auch Calcit koexistiert, ist ein inverszonarer Oligoklas. Albit-Kerne solcher Inversoligoklase sind „gepanzerte“ Relikte der niedriger temperierten aufsteigenden Metamorphose. Sie stehen nie in direktem Kontakt mit Epidot, Hornblende oder Calcit. Die Koexistenz von Oligoklas II mit Ca-Mineralen stuft diese Paragenesen in die niedrig temperierte Amphibolitfazies (Staurolith-Almandin-Subfazies nach WINKLER 1967) ein. Die während dieses posttektonischen Kristallisationsstadiums erreichten Temperaturen müssen demnach um 550°C gelegen haben, was neuerdings durch die Existenz von tauernkristallinem Staurolith im westlich anschließenden Gebiet bestätigt wird (MORTEANI 1969 persönliche Mitteilung).

Die Grenze von Oligoklas- gegen Albitzone wurde in einer Paragneis-Quarzit-Serie der nördlichen unterem Schieferhülle erfaßt (Abb. 3).

Die chemische Zusammensetzung der Amphibole und Granate

In allen untersuchten Gesteinen mit Amphibolen koexistieren diese mit inversen Oligoklasen II. Die chemischen Analysen von 4 Amphibolen als charakteristische Typen eines breiten Streufeldes optisch gekennzeichnete Amphibole zeigen, daß diese als Al-reiche Mischglieder der Aktinolith-Hornblende-Tschermakit-Reihe aufzufassen sind. Mit WINKLER (1967) wären diese Gesteine in die Almandin-Amphibolit-Fazies einzustufen. Die hohen Al-Gehalte sind ein Hinweis auf relativ hohe Bildungsdrücke.

HELLNER & SCHÜRMAN (1967) wiesen experimentell nach, daß aktinolithische Hornblende mit 14 Mol% Al_2O_3 bei niedrigen Drücken oberhalb 500°C stabil gebildet werden kann. Diese Bildungstemperatur kann nur mit Vorbehalt betrachtet werden, da der Einfluß der Zusammensetzung der Gasphase und des Sauerstoffpartialdruckes auf die Bildungsreaktionen unberücksichtigt blieben (siehe auch ERNST 1968). CHOUDHURI & WINKLER (1967) untersuchten die Reaktionen Hornblende \rightarrow Enstatit + Diopsid + Anorthit + H_2O und Chlorit + Tremolit + Quarz \rightarrow Hornblende + Anthophyllit + H_2O . Danach läßt sich das Stabilitätsfeld der synthetisierten Hornblendens durch die P/T-Werte $550^\circ/1\text{ kb}$; $580^\circ/4\text{ kb}$; $770^\circ/1\text{ kb}$; $850^\circ/2\text{ kb}$ angeben.

Der hohe Almandin-Gehalt und der geringe Anteil an Spessartin-Komponente der untersuchten Granate kann als Hinweis für erhöhte P-T-Bedingungen während ihrer Bildung gewertet werden. Richtwerte für die dabei erreichten Drücke und Temperaturen sind der Arbeit von HSU (1968) zu entnehmen. Hsu bestimmte die Stabilitätsgrenze der Reaktion Fe-Chlorit + Quarz \rightarrow Almandin + H_2O für verschiedene Sauerstoffpartialdrücke. Leider ist für die Gesteine des Arbeitsgebietes die Größenordnung des während der Granatblastese herrschenden Sauerstoffpartialdruckes nicht anzugeben. Koexistierende Fe-Erze fehlen. Die geringen Andradit-Gehalte schließen allzu große Sauerstoffpartialdrücke aus. Auch ist der Einfluß der Grossular-, Andradit- und Pyrop-Komponente auf die untere Stabilitätsgrenze des Almandins noch nicht genügend untersucht. Dennoch kann man wohl im Einklang mit den petrologischen Befunden aus analogen metamorphen Serien und im Zusammenhang mit den genannten experimentellen Untersuchungen von HELLNER, HSU und CHOUDHURI & WINKLER annehmen, daß die Metamorphosetemperaturen während der Granat- und Hornblende-Blastese bei Drücken um 5 kb oberhalb von 500°C gelegen haben.

Epidot-Quarz-Paragenesen

In allen Epidot führenden Gesteinen koexistiert Epidot mit Quarz. Das bedeutet, daß die Abbaureaktionskurve $\text{Klz} + \text{Qz} \rightarrow \text{Gross} + \text{An} + \text{H}_2\text{O}$ bzw. $\text{Ep} + \text{Qz} \rightarrow \text{Grand} + \text{An} + \text{Hä} + \text{H}_2\text{O}$ (NITSCH & WINKLER 1965, HOLDAWAY 1966) nicht überschritten wurde. Bei Drücken um 5 kb resultieren deshalb maximale Metamorphose-Temperaturen um 650°C .

Paragonit-Quarz-Paragenesen

Paragenesen von Paragonit und Quarz sind bis zur Disthen-Almandin-Muskowit-Subfazies (WINKLER 1967) stabil. Bei höheren P-T-Bedingungen erfolgt die

Reaktion Paragonit + Quarz \rightarrow Albit + Disthen + H₂O. Die Gleichgewichtsdaten dieser Reaktion liegen bei niedrigeren Temperaturen als die der oberen Abbaureaktion von Paragonit \rightarrow Albit + Korund + H₂O, für die CHATTERJEE (1968) folgende Gleichgewichtswerte reversibel bestimmte: 2 kb/560 \pm 20° C; 5 kb/635 \pm 20° C; 10 kb/690 \pm 10° C.

Für die Paragonit führenden Gesteine kann gefolgert werden, daß die Metamorphosetemperaturen während und nach der Paragonit-Blastese bei Drücken um 5 kb höchstens etwa 600° C erreicht haben können.

Die Phengit-Muskowit-Stabilität

Nach VELDE (1967) wird der Si^{IV}-Gehalt von Mischgliedern der Phengit-Muskowit-Reihe im wesentlichen nur durch die P-T-Bedingungen kontrolliert. Phengite zeigen niedrige, Muskowite hohe P-T-Bedingungen an. Das stimmt allgemein recht gut mit den feldpetrographischen Befunden überein. Diesen Trend scheinen auch die Hellglimmer im NS-Profil durch die nördliche Schieferhülle anzuzeigen. In diesem Profil wird der Achsenwinkel der Hellglimmer mit abnehmendem Metamorphosegrad kleiner, die Lichtbrechung nimmt zu, was für eine gleichgerichtete Zunahme der Phengit-Komponente und des Fe-Gehaltes spricht.

Der höchste Si^{IV}-Gehalt, der in Hellglimmern von Paragenesen gleichen Metamorphosegrades angetroffen wird, kennzeichnet die maximalen P-T-Bedingungen, die während der Hellglimmerkristallisation erreicht wurden. Von drei chemisch analysierten Muskowiten (Proben 100, 169, 269) aus dem Arbeitsgebiet weist Probe 100 den höchsten Si^{IV}-Gehalt mit 3,17 Si^{IV} auf. Das bedeutet, daß die obere Stabilitätskurve des Muskowits mit Si^{IV} = 3,17 zu höheren P-T-Bedingungen hin nicht überschritten wurde. Es resultieren für Drücke von ca. 5 kb Metamorphosetemperaturen um 550° C.

Faßt man die gewonnenen Ergebnisse zusammen, dann kann man den Temperaturbereich während des Metamorphose-Maximums gut eingrenzen. Er liegt zwischen 550° und 600° C. Dagegen gelingt es nicht, die gleichzeitig herrschenden Drücke exakt zu bestimmen. Nach Auswertung der Almandin- und Phengit-Stabilitäten erscheinen Drücke von ca. 5 kb als sehr wahrscheinlich. MORTEANI (1969 pers. Mitteilung) hat in westlich anschließenden Serien der gleichen geologischen Position tauernkristallinen Staurolith und Disthen gefunden. Ihre Stabilitätsdaten (ALTHAUS 1967, HOSCHEK 1967) bestätigen die oben angenommenen P-T-Werte.

Disthen, als Indikator relativ hoher Drücke (ALTHAUS 1967, BELL et al. 1968), ist aus Gesteinen östlich, westlich und nördlich des Arbeitsgebietes beschrieben worden (SANDER 1920, CHRISTA 1931, 1934, DIETIKER 1939, THIELE 1951, EXNER 1957, KARL 1956, FRISCH 1968, HÖCK 1969). Man kann aus der zeitlichen Relation der Disthen-Blastese zur mechanischen Gefügeformung annehmen, daß der Disthen der Schieferhülle-Paragenesen gleichaktig mit der im Arbeitsgebiet wirksamen Metamorphose gebildet wurde. Die zur Disthen-Bildung benötigten Drücke könnten dann auch im Arbeitsgebiet, dem tektonisch tieferen Pennin, erreicht, wenn nicht sogar überschritten worden sein. Für die maximalen Tem-

peraturen der Kristallisation im Zentralbereich (550—600° C) würden dann Drücke von ca. 5 kb resultieren, vorausgesetzt, daß $P_{\text{tot}} = PH_2O$.

Zur Präzisierung der Druckverhältnisse während der alpidischen Metamorphose muß außerdem zwischen den Drücken unterschieden werden, die erstens während der syntektonischen Kristallisation und zweitens während der posttektonischen Kristallisation herrschten. Im ersten Fall ist der Gesamtdruck P_{tot} aus hydrostatischem Druck (Überlagerung) und Stress (tectonic overpressure) zusammengesetzt. Im zweiten Fall entspricht der Gesamtdruck P_{tot} im wesentlichen nur dem durch Überlagerung erzeugten hydrostatischen Druck. Es ist durchaus denkbar, daß die zur Disthen-Bildung in den Schieferhülle-Paragenesen benötigten Drücke (ca. 4 kb bei ca. 500° C) nur während der syntektonischen Kristallisation bei zusätzlich wirksamen Stress erreicht worden sind.

Der hydrostatische Druck, der im untersuchten Gebiet während der alpidischen Metamorphose herrschte, läßt sich nur ungenau aus den geologischen NS-Profilen der nördlichen tauernkristallinen Schieferhülle berechnen, da man nicht sicher annehmen darf, daß die penninischen Serien der Schieferhülle ursprünglich in ähnlicher Fazies und primärer Mächtigkeit wie am Rande des zentralen granitischen Gneiskomplexes auch über diesem autochthon gelegen haben. Ferner folgt aus dem Verhältnis von Kristallisation zu Deformation im Korngefüge (Kr2 ist jünger als Fm2), daß die Schieferhülle zum Zeitpunkt der Tauernkristallisation bereits als verfaltetes und verschupptes Dach dem Zentralgneis aufgelegt haben muß. Das Ausmaß der durch die alpidische Tektonik bewirkten Mächtigkeitsveränderung der primären ungestörten Schieferhülle-Profile kann für den Tauern-Zentralbereich im Arbeitsgebiet nicht rekonstruiert werden. Deshalb können nur die Mächtigkeiten der tektonisierten und tauernkristallinen Gesteinsserien des nördlichen Schieferhülle-Rahmens als Anhaltspunkt für Überlegungen zur Mächtigkeit der im Tauern-Zentralbereich anzunehmenden Überdeckung herangezogen werden.

Unklar ist ferner, ob zusätzlich zum parautochthonen Schieferhülle-Dach mit der Überschiebung von ostalpinen Decken zu rechnen ist. Derartige Deckenüberschiebungen sind gefordert worden (TERMIER 1903, KOBER 1912, STAUB 1924, CORNELIUS 1940, TOLLMANN 1963). Sie sind jedoch nach neueren sedimentologischen Erkenntnissen zur Fazies und zum Ablagerungsraum der nördlichen ostalpinen Serien unwahrscheinlich (JERZ 1964, ENZENBERG 1956, SARNTHEIN 1967).

Wertet man die Profile der nördlichen penninischen Schieferhülle aus (SANDER 1911, HAMMER 1936, THIELE 1951, FRASL 1958, FRISCH 1968, HÖCK 1969), dann muß man über dem zentralen granitischen Gneiskomplex während der Tauernkristallisation mit einer Überlagerung zwischen 5 und 12 km rechnen. Die aus der Überlagerung resultierenden hydrostatischen Drücke von 1,5—3 kb stimmen gut mit dem von KARL (1966) ebenfalls aus geologischen Daten für den Tauern-Zentralbereich im Großvenediger-Gebiet abgeleiteten hydrostatischen Druck von max. 2 kb überein.

Diese Drücke reichen allerdings, den experimentellen Daten zufolge, nicht zur Bildung des Disthens der Schieferhülle aus. Höhere Gesamtdrücke könnten durch die Annahme größerer Gesteinsüberdeckung, für die es vorerst keine

Anhaltspunkte gibt, und durch eine zusätzliche Stresskomponente von etwa 2 kb wahrscheinlich gemacht werden.

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. F. KARL. Für seine freundliche Betreuung und sein förderndes Interesse während meines Aufenthaltes am Mineralogisch-Petrographischen Institut, Kiel, danke ich ihm.

Besonderer Dank gebührt Herrn Univ.-Doz. Dr. P.-K. HÖRMANN für die Durchführung der chemischen Mineralanalysen.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, unterstützte die Arbeit finanziell.

Zusammenfassung

Die vorliegende Untersuchung stellt die petrographische und geologische Erstbearbeitung des östlichen Zillertaler-Alpen-Hauptkammes dar. Sämtliche Gesteins-Serien des bearbeiteten Gebietes sind dem penninischen „Zentralgneis“ der älteren Literatur zuzuordnen. Der zentralgranitische Gneiskomplex konnte in Meta-Granodiorite und Augen- und Flasergranitgneise gegliedert werden.

Zwei NE-SW steichende Meta-Grandiorit- bis -Granitkörper bilden die südliche und nördliche Begrenzung des untersuchten Gebietes. Der zwischen sie gelagerte Augen- und Flasergranitgneis-Komplex ist von Norden nach Süden in die 5 folgenden tektonisch parallelgelagerten Serien gegliedert worden (Abb. 1):

1. Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise, Lagen von hellen Muskowit-Gneisen, Amphiboliten und Meta-Lamprophyren;
2. Mikroklin-Augengneise bis Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise;
3. Schachbrettalbit-Augengneise, Mikroklin-Augengneise, Lagen von Amphiboliten und Epidot-Biotit-Gneisen;
4. Mikroklin-Augengneise bis Meta-Granit;
5. Muskowit-Epidot-Biotit-Gneise, Lagen von hellen Muskowit-Gneisen, Amphiboliten und Meta-Lamprophyren.

Die Serien 2, 3 und 4 bildeten, wie aus der stofflichen und strukturellen Homogenität der Gesteins-Serien und aus spärlichen magmatischen Reliktgefügen geschlossen werden kann, einen relativ homogenen voralpidischen Granit- bis Porphyrganit-Komplex mit Einfaltungen von Paragneisen, die sich durch das SW-Abtauchen des Komplexes bedingt nach Westen zu, vor allem in Serie 3, mehren.

Dieser Granit-Komplex ist durch die alpidische Orogenese metamorph unter den Bedingungen der Staurolith-Almandin-Amphibolit-Subfazies umgeprägt worden.

Die metamorphe Kristallisation überdauerte bis auf wenige Ausnahmen die Tektonik, welche das Korngefüge prägte.

Die Serien 1 und 5, die die Augen- und Flasergranitgneis-Serien von den Meta-Granodioriten und -Graniten im Norden und Süden trennen, sind sehr wahrscheinlich Paragneis-Einschaltungen. Die Primärkontakte dieser Serien gegen

die Meta-Granodiorite bis -Granite und die als Metagranite gedeuteten Mikroklin-Augengneise sind wegen der starken alpidischen Tektonik und Metamorphose weder feldpetrographisch noch mikroskopisch eindeutig nachweisbar.

Hinweise auf eine voralpidische Metamorphose und Tektonik sind durch die Serie 5 gegeben, aus der sich in streichender westlicher Fortsetzung des untersuchten Gebietes eine klassische Migmatit-Serie entwickelt, die alpidisch metamorph überprägt ist.

Relikte dieser älteren Metamorphose, die vermutlich weiträumigere Bereiche erfaßt hat, konnten im untersuchten Gebiet weder im Meta-Granodiorit bis -Granit noch im „Augen- und Flasergranitgneis-Komplex“ eindeutig nachgewiesen werden. Eine Klärung der Altersbeziehungen ist von Altersdatierungen zu erwarten.

Die Kristallisations- und Deformations-Phasen paragenetisch verschiedener Gesteine wurden einander zugeordnet, die voralpidischen von alpidischen Mineralparagenesen getrennt und die Kristallisationsabfolge der alpidisch gebildeten Minerale abgeleitet. Die Umwandlungen präalpidischer Minerale und die Neubildungen von Mineralen im Verlaufe der alpidischen Metamorphose werden eingehend beschrieben.

Die Fazies der alpidischen Metamorphose und ihrer P-T-Bedingungen wurden durch die petrologische Auswertung der Mineralparagenesen und der chemischen Zusammensetzung der Minerale (Plagioklase, Granate, Hornblenden und Muskowite) näher gekennzeichnet. Die max. Temperaturen der Metamorphose müssen danach zwischen 550 und 600° C gelegen haben.

Die Drücke der Metamorphose konnten dagegen weder durch mineralgenetische noch durch geologische Kriterien präzise bestimmt werden, da einerseits druckkritische Mineralassoziationen fehlen und andererseits die geologische Rekonstruktion der Gesteinsüberdeckung im Zeitpunkt der alpidischen Metamorphose mit Hypothesen behaftet ist. Hydrostatische Drücke von 2—3 kb stehen mit den geologischen Daten am besten im Einklang. Höhere Gesamtdrücke sind für die Bildung von Disthen notwendig und durch die Annahme einer zusätzlich wirksamen Stresskomponente wahrscheinlich.

Folgende Ergebnisse sind für die Petrologie und Geologie des westlichen Tauernfensters von Bedeutung:

1. Im zentralgranitischen Gneiskomplex ist eine ältere (voralpidische?) Metamorphose durch die Existenz einer alpidisch metamorph retrograd beeinflussten Migmatit-Serie (Serie 5 in westlicher Fortsetzung) wahrscheinlich. Eindeutige Relikte dieser älteren Metamorphose konnten in den Gesteinen des Arbeitsgebietes nicht nachgewiesen werden.

2. Oligoklasierte Peristerit-Plagioklase sind ein Beweis dafür, daß die sie enthaltenden Orthogneise nur alpidisch metamorph umgewandelt wurden.

3. Erstmals konnte im zentralen granitischen Gneiskomplex des westlichen Tauernfensters (Zillertaler und Tuxer Alpen) alpidische Metamorphose in niedrig temperierter Almandin-Amphibolit-Fazies nachgewiesen werden.

4. Die Grenze von Almandin-Amphibolit-Faziesbereich gegen Grünschieferfaziesbereich liegt nördlich des zentralen granitischen Gneiskomplexes (Wimmer-

tal, Schönachtal) in einer Quarzit-Metatuffit-Metaarkosen-Serie der unteren Schieferhülle.

5. Der Faziesbereich der niedrig temperierten Almandin-Amphibolit-Fazies wird durch die Paragenesen: Plagioklas + Calcit, Plagioklas + Epidot und Plagioklas + Hornblende sowie das Auftreten von oligoklasierem, ehemals saurem Plagioklas (Plag I) und Schachbrett-Oligoklas gekennzeichnet.

6. Im NS-Profil durch das Arbeitsgebiet und die schwächer metamorphe nördliche Schieferhülle nimmt mit abnehmendem Metamorphosegrad die Phengit-Komponente in den Hellglimmern und der Fe^{2+} -Gehalt in den Epidoten zu; Mg-Prochlorite gehen sukzessiv in Fe-Prochlorite über.

Der Bereich des Übergangs von monoklinen bis schwach triklinen Kf II zu maximal triklinen Kf II liegt in der niedrig temperierten Grünschieferfazies-Zone (Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies) in der Serie der Porphyrmaterialschiefer nördlich des Hochstegenkalkes.

7. In der unteren Schieferhülle wurden bisher keine Relikte einer vortauernkristallinen Metamorphose gefunden.

Literaturverzeichnis

- ALTHAUS, E.: The triple point andalusite-sillimanite-kyanite — An experimental and petrologic study. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 16, 29—44, Berlin 1967.
- AMBROSE, J. W.: Progressive kinetic metamorphism in the Missi series near Flinflon, Manitoba. — *Am. Jour. Sci.*, 32, 5. Ser., 257, New Haven, Conn. 1936.
- ANGEL, F.: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. — *Mitt. naturw. Verein Steiermark*, 67, 36—52, Graz 1930.
- BARTH, T. F. W.: Zonal structure in feldspars of crystalline schists. — Section III (Tercera Reunion International sobre Reactividad de los Solidos) Madrid, abril 1956.
- BEARTH, P.: Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 38, 363—373, Zürich 1958.
- BECKE, F.: Die kristallinen Schiefer der Alpen (Vortrag). — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 21, Wien 1902.
- BECKE, F.: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. — *Denkschr. d. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl.*, 75, 1—53, Wien 1903.
- BELL, P. M., RICHARDSON, S. W., & GILBERT, M. C.: Stability relations of the Al_2SiO_5 polymorphs. — Vortrag DMG-Tagung 1968 Köln.
- BESANG, C., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., & WENDT, I.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). — *Geol. Jb.*, 86, 835—844, Hannover 1968.
- BIANCHI, A., & DAL PIAZ, G.: Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. — *Mem. Inst. geol. Univ. Padova*, 10, 242 S., Padova 1934.
- BUSCHENDORF, L.: Petrographische Untersuchungen an metamorphen Gesteinen des westlichen Großvenedigers (Ostalpen). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1965, 168—187, Wien 1965.
- CHATTERJEE, N. D.: Synthese und obere Stabilität des Paragonits. — Vortrag DMG-Tagung 1968 Köln.
- CHOUDHURI, A., & WINKLER, H. G. F.: Anthophyllit und Hornblende in einigen metamorphen Reaktionen. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 14, 293—315, Berlin 1967.
- CHRISTA, E.: Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, 81, 533—635, Wien 1931.
- CHRISTA, E.: Das Greiner-Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. — Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1934.

- CHRISTIE, O. H. J.: Note on equilibrium between plagioclase and epidote. — Norsk. geol. tidsskr., 39, 268—271, Oslo, 1959.
- CHRISTIE, O. H. J.: Feldspar structure and the equilibrium between plagioclase and epidote. — Amer. Jour. Sci., 260, 149—157, New Haven, Conn. 1962.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Zeitschr. Dt. Geol. Ges., 92, 270—312, Berlin 1940.
- DEER, W. A. R., HOWIE, R. A., & ZUSSMANN, J.: Rock forming minerals. 5 Vol. — Longmans, London 1962.
- DIETIKER, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml. — Diss. ETH, Zürich 1938.
- DRESCHER-KADEN, F. K.: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. — Miner. und Petrogr. in Einzeldarst. I, 259 S., Berlin 1948.
- ENZENBERG, M.: Vorbericht über geologische Studien in den Tarntaler Bergen (Tirol). — Anz. österr. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 102, Nr. 9, 192—194, Wien 1965.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. — Chemie der Erde, 15, 283—295, Jena 1945.
- ERNST, W. G.: Amphiboles. — Springer-Verlag Heidelberg, Berlin, New York 1968.
- EXNER, CH.: Tektonik, Feldspatumbildung und deren gegenseitige Beziehung in den östlichen Hohen Tauern. — Min. Petr. Mitt., III. F., 1, 197—284, Wien 1950.
- EXNER, CH.: Aufnahmsberichte 1949—1954. — Verh. Geol. B.-A., 1950—1955, Wien 1950—1955.
- EXNER, CH.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein. — 168 S., Wien, Geol. B.-A. 1957.
- EXNER, CH.: Orthit in den Gesteinen der Sonnblicksgruppe (Hohe Tauern). — Tscherm. Min. Petr. Mitt., III. F., 11, 358—372, Wien 1966.
- FERSMANN, A. E.: Die Schriftstruktur der Granit-Pegmatite und ihre Entstehung. — Z. Krist. 69, 77, Frankfurt a. M. 1929.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den Kalifeldspaten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise in Österreich. — Jb. Geol. B.-A., 97, 71—131, Wien 1954.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-A., 101, 323—472, Wien 1958.
- FRASL, G., & FRANK, W.: Zur Mineralogie und Geologie des Landes Salzburg und der Tauern. — Der Aufschluß, 15. Sonderheft, 30—58, Heidelberg 1966.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbad und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 287—336, Wien 1968.
- FRISCH, W.: Die Petrographie des Porphygranitgneises am nordöstlichen Tuxer Hauptkamm (Zentralgneis des Tauernfensters, Tirol). — N. Jb. Miner., Abh., 111, 162—183, Stuttgart 1969.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J., & VERHOOGEN, J.: Metamorphic reactions and metamorphic facies. — Geol. Soc. Amer. Mem., 73, 259 S., Geol. Soc. Amer. 1958.
- GUIARD, G., RAGUIN, E., & SABATIER, G.: La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées orientales. — Bull. Soc. franc. Minér. Crist., 83, 48—62, Paris 1960.
- HAMMER, W.: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). — Jb. Geol. B.-A., 86, 265—301, Wien 1936.
- HARDER, H.: Untersuchungen an Paragoniten und an Na-haltigen Muskoviten. — Heidelb. Beitr. Min. u. Petr., 5, 227—271, Heidelberg 1956.
- HEIER, H.: Phase relations of potash feldspar in metamorphism. — Jour. Geol., 65, 468—479, Chicago, Ill. 1957.
- HEIER, H.: The amphibolite-granulite facies transition reflected in the mineralogy of potassium feldspars. — Inst. Lucas Mallada, Madrid, Cursos y conferencias, 8, 131—136, Madrid 1961.
- HELLNER, E., & SCHÜRMAN, K.: Stability of metamorphic amphiboles: the tremolite-ferroactinolite series. — N. Jb. Min., Mh., 1967, 346—354, Stuttgart 1967.
- HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). — Jb. Geol. B.-A., 112, 153—195, Wien 1969.
- HÖCK, V.: Zur Kristallisationsgeschichte des penninischen Altkristallins beim Spannagelhaus (Tuxer Hauptkamm, Tirol). — Verh. Geol. B.-A., 1970, 316—323, Wien 1970.

- HOLDAWAY, M. J.: Hydrothermal stability of clinozoisite plus quartz. — Amer. Jour. Sci., 264, 8, 643—667, New Haven, Conn. 1966.
- HOSCHEK, G.: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Straurolith. — Contr. Miner. Petr., 14, 123—162, Berlin 1967.
- Hsu, L. C.: Selected Phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: A model for garnet equilibria. — Jour. Petrol., 9, 1, 40—83, Oxford 1968.
- JÄGER, E., NIGGLI, E., & WENK, E.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. — Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 134, Lieferung, 67 S., Bern 1967.
- JÄGER, E., KARL, F., & SCHMIDEGG, O.: Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). — Tscherm. Min. Petr. Mitt., III. F., 13, 251—272, Wien 1969.
- Jerz, H.: Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen. — Verh. Geol. B.-A., *Sh. G.*, 171—183, Wien 1965. Zeitschr. Dt. geol. Ges., 116, 2, 427—439, Hannover 1965.
- KARL, F.: Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal (Tirol). — Tscherm. Min. Petr. Mitt., III. F., 2, 198—246, Wien 1951.
- KARL, F.: Aufnahmsberichte 1952—1963. — Verh. Geol. B.-A., 1953—1964, Wien 1953—1964.
- KARL, F.: Die Komponenten des oberkarbonen Nöflach-Konglomerates (Tirol). — Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 48, 71—87, Wien 1956.
- KARL, F.: Eine Arbeitshypothese als Beitrag zum Zentralgneisproblem. — Anz. österr. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 93, 1—4, Wien 1956.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusiv-Massive. — Jb. Geol. B.-A., 102, 1—192, Wien 1959.
- KARL, F.: Über das Alter der Granite in den Hohen Tauern. — Geol. Rdsch., 50, 499—505, Stuttgart 1960.
- KARL, F.: Über die Zusammensetzung, Entstehung und gesteinsystematische Stellung tonalitischer Granitgesteine. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., III. F., 11, 413—438, Wien 1966.
- KLEBELSBERG, R. v.: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertals (Tirol). — Zeitschr. Dt. geol. Ges., 92, 582—586, Berlin 1940.
- KOBER, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, 5, 368—481, Wien 1912.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. — Denkschr. d. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 98, 201—242, Wien 1922.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Unterostalpin des Penken-Gschöfswandzuges in Tirol. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 201—228, Wien 1962.
- KUPKA, E.: Zur Geologie von Mayrhofen im Zillertal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, 1—13, Wien 1956.
- LAMBERT, R. St.: Absolute Altersbestimmungen an Gneisen aus dem Tauernfenster. — Verh. Geol. B.-A., 1964, 16—27, Wien 1964.
- LAVES, F., & VISWANATHAN, K.: Relations between the optical axial angle and triclinity of potash feldspars and their significance for the definition of "stable" and "unstable" states of alkalifeldspars. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 47, 147—162, Zürich 1967.
- MARFUNIN, A. S.: The relation between structure and optical orientation in potash-soda feldspars. Inst. Lucas Mallada, Madrid, Cursos y conferencias, 8, 97—109, Madrid 1961.
- MARMO, V., HYTÖNEN, K., & VORMA, A.: On the occurrence of potash feldspar of inferior triclinity within the percarbrian rocks in Finland. — Bull. Comm. géol. Finlande, 212, 51—78, Helsinki 1963.
- MIYASHIRO, A., & SEKI, Y.: Enlargement of the compositionfield of epidote and piemontite with rising temperature. — Amer. Jour. Sci., 256, 422—430, New Haven, Conn. 1958.
- MYER, G. H.: X-ray determinative curve for epidote. — Amer. Jour. Sci., 263, 78—86, New Haven, Conn. 1965.
- NITSCH, K. H., & WINKLER, H. G. F.: Bildungsbedingungen von Epidot und Orthozoisit. — Beitr. Min. Petr., 11, 470—486, Berlin 1965.
- NOBLE, D. C.: Plagioclase unmixing and the lower boundary of the amphibolite facies. — Jour. Geol., 70, 234—240, Chicago, Ill. 1962.

- OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. ST., BAADSGAARD, H., & SIMONS, J. G.: Kalium-Argon-Altersbestimmungen am Südostrand des Tauernfensters (Ostalpen). — Verh. Geol. G.-A., 1966, 17 bis 33, Wien 1966.
- PAULITSCH, P.: Zwei Hornblenden aus Metabasiten der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., III. F., 1, 14—18, Wien 1948.
- RAITH, M.: Petrographie und Geologie des östlichen Zillertaler Hauptkammes (Tirol, Österreich). — Unveröffentlichte Dissertation, Kiel 1969 (1969 a).
- RAITH, M.: Peristerite aus alpidisch metamorphen Gneisen der Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich). — Contr. Mineral. Petrol., 21, 357—364, Berlin 1969 (1969 b).
- RAITH, M.: Schachbrettoligoklas in alpidisch metamorphen Gneisen der östlichen Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich). — Tscherm. Min. Petr. Mitt., III. F., 14, 141—153, Wien 1970.
- RUTLAND, R. W. R.: The control of anorthite content of plagioclase in metamorphic crystallization. — Amer. Jour. Sci., 259, 76—79, New Haven, Conn. 1961.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (1. Bericht). — Denkschr. k. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 72, 62 S., Wien 1911.
- SANDER, B.: Geologische Exkursionen durch die Tuxer Alpen und den Brenner. — Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern Dt. geol. Vereinigung Leipzig, 39—52, Leipzig 1913.
- SANDER, B.: Über die tektonische Verknüpfung der Kalkalpen und Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1920, 121—131, Wien 1920.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (2. Bericht). — Jb. Geol. B.-A., 70, 273—296, Wien 1921.
- SANDER, B.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes. — Zeitschr. Dt. geol. Ges., 91, 326—328, Berlin 1939.
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. — Geol. Rdsch., 56, 116—127, Stuttgart 1967.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Übersicht der Venedigergruppe nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. KARL und O. SCHMIDEGG. — Verh. Geol. B.-A., 1961, 35—54, Wien 1961.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF, 52, 272 S., Bern 1924.
- STEIGER, R. H., & HART, S. R.: The microcline-orthoclase transition within a contact aureole. — Amer. Mineral., 52, 87—116, Washington 1967.
- STRENS, R. G. J.: Some relationship between members of the epidote group. — Nature, 198, 80—81, London 1963.
- TERMIER, P.: Les nappes des alpes orientales et la synthese des alpes. — Bull. Soc. Géol. France, 4 Sér., 3, 711—766, Paris 1903.
- THIELE, O.: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 2, 2, 1—21, Wien 1951.
- THIELE, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. — Verh. Geol. B.-A., 1970, 230—244, Wien 1970.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — Wien: Deutike 1963, 256 S.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Teil 1, 3. Aufl. 1959. Teil 2, 1. Aufl. 1967. Stuttgart: E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung 1959, 1967.
- TURNER, F. J., & VERHOGEN, J.: Igneous and metamorphic Petrology. — 2. Ed., 694 S. New York: McGraw-Hill: 1960.
- VELDE, B.: Si⁴⁺ content of natural phengites. — Contr. Miner. Petrol., 14, 3, 250—258, Berlin 1967.
- WAARD, D. DE: Anorthite content of plagioclase in basic and pelitic schists as related to metamorphic zoning in the Usu massiv. — Amer. Jour. Sci., 257, 553—562, New Haven, Conn. 1959.
- WENK, E.: Über Diskontinuitäten in Plagioklasserien metamorphen Ursprungs. — Schweiz. Mn. Petr. Mitt., 38, 494—498, Zürich 1958.
- WENK, E.: Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen: Die Paragenese Calcit, Plagioklas. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 42, 139—152, Zürich 1962.
- WENK, E.: Triclinity of alkali feldspars in Lepontine gneisses. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 47, 129—146, Zürich 1967.

- WENK, E., & KELLER, FR.: Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 49, 157—198, Zürich 1969.
- WEINSCHENK, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Groß-venediger-Stockes, II. Über das granitische Centralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneiss. — Abh. d. mathem.-phys. Kl. d. Bayer. Akad. d. Wiss., 18, Abt. 3, S 715—746, München 1895.
- — III. Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. — Abh. d. mathem.-phys. Kl. d. Bayer. Akad. d. Wiss., 22, Abt. 2, S. 261—340, München 1903.
- WINCHELL, H.: The composition and physical properties of garnet. — Amer. Miner., 43, 595—600, Washington 1958.
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. — Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag 1967, 237 S.
- WRIGHT, T. L.: The microcline-orthoclase transformation in the contact aureole of the Eldora stock, Colorado. — Amer. Mineral., 52, 117—136, Washington 1967.
- YODER, H. S., & EUGSTER, H. P.: Synthetic and natural muscovite. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 8, 225—280, London 1955.