

ABHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
BAND 42 · Wien 1988

Bau und Entwicklungsgeschichte
des Rennfeld-Mugel-
und des Gleinalm-Kristallins
(Ostalpen)

Von FRANZ NEUBAUER

Gefördert vom Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung in Wien
und von der Steiermärkischen Landesregierung in Graz

Gefördert vom Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung in Wien

ISSN 0378-0864
ISBN 3-900312-63-X

**Das Titelbild zeigt das Rennfeld von Südwesten
(etwa das Profil zwischen Gabraun und Mandelbaueralm von Profil 2 der Abbildung 4).**

**Für
Heidi, Vera und Lisa**

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Gefördert vom Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung in Wien
und von der Steiermärkischen Landesregierung in Graz.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Umschlagentwurf: Monika Ledolter.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Wien.
Ziel der „Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt“
ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn.

Abh. Geol. B.-A.	ISSN 0378-0864 ISBN 3-900312-63-X	Band 42	S. 1-137	Wien, Juni 1988
------------------	--------------------------------------	---------	----------	-----------------

Inhalt

Zusammenfassung	5
Abstract	5
1. Einleitung	6
1.1. Problemstellung	6
1.2. Methodik	8
2. Die lithologischen Einheiten des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins	9
2.1. Überblick über die strukturellen Großeinheiten	9
2.2. Die Gliederung der Kernkomplexe im Rennfeld-Mugel-Kristallin	13
2.3. Die Gliederung der Kernkomplexe südlich der Eiweglinie (Gleinalmkristallin)	14
2.4. Bemerkungen zur Petrographie der Biotitplagioklasgneise und Großgranatglimmerschiefer	15
2.4.1. Grobknotiger Biotitplagioklasgneis (Typ „Mugelgneis“)	15
2.4.2. Biotitplagioklasgneise der Gleinalm	16
2.4.3. Großgranatglimmerschiefer	16
2.5. Geologie und Petrographie der Amphibolite	16
2.5.1. Zone der „mürben“ Biotitamphibolite (Schlaggraben-Amphibolit)	16
2.5.2. Gabraun-Amphibolit	16
2.5.3. Der „metablastische“ Amphibolit – ein Metadiorit und Metatonalit – im Rennfeld-Mugel-, Gleinalm- und Seckauer Kristallin	17
2.5.4. Begleitgesteine des „metablastischen“ Amphibolites	21
2.5.5. Rennfeld-Amphibolite	26
2.5.6. Utschgraben-Metagabbro	26
2.5.7. Gleinalm-Amphibolit-Komplex	28
2.5.8. Vergleich der Bänderamphibolite des Gleinalm-Amphibolites und des Speik-Komplexes	31
2.5.8.1. Makroskopische Erscheinungsformen der Bänderamphibolite im Gleinalmgebiet	31
2.5.8.2. Makroskopische Erscheinungsformen der Bänderamphibolite im Speik-Komplex	31
2.5.8.3. Petrographie der hellen Lagen in den Bänderamphiboliten	32
2.5.8.4. Interpretation der Genese	33
2.5.9. Zur Geochemie der Amphibolite in den Kernkomplexen	34
2.5.9.1. Datensätze	34
2.5.9.2. Diskussion um mögliche sekundäre Veränderungen	34
2.5.9.3. Zuordnung der Amphibolite zu Ausgangsgesteinstypen	39
2.5.9.4. Differentiationstrends und mögliche geotektonische Position	40
2.5.9.5. Zusammenfassung der geochemischen Untersuchungen	46
2.6. Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex	46
2.7. Speik-Komplex s.str.	47
2.7.1. Der Ultramafit-Amphibolit-Körper von Traföß	47
2.7.1.1. Verbreitung und Stellung	47
2.7.1.2. Petrographie	47
2.7.2. Der Speik-Komplex s.str. in der zentralen Gleinalm	49
2.7.3. Der Speik-Komplex s.str. zwischen Laufnitzdorfer Graben und Jasnitzgraben	49
2.7.4. Geochemie der Ultramafite und Amphibolite von Traföß	50
2.7.5. Der Speik-Komplex s.str. als metamorpher, unvollständiger Ophiolith	53
2.8. Glimmerschiefer-Marmor-Komplex	55
2.9. Saure und intermediäre Intrusivgesteine	58
2.9.1. Feinkörniger Orthogneis (Glimmerarmer Plagioklas- bzw. Granodioritgneis)	58
2.9.2. Trondhjemitgneis- und Plagioklasitgneisgänge	61
2.9.3. Leukosome granitischer und granodioritischer Zusammensetzung	61
2.9.4. Mittelkörnige granitische, granodioritische und dioritische Orthogneise	61
2.9.5. Humpelgrabengranitgneis	62
2.9.6. Augengneise	62
2.9.7. Pegmatite und Pegmatitgneise	65
2.9.8. Bemerkungen zum Alter und zur Genese der Granitoide	65
3. Tektonischer Bau und strukturelle Entwicklung	66
3.1. Prinzipien und Probleme	66
3.2. Die strukturelle Entwicklung der einzelnen Einheiten	66
3.2.1. Die strukturelle und metamorphe Entwicklung in den Kernkomplexen	66
3.2.2. Die strukturelle und metamorphe Entwicklung des Neuhof-Glimmerschiefer-Komplexes	77
3.2.3. Die strukturelle Entwicklung des Speik-Komplexes	79
3.2.4. Die Deformation des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes	81
3.3. Zur Deutung der präalpinen Tektonik	82

3.4. Das grünschieferfazielle Schersystem in der südlichen Gleinalm und die Grenze zum Grazer Paläozoikum	84
3.4.1. Die Deformation in den Augengneisen	85
3.4.2. Die Deformation im Glimmerschiefer-Marmor-Komplex	86
3.4.3. Kataklast-Zone	87
3.5. Bruchtektonik	88
4. Die Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalmkristallins: Diskussion und Interpretation	89
5. Die Stellung des Rennfeld-Mugel- und Gleinalmkristallins im variszischen Orogen des östlichen Ostalpins	
6. Das sinistrale Schersystem im ostalpinen Bruch- und Scherzonenmuster: Zusammenhänge zur Orogenese in den Karpathen?	96
Dank	98
Appendix: Probenlokalitäten	98
Literatur	128

Abh. Geol. B.-A.	ISSN 0378-0864 ISBN 3-900312-63-X	Band 42	S. 1-137	Wien, Juni 1988
------------------	--------------------------------------	---------	----------	-----------------

Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen)

Zusammenfassung

Das Rennfeld-Mugel- und das Gleinalmkristallin (Ostalpin) werden als Beispiele für in das alpine Orogen eingebaute Grundgebirgssegmente neu gegliedert und beschrieben. Sie gliedern sich vertikal in vier lithologische Einheiten mit unterschiedlicher geodynamischer Signifikanz, die alle eine präalpische, amphibolitfaziente Metamorphose erlebt haben:

- ① Die Kernkomplexe bestehen aus einer mehrere 1000 m mächtigen Folge von Biotitplagioklasgneisen (vulkanogene Grauwacken?). Diese Gneise werden durch verschiedene Leithorizonte gliederbar. Darunter nehmen teilweise mächtige Amphibolitzüge eine Sonderstellung ein, die sich nach Gesteinsassoziation, petrographisch und chemisch unterscheiden. Zwei dieser Züge haben eindeutig intrusiven Charakter: Utschgraben-Metagabbro und „metablastischer“ Amphibolit mit seinen Begleitgesteinen (Hornblendegabbro, Metawehrlit, Hornblendefels).
- ② Diese kalkalkalischen (und tholeiitischen) Magmatite wurden in einem Kontinentalrandmilieu gebildet. Es gibt Hinweise auf ein präkambrisches Eduktalter bzw. eines präkambrischen Memories dieser Amphibolite. Die Kernkomplexe enthalten Migmatitdome und Granitoide (Granite, Granodiorite, Tonalite, Diorite). Die Entstehung der hellen Lagen in den weit verbreiteten Bänderamphiboliten wird in Zusammenhang mit diesen Intrusionskörpern gebracht. Langgestreckte Augengneiszüge am Oberrand der Kernkomplexe zeigen plutonische Charakteristika.
- ③ Am Südrand der Gleinalm werden die Kernkomplexe tektonisch vom Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex überlagert, der sich lithologisch an den Glimmerschiefer-Marmor-Komplex anschließt.
- ④ Dem Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex folgt der Speik-Komplex s.str., der als unvollständiger, deformierter und ausgedünnter Ophiolith interpretiert wird. Unter Abzug sekundärer Veränderung enthält dieser Ophiolith Äquivalente „metamorpher Peridotite“, Kumulatsequenzen, Gabbros und/oder Laven sowie möglicherweise Sedimente ozeanischer Abfolgen.
- ⑤ Der Glimmerschiefer-Marmor-Komplex wird als metamorphes Äquivalent der Silur-Devon-Folge der Schöckel-Murau-Fazies des fossilführenden ostalpinen Altpaläozoi- kums gedeutet.

Der wesentliche orogene Zyklus findet im Unterkarbon statt. Im P-T-t-d-Pfad werden diese Abfolgen unter rotatorialer Deformation auf Amphibolitfazies aufgeheizt. Es folgen Migmatitbildung und teils synkinematische, teils postkinematische Intrusionen von Granitoideen. Die Stapelung der Decken erfolgt während dieses Geschehens (Abb. 62).

Im alpidischen Zyklus werden die Gesteine auf Grünschieferfazies, in der westlichen Gleinalm vielleicht auf Amphibolitfazies erwärmt. Diese Metamorphose wird bei fallender T von einer duktilen bis zuletzt spröden Scherdeformation begleitet. Der Südteil des Gleinalmkristallins wird als sinistrale Scherzone aufgefaßt. Diese Scherdeformation erfaßt Gosausedimente und dauert von der Oberkreide (?) bis in das Jungtertiär an.

Ausgehend von dieses Basisdaten werden zwei generelle Modelle für das Ostalpin vorgeschlagen:

- a) Unter Rücknahme der alpidischen Deckenbewegung wird eine Zonierung des variszischen Orogens im Ostalpin vorgestellt, die von einer externen Flyschzone bis zu metamorphen Interniden reicht. Die Polarität der orogenen Bewegung war gegen SE gerichtet (Abb. 73).
- b) Während des altpaläozoischen Zyklus nimmt das behandelte Kristallin eine Mikroplattenrandposition ein. Die Ausbildung des sinistralen Schersystems wird in ursächlichen Zusammenhang mit der Orogenese in den Ostkarpaten gebracht (Abb. 75).

Abstract

The Rennfeld-Mugel and the Gleinalm area (Austroalpine, Eastern Alps) consists of crystalline basement rocks, which suffered retrograde metamorphism and strong deformation during the alpidic cycle. The new arrangement of lithological-tectonic complexes, presented here, gives clear evidence of different stages during the geodynamic evolution:

- ① The core complexes contain thick sequences of biotite plagioclase gneisses (derived from volcanogenic greywackes ?), and different types of amphibolites. Some of these amphibolites show relics of intrusive mineral parageneses and textures. The cumulate-sequence of tonalites, diorites, hornblende-gabbros and ultramafic rocks shows features typical for a subduction-related intrusive complex of probably Precambrian age. Other amphibolites are thought to be derived from calkcalic (and tholeiitic) volcanics because of their chemical composition. Granites, granodiorites, tonalites and diorites, later strongly foliated, intruded the core complexes. Striped amphibolites consisting of intercalations of light plagioclase-rich layers and dark amphibolite layers originated probably from aplitic veins resulting from deformation. A thin augengneiss layer on the top of the core complexes is derived from a porphyric granite during deformation.
- ② The Neuhof mica-schist-complex overlies the core complexes at the southern margin of the Gleinalm. It is related to the micaschist-marble-complex (see ④ below) from the lithological point of view.
- ③ The rocks of the Speik-complex s.str. are interpreted as an ophiolitic suite, extremely deformed and thinned during deformation. This complex consists of equivalents of metamorphic peridotites, mafic and ultramafic cumulate sequences, extrusive rocks (?) and probably oceanic sediments.
- ④ The micaschist-marble-complex is interpreted to be the metamorphic equivalents of the Silurian to Devonian shelf sequences in the Schöckel-Murau facies of the fossiliferous Austroalpine Paleozoic units.

These complexes are deformed and metamorphosed during early Carboniferous times in the Variscan orogenic cycle: the p-T-t-d-path started with heating to amphibolite facies under noncoaxial deformational conditions. The formation of earlier trondhjemite and younger granitic migmatic rocks, accom-

panied by synkinematic and postkinematic intrusions of a granitoid suite, followed the metamorphism. The stacking of thrust sheets is caused by this early Carboniferous orogenic cycle (Fig. 62).

The crystalline complexes were uplifted and eroded during late Paleozoic times. Sediments of late Permian to early Triassic (?) age are deposited on the northern margin of the Rennfeld-Mugel-region.

During the alpidic orogenic cycle, the crystalline rocks and the sedimentary cover were newly metamorphosed and deformed under greenschist and locally probably under amphibolite facies conditions.

The metamorphism is accompanied by a first ENE shearing along flat-lying surfaces, later on a steep shear zone (e.g. southern margin of the Gleinalm region). This shear deformation started under ductile conditions during the eo-Alpine metamorphism (Cretaceous) and ended with rigid behaviour during Tertiary times.

Two new models for the evolution of the Austroalpine domains rely on these data:

- Restoring the alpidic translation a zoning of the Variscan orogene in the Austroalpine is presented (Fig. 73). This orogene shows a polar zone pattern for the early Carboniferous. An external flysch zone is separated from an internal metamorphic-batholithic belt including an ophiolitic suture. A Devonian metamorphic-batholithic terrane is accreted due to transpressional movements.
- During the alpidic cycle the investigated crystalline basement has a marginal position on a microplate. The sinistral shear-system is closely related to the Tertiary orogeny in the Carpathians (Fig. 75).

1. Einleitung

1.1. Problemstellung

Der Schwerpunkt geologischer Untersuchungen in den Ostalpen lag in den letzten Jahrzehnten in der Entzifferung des mesozoisch-tertiären Orogens hinsichtlich präorogener Sedimentation, der strukturellen Entwicklung und der Metamorphose (FRANK, 1983; FLÜGEL & FAUPL, 1987). Mit zunehmender Detailkenntnis der alpidischen Entwicklungsgeschichte (FRANK, 1983; TOLLMANN, 1977b, 1985 cum lit.; RATSCHBACHER, 1986) und neuen Methoden gewinnen die prämesozoisch geformten Grundgebirgsanteile an vermehrtem Interesse. Drei Gesichtspunkte stehen dabei im Hintergrund der Untersuchungen:

- Wie lässt sich das Grundgebirge in alpin geformten Orogenen in die nicht alpidisch überprägten, paläozoischen Orogengürtel einfügen? Diesem Ziel haben sich internationale Großprojekte verschrieben, wie z.B. das IGCP Projekt No. 5 (H. W. FLÜGEL und F. P. SASSI).
- Welche methodischen Probleme müssen überwunden werden, um ein überprägtes Grundgebirge hinsichtlich Lithostratigraphie, Strukturentwicklung, Chronologie aufzulösen?
- Wie entwickelt sich ein Krustenstück, das bereits durch eine Orogenese konsolidiert („kratonierte“) wurde? Lassen sich allgemeingültige Regeln hinsichtlich Akkumulation von krastalem Material durch überlagerte, zeitlich aufeinanderfolgende Orogenen ableiten? Wie bildet sich kontinentale Kruste?

Manche Detailprobleme zu oben aufgeworfenen Fragen lassen sich in den Kristallinmassiven des Ostalpins behandeln, z.B. im Rennfeld-Mugel-Gleinalmkristallin, das aus mehreren Serien unterschiedlicher geodynamischer Signifikanz besteht (FRISCH et al., 1984; NEUBAUER, 1983a).

Dieses Kristallin gehört großtektonisch zum Mittelostalpin im Sinne von TOLLMANN (1959, 1963, 1977b) bzw. zum Muralpen-Kristallin (vgl. BECKER, 1981 cum lit.) Das Muralpenkristallin besteht im Untersuchungsgebiet aus zwei Teileinheiten (Abb. 1):

- Das Gleinalmkristallin bildet eine antiformale SW-NE streichende Kuppel (STUR, 1871), die im S von der alpidischen Decke des Grazer Paläozoikums überlagert wird. Die N-Grenze bildet die E-W bis ENE-WSW streichende Eiweg-Linie (SCHMIDT, 1920). Das Gleinalmkristallin ist die NE-Fortsetzung der Stubalpe (BECKER & SCHUMACHER, 1973).
- N der Eiweg-Linie folgt das E-W-streichende Mugel-Rennfeldkristallin. Es wird als E-Ausläufer des Seckauer Kristallins angesehen (SCHMIDT, 1920; HAUSER, 1936; ANGEL, 1939; SCHARBERT, 1980). Das Mugel-Rennfeldkristallin wird von der auf Grund lithologischer Vergleiche als Permoskyth betrachteten Rannach-Serie bzw. Rannach-Formation (ERKAN, 1977 cum lit.) vermutlich primär überlagert (METZ, 1938). Darauf liegen die alpidisch überschobenen Decken der Grauwackenzone (RATSCHBACHER, 1986 cum lit.) Die E-W-verlaufende, sinistrale Trofaiach-Linie trennt das Mugel-Rennfeldkristallin von seiner NE-Fortsetzung im Troiseck-Flöning-Zug ab.

Der generelle Bau des Gleinalmkristallins wurde bereits früh erkannt und in einzelnen Profilen dargestellt (vgl. STUR, 1871, Taf. 1, Profil D2). Man unterscheidet (in der heutigen Nomenklatur, siehe Abb. 2) folgende Großeinheiten (STUR, 1871; F. HERITSCH, 1917; ANGEL, 1923; BECKER & SCHUMACHER, 1973; BECKER, 1977, 1981):

- Die „Kernkomplexe“ der Gleinalm und der Stubalm bestehen aus dem Plagioklasgneis-Komplex und dem amphibolitreichen „Vulkanogenen“ Komplex. Sie sind nach ANGEL (1923) in der zentralen Gleinalm von einem Granodiorit intrudiert. Das Rennfeld-Mugel-Kristallin ist in seiner Gesamtheit diesen Kern-Komplexen gleichzusetzen. Die Obergrenze der Kernkomplexe in der Gleinalm bildet ein langgezogener Augengneiszug.
- Diesen Einheiten des Kernes liegen im allgemeinen Amphibolite auf, die mit Serpentiniten verknüpft sind (Speik-Komplex, s.str.).
- Es folgt der Glimmerschiefer-Marmor-Komplex, in dem an der Basis Glimmerschiefer, gegen das Hängende Marmore dominieren.

Diese Komplexe finden sich weiter westlich in analoger Form wieder (z. B. Niedere und Schladminger Tauern; vgl. BECKER, 1981). Diese Einheiten werden zum Muralpenkristallin zusammengefaßt und dem überlagernden Koralmkristallin gegenübergestellt.

Die Akkumulation des Wissens über dieses Gleinalm- und Rennfeld-Mugelkristallin erfolgte in zahlreichen Schritten. Die ersten detaillierten Karten legen ANGEL (1923) und STINY & CZERMAK (1932) vor. Weitere kartographische Details bringen BÄK (1980), BECKER (1980), BECKER & SCHUMACHER (1972), BRÖCKER (1985), BECKER in EBNER (1983), FLÜGEL (1960), HOMANN (1955, 1960), HÖTZL (1976, 1977, 1981, 1983), NOWY (1976, 1977), SY (1957) und im Zuge der Vorarbeiten dieser Studie NEUBAUER (1983b, 1984, 1985a,b; 1986a,b).

In zahlreichen Detailstudien wird über die Mineralogie, Petrographie und Geochemie der verschiedenen Ortho- und Paragesteine berichtet: ANGEL (1923, 1928, 1939, 1964, 1965), ANGEL & LASKOVIC (1966), ANGEL &

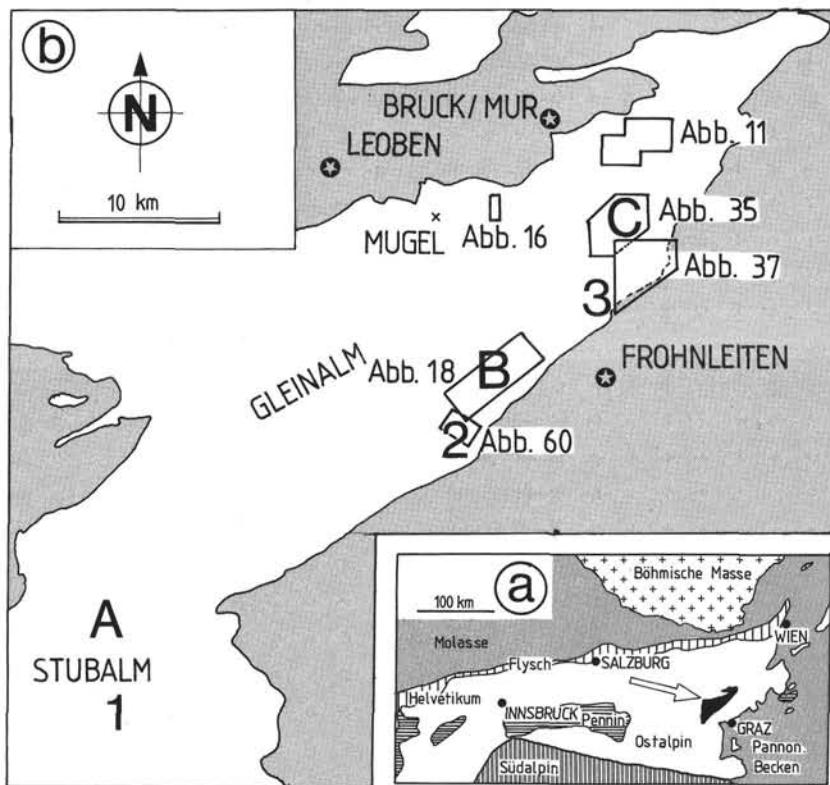
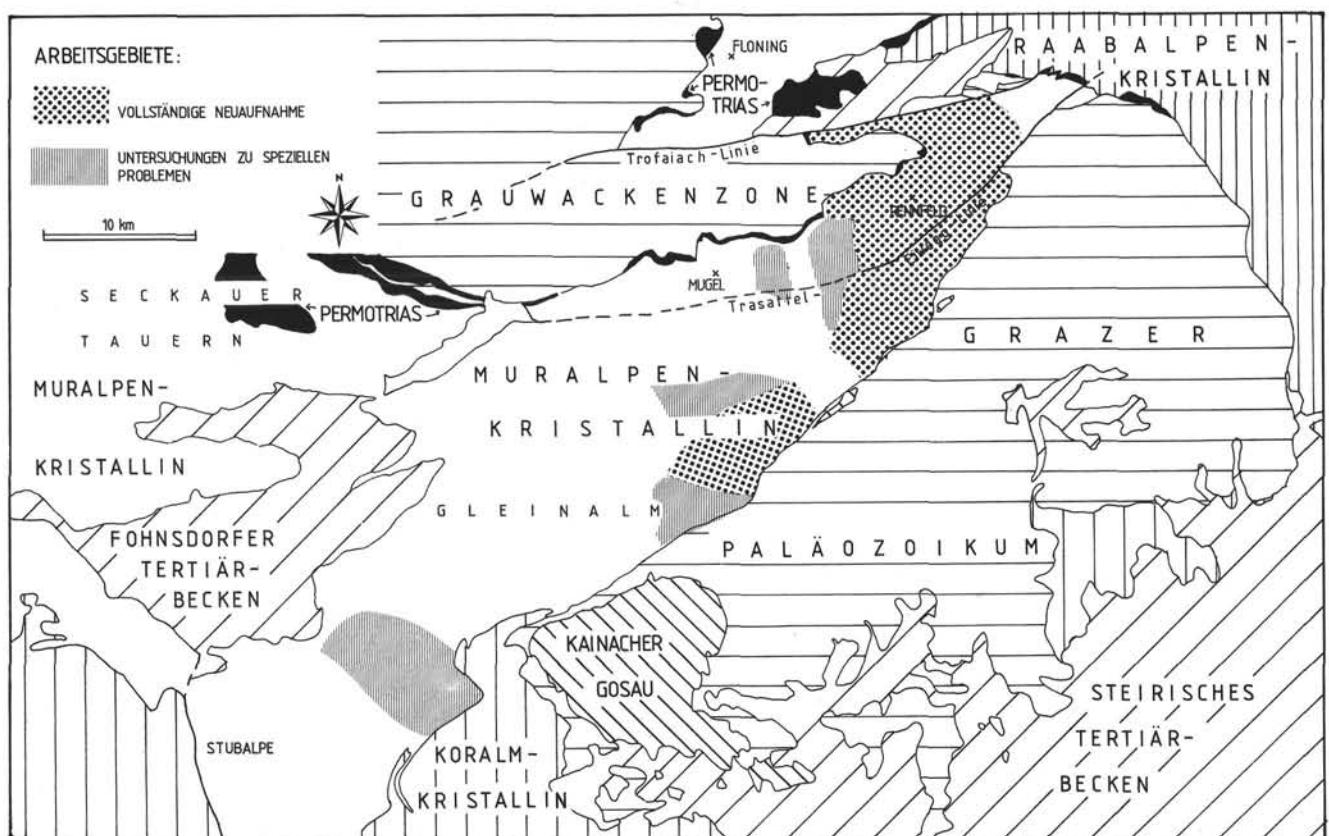


Abb. 1.

- a) Lage des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins innerhalb der Ostalpen.
- b) Lage der Kärtchen und Profile.
- A = Profil „Stubalm“, B = Profil „Zentrale Gleinalm“, C = Profil „Traföß“ in Abb. 36; 1 = Profil „Gaberl“, 2 = Profil „Kleintal – Arzwaldgraben, 3 = Profil „W Murtal“ in Abb. 42.
- c) Lage der untersuchten Bereiche am Rennfeld und in der Gleinalm im Rahmen des Muralpenkristallins der östlichen Ostalpen.



MARTINY (1925), ANGEL & RUSCH (1928), ANGEL & SCHENK (1928), ANGEL & SCHNEIDER (1923), FRANK et al. (1976), HAUSER (1926), F. HERITSCH (1908), H. HERITSCH (1963, 1965a,b,c, 1966, 1983), HERITSCH & TEICH (1975), HERMANN (1972), HÖLLER (1964), NOWY (1976), PROSSNIG (1969), SCHANTL (1982), SCHUMACHER (1974), SPENGLER (1908), STINY (1915, 1917), TEICH (1977, 1978, 1979, 1985a,b), WEINZEDL (1935). Über nähere

Details der Erforschungsgeschichte wird bei der Behandlung der einzelnen Gesteinskörper berichtet.

Dagegen sind strukturelle Untersuchungen spärlich: BECKER (1976, 1978), BECKER & SCHUMACHER (1972), JUNG (1982), LADURNER (1949), NOWY (1976, 1977), SCHMIDT (1920, 1925).

Der Kenntnisstand zu Beginn der eigenen Untersuchungen war durch ein Umdenken zufolge der Anwen-

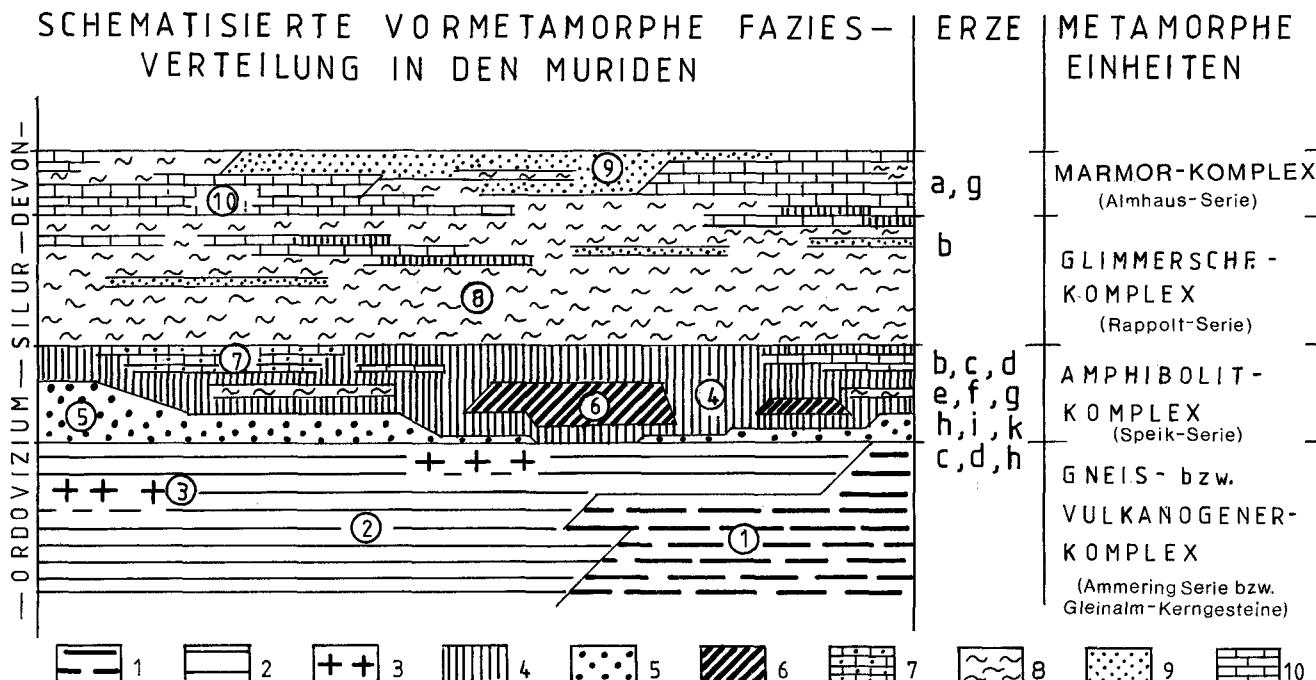


Abb. 2.

Schematisches lithostratigraphisches Profil des Aufbaus des Muralpenkristallins nach BECKER (1981).

Legende (nach Ausgangsgesteinen vor der Metamorphose): 1 = Wechsellagerung saurer und basischer Vulkanite; 2 = Grauwacken oder ähnliche Gesteine; 3 = „acid sheets“; 4 = tonige Mergel und/oder basische Vulkanite; 5 = Quarzporphyre; 6 = Ultrabasite; 7 = tonig-sandige Kalke; 8 = Tonschiefer; 9 = Sandsteine; 10 = Kalke (untergeordnet Dolomite); a = karbonatische Eisenerze; b = oxidische Eisenerze; c = Kupferkies; d = Pyrit; e = Magnetkies; f = Gold; g = Silber; h = Arsenkies; i = Chromit; k = Blei- und Zinkerze.

dung isotopengeologischer Untersuchungen gekennzeichnet. Die ersten Ergebnisse dieser Methoden in der Gleinalm brachten alpalpidische Alterswerte von Glimmern aus Kerngesteinen (FLÜGEL, 1961, 1975), die im Widerspruch zur ursprünglichen Beobachtung standen, daß im Gleinalmkristallin nur eine (amphibolitfaziale) Metamorphose zu beobachten wäre, die als voralpidisch angesehen wurde. Diese geochronologischen Untersuchungen führten letztendlich zum Nachweis einer polymetamorphen Entwicklung in der Gleinalm und den Nachweis einer alpidischen Metamorphose in diesem Areal (FRANK et al., 1976; FRANK et al., 1981, 1983; JUNG, 1982).

Glimmerarme Plagioklasgneise aus dem Gleinalmstollen wurden mit der Rb/Sr-Methode mit 518 ± 50 Ma datiert (FRANK et al., 1976; Datum mit $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-8} \text{ a}^{-1}$ neu berechnet – SCHARBERT in SCHÖNLAUB, 1979). Der Chemismus ähnlich Daziten, der niedrige Strontiuminitialwert ($\text{Sr}_0 = 0,7044$), der lagige Wechsel mit Amphiboliten („Bänderamphibolite“) wurden als Hinweise auf eine Genese der Plagioklasgneise als dazitische Tuffe genommen.

Ungefähr gleichzeitig wurde der Augengneis an der Obergrenze des Gleinalmkernes als metamorpher Quarzporphyrr gedeutet (HERITSCH & TEICH, 1976). Darauf aufbauend legte BECKER (1977, 1980, 1981) eine chronostratigraphische Zuordnung der Komplexe der Gleinalm vor (siehe Abb. 2), indem die gesamte Abfolge als einheitliche Schichtfolge interpretiert wurde. Diese Schichtfolge sollte vom Kambrium (Kernkomplex) über Oberordoviz (Augengneis als Äquivalent der oberordovizischen Porphyroide der oberostalpinen Grauwackenzone), Silur (Amphibolite des Speik-Komplexes; Glimmerschiefer) bis zum Devon (Glimmerschiefer und Marmore) reichen.

Eine Rb-Sr-Errorchrone der Augengneise (FRANK et al., 1981, 1983), die ein oberordovizisches Bildungsalter der Augengneise ausschließt, eine Deutung des

Speik-Komplexes als Ophiolith (NEUBAUER, 1983a; FRISCH et al., 1984; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) teilweise in Analogie zu Untersuchungen im Kraubather und Hochgrößen-Serpentinit (EL AGEED, 1979; STUMPF & EL AGEED, 1981) ließen Zweifel an einer einheitlichen Schichtfolge aufkommen. Andererseits wurden seit FRANK et al. (1976) und NOWY (1977) im Gegensatz zu ANGEL (1923) auch die Existenz größerer Intrusivkörper im Gleinalmkern bezweifelt. Diese offenen Fragen waren zunächst der vordergründige Beweggrund, sich mit der Entwicklungsgeschichte der Gleinalm auseinanderzusetzen.

Ein wesentlicher Schwerpunkt wurde auf eine Neuordnung unter geodynamischen wie tektonischen Gesichtspunkten gelegt. Dabei kommt es vor allem darauf an, die hinter der metamorphen Überprägung verschleierten Ausgangsgesteine zu erkennen und auf ihre Bedeutung hin zu überprüfen. Die Fülle des Materials bedingt allerdings eine geraffte Darstellung einzelner Einheiten und Probleme und einen Verzicht auf vollständige Dokumentation von erarbeiteten Strukturen. Mancherlei soll in zukünftigen Arbeiten vollständiger dokumentiert werden.

Nach Fertigstellung des Manuskriptes zu dieser Arbeit erschienen mehrere geochemisch orientierte Arbeiten (TEICH, 1986a,b,c). Es ergeben sich einige Diskrepanzen zu dieser Arbeit, die die Deutung der Amphibolitfolgen und Plagioklasgneise betreffen.

1.2. Methodik

Geländearbeiten

Das Rennfeldgebiet und das Gebiet um Kleintal, Humpelgraben und Pöllaugraben der südlichen Gleinalm wurden im Maßstab 1:10.000 neu kartiert (Abb. 1). In einigen anderen Gebieten wurden Ver-

gleichsprofile anhand bestehender Karten aufgenommen.

Petrographie

Aus zahlreichen, größtenteils orientierten Schliffen nach orientierten Handstücken wurde eine größere Anzahl für Modellbestandsanalysen ausgewählt. Dabei wurden mittels eines halbautomatischen Pointcounters (Marke Swift) zwischen 350 und 600 Punkte gezählt, was für eine statistische Auswertung der Verteilung von Hauptkomponenten einen ausreichend geringen Fehler ergibt.

Geochemie

Es wurden insgesamt 45 Proben verschiedener Gesteine geochemisch untersucht. Ausgangsmenge waren etwa 2 bis 5 kg, die nach Brechen und Teilung mittels einer Videa-Scheibenschwingmühle gemahlen wurden. Die Hauptelemente und insgesamt 6 Spurenelemente (von 4 Proben insgesamt 10 Spurenelemente) wurden 1982/1983 an der Röntgenfluoreszenz des Zentrallaboratoriums für Geochemie (H. FRIEDRICHSEN, M. SATIR) der Universität Tübingen bestimmt. Einige Hauptelemente (NaO, K₂O, MnO, MgO, CaO) und Cr wurden am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen mit Atomabsorptionsspektralphotometrie bzw. Graphitrohrküvette, P₂O₅ mittels Spektralphotometrie überprüft. Fe²⁺O wurde titrimetrisch, CO₂ gravimetrisch, H₂O nach der PENFIELD-Methode bestimmt (HERMANN, 1972).

Gefügeanalyse

Von der Unzahl bei der Kartierung gemessener Gefügelemente wurde eine repräsentative Auswahl längs einiger Profile dargestellt. Die Auswertung erfolgte über das GEFPR 10 nach WALLBRECHER (1986). Die Vorzugsorientierung von Quarz und einiger anderer Minerale in wenigen Proben wurde über die von WALLBRECHER in SCHERMERHORN et al. (1986) beschriebene Photometermethode bestimmt.

Die geographischen Angaben beziehen sich, soweit sie nicht aus verschiedenen Abbildungen ersichtlich sind, auf die Österreichische Karte 1 : 50.000, Blätter 133 Leoben, 134 Passail, 162 Köflach, 163 Voitsberg.

2. Die lithologischen Einheiten des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins

2.1. Überblick über die lithologischen Großeinheiten

Die Untersuchungen im zentralen und östlichen Gleinalm- und Mugel-Rennfeldkristallin erlauben eine detaillierte Unterscheidung des Kristallins in lithologische Baueinheiten, denen teilweise eine unterschiedliche geodynamische Signifikanz zukommt. Es werden unterschieden (Abb. 3, 4):

A) Das Mugel-Rennfeldkristallin

Dieses besteht aus E-W bis ENE-WSW streichenden, in der Regel steil nach N fallenden grobknotigen Biotitplagioklasgneisen (Plagioklasgneis Typ 1, „Mugelgneis“) und quarzitischen Gneisen, die mit Dezimeter bis Meter dicken Amphibolitlagen wechselseitig können. Diese Gneise werden im N-S-Profil am Renn-

feld (Abb. 4, Profil 2) durch Einschaltung von drei mächtigen Amphibolitzügen, östlich der Bucheksattelstörung durch vier Amphibolitniveaus gegliedert (Abb. 3; Abb. 4, Profil 1):

- Zone der „mürben“ Biotitamphibolite (östlich der Bucheksattelstörung).
- Gabraun-Amphibolit.

Das Profil am Rennfeld ist reich gegliedert und faßt genetisch nicht zusammengehörige Differentiationsfolgen zusammen:

- Den „metablastischen Amphibolit“ mit den Begleitgesteinen des „metablastischen Amphibolites“, wie z. B. Metagabbros, grobkörnige Hornblendefelze und Augengneise.
- Rennfeld-Amphibolit: verschiedene Typen meist plagioklasreicher Amphibolite einschließlich grobkörniger Plagioklasgneise (trondhjemitische Gneise) im Hangendteil.
- In einer ähnlichen Position wie die Rennfeld-Amphibolite kommt weiter westlich (ohne kontinuierliche Verbindung) der Metagabbrokörper des Utschgrabens vor (Abb. 3). Er liegt steil auf „metablastischem“ Amphibolit. Dieser Metagabbro des Utschgrabens wird wegen unklarer genetischer Beziehungen gesondert behandelt.

Vor allem die Paragesteine zeigen eine migmatische Beeinflussung und eine Durchschwärmung mit konkordanten und diskordanten Leukosomkörpern unterschiedlichster Größenordnung bis hin zu langgestreckten Orthogneiszügen, wie sie im Bereich SE Leoben bereits von STINY & CZERMAK (1932) dargestellt wurden.

B) Das Gleinalmkristallin

wird in

- die Kernkomplexe,
- den Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex und
- den Glimmerschiefer-Marmor-Komplex

untergliedert (Abb. 3,4).

Die Kernkomplexe umfassen den Plagioklasgneis-Komplex und den Gleinalm-Amphibolit-Komplex. Letzter Ausdruck wird hier an Stelle des genetisch vorbelasteten Ausdruckes „Vulkanogener Komplex“ (BECKER, 1977) verwendet. Diese Kernkomplexe bilden eine antiformale Aufwölbung, deren Scheitel südlich des Gleinalmhauptkammes verläuft. Der Kern dieser Aufwölbung beinhaltet große Orthogneiskörper (Gleinalmgranodiorit-Kern nach ANGEL [1923], Humpelgrabengranit). Der Amphibolit-Komplex liegt westlich der Gabraunstörung (zur Lage der angeführten Störungen siehe Abb. 5, Lageskizze) unter dem Augengneis. Östlich der Gabraunstörung vorkommende Bänderamphibolite in einer Position über dem Augengneis müssen ebenfalls den Kern-Komplexen zugerechnet werden, und werden dem Gleinalm-Amphibolit-Komplex gleichgestellt. In diesem Bereich treten die „mürben“ Biotitamphibolite auch südlich der Eiwegg-Linie auf und stellen hier ein verbindendes Element zwischen Gleinalm- und Rennfeld-Mugelkristallin dar.

Nach oben hin sind die Kernkomplexe am Südschenkel der Antiform durch den Augengneis abgegrenzt. Diese Zone fällt wie alle gegen SE folgenden Einheiten gegen SE ein. Vom Nordhang des Roßbachkogels an lagern dem Augengneis über etwa 20 km bis zum Pöllagraben Glimmerschiefer (Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex) auf, die diesen vom Speik-Komplex trennen.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE
DES RENNFELD-MUGEL-
UND DES GLEINALMKRISTALLINS

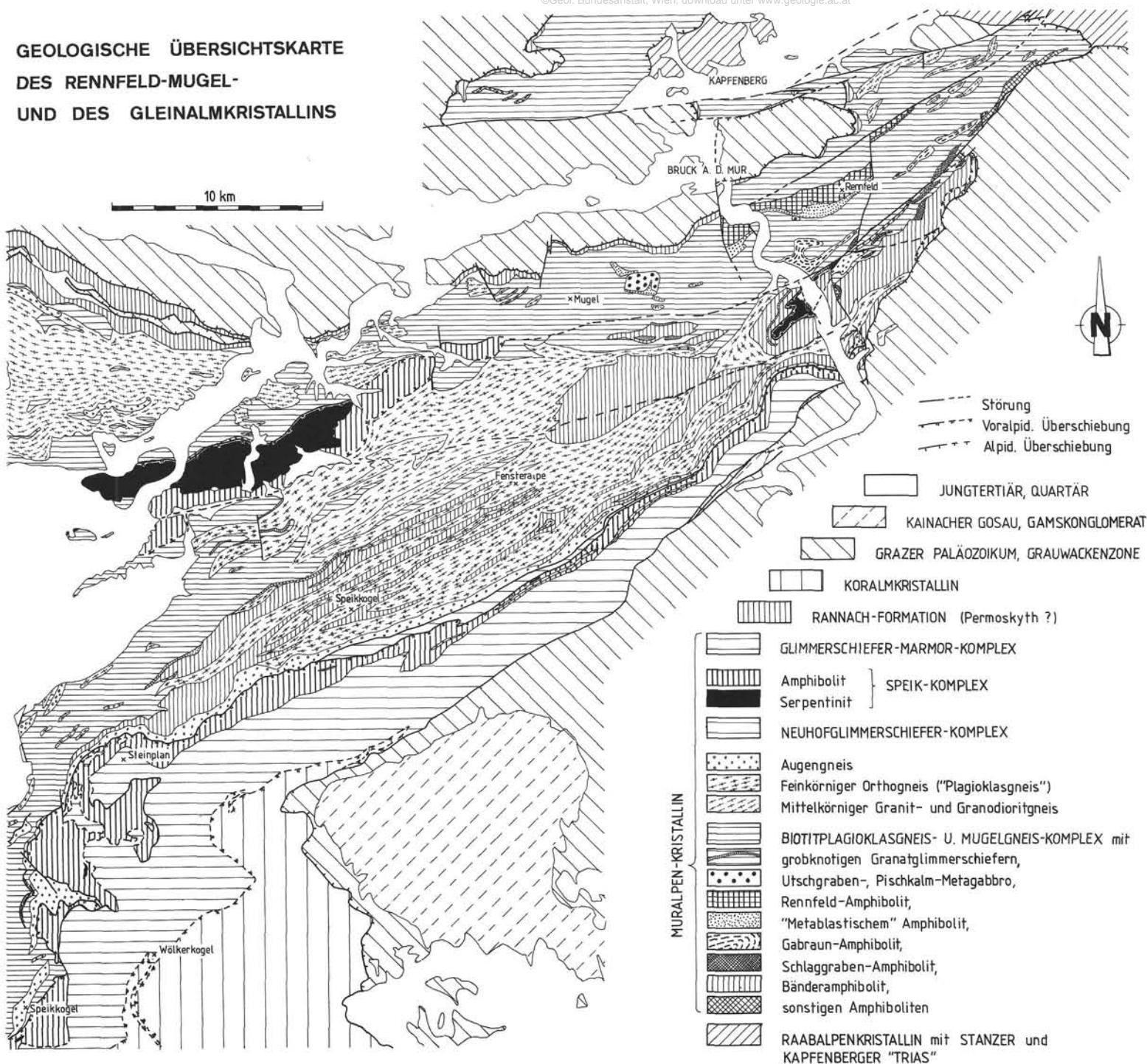


Abb. 3.
Geologische Übersichtskarte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins.

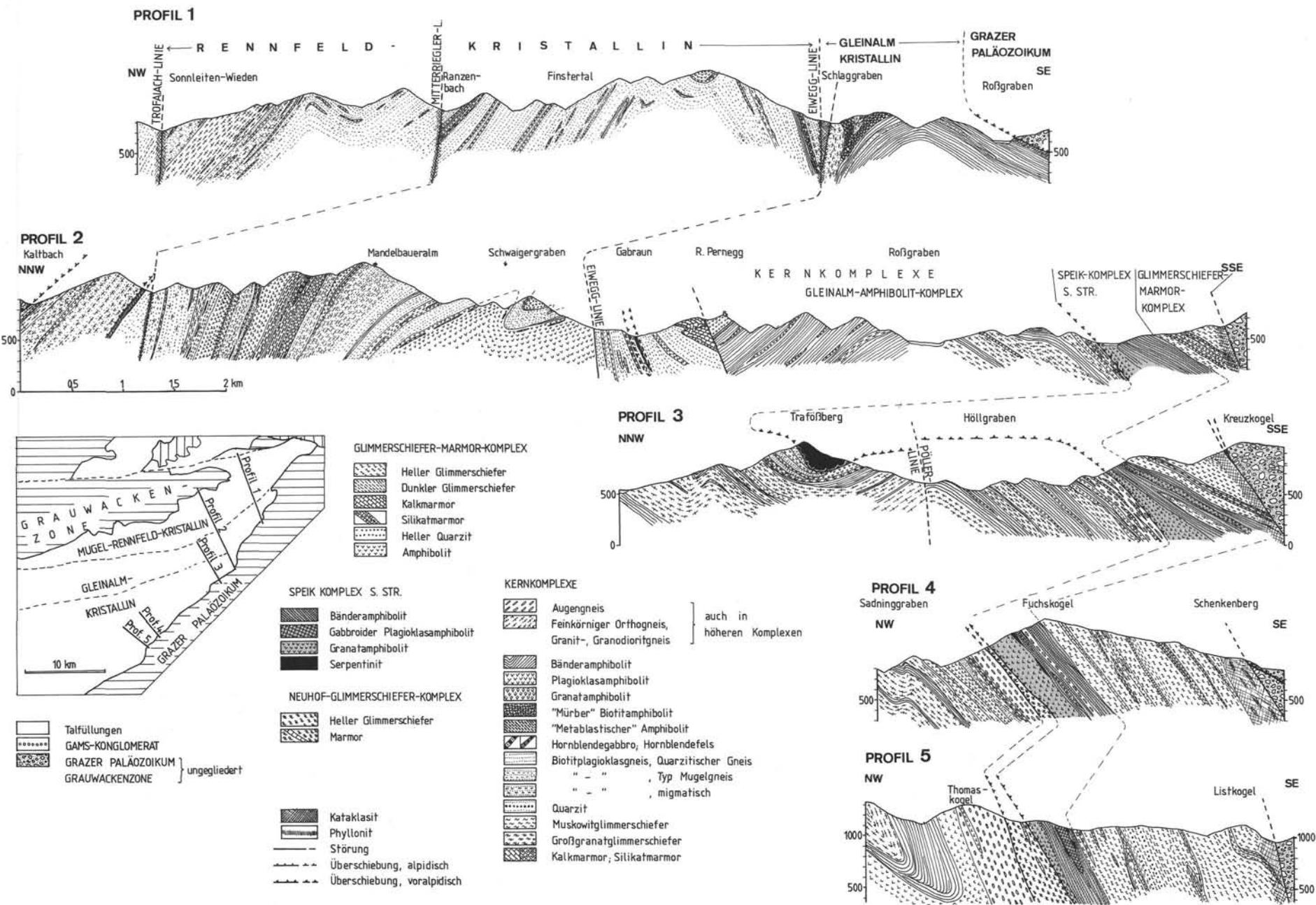


Abb. 4.
Geologische Profile durch das Rennfeld-Mugel- und das südliche Gleinalmkristallin.

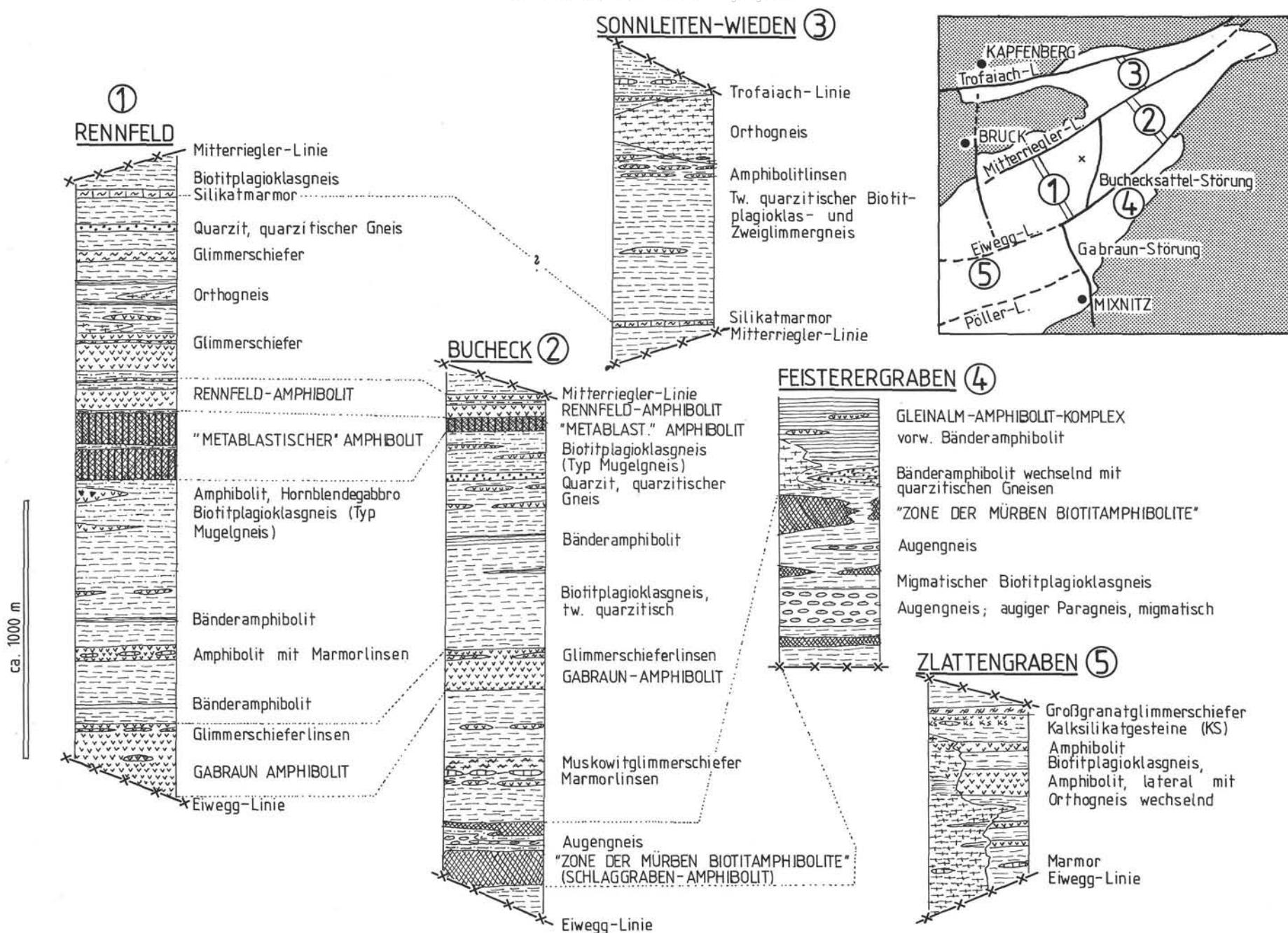


Abb. 5.

Nicht maßstäbliche Profile durch den Plagioklasgneis-Komplex des Rennfeld- und des Gleinalm-Kristallins im Gebiet südlich des Mürztals und des Murtals südlich von Bruck/Mur.

Dadurch wird der Speik-Komplex – kenntlich durch Granatamphibolite und Serpentinite sowie durch Bänderamphibolite in Begleitung eines dünnen Augengneises – in diesem Bereich klar von den Kern-Komplexen abtrennbar. Dagegen kann östlich des Gabraunbruches die Grenze gegen Bänderamphibolite der Kernkomplexe nur unscharf gezogen werden. Dazu treten Komplikationen durch die tektonische Grenze zum Grazer Paläozoikum. Insgesamt können in diesem Abschnitt nur einzelne Fragmente sicher dem Speik-Komplex zugeordnet werden, bzw. vom Gleinalm-Amphibolit-Komplex abgetrennt werden.

2.2. Gliederung der Kernkomplexe im Rennfeld-Mugelkristallin

Wie bereits im Kap. 2.1. ausgeführt, werden die Biotitplagioklasgneise im Rennfeldkristallin durch mehrere mächtige und weit verfolgbare Amphibolitniveaus gegliedert. Da zumindest für einen davon, den „metablastischen Amphibolit“ mit seinen Begleitgesteinen ein plutonisches Ausgangsgestein angenommen werden kann (siehe Kap. 2.5.3.), sind diese mächtigen Amphibolitzüge nicht unbedingt als horizontbeständige lithostratigraphische Leithorizonte zu werten. Ein zweites Problem wird durch die Scher- und Bruchzonen aufgeworfen, die das Rennfeldkristallin in mehrere Schollen unterschiedlichen lithologischen Inhalts zerlegen (Abb. 3,5).

a) Im Rennfeldprofil (Profil 1 in Abb. 5) zwischen Eiwegg- und Mitterriegler-Linie ist die Gesamtfolge des Kernkomplexes etwa 2,5–3 km mächtig. Es ist nicht bekannt, ob das gesamte Profil als aufrecht oder invers anzusehen ist. Nimmt man das heutige Einfallen als Ausgangspunkt, so setzt das Profil in diesem Abschnitt mit dem Gabraun-Amphibolit ein. Als charakteristischer Leithorizont ist ein etwa 1–2 m mächtiger Granatglimmerschieferhorizont wenige Meter unter der Obergrenze der Amphibolite vorhanden. Es folgt ein ca. 1 km mächtiges Paket mit quarzitischen, biotitführenden Gneisen. Die

Gneise sind häufig im Dezimeterbereich gebankt. Diesen Gneisen sind zahlreiche cm-, dm- bis m-dicke Amphibolitlagen eingeschaltet. Ein Amphibolitzug wird etwas mächtiger (ca. 10–20 m) und ist weit verfolgbar. Da er auch immer wieder Einschaltungen von max. 0,5 m dicken Marmorlinsen führt, kann dieser Horizont wegen dieser Auffälligkeit als Leithorizont herangezogen werden. In den Hangendanteil der Gneise schalten sich relativ grobkörnige, augige Biotitplagioklasgneise (Typ Mugelgneis) ein. Es folgt als weit verfolgbarer Horizont der „metablastische“ Amphibolit. Der darauf lagernde Rennfeld-Amphibolit ist in sich in mehrere Horizonte gegliedert, die sich weit verfolgen lassen (siehe Kap. 2.5.5.). Er führt nahe der Obergrenze eine Linsenreihe mit ca. m-dicken Granatglimmerschiefern, in einem Fall wurden auch Marmorrollblöcke in diesem Niveau gefunden.

Der hangende Paragesteinsabschnitt (ca. 1 km mächtig) besteht wiederum aus feinkörnigen Biotitgneisen, in welche hier zahlreiche granodioritische und granitische Leukosome eingeschaltet sind. Diese Leukosome können alle Größenordnungen von cm-dicken Lagen bis hin zu Körpern mit Zehnermeter Dicke einnehmen. Besonders in diesem Abschnitt sind bankige Einschaltungen charakteristisch: Es handelt sich um ca. 5–20 cm dicke Gneisbänke, die durch cm-dicke glimmerreiche Lagen, manchmal auch durch amphibolitführende Lagen getrennt werden (Abb. 6). Die Bänke lassen auch eine interne Gliederung erkennen. Der Glimmergehalt (Biotit) nimmt von einer Seite der Bank zur anderen Seite kontinuierlich zu. In die glimmerreichen Partien schalten sich auch häufig Leukosome ein.

Dieser Wechsel von stofflich unterschiedlich ausgebildeten Lagen ist zweifellos auf eine primäre Wechsellagerung verschiedener Gesteine zurückzuführen. Das metamorphe Mineralgefüge ist teilweise durch Größenwachstum der einzelnen Minerale geprägt. Hinweise auf Kornzerkleinerung in mylonitischen Bewegungsbahnen, die ebenfalls zu einer stofflichen Bänderung führen können (HOBBS et al., 1976; JORDAN, 1986), sind nur von untergeordneter



Abb. 6.
Gebankte migmatitische Biotitplagioklasgneise im Rennfeldkristallin.
Lagige Leukosomanreicherungen finden sich häufig asymmetrisch innerhalb der Bänke angereichert, in diesem Fall vorwiegend auf der rechten Seite.
Westhang des Rennfeldes, Forststraße in Seehöhe 900 m, 850 m nördlich der Pischkalm.

Bedeutung und beziehen sich meist nicht auf die stoffliche Bänderung.

Auch diese hangende Folge führt ebenso wie die Folge im Liegenden des „metablastischen Amphibolites“ zahlreiche dm- bis m-dicke Amphibolitlagen. Drei Leithorizonte machen diese hangende Paragesteinsfolge gliederbar. Es sind dies (vom Liegenden zum Hangenden):

- Ein heller Quarzit- bis Quarzitgneishorizont (ca. 5–20 m mächtig),
 - ein Muskovitglimmerschieferhorizont (ca. 5–10 m) und
 - ein max. etwa 1 m mächtiges Band eines Kalkmarmores (bis Karbonatglimmerschiefers).
- b) Der Bereich zwischen Mitterriegler-Linie und Trofaiach-Linie (Profil 3 in Abb. 5) ist in sich tektonisch kompliziert gebaut. Diese Komplikation wird durch Längsstörungen, durch den Einbau von Deckgebirgs-sedimenten (permotriadische [?] Schiefer, Quarzite, Rauhwacken der Rannachformation) und durch ENE–WSW streichende Falten verursacht. Im Bereich des Sölsnitztales besteht dieser Abschnitt aus feinkörnigen Muskovitschiefergneisen, die einzelne dünnere Amphibolitlagen beinhalten. Dazu kommen wenige Linsen von Kalkmarmoren und Kalkglimmerschiefern, die möglicherweise dem hangendsten Kalkmarmorzug südlich der Mitterriegler-Linie entsprechen. In den Hangendanteil der Muskovitschiefergneise schaltet sich ein mächtiger Orthogneis ein, in dessen Nähe (vor allem im Hangenden) sich verbreitet wenig deformierte metablastische Paragneise (Plagioklasgneis vom Typ Mugelgneis) finden. Die Plagioklasaugen sind rundlich bis hypidiomorph ausgebildet und sind ca. 0,5 cm groß. Mit der Plagioklassprossung geht Biotitreichtum einher, Hellelimer verschwindet. Diese augigen Plagioklasgneise lassen sich über den Höhkogel, Tanzenberg gegen W in den Kristallinsporn nördlich der Grauwackenzone (unmittelbar S Kapfenberg – siehe Abb. 3) hineinverfolgen, wobei besonders am Höhkogel der Reichtum an s-konkordanten granitischen Leukosomen hervorsticht.
- c) Die Fortsetzung der Liegendanteile des Rennfeld-profiles findet sich östlich der Buchecksattelstörung (Profil 2 in Abb. 5). Allerdings sind auch hier tektonische Komplikationen vorhanden. Geht man von S gegen N, so dürfte die Zone der „mürben“ Biotitamphibolite der lithostratigraphisch tiefste Horizont sein. Es folgen ca. 500–800 m mächtige Zweiglimmergneise, in die sich neben dünnen Amphibolitlagen hellglimmerreiche Zonen sowie ein maximal etwa 2 m dicker Kalkmarmor einschalten. Es folgt ein mächtiger Plagioklasamphibolit mit ähnlichen petrographischen Charakteristika wie der Gabraun-Amphibolit. Dazu zählt auch ein dünnes Granatglimmerschieferband nahe dem Rand. Dieser Amphibolit liegt am Bucheck in einer Synform den Paragneisen auf, während er weiter östlich als Einschaltung die nördlich anschließenden Gneise eindeutig von denen im S trennt. Diese nördliche Gneiszone zeigt einen Antikinalbau (Abb. 4, Profil 1). Die Gneise sind mehr als einen Kilometer mächtig und reich an Einschaltungen quarzitischer Gneise. Dazu kommen u. a. im Nordteil (Hangendteil) dünne Amphibolitlagen.

2.3. Die Gliederung der Kern-Komplexe südlich der Eiweg-Linie (Gleinalmkristallin)

Südlich der Eiweg-Linie sind zwei Bereiche auseinanderzuhalten, die nicht unmittelbar miteinander korrelierbar sind. Sie werden durch die N–S-verlaufende Gabraun-Störung getrennt (Abb. 3, Abb. 5 – Übersichtsskizze).

- a) Das Gebiet westlich dieser Störung besteht im Liegenden aus Plagioklasgneisen, die von einem mächtigen Orthogneiskörper (feinkörniger Orthogneis bzw. Granodioritgneis) abgelöst werden. Der Hangendanteil wird von Bänderamphiboliten (Gleinalm-Amphibolit) aufgebaut. Die Plagioklasgneise sind im bearbeiteten Gebiet nur in einer relativ geringmächtigen Folge vorhanden. Zwei wichtige Einschaltungen haben Signifikanz für großräumige Korrelationen:
- Im Liegendanteil der Plagioklasgneise wurden vereinzelte Linsen eines Marmors gefunden (Abb. 5, Profil 5). Dieser Horizont ist möglicherweise mit Marmoren ident, die etwa in streichender Fortsetzung innerhalb des Plagioklasgneis-Komplexes der westlichen Gleinalm vorhanden sind (STINY & CZERMAK, 1932; BECKER, 1980; BECKER & SCHUMACHER, 1973).
 - Weiter im Hangenden lässt sich im bearbeiteten Gebiet ein maximal etwa 10 m mächtiger Großgranatglimmerschiefer über mehrere Kilometer kontinuierlich verfolgen. Dieser Horizont ist ident mit den Granatglimmerschiefern und Granatquarzit von STINY & CZERMAK (1932) im zentralen Bereich der Gleinalm.

Mit diesem Horizont ergibt sich die Möglichkeit, den Plagioklasgneis-Komplex zu untergliedern. Die Serie setzt sich gegen W bis in das Gebiet der Stubalm fort (BECKER, 1980; BECKER & SCHUMACHER, 1973). Westlich des Murtales lagert eine mehrere 100 m mächtige Folge von Bänderamphiboliten (Gleinalm-Amphibolit-Komplex) und hellen glimmerarmen Orthogneisen diesem Plagioklasgneis-Komplex auf. In der zentralen Gleinalm ist diese Grenze noch nicht vollständig neu erfaßt. Jedenfalls scheinen sich die Lagerungsverhältnisse umzukehren: Die Serie der Bänderamphibolite (Gleinalm-Amphibolit) unterlagert mit steil NNW fallender Grenze den Plagioklasgneis-Komplex.

- b) Das Gebiet östlich der Gabraunstörung zeigt wiederum prinzipiell zwar ähnliche Züge (Abb. 5, Profil 4), im Detail sind jedoch wesentliche Horizonte nicht direkt zu korrelieren. Wiederum überlagert hier der Bänderamphibolitkomplex (Gleinalm-Amphibolit-Komplex) eine mehrere 100 m (ca. 700–1000 m) mächtige, migmatisch beeinflußte Paragneisserie. In letztere ist hier schieferungsparallel ein Augengneiszug eingeschaltet. Diese Paragneise beinhalten ebenso wie die nördlich der Eiweg-Linie „mürbe Amphibolite“ und Hornblendegneise. Insgesamt ergibt sich besonders für diesen Bereich hinter grünschieferfazieller Überprägung der Eindruck einer hochgradigen Metamorphose, die zur partiellen Anatexis geführt hat, und die für den Gesteinsbestand bestimmend ist:
- Der Augengneiszug löst sich gegen E allmählich in einen diatektischen Paragneis auf, dessen Leukosome häufig in linsigen Nestern angeordnet

sind. Dieser Habitus nähert sich bei oberflächlicher Betrachtung einem Augengneis an, der von dünnen Augengneishorizonten durchsetzt ist.

- Die begleitenden Paragneise sind biotitreich; Hellglimmer ist nur untergeordnet vorhanden, die zumindest teilweise sekundärer Entstehung durch Umsetzung aus Feldspäten sind.
- Die Amphibolite als Einschaltungen in den Paragneisen sind typischerweise „mürbe“ (Biotit-)Amphibolite (siehe auch Kap. 2.5.5.).
- Wahrscheinlich durch Anatexis treten Hornblendefels- und Aktinolithfels-Schollen immer in der Nähe von Augengneisen in 0,5 bis maximal 2 m dicken Linsen auf. Sie zeigen ähnliche Restitutfüge wie solche innerhalb des Rennfeld-Amphibolites (Kap. 2.5.5. und 2.5.9.).
- Zusätzlich zum eigentlichen Augengneiszug wurden im Hangenden des Augengneises wenige Meter dicke Augengneislinsen (mit rosa gefärbten Kalifeldspaten, die ca. 1 cm groß werden) festgestellt (SW-Abfall des Braunhuber Kogels).

2.4. Bemerkungen zur Petrographie der Biotitplagioklasgneise und Großgranatglimmerschiefer

Auf eine vollständige Beschreibung der Petrographie der einzelnen Paragesteinstypen wird verzichtet. Es werden nur drei Gesteinstypen herausgegriffen, denen eine gewisse genetische Bedeutung zukommt.

2.4.1. Grobknotiger Biotitplagioklasgneis (Typ „Mugelgneis“)

Unter den Paragneisen des Rennfeld-Mugelkristallins dominieren in der Umgebung des „metablastischen Amphibolites“ knotige und augige Biotitplagioklasgneise.

Diese sind durch ein augiges Feldspatgefüge gekennzeichnet, das zu einer Entregelung der Biotite, d.h. des feinkörnigen Glimmergewebes führt. Die Feldspataugen haben einen Durchmesser von etwa 3–8 mm.

Diese Gneise sind als schwer abgrenzbare Lagen in die übrigen, gleichkörnigen Paragneise bzw. in solche innerhalb des Rennfeldamphibolites eingeschaltet. Die Häufigkeit solcher Lagen nimmt gegen W (Murtal) zu. Analoge Gesteine wurden ursprünglich von HAUSER (1936) als Mugelgneis vom Mugelgebiet westlich des Murtals beschrieben.

Die Zusammensetzung dieser Gneise ist nach 10 ausgezählten Schliffen relativ einheitlich (Tab. 1): Es dominieren Quarz und Plagioklas und brauner Biotit. Dazu treten teilweise Kalifeldspat und Hellglimmer, Granat, Chlorit und Erz. Selten sind Staurolith, Zirkon, Apatit, Turmalin, Rutil, Titanit. Die Plagioklasaugen (und auch die selteneren Kalifeldspataugen) führen zahlreiche Einschlüsse: Granat, Hellglimmer, Quarz, Biotit, Staurolith...

Granat kommt in verschiedenen Erscheinungsformen vor: Große Granatkristalle sind häufig gestreckt, die Dehnungsrisse mit grünem Biotit und/oder Chlorit verheilt (Taf. 12, Fig. 6). In anderen Schliffen dominieren feinkörnige, idiomorphe Granatkristalle in Aggregaten, die wahrscheinlich als Rekristallisate nach Granataltkörnern zu werten sind.

Staurolith wurde als Einschluß in Plagioklas bzw. in einem Fall als Rekristallisatkorn in Hellglimmerhaufwerk angetroffen.

Die grünschieferfaziellen, retrograden Erscheinungen an den grobknotigen Biotitplagioklasgneisen sind in Kap. 3.2.1. zusammengefaßt.

Bei den Mugelgneisen wie auch bei den anderen glimmerreichen Biotitplagioklasgneisen (vgl. Tabellen von BECKER & SCHUMACHER, 1973) handelt es sich we-

Tabelle 1.
Modalbestandsanalysen [Volumensprozent] von paragenen Biotitplagioklasgneisen.
RF-Nummern: Rennfeldgebiet; GL-Nummern: Gleinalmgebiet.

Proben-Nr.	RF 5	RF 12	RF 22	RF 25	RF 28	RF 29	RF 37	RF 280	RF 283	RF 353/1	RF 353/2	RF 373	GL 1	GL 17/2
Quarz	38,0	29,8	36,7	44,0	35,1	32,2	28,0	32,8	35,2	32,2	27,7	33,2	36,3	19,0
Plagioklas	30,3	35,0	26,2	22,6	30,5	41,5	33,7	27,1	36,2	35,4	41,2	30,6	41,6	28,3
Kalifeldspat	9,6	1,6	24,2	–	–	–	1,0	0,8	9,5	–	–	8,7	4,6	11,6
Hellglimmer		4,3	0,5	9,0	6,0		1,5	(+)		(+)	1,7	1,2		
Biotit	17,0	22,4	10,7	20,0	24,2	22,5	19,0	34,0	13,7	30,0	27,4	22,2	6,9	33,0
Chlorit	0,6	(+)		1,3	1,1	0,5	(+)	0,5	1,5	0,8	0,2	0,9	7,0	0,3
Granat	3,0	1,9	1,0	1,3	2,2	2,0	7,5	4,0	3,0	0,8	0,7	2,9	0,3	0,6
Staurolith				0,3								(+)		
Amphibol							2,5							1,3
Epidot			(+)						0,5				2,6	4,3
Apatit	0,3	0,5		0,3	0,2	(+)		0,2	(+)	(+)	0,2	(+)		(+)
Zirkon	(+)	(+)	(+)					(+)		0,2	(+)	(+)		
Erz	1,0	0,5	0,5	1,0	1,1	0,8	1,5	0,2	0,2	0,2	0,2			0,3
Karbonat		(+)	(+)					5,2						
Turmalin					0,2									
Rutil		(+)						(+)			(+)	(+)	(+)	
Titanit			(+)	(+)		(+)								1,3
Zoisit	(+)													

gen des hohen Anteiles von Quarz und Plagioklas zweifellos um sandige Ausgangsgesteine, wofür auch die als primär interpretierten Bankungsstrukturen sprechen. Unveränderte intermediäre vulkanische Ausgangsgesteine scheiden wegen der Führung Al-reicher Mineralphasen wie z.B. Staurolith, Granat und auch Hellelminerale aus. Somit kommen als Ausgangsgesteine am ehesten Arkosen, bzw. wegen des hohen Biotitgehaltes eher Grauwacken in Frage.

Schwermineralpräparate führen einen hohen Anteil von Zirkonen, die verschiedenen Populationen zugeordnet werden können: Unbewöhnlich große, gut gerundete Zirkone, die trotz der hohen Metamorphose noch die ursprüngliche Rundung zeigen dürften (GUPTA & JOHANNES, 1985), weisen auf einen langen Transportweg dieser Population. Hypidiomorphe Zirkone mit relativ hohem Längen/Breiten-Verhältnis ($>2,5$) weisen auf die Beimengung einer deutlich weniger transportierten Zirkonpopulation, die wegen des hohen Längen/Breitenverhältnisses am ehesten von magmatischen bzw. vulkanischen Gesteinen (vgl. KURZE et al., 1980) abzuleiten ist. Von PUPIN (1976) untersuchte Zirkone vulkanischer Gesteine zeigen häufig ein bevorzugtes Wachstum in der kristallographischen c-Richtung.

Feldspäte können in metamorphen Sedimenten noch als ursprüngliche, prämetamorphe Mineralkörper erkennbar sein (VOLL, 1969). In unserem Fall handelt es sich jedoch um metablastische Feldspäte, die durch Neuwachstum aus ursprünglichen, klastischen Plagioklasen gewachsen sein dürften. Insofern dürfte die primäre Zusammensetzung der Gesteine ungefähr die primäre mineralogische Zusammensetzung spiegeln. Nach DICKINSON & SUCZEK (1979) entstehen feldspatreiche, sandige Sedimente durch Abtragung magmatischer Bögen. Zu Vergleichszwecken wurden die Modalbestände der Biotitplagioklasgneise in das Q-A-P-Diagramm von STRECKEISEN eingetragen (Abb. 7). In diesem Diagramm fallen die Biotitplagioklasgneise in das Feld intermediärer, magmatischer Gesteine, dies könnte ungefähr die Hauptkomponenten des Liefergebietes darstellen, sofern nicht Verwitterung und Transport zu einer prinzipiellen Änderung der Zusammensetzung der Ausgangsgesteine geführt haben.

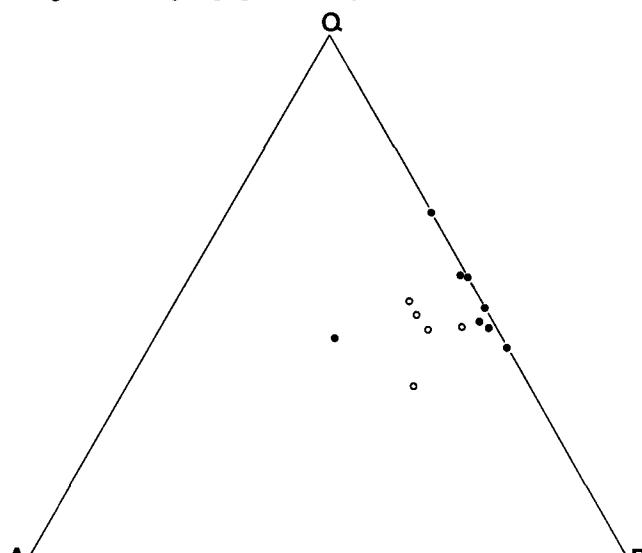


Abb. 7.
Modalbestandsanalysen von paragenen Biotitplagioklasgneisen, dargestellt im Q-A-P-Diagramm nach STRECKEISEN (1974).
● = Rennfeldkristallin; ○ = Gleinalmkristallin.

2.4.2. Biotitplagioklasgneise der Gleinalm

Im Gleinalm-Amphibolit-Komplex der zentralen Gleinalm kommen glimmerreiche Biotitplagioklasgneise und Biotitschiefer gegenüber den hellen glimmerarmen Plagioklasgneisen nur sehr untergeordnet vor. Sie bilden ebenso wie viele Amphibolite nicht zusammenhängende Linsen innerhalb der hellen Plagioklasgneise u.a. nahe der Obergrenze des Gleinalmkernes (siehe auch Abb. 18).

Es wurden nur einige Schritte untersucht und ähnlichen Gesteinen der westlichen Gleinalm gegenübergestellt. In der zentralen Gleinalm sind diese Gesteine etwa gleichkörnig ausgebildet und bestehen etwa zu 25–35% (Vol.) aus Biotit, zu ca. 20% aus Quarz, ca. 30% Plagioklas und maximal etwa 12% Kalifeldspat. Dazu kommen Klinozoisit/Epidot, Titanit, Granat, Amphibol, Apatit, Chlorit, Zirkon. Unterschiede gegenüber ähnlichen Gesteinen in der westlichen Gleinalm wie auch des Rennfeldgebietes bestehen durch die Epidot- und Amphibolführung und dem hier nahezu fehlenden Chlorit (Taf. 12, Fig. 4, 5).

2.4.3. Großgranatglimmerschiefer

Die Großgranatglimmerschiefer im Plagioklasgneis-Komplex stecken als Leithorizont in Plagioklasgneisen innerhalb eines Abschnittes einer bunten, mehrere Zehnermeter dicken Abfolge verschiedener Gesteine. Diese Begleitgesteine treten an den Rändern des Großgranatglimmerschiefers in cm- bis mehrere dm-dicken Lagen auf.

Dazu gehören Amphibolite verschiedener petrographischer Zusammensetzung (Plagioklasamphibolite, Hornblendeschiefer), Hornblendegneise, konkordante Augengneislagen und Kalksilikatgesteine (Tremolit-Diopsidmarmor, Phlogopit-Plagioklas-Amphibolit). Ein gut aufgeschlossenes Profil findet sich am Rücken NW Harter Kögerl (Abb. 34) westlich des Murtales.

Der Großgranatglimmerschiefer setzt sich aus Hellelminerale (etwa 30–40%), Quarz, Plagioklas und Granat (10–15 Volumensprozent) zusammen. Granat hat einen Durchmesser von 1 bis max. 1,5 cm. Dazu kommen Biotit, Chlorit und als Akzessorien Rutil, Apatit, gerundete Zirkone, Turmalin, Erz.

Während Biotitplagioklasgneise von sandigen Gesteinen abgeleitet werden können, stellen die Großgranatglimmerschiefer eine markante pelitreiche Einschaltung dar. Die begleitenden cm- bis dm-dicken Kalksilikatgesteine können von mergeligen Gesteinen abgeleitet werden.

2.5. Geologie und Petrographie der Amphibolite

2.5.1. Zone der „mürben“ Biotitamphibolite (Schlaggraben-Amphibolit)

Etwa längs der Eiweg-Linie kommen relativ feinkörnige Biotitamphibolite vor, die sich aus Amphibol, feinkörnigem Plagioklas und etwas Biotit zusammensetzen. Im Gegensatz zu den anderen Amphibolittypen dieser Region, die morphologische Härtlinge bilden, neigen diese Biotitamphibolite zu grusigem Zerfall und tiefgründiger Verwitterung. Ein Zug steckt in Paragneisen zwischen Bänderamphibolit und Augengneisszug (östlich der Gabraunstörung und südlich der Eiweg-Linie).

Ein zweiter Streifen mit mehreren Biotitamphiboliten, die insgesamt mehrere Zehnermeter mächtig sein können, steckt nördlich der Eiwegg-Linie ebenfalls in Paragneisen, auch hier in unmittelbarer Nähe eines Augengneiszuges (Abb. 4, Profil 1).

Diese Paragneise zeigen migmatische Gefüge, wie z.B. stromatitische Strukturen. Feldspatreiche Hornblendegneise mit teils gleichkörnigem, plutonischem Gefüge, teils mit augigem, metablastischem Gefüge (z. B. bei Sender am Braunhuberkogel, Forststraße östlich Ruine Pernegg) begleiten diese Biotitamphibolite. In der Umgebung der Biotitamphibolite finden sich in magmatischen Biotitgneisen wie Hornblendegneisen mit Schlierentexturen Aktinolithfels- und Hornblendefelslinsen, die max. 1 m mächtig und wenige Meter lang sind.

Die „mürben“ Biotitamphibolite bestehen zu etwa gleichen Teilen aus Plagioklas und Amphibol. Amphibol ist in Rekristallisationskörner zerfallen, Plagioklas bildet mit Quarz ein feinkörniges Grundgewebe. Brauner Biotit, Titanit, Apatit, Erz und rundliche Zirkone ergänzen den Mineralbestand. Granat kommt nur in einer einzelnen Probe vor. Biotitfreie Varianten innerhalb dieses Zuges sind selten.

Die Leukosome von Migmatiten in der Umgebung der Biotitamphibolite setzen sich aus Plagioklas, Amphibol und Biotit zusammen. Dazu tritt Orthit (mit Epidot/Klinozoisitränder), Chlorit (in Parallelverwachsungen mit Biotit), Apatit, Titanit, Erz und idiomorpher, zonar gebauter Zirkon. Obwohl diese Gesteine metamorph überprägt sind, sind diese Hornblendegneise auf Grund des Mineralbestandes und insbesondere wegen der idiomorphen Zirkone als Plutonitabkömmlinge anzusprechen. Nach dem Modalbestand (siehe auch Tab. 20, Probe RF 331) sind diese Hornblendegneise als Dioritgneise zu bezeichnen.

2.5.2. Gabraun-Amphibolit

Der Gabraun-Amphibolit streicht vom Nordhang des Gabraungrabens in den Südhang des Liebsberges hinein (Abb. 3). Ein zweites Vorkommen bricht infolge des Geländeverschnittes nördlich davon im Schwaigergraben fensterartig auf. Der Gabraun-Amphibolit findet, durch eine Störung versetzt, seine Fortsetzung nördlich des Eiweggsattels und östlich der Buchecksattelstörung im Amphibolit des Buchecks (Abb. 3; Abb. 4, Profil 1).

Die Untergrenze des Gabraun-Amphibolites ist im Gabraungraben nirgends klar aufgeschlossen. Im Gabraungraben sind die Liegengkontakte durch Störungsbrekzien von Parallelstörungen zur Eiwegg-Linie gegeben. Im Schwaigergraben zeigt das Westende des Amphibolites eine isoklinale Verfaltung an, dessen Achse etwa NE-SW verlaufen dürfte.

Alle Vorkommen des Gabraun-Amphibolites sind relativ monoton ausgebildet. Es dominieren mit etwa 95% mittelkörnige Plagioklasamphibolite, in denen selten biotitführende Amphibolite (nahe der Obergrenze des Amphibolitkörpers) und in einem Streifen etwa 600 m westlich des Gehöftes Puchegger mit Kiesen vererzte Granatamphibolite eingeschaltet sind. Ein Charakteristikum aller Vorkommen (Gabraungraben, Schwaigergraben, Bucheck) ist die Einschaltung eines etwa meterdicken Granatglimmerschieferbandes wenige Meter unter der Obergrenze des Amphibolites.

Schieferungskonkordant eingeschaltete dm-dicke Trondhjemiteislagen sind sekundärer Entstehung.

Diese Amphibolite zeigen ein nur wenig durch Deformation überformtes granoblastisches Gefüge aus Plagioklas (10–40 Volumensprozent) und Amphibol (60–80 Volumensprozent). Dazu treten Biotit (max. 4 Volumensprozent), in Spuren Zoisit, Rutil, Titanit, Erz, Hellglimmer, Chlorit und im Falle der Granatamphibolite Granat (10%).

Plagioklas zeigt häufig einen gut entwickelten Zonrbau mit anorthitreichen Rändern gegen anorthitärmerne Kerne. Biotit ist unter Ausscheidung von Erz teilweise in parallel mit Biotit verwachsenen Chlorit umgewandelt.

Der Mineralbestand ist somit metamorph geprägt. Hinweise auf reliktische magmatische Minerale fanden sich nicht.

2.5.3. Der „metablastische Amphibolit“

– ein Metadiorit bis Metatonalit – im Rennfeld-Mugel-, Gleinalm- und Seckauer Kristallin

Unter dem Begriff „metablastischer Amphibolit“ wird hier – ohne Berücksichtigung des genetisch vorbelasteten Begriffs „metablastisch“ – eine Gruppe von bereits im Gelände sehr auffälligen Gesteinen beschrieben, die im Muralpenkristallin eine weite Verbreitung besitzen: Gemeinsames Merkmal sind 5 bis 10 mm große, hypidiomorphe bis ovale Plagioklasaugen, die mit etwa 30 bis 50 Volumensprozent in einer Matrix von etwa 1 bis 5 mm großen Amphibolen und Biotiten liegen. Diese Gesteine wurden im Muralpenkristallin unter verschiedenen Namen beschrieben (siehe unten). Die markante Erscheinungsform, die Stellung an der Grenze zwischen Amphibolitfolgen und Plagioklasgneisen in weiten Bereichen lassen die Annahme berechtigt erscheinen, daß es sich bei den verschiedenen Vorkommen um kogenetische Gesteine handelt (zur Verbreitung siehe Abb. 8).

a) Rennfeld

Von STINY (1915) erstmals als Biotitporphyrit beschrieben und kartenmäßig dargestellt, besitzen diese Gesteine am Westabfall des Rennfeldes eine Mächtigkeit von ca. 500 m, die aber gegen E wie W rasch auf Zehnermeter abnimmt. Sie lassen sich gegen W kontinuierlich über das Murtal verfolgen. Wichtig ist, daß der metablastische Amphibolit an der Basis der mächtigen Rennfeld-Amphibolite über feinkörnigen bzw. grobkörnigen Biotitplagioklasgneisen auftritt. Wie bereits in Kap. 2.1. beschrieben, ist er hier mit Metawehrlit, Hornblendefels, Metagabbros und Augengneisen verknüpft.

b) Utschgraben

Als Fortsetzung der metablastischen Amphibolite des Rennfeldzuges sind einzelne Linsen solcher Gesteine zwischen Niklasdorfer Graben und Utschgraben anzusehen (STINY & CERMAK, 1932, siehe auch Karten von FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Interessant ist im Utschgraben die Verknüpfung mit Metagabbros (vgl. BÄK, 1980, bzw. Abb. 16).

c) Kirchdorf

Von ANDRAE (1854) erstmals beschrieben, ist das Vorkommen von metablastischem Amphibolit am Hangfuß des Kirchkogels sehr klein und beschränkt sich auf zwei Aufschlußgruppen (siehe auch

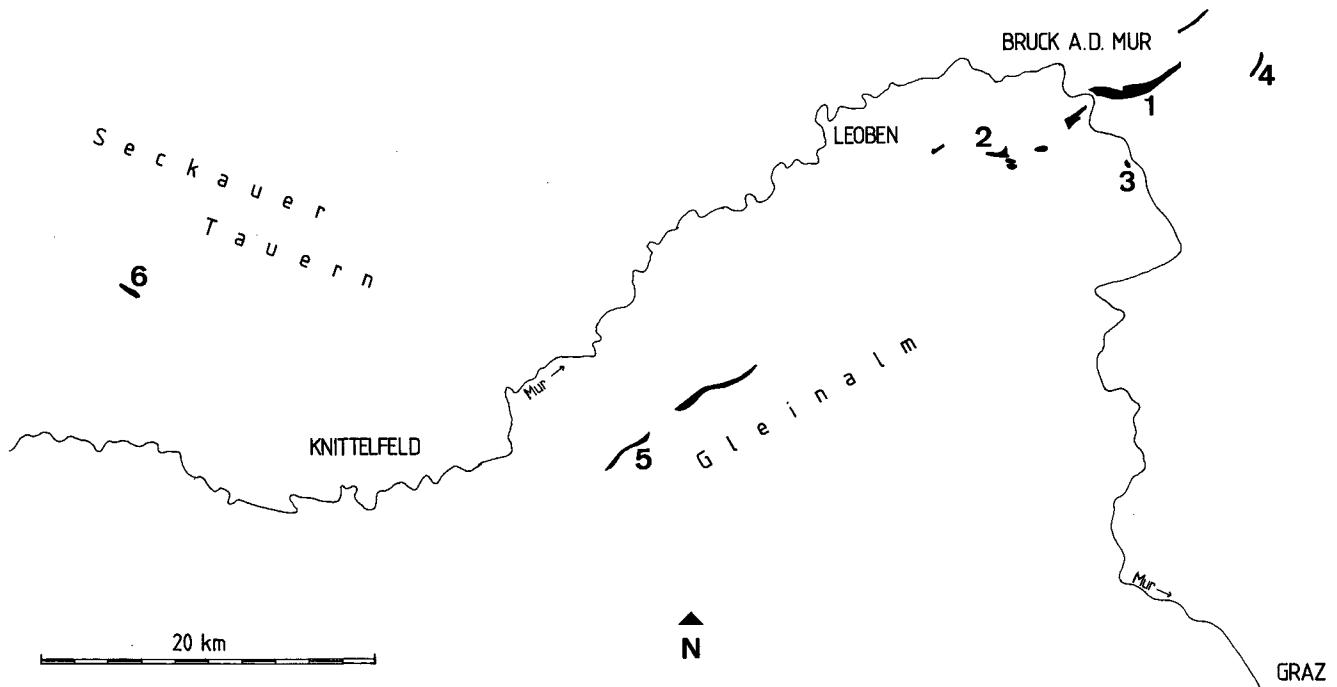


Abb. 8.

Die Verbreitung des „metablastischen“ Amphibolites in den Kernkomplexen des Muralpenkristallins östlich der Hohen Tauern.
1 = Rennfeld; 2 = Utschgraben; 3 = Traföß; 4 = Eiweggraben; 5 = Rachauer Graben und Gleinalm; 6 = Wenischgraben (Seckauer Tauern).

Abb. 35). Diese Aufschlüsse sind durch Hangschutt sowie quartäre Konglomerate und Hangschuttbrekzien überdeckt, und wahrscheinlich durch eine N-S verlaufende Störung von Serpentiniten von Traföß abgetrennt. Von diesem Vorkommen wurde jüngst eine chemische Analyse publiziert (TEICH, 1985), das Gestein als Meta-Andesit gedeutet.

d) Eiweggraben

Im Eiweggraben wurden wenige Meter unter der Grenze zum Grazer Paläozoikum stark deformierte metablastische Amphibolite neu aufgefunden. Die Linse ist max. wenige Zehnermeter dick und über mehrere 100 m zu verfolgen.

e) Rachauer Graben – Gleingraben

Von SCHUMACHER (1974) und BECKER & SCHUMACHER (1973) wurde im Bereich des Rachauer Grabens ein mehrere Zehnermeter mächtiger Zug als Granodiorit, Diorit, dann als metablastischer Amphibolit beschrieben. Er liegt an der Grenze zwischen Plagioklasgneisen und Amphiboliten. SCHUMACHER dachte an eine Bildung der Plagioklasaugen im Zuge einer Metablastese bzw. partiellen Anatexis.

f) Wenischgraben

Analoge Gesteine wurden von IPPEN (1895), HAUSWIRTH (1950) und METZ (1976a, p. 162–164, Gigerhütten-Profil) vom Wenischgraben (SW-Rand des Seckauer Kristallins) beschrieben. Sie werden von METZ als Plagioklas-Augenamphibolit bezeichnet. Diese bilden auch hier in bezeichnender Weise die Basis einer Amphibolitfolge unmittelbar über feinkörnigen Biotitplagioklasgneisen, sind mit einer Mächtigkeit von etwa 150 m aufgeschlossen und enthalten nach METZ Linsen von groben Hornblendegarbenschiefern und Hornblendefels.

Bei diesem Typ von Gesteinen erhebt sich die prinzipielle Frage, von welchem Ausgangsgestein sie abzuleiten wären, und ob Relikte nachzuwiesen wären, die Hinweise auf das Ausgangsgestein geben könnten. Für

den metablastischen Amphibolit wurden folgende Genesemodelle vorgeschlagen:

- STINY (1917) denkt an schwach umgewandelte plutonische Gesteine (Biotitporphyrit).
- METZ (1976) bringt die Plagioklas-Augenamphibolite in Zusammenhang mit Paraamphiboliten.
- SCHUMACHER (1974) denkt an die Bildung der Plagioklasaugen im Zuge einer Metablastese von Feldspäten während der partiellen Anatexis, die für diesen Bereich der Gleinalm postuliert wurde.
- FRISCH et al. (im Druck) und TEICH (1985) denken wegen des Chemismus der Gesteine (siehe auch unten) und der weiten lateralen Erstreckung an vulkanische Ausgangssteine (Andesite).

Um diese Frage zu klären, wurden die Vorkommen Rennfeld, Utschgraben, Kirchdorf und Eiweggraben petrographisch näher untersucht. Von den Vorkommen Kirchdorf und Rachauer Graben liegen ausführlichere, neue Angaben zur Petrographie und zum Chemismus vor (SCHUMACHER, 1973; BRÜCKMANN, 1984; TEICH, 1985).

Modalbestandsanalysen (Tab. 2) zeigen, daß die metablastischen Amphibolite in den untersuchten Vorkommen ähnlich zusammengesetzt sind. Hauptgegenstände sind demnach Plagioklas mit etwa 25 bis 48 Volumensprozent (zu etwa drei Viertel in Form von Plagioklasaugen), Quarz mit 3 bis 28 Volumensprozent, Biotit mit 13 bis 31% und Amphibol mit 3 bis 30%.

Während die Modalbestände zwischen den einzelnen Schlitzen größeren Schwankungen unterworfen sind, zeigen die Mittelwerte der einzelnen Bereiche (Tab. 3) eine recht gute Übereinstimmung. An signifikanten Unterschieden sind festzuhalten:

- Am Rennfeld und in Kirchdorf/Traföß ist Kalifeldspat mit etwa 3% an den Feldspataugen beteiligt, während im metablastischen Amphibolit des Eiweggraben Kalifeldspat fehlt.

Tabelle 2.
Modalbestandsanalysen [Volumsprozent] des metablastischen Amphibolits.

Proben-Nr.	Rennfeld								Traföß		Utsch-graben	Eiweggraben		
	RF 43	RF 45	RF118	RF119	RF120	RF159	RF160	RF161	RF 170	RF 171		RF 436	RF 437	RF 438
Quarz	3,0	10,8	27,5	24,5	2,7	14,2	17,5	12,5	17,0	16,2	14,3	9,5	13,0	13,5
Plagioklas	44,5	29,6	27,8	38,3	48,5	23,0	31,4	46,8	28,8	44,2	25,5	48,3	35,5	46,1
Kalifeldspat		4,5	3,5	2,8	2,7	1,7	11,0	2,8	6,2	0,2	2,0			
Amphibol	26,3	30,0	3,3	8,0	15,8	34,3	17,5	18,2	17,3	8,2	20,5	13,5	19,8	12,8
Biotit	23,7	22,3	34,3	23,3	27,3	23,8	19,7	15,5	23,8	25,0	31,3	16,3	15,8	13,8
Epidot		(+)		0,5	(+)	1,2	1,5	1,3	4,5	4,2	4,5	9,2	14,3	9,4
Granat			0,3	0,5			0,2							
Chlorit	0,8		0,5	0,2	0,5			1,5		0,5	0,3	0,7		1,4
Apatit	0,3	(+)	0,3		0,5	0,8		0,2	0,2	0,2	0,8	0,5	0,7	
Zirkon	0,2	0,2	0,2	0,2	(+)	(+)			(+)	(+)		0,2	0,2	
Titanit	0,2	0,8				0,5	0,5		0,2	0,7	0,5	1,8	0,7	2,0
Rutil	(+)													
Turmalin	(+)													
Erz	1,0	0,8	2,5	1,7	2,0	0,5	0,7	0,2	0,2	0,2	0,5	(+)	(+)	1,0
Karbonat			1,0					1,0						

Tabelle 3.
Vergleich des Modalbestandes [Volumsprozent] der „metablastischen“ Amphibolite verschiedener Vorkommen.
x = Mittelwert, SD = Standardabweichung.

	Rennfeld (n = 8)		Traföß (n = 2)		Eiweggraben (n = 3)	
	x	SD	x	SD	x	SD
Quarz	14,1	9,0	16,6	0,6	12,0	2,2
Plagioklas	36,2	9,6	36,5	10,9	43,3	6,8
Kalifeldspat	3,6	3,3	3,2	4,2	—	—
Amphibol	19,2	10,6	12,8	6,4	15,4	3,9
Biotit	23,7	5,5	24,4	0,8	15,3	1,3
Epidot	0,6	0,7	4,4	0,2	11,0	2,9
Granat	0,1	0,2	—	—	—	—
Chlorit	0,4	0,5	0,3	0,4	0,7	0,7
Apatit	0,3	0,3	0,2	0,0	0,4	0,4
Zirkon	0,1	0,1	—	—	0,1	0,1
Titanit	0,3	0,3	1,4	0,9	1,5	0,7
Erz	1,2	0,8	0,2	0,2	0,3	0,6

- Dagegen sind die Epidotgehalte im Eiweggraben mit 11 Volumensprozent bedeutend höher als im Rennfeld und in Kirchdorf.
- Die Biotitgehalte im Eiweggraben sind mit 15% niedriger als in den beiden anderen untersuchten Vorkommen.

Unter den Hauptgemengteilen können die Plagioklas- und Alkalifeldspataugen, die braunen Biotite, die Kerne von Amphibolen und die Zirkone als Relikte einer magmatischen Paragenese aufgefaßt werden:

- Die Plagioklasaugen zeigen in einzelnen Vorkommen hypidiomorphe, gedrungene Kristallformen. Sie sind polsynthetisch verzwillingt, die einfache Zwillinge überlagern können, und zeigen einen Zonarbau mit anorthitreicher Kernen (Oligoklase bis selten An-

desine) und albitreichere Ränder und (Oligoklas bis Oligoalbit). Bei stärkerer sekundärer Umwandlung sind u.a. die Kerne stark serizitisiert und/oder mit Klinozoisit/Epidot durchgesetzt. Außer den metamorph bedingten Füllungsmineralen kommen selten Einschlüsse von großen hypidiomorphen Quarzen vor, die in ihrer Form bipyramidalem Hochquarz ähneln. Weitere Einschlüsse sind hypidiomorphe, anders als der Wirt orientierte Oligoklase und ganz selten Kalifeldspat (Mikroklin). An den Rändern der Plagioklasaugen sind mitunter Plagioklasrekristallitate angesiedelt.

- Die Alkalifeldspataugen sind als einfach verzwillingte Kristalle entwickelt, die perthitische Entmischungen zeigen (Flammenperthite).
- Die Amphibole sind kurzsäulig entwickelt und zeigen im Querschnitt stets xenomorphe, rundliche Umrisse und einen deutlichen Zonarbau. Die scharf gegen die Ränder abgegrenzten Kerne (Amphibol I) zeigen einen in Braun gehenden Pleochroismus (n_x hellgelblich, n_y braungrün, n_z bräunlichgrün) und sind häufig mit feinstem Erz und/oder Leukoxen durchsetzt. An Einschlüssen wurde hypidiomorpher Quarz (Paramorphosen nach bipyramidalem Hochquarz [?], Taf. 3, Fig. 1), Biotite, Zirkone und polsynthetisch verzwillingte Oligoklase/Andesine gefunden. Die schmalen Ränder der Amphibole (Amphibol II) sind klar, ohne Einschlüsse und zeigen einen blaugrünen Pleochroismus. Seltener sind stengelige, feinkörnige blaugrüne Rekristallitatamphibole. Die blaugrünen Amphibole stehen im Gleichgewicht mit grünem Biotit (Biotit II).
- In den meisten Schliffen sind bis mehrere mm große braune pleochroitische Biotite (Biotit I) vorhanden, die unter Ausscheidung von Sagenit und Erzsäumen rekristallisiert sind (Taf. 3, Fig. 3). Metamorph neu gesproßter, grün pleochroitischer Biotit (Biotit II) siedelt an den Rändern von Biotit I, Amphibol und Plagioklas.

Tabelle 4.

Vergleich der Korngrößen von Zirkonen des „metablastischen“ Amphibolites, die als Einschluß in den Amphibolen, Plagioklasen und Biotiten vorkommen, mit solchen des Grundgewebes. Verglichen wird die Breite [in mm] von Zirkonen (siehe Text).

\bar{x} = Mittelwert, SD = Standardabweichung.

Probe	Zirkone in Amphibol		Zirkone in Biotit		Zirkone in Plagioklas		Zirkone des Grundgewebes	
	\bar{x}	SD	\bar{x}	SD	\bar{x}	SD	\bar{x}	SD
RF 43	0,027	0,009	0,029	0,006	0,026	0,009	0,032	0,008
RF 45	0,029	0,012	–	–	0,024	0,005	0,035	0,013
RF 118	–	–	0,033	0,017	0,026	0,011	0,049	0,018
RF 120	0,037	0,022	0,028	0,011	0,026	0,007	0,044	0,026
RF 129	0,025	0,008	–	–	–	–	0,052	0,027
RF 170	0,028	0,016	0,027	0,011	–	–	0,047	0,023
RF 171	0,023	0,009	0,020	0,009	–	–	0,033	0,008
GL 23	0,019	0,006	–	–	–	–	0,044	0,022

– In allen untersuchten Proben fällt der Reichtum an Zirkon auf. In Schliffen normaler Größe sind in der Regel mehr als 100 Kristalle zu finden! Da Zirkon als äußerst resistent gegen metamorphe Einflüsse gilt, ist anzunehmen, daß diese Kristalle vor der metamorphen Überprägung vorhanden waren. Weiters sollten die in magmatischen Kristallen wie Plagioklas, Amphibol, Biotit eingeschlossenen Zirkone kleiner sein als die des Grundgewebes, die während der Kristallisation der Restschmelze weitergewachsen sein sollten (VERNON, 1986). Um diese Hypothese zu prüfen, wurde die Breite von Zirkonen in Plagioklas, Amphibol und Biotit und des Grundgewebes untersucht (Tab. 4). Die Breite ist mehr oder weniger unabhängig vom Schnitteffekt. In der Tab. 4 wurden nur Werte von Klassen aufgenommen, von denen mindestens 10 Messungen pro Klasse vorliegen. Es zeigt sich, daß in allen untersuchten Proben die Zirkone des Grundgewebes signifikant größer sind als die von Plagioklas, Biotit, Amphibol eingeschlossenen. Außerdem zeigt sich, daß mit Ausnahme der Probe RF 120 die Breite von Zirkonen in Plagioklas, Biotit und Amphibol in allen Proben ähnliche Werte aufweist.

Die Untersuchung von mehr als 200 Zirkonen der Siebkorngröße 80 bis 100 μm der Probe RF 118 zeigt, daß alle Zirkone eine gerundete Oberfläche haben, die nur mehr in seltenen Fällen noch Kristallformen zu erkennen geben. In diesen Fällen wurden etwa gleichwertige Prismen (100) und (110) und an Pyramiden dominierend (211) über (101) beobachtet. Diese Kombination entspricht den Trachten S_{11} bis S_{14} im Schema von PUPIN & TURCO (1975). Diese Trachten sind typisch für Diorite.

Die Zirkonkristalle sind stets klar und schwach hellrosa gefärbt, etwa 9% der Kristalle wurden als glasklar und farblos beurteilt. Seltener sind „keulenförmige“, an einem Ende homoachsial überwachsene Kristalle (3,5%), wobei die überwachsenen Kristalle häufig stärker rötlich bis bräunlich gefärbt sind (Abb. 9). Solche Formen wurden auch in Schliffen als Einschlußminerale im Plagioklas beobachtet. Die Kerne dieser keulenförmigen Zirkone dürften relikтив übernommene Zirkone sein, die von magmatisch gewachsenen Zirkonen überwachsen wurden. Einschlußminerale in Zirkonen wurden nur in wenigen Fällen beobachtet: 4,5% der Zirkone führen

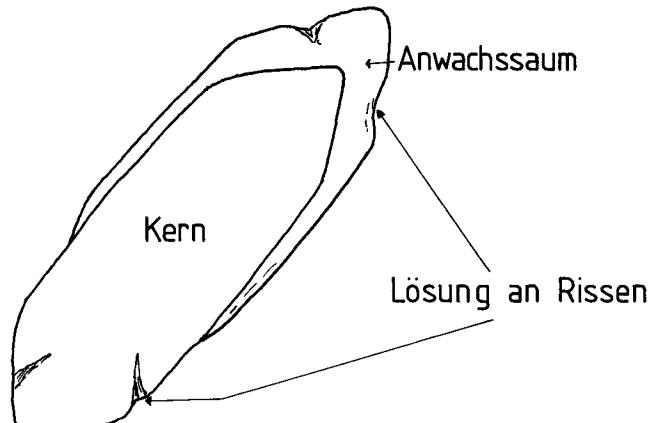


Abb. 9.

„Keulenförmiger“ Zirkon aus dem „metablastischen“ Amphibolit. Die Keulenform entsteht durch einseitiges Überwachsen des Kernes von Zirkon. Sowohl Kern wie Anwachssaum zeigen runde, ankorriert wirkende Risse.

opaque Einschlüsse, 2% transluzente Einschlußminerale.

Die Rundung der Kristalle wird auf die Lösungseffekte bei hoher Metamorphose zurückgeführt, wie sie häufig in Migmatiten beobachtet werden (GEBAUER et al., 1974; GUPTA & JOHANNES, 1985).

Die Untersuchung der Elongation (Verhältnis Länge/Breite: L/B) zeigt ein Mittel von 2,25 (SD = 0,61). Nach Schliffen von anderen Proben (z.B. RF 43) scheint die Elongation bedeutend höher zu sein und liegt nach der Vermessung von 16 Zirkonen, in denen im Schliff die Prismenflächen noch erkennbar sind, bei 4,6 (SD = 1,27). Semiquantitative Edax-Untersuchungen an Zirkonen der Probe RF 118 zeigen geringe Hf-Gehalte, die unter denen liegen, wie sie in sauren Orthogneisen beobachtet wurden. Das Element Eisen ließ sich in diesen Zirkonen im Gegensatz zu Zirkonen von Orthogneisen nie nachweisen.

Die Physiographie der oben beschriebenen Minerale zeigt, daß die Plagioklas- und Kalifeldspataugen, die grünbraunen Amphibole I und die braunen Biotite I als Relikte einer magmatischen Paragenese angesprochen werden können. Nach den kürzlich von VERNON (1986) zusammengefaßten Kriterien (siehe auch MEHNERT & BÜSCH, 1985) können folgende als diagnostisch für ein

Wachstum von Großkristallen aus einer Schmelze herausgezogen werden:

- Hypidiomorphe Quarz-, Plagioklaseinschlüsse in Plagioklas und Amphibol. Diese Einschlüsse haben kleinere Korngrößen und im Falle von Plagioklas auch höhere Anorthitgehalte als die außerhalb der Großkristalle und zeigen damit ein früheres Wachstumsstadium dieser Minerale an.
- Die quantitative Auswertung von Zirkonkorngrößen zeigt, daß die Zirkone in Wirtsmineralen ihr Wachstum ebenfalls früher abgeschlossen haben müssen als die des Grundgewebes.
- Normaler Zonarbau von Plagioklas.
- Perthitische Alkalifeldspäte gelten als Entmischungen von Hochtemperaturformen und sind typisch für magmatische Gesteine.

Als metamorphe Neubildungen sind die übrigen Minerale aufzufassen (Quarz, Epidot, Granat, Chlorit, Titanit, Rutil, Erz, Karbonat). Der hohe Anteil von Kristallen, die der magmatischen Phase zugerechnet werden können, läßt nur eine Deutung der „metablastischen“ Amphibolite als Plutonite zu. Im STRECKEISEN-Diagramm zur Nomenklatur der Plutonite fallen die Projektionspunkte der Modalanalysen in das Feld der Quarzdiorite bzw. Tonalite (Abb. 10). Die Normberechnung einiger chemischer Analysen nach der CIPW-Norm (siehe

Tabelle 5.
Chemische Analysen [Hauptelemente: Gewichtsprozent; Spurenelemente: ppm] des „metablastischen“ Amphibolites. Vergleichsanalysen: RAC = TEICH (1985); KIR = TEICH (1985); KAL = STINY (1917).

	RF 118	RF 119	RF 120	RF 160	RAC	KIR	KAL
SiO ₂	53,68	54,88	50,19	54,46	54,01	54,80	55,95
TiO ₂	1,12	0,88	1,15	1,14	1,13	1,03	0,91
Al ₂ O ₃	16,85	18,20	19,69	16,42	16,90	16,91	17,35
Fe ₂ O ₃	1,29	1,52	1,63	2,01	3,36	3,69	3,07
FeO	5,38	5,89	6,03	5,72	4,88	4,34	4,38
MnO	0,14	0,15	0,13	0,14	0,12	0,12	0,13
MgO	5,11	4,22	4,62	5,26	5,07	5,07	4,38
CaO	7,93	5,58	6,91	6,69	6,53	6,44	6,65
Na ₂ O	3,54	3,80	4,23	3,55	3,26	3,25	3,32
K ₂ O	2,08	2,32	2,15	2,42	2,22	2,41	2,16
P ₂ O ₅	0,62	0,65	0,77	0,58	0,40	0,47	—
H ₂ O ⁺	0,81	1,05	1,02	0,70	1,90	1,59	1,20
H ₂ O ⁻	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,26	0,22	0,25
CO ₂	1,42	0,90	1,26	0,38	n.b.	n.b.	0,15
Σ	99,97	100,04	99,78	99,57	99,94	100,38	100,10
Ba	1147	942	1255	1220			
Cr	116	94	70	129			
Nb	12	7	12	11			
Ni	—	—	—	—			
Rb	73	83	82	87			
Sr	766	657	879	747			
V	186	147	174	183			
Y	34	24	39	34			
Zn	98	110	121	102			
Zr	281	256	457	292			

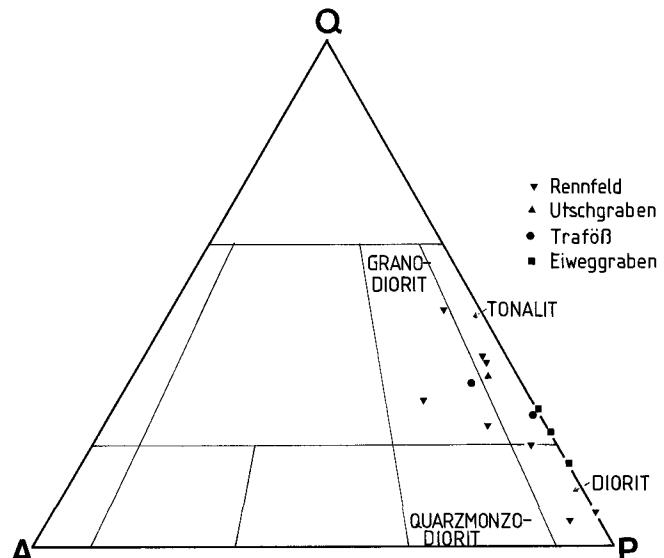


Abb. 10.
Modalbestandsanalysen des „metablastischen“ Amphibolits im Q-A-P-Diagramm nach STRECKEISEN (1974).

Tab. 5) verschiebt die Projektionspunkte infolge der Verrechnung der K₂O-Gehalte in Kalifeldspat in Richtung auf Kalifeldspat.

An diesem Gestein wurde eine U/Pb-Datierung an Zirkonen durchgeführt (NEUBAUER, FRISCH & HANSEN, 1987). Der Probenpunkt für diese Datierung liegt am Ende der höchsten Forststraße südlich des Rennfeldgipfels. Die Zirkone sind relativ U-reich und liegen im Pb-Isotopenentwicklungsdiagramm hochdiskordant. Das untere Schnittpunktsalter liegt bei 355 Ma, das obere Schnittpunktsalter bei 3 Ga. Die höchsten ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Modellalter einzelner Zirkonfraktionen liegen bei 680 Ma. Das untere Schnittpunktsalter wird gemäß den Modellen von GEBAUER et al. (1974) und KÖPPEL et al. (1980) als Alter der Zirkonrekristallisation während eines thermalen Ereignisses, d.h. der amphibolitfazialen, variszischen Metamorphose interpretiert, da manche Korngrößenfraktionen relativ nahe an diesem Punkt liegen. Das obere Schnittpunktsalter wird als Hinweis auf das Kristallisationsalter eines geringen Anteiles der Zirkone gewertet, kann aber nicht als Intrusionsalter aufgefaßt werden. Es bestehen verschiedene Möglichkeiten, das Datenmuster zu erklären (NEUBAUER et al., in Vorbereitung). Als Möglichkeit kann u.a. ein weitestgehendes Wiederaufschmelzen eines altpräkambrischen mafischen oder intermediären Gesteins zu einem Zeitpunkt zwischen 3 Ga und 680 Ma ins Auge gefaßt werden.

2.5.4. Die Begleitgesteine des metablastischen Amphibolites

Der metablastische Amphibolit ist stets grobkörniger als die übrigen Amphibolite und Hornblendegesteine im Liegenden und Hangenden dieses Zuges. Er zeigt ein durch hypidiomorphe bis oval längliche Plagioklase in einem feinkörnigeren Biotit-Amphibol-Grundgewebe hell-dunkel geflecktes Erscheinungsbild. Er ist zwar stets geschiefer, fehlende Vorzugsbruch- bzw. Kluftflächen vermitteln jedoch einen eher massigen Habitus.

Am SW-Abfall des Rennfeldes ist die Basis des metablastischen Amphibolites mit grobknotigen Biotitplagioklasgneisen verknüpft (Abb. 11). Ähnlich grobknotige Biotitplagioklasgneise (Typ „Mugelgneis“), seltener

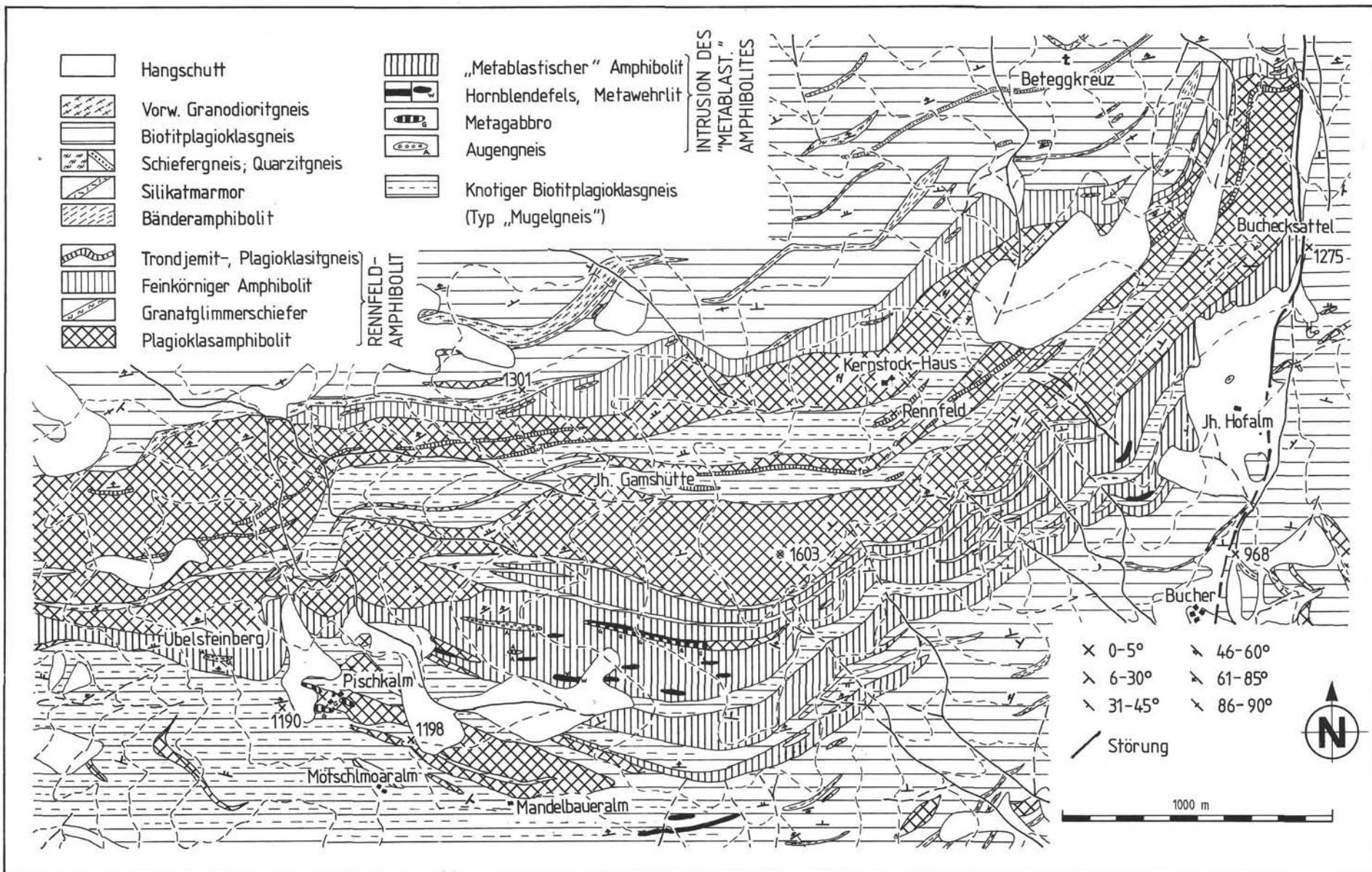


Abb. 11.
Geologische Karte des Rennfeldes bei Bruck an der Mur, Steiermark.

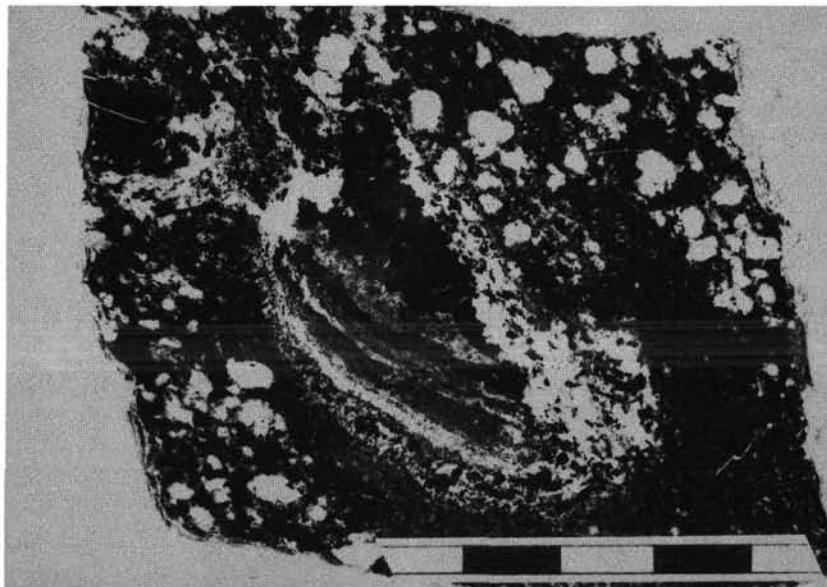


Abb. 12.

Stofflich gebänderter Kalksilikateinschluß (Xenolith?) im „metablastischen“ Amphibolit.
Oberste Forststraße am Übelsteinberg.
Teilung des Maßstabes: 1 cm.

aber auch gleichkörnige Biotitplagioklasgneise ohne Hornblende finden sich in mehreren konkordanten, mehrere Kilometer zu verfolgenden Zügen als Einlagerungen innerhalb des metablastischen Amphibolites (Abb. 11).

An wenigen Stellen (z.B. oberste Forststraße am Hang W der Pischkalm) wurden innerhalb des metablastischen Amphibolits mehrere cm-große, runde Kalksilikateinschlüsse gefunden, die auch einen stofflichen Lagenbau besitzen, das dem metablastischen Amphibolit fehlt (Abb. 12). Sie sind als Nebengesteinsmaterial (Xenolithe) denkbar. Hier wie auch in der Mulde am SW-Abfall des Rennfeldes wurden gangartige, feinkörnige, cm-dicke Plagioklasamphibolite beobachtet.

Neben den paragenen grobknotigen Biotitplagioklasgneisen (Typ „Mugelgneis“) kommen verschiedene umgewandelte magmatische Gesteine als linsenartige Einlagerungen vor. Im Anstehenden lassen sich vier Typen unterscheiden: Hornblendefelse, Metawehrlite, Metagabbros und Augengneise. Eine Reihe weiterer Typen (Mela- und Leukogabbros, Metagabbros mit Klinopyroxenrelikten) wurde nur in bis m^3 großen Blöcken am Westhang des Rennfeldes in der Mulde nordöstlich der Pischkalm gefunden (siehe Taf. 1,2).

a) Hornblendefelse

bilden am S- und SW-Abfall des Rennfeldes die markantesten Begleitgesteine. Die Linsen haben meist nur eine geringe Dicke von max. wenigen Metern bei einer Erstreckung von Zehnermetern bis zu mehreren 100 m. Die Gesteine bestehen zu etwa 95% aus bis 5 cm langen, kurzsäuligen, dunkelgrünen Amphibolen. Dazu tritt mehrere mm großer Biotit. Plagioklas ist nur in feinkörnigen Rekristallisaten in Zwickeln zwischen Amphibolen vorhanden.

b) Metawehrlit

An einer Forststraße in der Mulde nördlich der Mötschlmoaralm wurde in Zusammenhang mit Hornblendefels eine Linse mit einem grobkörnigen Gestein gefunden (siehe Abb. 11) das aus diablastisch durchwachsenem Klinopyroxen, Amphibol und Olivin und etwas Erz besteht. Der Klinopyroxen zeigt Entmischungslamellen parallel (010) und orientierte Ilmeniteinschlüsse. Der relikтив vorhandene Olivin (etwa 5 bis 10 Vol.%) findet sich u.a. als Einschluß

in Amphibol und ist meist etwas serpentinisiert. Bis cm-große bräunlich pleochroitische Amphibole entstehen wiederum aus der Umwandlung von Pyroxen. Die Ansprache als Metawehrlit wird auch durch die CIPW-Norm einer chemischen Analyse (Tab. 6) bestätigt (siehe Abb. 13).

c) Metagabbros

Unmittelbar westlich der Pischkalm, aber auch nördlich des Grabens nördlich der Mötschlmoaralm

Tabelle 6.

Chemische Analysen [Hauptelemente: Gewichtsprozent; Spurenelemente: ppm] der magmatischen Begleitgesteine des „metablastischen“ Amphibolits. Probe RF 21 ist ein Granatamphibolit aus dem Hangenden des Rennfeld-Amphibolites. GRA = Grablerbauernwald nach STINY (1917).

	RF 21	RF 101	RF 121	RF 132	RF 156	RF 157	GRA
SiO ₂	46,06	45,32	45,95	35,90	42,54	42,84	52,64
TiO ₂	2,07	0,66	1,21	1,81	1,87	1,92	1,58
Al ₂ O ₃	13,74	5,06	17,76	18,45	20,15	18,93	14,57
Fe ₂ O ₃	0,60	1,01	1,83	2,79	2,23	1,54	0,61
FeO	11,41	10,06	7,99	9,05	8,00	8,03	8,14
MnO	0,24	0,22	0,18	0,14	0,17	0,21	0,17
MgO	8,54	20,01	7,38	5,61	8,14	9,50	7,65
CaO	12,00	11,96	9,71	12,80	12,10	11,24	8,66
Na ₂ O	1,19	0,77	2,92	3,42	2,49	2,36	2,39
K ₂ O	0,63	0,18	0,85	0,71	0,61	0,67	1,29
P ₂ O ₅	0,29	1,09	0,29	2,12	0,17	0,18	0,20
H ₂ O ⁺	1,28	0,97	1,58	1,69	0,76	0,82	2,81
H ₂ O ⁻	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,18
CO ₂	1,66	1,46	0,48	0,73	0,16	0,33	0,05
Σ	99,71	96,96	98,48	95,22	99,39	98,57	99,92
Cr	142	507	134	10	20	91	
Ni	36	229	32	—	16	30	
Rb	3	—	14	6	4	(2)	
Sr	74	121	787	785	502	367	
Y	27	18	22	29	27	25	
Zr	81	28	126	108	88	69	

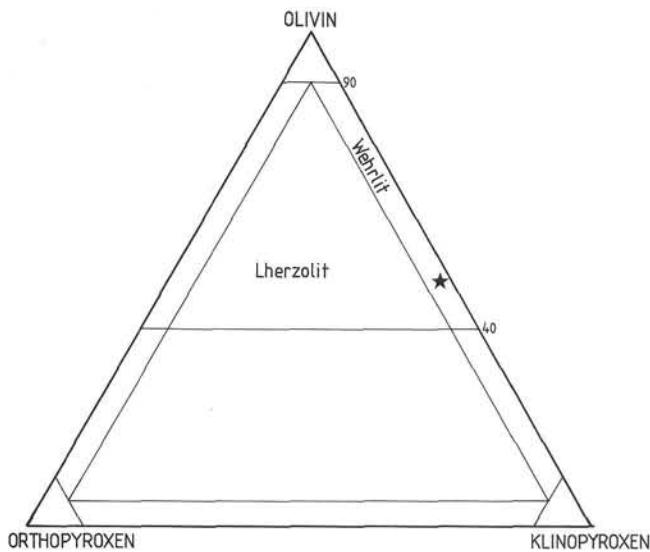


Abb. 13.
Der Metawehrlit im Olivin-Klinopyroxen-Orthopyroxen-Diagramm nach STRECKEISEN (1974).

kommen im Zusammenhang mit Hornblendefels dunkle, schwere Plagioklasamphibolite vor, die bis etwa 40 Volumensprozent xenomorphen bis hypidiomorphen Plagioklas in etwa 2 mm großen Kristallen führen. Die Amphibole sind zonar gebaut und zeigen selten tiefbraune, meist bräunlich pleochroitische, mit feinstem Leukoxen (?) durchstäubte Kerne (Amphibol I), die manchmal auch orientierte Ilmenitblättchen führen. Der Rand der Amphibole zeigt bläulichgrünen Pleochroismus (Amphibol II), der unter Bildung von Titanit und Chlorit aus Amphibol I umgewandelt wird. Die hypidiomorphen Plagioklase sind mit Klinozoisit, Chlorit, Erz durchgesetzt, in anderen Schlitften weitestgehend durch Plagioklasrekristallitate ersetzt. Als weitere Minerale kommen Biotit, Erz, Rutil, Titanit und Zirkon vor. Das Gefüge ist unverschiefert.

Da Spuren eines wahrscheinlich magmatischen braunen Amphibols gefunden wurden, dürfte es sich um Hornblendegabbros handeln.

Im Vorkommen an der Forststraße 600 m ENE P. 1198 kommt ein etwa 2 cm dicker, feinkörniger Gang eines ungeschiefernten Metahornblendegab-

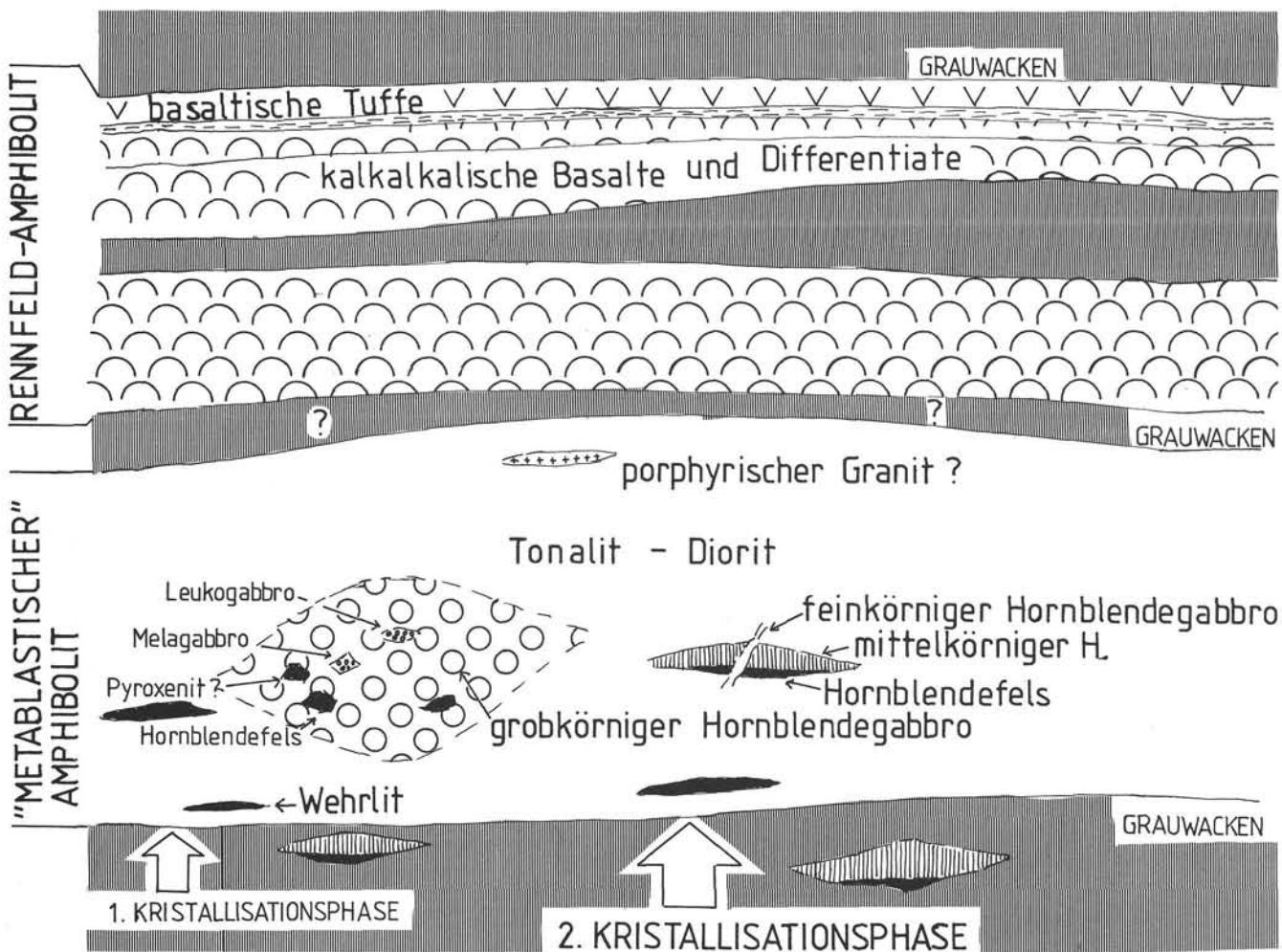


Abb. 14.
Modell der magmatischen Kristallisationsabfolgen im „metablastischen“ Amphibolit und seinen Begleitgesteinen.
Die Ausgangsgesteinsfolgen werden als multiple Intrusionen in einem magmatischen Bogen („layered arc cumulate suite“) gedeutet. Eine erste Intrusion führte zu verschiedenen gabbroiden Kristallisationsdifferentiaten, die heute als Schollen innerhalb von metamorph umgewandelten Tonaliten, Dioriten und Gabbros einer zweiten Kristallisationssequenz erhalten sind. Der Zusammenhang dieser Intrusivgesteinsfolgen zum eher vulkanogenen Rennfeld-Amphibolit ist nicht vollständig beweisbar, scheint aber möglich.

bros in einem grobkörnigen Metahornblendegabbro vor (Taf. 2, Fig. 1, 2). Das granoblastische Gefüge zeigt keine Spuren einer Durchbewegung. Ähnliches gilt für feinkörnige Metahornblendegabbros bei der Pischkalm, die ebenfalls scharfe, unverschieferete Grenzen zu den Nachbargesteinen zeigen.

d) Augengneise

Einige wenige, nur mehrere Meter dicke Linsen von Augengneisen innerhalb des metablastischen Amphibolits sind auf den Rücken südlich der Gamshütte bzw. westlich des Übelsteinberges (Abb. 11) beschränkt. Die Augengneise sind stark deformiert und zeigen ein ausgeprägtes lineares Gefüge. Die Feldspataugen bestehen vor allem aus perthitischem Alkalifeldspat (Flammenperthit), der große, runde Quarzeinschlüsse führen kann, und Plagioklas. Die Alkalifeldspäte sind teilweise in Schachbrettalbit umgesetzt bzw. etwas serizitisiert. Die Plagioklasaugen zeigen eine Fülle von Serizit und Epidot und randliche Rekristallisation. Das Grundgewebe besteht aus Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, bis zu 15 Volumensprozent Biotit, wenig Hellglimmer, Granat, Chlorit, Apatit, Zirkon und Erz. Quarz zeigt noch Altkornrelikte mit runden Rekristallitatquarzen. Während Hellglimmer (Serizit) zum größten Teil aus der Umsetzung von Feldspataugen hervorgegangen ist, scheint braun-pleochroitischer Biotit I bereits primär vorhanden gewesen zu sein. Es ist teilweise unter Bildung von Erz in grünen Biotit (Biotit II) umgesetzt. Nach Modalbestandsanalysen (Tab. 19, Proben RF 100 und RF 125) fallen diese Augengneise im STRECKEISEN-Diagramm in das Feld der Granite und Granodiorite. Als petrographische Unterschiede zu den Augengneisen der südlichen Gleinalm sind der hohe Gehalt an Biotit in diesen Augengneisen und die teilweise Schachbrettalbitisierung der Alkalifeldspäte hervorzuheben. Diese Augengneise unterscheiden sich zwar von den granitischen und granodioritischen Leukosomen, die weiter nörd-

lich häufig auftreten, ein genetischer Zusammenhang zu diesen kann aber nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Es ist auffallend, daß sich die Begleitgesteine des „metablastischen Amphibolits“ auf den mächtigsten Bereich des metablastischen Amphibolites konzentrieren. Am Westhang des Rennfeldes findet sich auch der größte Reichtum an verschiedenen linsenartigen und lagigen Begleitgesteinen sowie die größten Korngrößen der primären Minerale. Insgesamt gewinnt man hier den Eindruck, daß sich hier der Kern der Intrusion des „metablastischen Amphibolits“ mit einer Magmenkammer befunden haben könnte. Dafür sprechen die oben angeführten Kriterien sowie die Schollen- und Brekziengefüge (Taf. 1, 2), die die Aufstellung einer Kristallisationsabfolge der verschiedenen Gesteine erlauben. Die lagige Anordnung der Hornblendefelse wie Hornblendegabbros spricht für Kumulatgefüge (Abb. 10), ebenso wie die aggregatartige Anhäufung von magmatischen Plagioklasen (Taf. 3, Fig. 2; zu Kriterien für Kumulatgefüge vgl. WAGER & BROWN, 1968).

In der relativen Altersabfolge der magmatischen Kristallisation (Abb. 14) sind die Hornblendefelse und Metawehrlite die am frühesten kristallisierten Gesteine, während die Hornblendegabbros, der „metablastische“ Amphibolit (Tonalit, Diorit) und die möglicherweise hier zugehörigen Augengneise die Kristallisationsfolge abschließen.

Von den gabbroiden Gesteinen und dem Metawehrlit liegen chemische Analysen vor (Tab. 6). Eine Darstellung dieser Analysen im AFM-Diagramm (Abb. 14) zeigt einen kalkalkalischen Trend an, wie er für magmatische Bögen charakteristisch ist. Amphibol ist unserer Suite als reliktisches magmatisches Mineral erhalten. Nimmt man die Kriterien von BEARD (1986), dann kann diese Suite deshalb unter Vorbehalt, die sich aus der metamorphen Überprägung ergeben, dem Typ III seiner „arc cumulate suite“ zugeordnet werden.

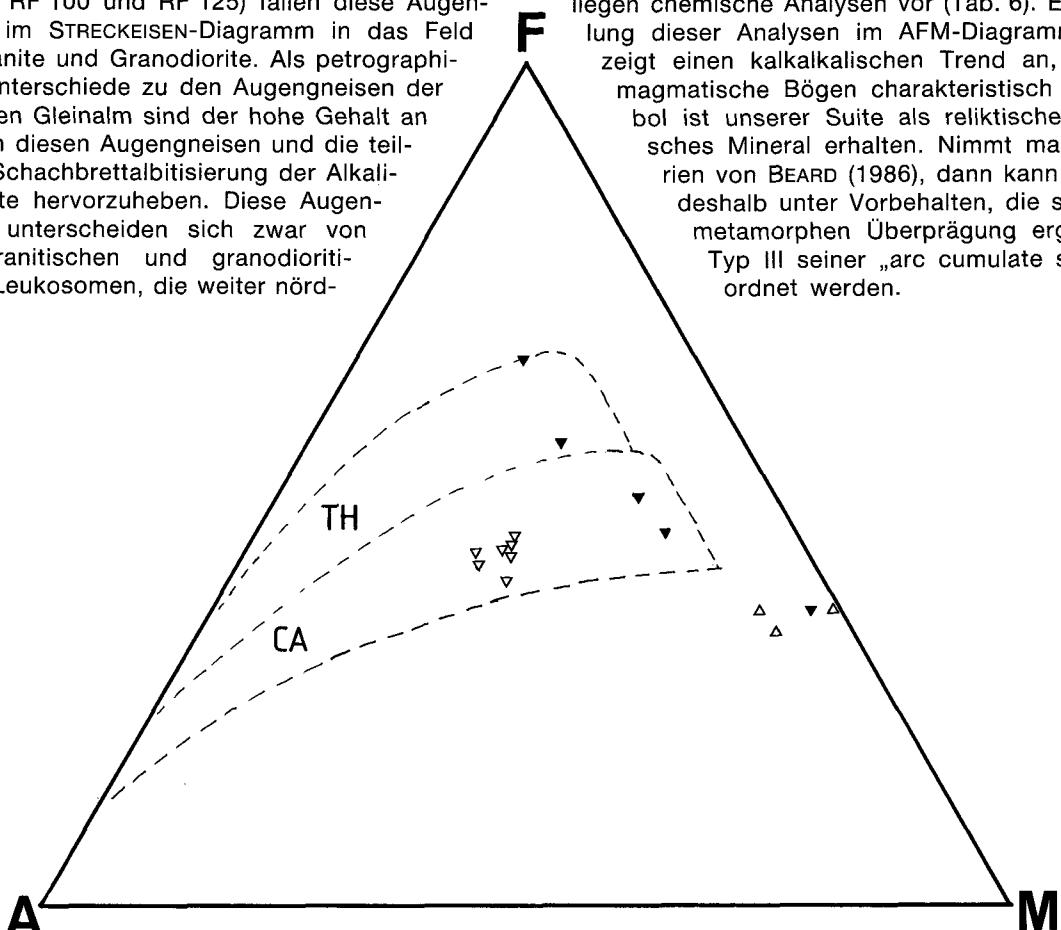


Abb. 15.

Der „metablastische“ Amphibolit (▽), seine Begleitgesteine (▼) und Gesteine des Utschgraben-Metagabbros (△) im AFM-Diagramm.
CA = kalkalkalische Serien; TH = tholeiitische Serien.

2.5.5. Rennfeld-Amphibolit

Unter den Rennfeld-Amphiboliten wird eine Gruppe von lagigen Amphibolitkörpern zusammengefaßt, die das Hangende des „metablastischen“ Amphibolites bilden (Abb. 11).

Auch diese Züge haben eine große laterale Erstreckung, wobei das Profil vertikal gut gegliedert ist. Insgesamt lassen sich die Rennfeld-Amphibolite von einer N-S-Störung südlich Bruck bis zur Buchecksattelstörung verfolgen, werden hier nach N versetzt und dünnen gegen NE aus (Sölsnitzbach).

Die Rennfeld-Amphibolite sind durch verschiedene Amphibolittypen und Paragesteinseinschaltungen vertikal gut gliederbar, wobei einzelne Horizonte von Paragesteinseinschaltungen sich über die beinahe gesamte laterale Erstreckung verfolgen lassen.

Am Rennfeld bzw. am Westhang des Rennfeldes findet sich folgende profilmäßige Abfolge (vom Liegenden zum Hangenden, vgl. Abb. 10):

- Ca. 100 m bis max. 150 m mächtige, mittelkörnige Plagioklasamphibolite.
- Ca. 50 bis 150 m Biotitplagioklasgneis vom Typ Muggeln mit Einschaltungen von Hornblendegneis bis hellen Amphiboliten und lagigen Trondhjemitegneisgängen.
- Mehr als 50 m mächtige Plagioklasamphibolite mit Einschaltungen von seltenen, mehrere m dicken Granatamphibolitlinsen. Dieser Horizont führt u.a. an der Basis zahlreiche mehrere dm-dicke Trondhjemitegneis- und Plagioklasitgänge, die auch dm-dicke grobkörnige Hornblendefelsschollen beinhalten können.
- Ca. 30–50 m mächtige feinkörnige, feingeschieferete und feingebänderte Amphibolite. Diese Amphibolite sind tw. mit Sulfiden vererzt und verwittern limonitisch. In diese Amphibolite schaltet sich wenige m unter der Hangengrenze ein Granatglimmerschieferhorizont ein, der möglicherweise mit Marmoren verknüpft sein könnte, wie einzelne Marmorrollblöcke in diesem Niveau zeigen.

Eindeutig in das Niveau der Rennfeldamphibolite gehört eine Serpentinitlinse, die von STINY (1915) westlich des Murtals im Schweizergraben, östlich des Karnerberges beschrieben wurde. Diese Linse wurde allerdings trotz intensiver Suche nicht wiedergefunden, da Jungwald und Hangschutt die entsprechende Lokalität überdecken.

Die Plagioklasamphibolite bestehen petrographisch aus Amphibol und Plagioklas im Verhältnis von ca. 2:1. Dazu treten etwas Quarz, Klinozoisit, Biotit, Granat, Erz, Rutil und Zirkon, selten Chlorit und Titanit.

Die Granatamphibolite setzen sich aus Amphibol, Plagioklas, Granat (bis 15 Volumensprozent) und Quarz zusammen. Granat ist einschlußreich (Amphibol, Plagioklas) und längs der Schieferung ebenso wie Amphibol etwas chloritisiert. An sonstigen Mineralen sind Erz, Rutil und zahlreiche rundliche, xenomorphe, schwach rosa gefärbte Zirkone vorhanden.

Die feinkörnigen Amphibolite bestehen zu 60–70% aus einem intensiv grünen Amphibol, zu dem Plagioklas, Quarz, Epidot, Titanit, Biotit, Rutil, Erz und Chlorit treten. Die Zirkone finden sich u.a. in epidot- und karbonatreichen Lagen, was möglicherweise auf eine sekundäre Anreicherung zurückgeht. Die Amphibole sind straff parallel geregelt. Quarz und Amphibol rekristallisierten im Gegensatz zu den Plagioklasen in den Pla-

gioklasamphiboliten in ein feinkörniges Rekristallisat gemengte.

Die stoffliche Bänderung spricht für einen primären, lagigen, stofflichen Wechsel, was typisch für ein tuffogenes Ausgangsgestein ist.

Im Rennfeld-Amphibolit wurden somit keine Hinweise auf die Existenz primärer, magmatischer mafischer Minerale (brauner Amphibol, Pyroxen, Olivin) gefunden. Das Fehlen dieser Minerale, die lagige Struktur dieser Züge, die Einschaltung von Paragesteinslagen in diese Amphibolite und die stoffliche Bänderung der feinkörnigen Amphibolite können als Hinweise auf vulkanische Ausgangsgesteine gewertet werden.

2.5.6. Utschgraben-Metagabbro

Vom Utschgraben wurde von STINY (1915) ein ultramafisches Gestein mit Plagioklasen beschrieben, das er mit dem Namen „Utschit“ belegte. Als Lokalität wurde die heute nicht mehr existierende Keusche Blochseppl angegeben. Erst HERITSCH (1966) und HERMANN (1972) untersuchten ähnliche Gesteine von dieser Zone und fanden an wenigen Lokalitäten Metagabbrorelikte. BÄK (1981) fand unmittelbar südlich Gesteine, die er als „Feldspataugen führenden Hornblendegneis“ bezeichnete. Sie sind mit dem „metablastischen Amphibolit“ ident.

Die eigenen Begehungen zeigten auf Grund guter Aufschlüsse längs eines neuen Forstweges an der Westseite des Utschgrabens, der ca. 500 m nördlich von Wh. Kaiser vom Utschgraben abzweigt, ein differenziertes Bild (Abb. 16). Der Bereich des Utschgrabens wird von einem großen, etwa E-W streichenden Amphibolitkörper eingenommen, der in N-S-Erstreckung etwa 1,4 km breit ist. Auf der W-Seite des Utschgrabens sind in diesem Körper auf etwa 500 m N-S-Erstreckung praktisch überall randlich amphibolitisierte Pyroxenrelikte vorhanden. Aus diesem Grund wird für diesen gesamten Amphibolitkörper ein gabbroides Ausgangsgestein angenommen. Die Umwandlungen der magmatischen Minerale während der Metamorphose erfolgte unter statischen Bedingungen. Eine Schieferung ist nicht sehr ausgeprägt.

Es wurde vermutlich auch die Originallokalität der „Utschite“ wiedergefunden (Abb. 16, 17). Man kann daher eine größere Variation primärer, kogenetischer Gesteine innerhalb des Utschgrabens-Metagabbro bzw. der Amphibolite unterscheiden:

- Ein mittelkörniger Metagabbro läßt sich innerhalb der Plagioklasamphibolite u.a. an der Westseite des Utschgrabens erkennen. Sie bilden die Masse der Gesteine mit Primärrelikten. Sie zeigen makroskopisch erkennbare, bronzefarbene, bis etwa 5 mm große Pyroxenrelikte, die von einem feinkörnigen Amphibolsaum von den Plagioklasen getrennt werden.
- Grobkörniger heller Metagabbro ist am Ende des Stichweges des neuen Forstweges in etwa Seehöhe 940 m aufgeschlossen. Das Gestein ist bedeutend plagioklasreicher als der mittelkörnige Metagabbro. Die Pyroxenrelikte sind durchschnittlich 1–2 cm, max. etwa 3 cm groß. Insgesamt scheint es sich um einen mehrere dm dicken Gang zu handeln.
- Plagioklasführender Ultramafit: Unmittelbar nördlich des ca. 500 m N Wh. Kaiser von W kommenden Baches wurden an der ersten Außenkurve

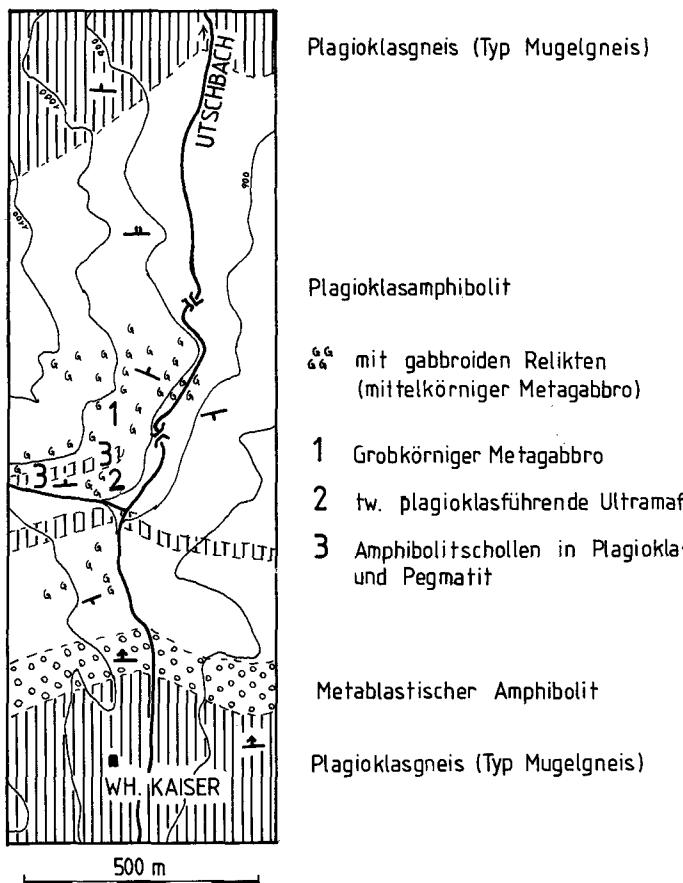


Abb. 16.

Schematische Kartenskizze des Utschgraben-Metagabbros längs des Utschgrabens nach BÄK (1978) und eigenen Beobachtungen.

der neuen Forststraße ultramafische Gesteine mit Pyroxenrelikten, Amphibolen und Serpentin gefunden, die ca. 1–3 mm große Aggregate von Plagioklas einschließen (Abb. 17). Diese Gesteine entsprechen den Gesteinen, die von STINY (1915) als „Utschit“ beschrieben wurden.

d) Die plagioklasführenden Ultramafite stehen in unmittelbarem Kontakt mit plagioklasfreien Ultramafiten (Abb. 17). Diese setzen sich aus Pyroxenrelikten, farblosen Amphibolen und Serpentin zusammen. Es ist in diesem Aufschluß zu erkennen, daß die Ultramafite ca. 5–10 cm dicke Lagen bilden, die sich über 2–3 m verfolgen lassen.

Dazu treten in diesem Aufschluß und in anderen Bereichen des Amphibolites Gesteine ohne primäre mafische Mineralrelikte (ausgenommen Plagioklas) wie z.B. Plagioklasamphibolite, Granatamphibolite, die hier nicht näher beschrieben werden sollen.

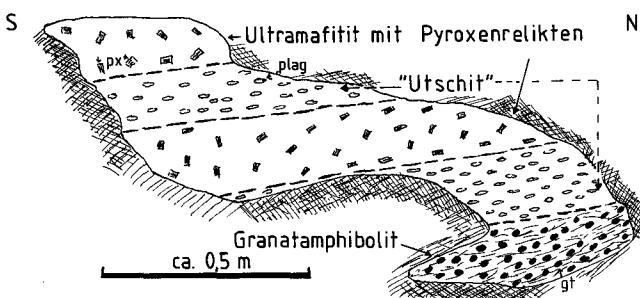


Abb. 17.
Aufschlußskizze von kumulatartigen Gefügen aus pyroxenführenden und plagioklasführenden Ultramafititen („Utschite“) innerhalb des Utschgraben-Metagabbros
Zur Lage des Aufschlusses siehe Abb. 16.

Nach den Bereichen mit den vorhandenen dunklen Reliktminalen läßt sich dieser Amphibolit als Produkt eines sich differenzierenden gabbroiden Magmas verstehen: Aus einem basischen Ausgangsmagma kristallisieren die mittelkörnigen Metagabbros. Während der Kristallisation kommt es zum Absinken und Akkumulation von mafischen Kristallen, die heute im lagigen Wechsel der Ultramafite die plagioklasführenden Ultramafite und auch normale Gabbros bilden, die sich ebenfalls an diesem Lagenbau beteiligen. Durch den Entzug von mafischen Mineralen bilden sich Schmelzen, die bei der Kristallisation als relativ mafarme Leukogabbros in Gängen innerhalb der bereits erstarrnden mittelkörnigen Gabbros kristallisieren.

Diese Abfolge intrudierte prämetamorph in Bezug auf die prägende amphibolitfazielle Metamorphose. In den heute liegenden Randbereichen sind längs der oben erwähnten neuen Forststraße Plagioklasblastitgneise aufgeschlossen, die bei geringer Verschieferung der Gneise Schollen von bereits verschiefernten und amphibolitisierten Metagabbros (heute Plagioklasamphibolite) beinhalten (Taf. 7, Fig. 1). Diese Schollen belegen die prämetamorphe Intrusion des Gabbros und eine amphibolitfazielle Deformation vor dem statischen Höhepunkt der Metamorphose.

Die drei aus der Literatur bekannten Gesamtgesteinsanalysen dieses Metagabbros (Tab. 7) werden im Kap. 2.5.9. mit anderen Amphiboliten des Rennfeld-Mugel- und Gleinalmkristallins verglichen. Charakteristisch ist eine Mg-Anreicherung gegenüber Fe. Im AFM-Diagramm fallen diese Gesteine in das Feld der ultramafischen und mafischen Kumulate (Abb. 15). HERMANN (1972) vergleicht dieses gabbroide Gestein mit Hypersthengabbros bzw. Olivinnorit.

Tabelle 7.
Chemische Analysen [Gewichtsprozent] von Gesteinen des Utschgraben-Gabbros.
1 = „Utschit“ nach STINY (1915); 2,3 = Metagabbro bzw. Amphibolit nach HERMANN (1972).

	1	2	3
SiO ₂	39,98	44,39	43,92
TiO ₂	0,29	0,25	0,05
Al ₂ O ₃	1,68	18,88	20,29
Fe ₂ O ₃	10,42	3,59	2,20
FeO	5,47	3,58	3,67
MnO	0,19	0,06	0,07
MgO	28,99	11,95	13,78
CaO	5,79	11,21	11,48
Na ₂ O	0,15	1,45	1,59
K ₂ O	0,13	0,12	0,13
P ₂ O ₅	–	–	–
H ₂ O ⁺	6,28	5,17	2,92
H ₂ O ⁻	0,40		
CO ₂	0,21	n.b.	n.b.
Σ	99,98	100,66	100,10

2.5.7. Gleinalm-Amphibolit-Komplex

Unter dem Begriff Gleinalm-Amphibolit-Komplex wird die Vergesellschaftung von Amphiboliten im Kernbereich des Gleinalm-Kristallins zusammengefaßt, die von hellen Plagioklasgneisen (= feinkörnigen Orthogneisen) durchsetzt ist. Der Komplex erstreckt sich vom Gebiet nordöstlich des Lobmingtales (Stubalm) im WSW bis nahe an den Eiwegg-Sattel im NE (Abb. 3). Die Masse dieses Komplexes wird von hellen, feinkörnigen Orthogneisen eingenommen (ca. 80%), die in diese Amphibolite intrudieren (vgl. Kap. 2.9.1.). Nach der Intrusion haben beide Gesteinstypen eine ausgeprägte gemeinsame Deformation erlebt, die Gesteine wurden verschiefer und verfaltet. Dadurch sind die Amphibolite in verfaltete Schollenzüge aufgelöst (vgl. auch Abb. 18). Trotzdem ist durch gewisse Leithorizonte eine Gliederung des Komplexes möglich.

Die Masse der Amphibolite sind Bänderamphibolite, die große Teile des Gleinalm-Amphibolit-Komplexes aufbauen. Sie zeigen eine große Variation in der mineralogischen Zusammensetzung der Amphibolite und im Anteil und Dicke der Amphibolitlagen. Dies fand im westlichen Gleinalmgebiet ihren Ausdruck in verschiedenen benannten Gesteinstypen: Bänderamphibolit, Aplitamphibolit, Hornblende-Biotit-Aplitgneis (BECKER & SCHUMACHER, 1973).

Als Leithorizonte innerhalb des Gleinalm-Amphibolit-Komplexes können unterschieden werden:

- Nördlicher Amphibolit-(Granatamphibolit-)Zug: In den Bänderamphiboliten stecken bis km lange Linsen von Amphiboliten und selten Granatamphiboliten, die von etwa Stelzmüller im Rachaugraben über das Roßbeck usw. in das nordöstliche Gleinalmgebiet verfolgt werden können.
- Ein mehrere km zu verfolgender Zug von Glimmerschiefern ist nordöstlich des Gleingrabens bekannt (BECKER, 1979).

- Im Gleinalmgebiet ist ein charakteristischer Granatamphibolit (südlicher Granatamphibolitzug) nahe unter dem Augengneishorizont zu finden. Er läßt sich in Schollen vom Gebiet zwischen Gleingraben und Terenbachalpe bis beinahe in das Murtal verfolgen. Diese Amphibolite unterscheiden sich abgesehen vom Granatreichtum durch eine gewisse Sulfidführung und limonitische Verwitterung von den übrigen Amphiboliten.
- Im Gebiet des Fuchskogels sind über den Granatamphiboliten Biotitplagioklasgneise in diesem Komplex eingeschaltet, die sich ebenfalls in einem langen Zug verfolgen lassen (Abb. 18).

Neben diesen horizontbeständigen Leitgesteinen sind auch in anderen Niveaus Gesteinstypen innerhalb von Bänderamphiboliten vorhanden, denen aber beim derzeitigen Kartierungsstand kein Leitcharakter zugesprochen werden kann: So finden sich in der Breitenau wie in der Gleinalm immer wieder linsenartige Körper von meist feinkörnigen Amphiboliten, insbesondere von Plagioklasamphiboliten. Ebenso kommen Biotitplagioklasgneise auch in tieferen Niveaus vor, z.B. in den Hüllgesteinen um den Humpelgrabengranitgneis, oder im Bereich zwischen Gams- und Pöllagrabens in xenolithartigen Schollen im feinkörnigen Orthogneis.

An sonstigen Gesteinen sind noch drei Serpentinit/Ultramafitlinsen erwähnenswert: Eine solche Linse wird von BECKER & SCHUMACHER (1973) vom Hintertal/Rachauer Graben beschrieben. Eine zweite wurde im Bachbett neben der Zufahrtsstraße zum Steinbruch Humpelgraben unmittelbar unterhalb des Steinbruches gefunden. Sie ist etwa 2x1 m lang und mit feinkörnigen Granatamphiboliten verknüpft. Rollstücke von Serpentinit fand auch ANGEL (1923) am Zehneranger (zentrale Gleinalm).

Zum Gleinalm-Amphibolit-Komplex sind auch die Granatamphibolit/Eklogitamphibolitlinsen (Abb. 19) innerhalb des Augengneises zu zählen, die am Thomaskogel und Zöllerkogel als Zehnertmeter dicke Linsen in den Augengneis eingeschaltet sind (Abb. 18).

Die Granatamphibolite bestehen u.a. aus Amphibolen und einschlußreichen Granatkörnern. Als Einschlüsse treten Quarz und Klinozoisit auf, in den Höfen wird Granat in Plagioklas umgesetzt. In Spuren kommen Biotit, Erz, Rutil vor.

Im Gegensatz zu den Granatamphiboliten, die nur wenige Modalprozent Plagioklas führen, besteht die Masse der Plagioklasamphibolite aus etwa 50 Modalprozent Amphibol und etwa 40% Plagioklas. Dazu treten Quarz, Biotit, Apatit, Erz, Rutil und Zirkon, manchmal auch Titanit und Chlorit.

Plagioklas (Oligoklas) ist beinahe vollständig in feine Rekristallisationskörper umgesetzt, die mitunter invers zonar gebaut sind. Amphibol ist in zwei Generationen vorhanden: Große, grün gefärbte Amphibole zerfallen in grün gefärbte Amphibolrekristallisate.

Der Granatamphibolit am Randbereich des Serpentinites im Kumpelgraben setzt sich vorwiegend aus Amphibol, Quarz, Zoisit, Granat zusammen. Untergeordnet, bzw. in Akzessorien, treten Titanit, Chlorit, Erz, Zirkon und manchmal Karbonat dazu. Granat zeigt skelettartige, xenomorphe Umrisse und zerfällt statisch (ohne Dehnungshöfe) in Chlorit, Titanit, Epidot und Karbonat.

Im aufgelassenen Steinbruch Trafößbach westlich des Murtals (Blattgrenze zwischen Blatt 133 und 134

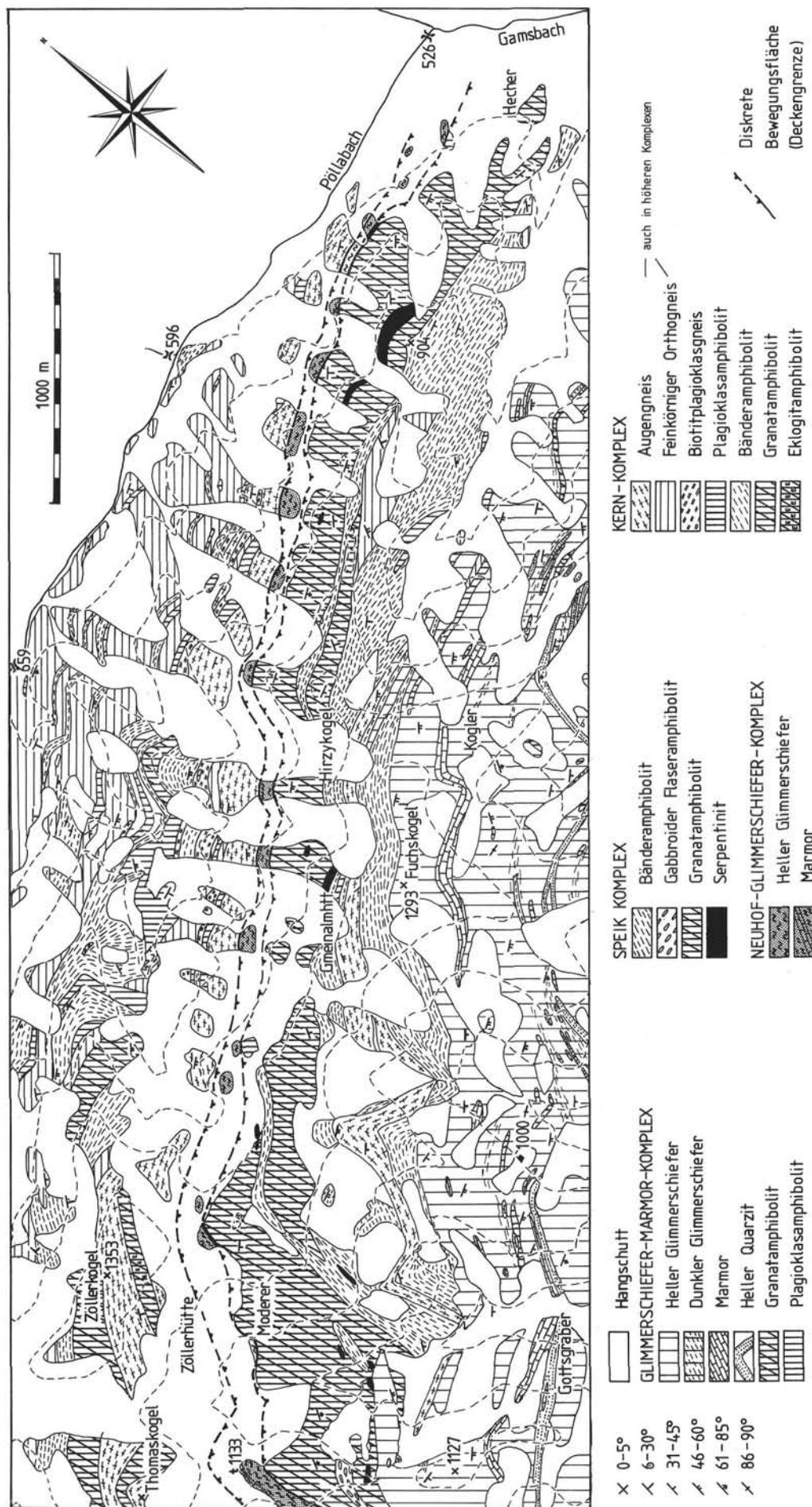


Abb. 18.
Geologische Karte des Fuchsberg in der südlichen zentralen Gleinalm.

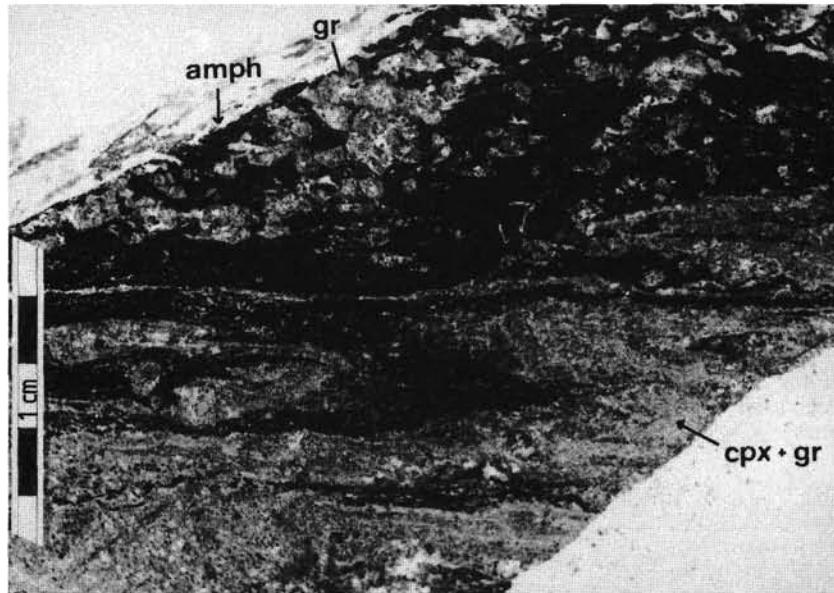


Abb. 19.

Handstück des Eklogitamphibolites vom Zöllerkogel. Bereiche mit einer Paragenese Klinopyroxen + Granat (hell) werden in Amphibolit (dunkel) umgewandelt.

der ÖK 50) kommen mehrere dm-dicke Granatamphibolitboudins in Plagioklasamphiboliten vor. Granat ist dicht gepackt (>30 Modalprozent!). Die Amphibolite führen reichlich Rutil und sind plagioklasfrei. Deshalb können in diesen Granatamphiboliten mögliche Eklogitrelikte vermutet werden. Die Untersuchung von Granat an der Mikrosonde (Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben, Prof. E. STUMPFL) zeigte die homogene Zusammensetzung dieses Granats (Tab. 8). Der Granat ist almandinreich, führt eine größere Calciumkomponente und etwa 20 Molprozent Pyrop. Diese Zusammensetzung entspricht etwa Granat in Typ B- und C-Eklogiten nach COLEMAN et al. (1965). Auf ein

zwingendes Relikt eines Eklogitstadiums in diesem Gestein kann daraus aber nicht geschlossen werden.

Der Eklogitamphibolit am Zöllerkogel besteht aus farblosem Klinopyroxen und einschlußreichem Granat, grünem Amphibol, Epidot, Zoisit und etwas Plagioklas, Quarz, Titanit/Rutil.

Der Ultramafit des Kumpelgrabens zeigt eine bemerkenswerte Paragenese, die serpentinitreiche Paragenesen in den Serpentiniten des Speik-Komplexes bzw. im Hintertal/Rachauer Graben kontrastiert. Diese Paragenese setzt sich aus farblosem Klinopyroxen, Klinopyroxen, Chlorit, Olivin und Karbonat (nur in Spuren) zusammen. Das Gefüge ist gut rekristallisiert, Serpentin im zentralen Teil des Ultramafitkörpers nicht vorhanden. Er kommt aber in den Randbereichen des Ultramafites in Dehnungsrissen (u.a. in der X-Y-Fläche) quer zu Olivin und Amphibol vor.

Tabelle 8.
Granatanalysen [Gewichtsprozent] von zwei Körnern aus granatreichen Granatamphibolitboudins der Probe RF 152. Steinbruch im Trafößgraben.

Korn 1	1	2	3	4	5
SiO ₂	38,78	38,07	34,74	37,97	36,89
TiO ₂	0,01	0,11	–	0,27	0,08
Al ₂ O ₃	20,45	20,34	19,91	20,63	20,63
Fe ₂ O ₃	26,54	26,60	27,51	27,94	27,89
Cr ₂ O ₃	–	–	0,03	0,04	0,16
MnO	0,53	0,47	0,54	0,33	0,39
MgO	5,00	5,07	4,47	4,36	4,34
CaO	10,92	10,90	10,85	10,96	10,84
Σ	100,23	101,56	98,05	102,32	101,22
Korn 2	1	2	3	4	5
SiO ₂	38,85	36,56	37,14	37,79	39,89
TiO ₂	0,14	–	0,01	0,02	0,10
Al ₂ O ₃	20,25	20,10	20,81	19,82	19,86
Fe ₂ O ₃	28,21	28,32	27,75	27,78	27,31
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	0,05	0,07	–
MnO	0,48	0,39	0,43	0,40	0,48
MgO	4,24	4,04	4,15	4,22	4,19
CaO	10,93	11,02	10,96	11,06	11,21
Σ	103,13	100,47	101,30	101,16	103,04

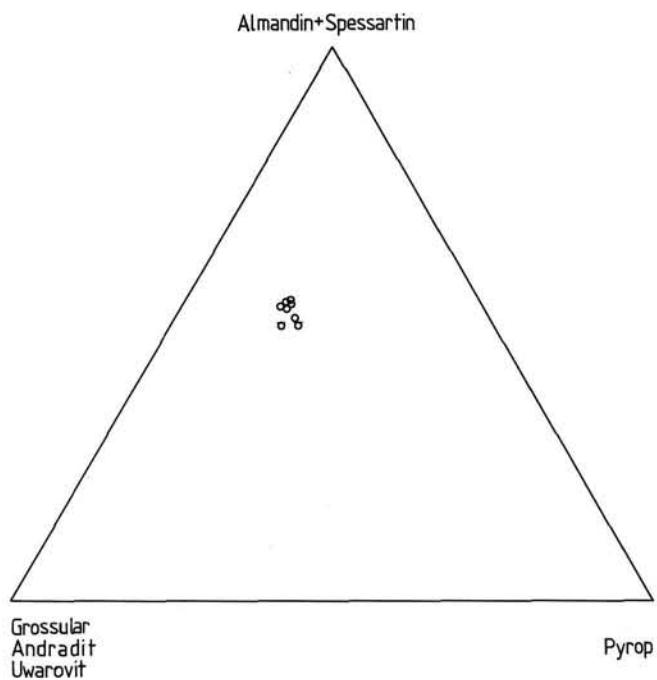


Abb. 20.

Zusammensetzung des Granats von Granatamphibolitboudins im aufgelassenen Steinbruch Trafößbach (W Traföß).

Die Bänderamphibolite des Gleinalm-Amphibolit-Komplexes bzw. die hellen Lagen in den Bänderamphiboliten werden im Kap. 2.5.8. beschrieben.

Hinweise auf magmatische Primärminerale finden sich in diesen Amphiboliten (und Serpentiniten) nicht. Am nördlichen Randbereich des Gleinalm-Amphibolit-Komplexes ist ein Zug „metablastischen“ Amphibolites bekannt (vgl. Abb. 3), der diesen Amphibolit-Komplex gegen den Plagioklasgneis-Komplex abgrenzt. Diese Situation ähnelt in der Abfolge prinzipiell dem Rennfeldprofil. Damit kann als Arbeitshypothese eine mögliche Gleichsetzung von Gleinalm-Amphibolit-Komplex und Rennfeld-Amphibolit erwogen werden.

2.5.8. Vergleich der Bänderamphibolite und Plagioklasgneislagen des Gleinalm-Amphibolit-Komplexes und des Speik-Komplexes

Als Bänderamphibolite werden in der Gleinalm Gesteine bezeichnet, die einen straffen Lagenbau aus hellen Plagioklasgneisbändern und dunklen Amphibolitlagen zeigen. Die Dicke der hellen wie der dunklen Lagen kann von Millimeter bis zu mehr als einem Meter variieren. Ebenso ist das Verhältnis der Dicke der hellen zu den dunklen Lagen Schwankungen unterworfen, die von 1 : 1 bis 10 : 1 bzw. 1 : 10 reichen können.

Analoge Gesteine sind kennzeichnend für einen bestimmten Grundgebirgskomplex innerhalb des Ostalpins wie auch des übrigen mitteleuropäischen Varisziums (siehe FRISCH et al., 1984; FORESTIER, 1961). Im Ostalpin wurden die durch diese Bänderamphibolite und Biotitplagioklasgneise aufgebauten Serien von FRISCH et al. (1984) zur Gneis-Amphibolit-Assoziation zusammengefaßt. Makroskopisch ähnlich erscheinende Gesteine kommen sowohl im Penninikum der Hohen Tauern wie der Schweizer Zentralalpen (STILLE, 1981; STILLE & TATSUMOTO, 1985) wie in der Böhmischem Masse (z.B. Dobragneis) vor.

Für die Entstehung der hellen Lagen dieser Gesteine wurden ursprünglich eine Genese als Aplite postuliert (ANGEL, 1923; PROSSNIG, 1969; SCHUMACHER, 1973). FRANK et al. (1976) und NOWY (1977) postulierten eine bimodale Vulkanitfolge als Ausgangsgesteinsassoziation, die aus basaltischen und dazitischen Tuffen bestehen sollte (vgl. BARKER & PETERMANN, 1972; YODER, 1970). Diese Hypothese basiert u.a. auf einer Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierung glimmerarmer Plagioklasgneise, die ein Modellalter von 518 ± 50 Ma und einen ungewöhnlich niedrigen Strontiuminitialwert von $0,7047 \pm 0,0012$ liefert hat.

Im Gleinalm- und Rennfeld-Mugelkristallin treten makroskopisch ähnlich erscheinende Bänderamphibolite in verschiedener Position auf:

- 1) Gleinalm-Amphibolit: Dieser Zug zieht von der westlichen Gleinalm bis in die Breitnau südlich des Rennfeldes.
- 2) Speik-Komplex: V.a. der Hangendteil des Speik-Komplexes besteht aus Bänderamphiboliten (siehe Kap. 2.7.).
- 3) Bedeutend dünnere Horizonte (von max. mehreren m Mächtigkeit) treten auch an den Rändern des Gabraun-Amphibolites auf.

Es sei auch darauf hingewiesen, daß man auch die dm-gebankte Wechselsequenz von Amphibolitlagen mit Biotitplagioklasgneislagen als Bänderamphibolit bezeichnen könnte. Diese werden hier ausgeklammert.

2.5.8.1. Makroskopische Erscheinungsformen der Bänderamphibolite im Gleinalmgebiet

Im Gleinalm-Amphibolit bilden die Amphibolitzüge und Amphibolitlagen des Bänderamphibolits im Ganzen gesehen eine untergeordnete Menge von max. 20% des Gesamtbestandes. Die Bänderamphibolite bilden Züge von mehreren m bis Zehnermeter Mächtigkeit in hellen, glimmerarmen Plagioklasgneisen, die als metamorphisierte und deformierte Intrusiva gedeutet werden (Kap. 2.9.1.).

Folgende Beobachtungen erscheinen für die Interpretation der Bänderamphibolite wichtig:

- a) Die prägende metamorphe Schieferung der hellen Plagioklasgneislagen und der Amphibolite ist subparallel zum stofflichen Lagenbau. Bereits makroskopisch ist eine Regelung der Amphibole in den Amphibolitlagen in der für die Gleinalm üblichen Linienrichtung zu erkennen (I 60/0).
- b) Die prägende metamorphe Schieferung in eindeutigen Intrusivgesteinen ist konkordant zur Schieferung der begleitenden Amphibolite und Biotitplagioklasgneise.
- c) Auch Aplitlagen in eindeutig plutonischen Gesteinen, z.B. im Humpelgrabengranit können konkordant zur Grenze Granitgneis/Biotitplagioklasgneis verlaufen (Taf. 8, Fig. 1).
- d) In der Umgebung granitischer Intrusionen (z.B. Humpelgrabengranit, NW-Flanke Hirzykogel, Abb. 18) ist bereits makroskopisch festzustellen, daß sich die petrographische Zusammensetzung, die Korngröße der Gemengteile und das Gefüge der hellen Lagen in Amphiboliten sich kontinuierlich mit der Entfernung vom Kontakt des Granitgneises ändert. So sind sowohl nahe dem Humpelgrabengranitgneis wie auch auf der NW-Flanke des Hirzykogels und in der Breitnau Lagen mit porphyrischem Kalifeldspat und granitischer Zusammensetzung vorhanden.
- e) Innerhalb von dickeren Amphibolitlagen ist eine stoffliche Bänderung mit etwa mm dicken, hellen Lagen zu erkennen, deren Dicke etwa im Korngrößenbereich der Minerale (Plagioklase) liegt. In diesen hellen Lagen sind mitunter auch bis cm große Plagioklasporphyroblasten (selten Kalifeldspatporphyroblasten) vorhanden, deren Gefügebild auf metablastisches Wachstum hinweist. Diese Bänder können allgemein auch als metamorphe Segregationsbänder bezeichnet werden (vgl. HOBBS et al., 1976).

2.5.8.2. Makroskopische Erscheinungsformen der Bänderamphibolite im Speik-Komplex

Die Bänderamphibolite bauen den Hangendanteil des Speik-Komplexes auf (siehe Kap. 2.7.) und nehmen etwa ein Drittel bis zwei Drittel des gesamten Komplexes ein. Etwa in der Mitte der Bänderamphibolite verläuft ein Augengneiszug (siehe z.B. Abb. 18), der als metamorpher und deformierter Plutonit gedeutet wird. Dieser Augengneiszug zeigt mitunter im Profil und auch laterale Variationen. Unter Zurücktreten der Kalifeldspatporphyroblasten gleicht sich der Mineralbestand an die der hellen Lagen in den Bänderamphiboliten an (Einzugsbereich des Hirzybaches, Ostseite des Fuchskogels). Hier wurde als Varietät auch ein Granatgneis gefunden, dessen Granat in Größe und textureller Entwicklung der Einschlußgefüge dem Granat der Granatamphibolite ähnelt.

Innerhalb des Speik-Komplexes ist ebenfalls festzustellen, daß die stoffliche Bänderung der Bänderamphibolite konkordant zur Foliation in Amphibolitlagen und hellen Lagen verläuft. Auch hier ist zu erkennen, daß die dünnsten hellen Lagen etwa in der Größenordnung der Korngrößen der gesteinsbildenden Minerale liegen, d.h., daß diese Erscheinung als metamorphe Differentiation zu bezeichnen wäre.

2.5.8.3. Petrographie der hellen Lagen in den Bänderamphiboliten

Die Petrographie der hellen Lagen erweist sich als monoton. Makroskopisch lassen sich drei Gefügebzw. petrographische Varianten erkennen:

a) **Gleichkörnige Plagioklasgneislagen:** Die Korngrößen liegen manchmal bei 1 mm. Makroskopisch sind nur Feldspat und Quarz zu erkennen. Amphibole treten nur in vereinzelten dünnen Lagen

auf. Dieser Typ beinhaltet mehr als 95% aller Plagioklasgneislagen.

b) **Porphyrische Granitgneislagen:** Deren Hauptmerkmale sind porphyrische, bis ca. 0,5 cm große Kalifeldspate in einem feinkörnigen, geschiefernten Grundgewebe aus Quarz und Feldspat. Diese Typen sind zwar selten, wurden aber in verschiedenen Aufschlüssen des Gleinalm-Amphibolites festgestellt (z.B. Oberrand des Steinbruches im Kumpelgraben, Nordteil).

c) **Granatführende Plagioklasgneislagen:** Diese Typen wurden nur in mehreren Aufschlüssen des Hirzybachgebietes festgestellt (Speik-Komplex). Sie zeigen 3–5 mm große Granatkörner in einem feinkörnigen Grundgewebe aus Quarz und Feldspat. Bereits makroskopisch sind ausgesprochen lange, asymmetrische Druckschattenhöfe um Granat fest-

Tabelle 9.
Modalbestandsanalysen [Volumsprozent] von Plagioklasgneislagen in Bänderamphiboliten (Rennfeldgebiet).

Proben-Nr.	RF 30(1)	RF 30(2)	RF 176	RF 236	RF 428	RF 430	RF 431	RF 432(1)	RF 432(2)
Quarz	44,4	43,0	47,3	50,6	39,4	40,6	45,1	32,1	41,8
Plagioklas	54,4	56,0	39,7	45,4	53,1	52,8	48,8	57,3	48,2
Kalifeldspat	0,3		8,6	0,6	0,5	2,2		2,0	3,7
Epidot				0,3	0,5		0,7	1,4	0,2
Amphibol	0,6				5,4	3,1	2,0	0,5	0,5
Biotit			4,2	0,9		0,8	2,2	5,1	4,2
Hellglimmer									
Chlorit	0,3		0,6						
Granat				1,6	0,5		0,7	1,4	1,4
Zirkon							(+)		
Titanit				(+)					
Apatit				0,3					
Karbonat							(+)		
Erz		1,0			0,2	0,5	0,5	0,2	0,2

Tabelle 10.
Modalbestandsanalysen [Volumsprozent] von Plagioklasgneislagen in Bänderamphiboliten des Gleinalm-Amphibolits (Gleinalm).

Proben-Nr.	GL 112	GL 113	GL 114	GL 129/1	GL 129/2	GL 130/1	GL 130/2	GL 137	A 12	GL 1250N	GL 1660S
Quarz	45,0	18,1	26,1	49,6	46,7	45,0	42,2	47,3	46,0	41,5	8,3
Plagioklas	49,1	52,1	55,4	38,1	39,0	31,3	41,8	22,3	47,7	48,0	73,3
Kalifeldspat		1,7	2,3		0,5	9,6		24,0	0,7	1,7	
Epidot		0,5	0,6	0,4	1,2	3,0	1,2		(+)	0,7	10,3
Amphibol	4,3	21,5	10,0	3,9	5,0		6,7	0,2		2,0	5,3
Biotit	0,6	1,1		2,2	0,7	0,3	1,2	1,0	5,0	5,7	
Hellglimmer								5,0	(+)		
Chlorit		0,5					0,2				
Granat		2,0	1,0	4,2	5,7	1,3	4,2		0,3		
Zirkon		(+)		(+)	(+)		0,2	(+)			
Titanit				0,4	0,7	(+)	(+)				2,6
Apatit		0,5	1,0	0,2							
Karbonat										0,2	
Erz	1,0	2,0	3,6	0,4	0,2	(+)	1,7	0,2	0,3		
Orthit				(+)	(+)						

Tabelle 11.
Modalbestandsanalysen [Volumensprozent] von Plagioklasgneislagen in Bänderamphiboliten des Speik-Komplexes (Gleinalmgebiet).

Proben-Nr.	GL 115	GL 116	GL 118	GL 138	GL 145(I)	GL 145(II)
Quarz	38,0	35,1	41,1	37,8	10,5	34,2
Plagioklas	52,3	36,8	44,2	42,3	66,7	60,2
Kalifeldspat		0,2	1,7	(+)	4,7	1,7
Epidot		2,5		(+)	(+)	
Amphibol		12,8	7,1		17,0	
Biotit	8,3	8,5	4,0	11,2	0,5	1,7
Hellglimmer	1,3			2,0		
Chlorit		0,2			(+)	
Granat		1,4	1,7	6,2	(+)	1,5
Titanit		0,5				
Erz	0,8			0,5	0,5	0,5
Zirkon				(+)		
Apatit	0,5				(+)	
Karbonat				(+)		
Rutil				(+)		

zustellen, die auf enorme Deformation dieser Gesteine hinweisen.

Um die petrographische Zusammensetzung dieser hellen Lagen quantitativ zu erfassen, und um die hellen Lagen des Gleinalmamphibolites mit denen des Speik-Komplexes zu vergleichen, wurden aus zahlreichen Schliffen von Bänderamphiboliten solche von drei lithologischen bzw. regionalen Gruppen ausgezählt: Dabei wurde eher auf möglichst große Variation in Gefüge und Mineralbestand geachtet als auf statistisch repräsentative Probenauswahl. Folgende Gruppen wurden unterschieden:

- Plagioklasgneislagen des Gleinalm-Amphibolites südlich des Rennfeldes (Tab. 9),
- Plagioklasgneislagen des Gleinalm-Amphibolites der zentralen Gleinalm (Tab. 10),
- Plagioklasgneislagen des Speik-Komplexes der zentralen Gleinalm (Tab. 11).

Tabelle 12.

Vergleich [Volumensprozent] der hellen Lagen glimmerarmer Plagioklasgneislagen von Bänderamphiboliten aus dem Gleinalm-Amphibolit (Kernkomplex) und dem Speik-Komplex. \bar{x} = Mittelwert, SD = Standardabweichung.

	Kernkomplex		Speik-Komplex			
	Rennfeld (n = 12)		Gleinalm (n = 11)		Gleinalm (n = 6)	
	\bar{x}	SD	\bar{x}	SD	\bar{x}	SD
Quarz	42,1	4,7	37,8	13,8	32,8	11,2
Plagioklas	47,3	8,7	45,3	13,4	50,5	11,5
Kalifeldspat	3,6	4,7	3,7	7,3	1,4	1,8
Epidot	0,3	0,4	1,6	3,0	0,4	1,0
Amphibol	3,9	5,1	5,4	6,2	6,2	7,4
Biotit	1,7	1,9	1,6	2,1	5,7	4,2
Granat	0,6	0,6	1,7	1,7	1,8	2,3
Erz	0,3	0,4	0,9	1,1	0,4	0,4
Σ	99,8		98,0		99,2	

Diese Untersuchungen zeigen, daß die Plagioklasgneislagen vorwiegend aus Quarz und Plagioklas bestehen. Dazu kommen Kalifeldspat, Amphibol, Biotit, Granat, Epidot und Erz, in manchen Fällen auch Hellglimmer und Chlorit. Als Akzessorien treten Titanit, Apatit, manchmal auch Orthit und Rutil auf.

Zwischen den Plagioklasgneislagen des Rennfeldgebietes und denen der zentralen Gleinalm treten keine signifikanten Unterschiede auf (Tab. 12). Die Plagioklasgneislagen im Speik-Komplex zeigen dieselbe Variationsbreite wie die des Gleinalm-Amphibolites. Einzig Biotit scheint mit 5,7 Volumensprozent signifikant häufiger vorzukommen als in den Plagioklasgneislagen der tieferen Einheit (1,7 Volumensprozent).

Alle Minerale sind metamorpher Entstehung. Quarz und Feldspäte sind rekristallisiert: Plagioklase sind als leichtgetrübte Rekristallisationskörper vorhanden, die mitunter einen inversen Zonarbau zeigen (Ränder von Oligoklas mit ca. An_{25} um albitreichere Kerne).

2.5.8.4. Interpretation der Genese

Wie bereits einleitend geäußert wurde, steht nach Literaturmeinung die magmatische Entstehung der Plagioklasgneislagen außer Zweifel. Jedoch erscheint unentschieden, ob die Lagen vulkanischer oder plutonischer Entstehung sind.

Zur Deutung der Genese ist als wesentlich festzuhalten, daß der gegenwärtige Zustand straffer Lagigkeit als Ergebnis einer enormen Dehnung bzw. Plättung dieser Gesteine aufzufassen ist. Diese Deformation verschleiert die primären Kontakte und Gefügebilder.

Die Zusammensetzung der hellen Lagen in den Bänderamphiboliten ähnelt auch manchen Typen in den feinkörnigen Orthogneisen (siehe Kap. 2.9.), in denen diese Bänderamphibolite stecken. Auch der unmittelbare Zusammenhang der Bänderamphibolite mit den sicher plutonisch entstandenen Augengneisen im Speik-Komplex läßt als Denkmöglichkeit eher an eine plutonische Entstehung der hellen Lagen in den Bänderamphiboliten denken.

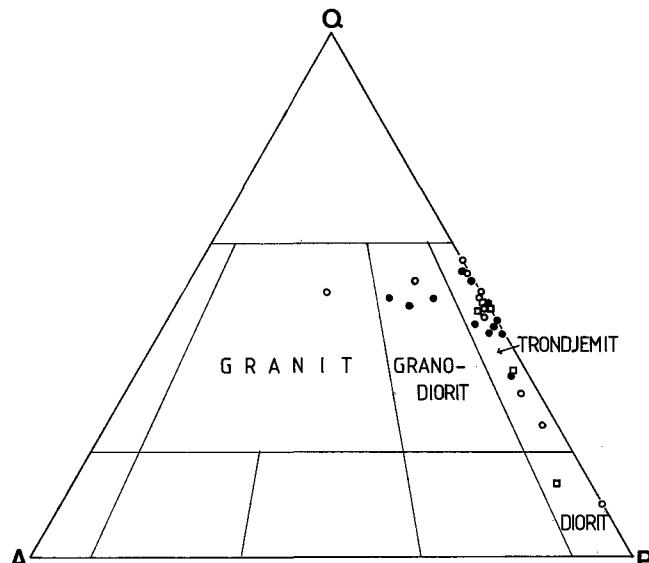


Abb. 21.
Die hellen Plagioklasgneislagen von Bänderamphiboliten im Q-A-P-Diagramm von STRECKEISEN (1974).
○ = Kernkomplex (Gleinalm-Amphibolitkomplex) der zentralen Gleinalm; ● = Kernkomplex südlich des Rennfeldes; □ = Speik-Komplex s.str. der zentralen Gleinalm.

Im Q-A-P-Diagramm (Abb. 21) fallen diese Gesteine in das Feld der Tonalite, bzw. wegen der Armut an mafischen Mineralen in das der Trondhjemite.

Gangartige trondhjemitische Gneise wurden am Rennfeld erkannt (Kap. 2.5.5. und 2.9.), die ohne ausgeprägte Verschieferung eine Bänderung der Amphibolite analog den Bänderamphiboliten erzeugen. Diese wird als weiteres wichtiges Indiz für eine plutonische Genese der hellen Lagen in den Bänderamphiboliten gewertet.

2.5.9. Zur Geochemie der Amphibolite in den Kernkomplexen

Ziel dieser Untersuchungen ist es, Unterschiede bzw. Identität der verschiedenen, oben beschriebenen Amphibolitfolgen herauszuarbeiten. Weiters sollte versucht werden, anhand der chemischen Daten Hinweise auf die geotektonische Zuordnung und Bedeutung der Amphibolitsuiten zu gewinnen. In diese Interpretation werden alle geologisch relevanten Daten (Abfolgen, Sedimentologie und Paläogeographie) miteinbezogen, um zu diesem Ziel zu gelangen.

2.5.9.1. Datensätze

Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt auf dem Rennfeld-Amphibolit. Von den übrigen Amphiboliten wurden nur wenige Vergleichsproben mitberücksichtigt. Zusätzlich werden zur Hauptelementdiskrimination alle Literaturdaten aus dem Rennfeld-Mugel-Kristallin (STINY, 1917; HERMANN, 1972) und Gleinalmkristallin (ANGEL & SCHNEIDER, 1923; PROSSNIG, 1969; FRANK et al., 1976; NOWY, 1977a; TEICH, 1985) herangezogen.

Tabelle 13.
Chemische Analysen [Hauptelemente: Gewichtsprozent; Spurenelemente: ppm] von Amphiboliten aus dem Bereich Breitenauer Graben.

WAL = Probe 18, Walchmüller, Breitenau nach STINY (1917).

	RF 39	RF 102	RF 103	RF 175	RF 179	WAL
SiO ₂	46,13	55,67	49,33	49,51	54,82	57,38
TiO ₂	3,88	0,83	0,79	0,55	1,03	0,85
Al ₂ O ₃	14,48	17,65	19,91	20,02	17,52	15,75
Fe ₂ O ₃	15,07*)	2,13	1,92	8,37*)	8,09*)	2,87
FeO	n.b.	5,72	7,21	n.b.	n.b.	4,35
MnO	0,29	0,12	0,17	0,14	0,15	0,08
MgO	6,22	5,55	5,45	5,36	4,20	5,81
CaO	10,13	8,31	9,18	10,94	6,86	8,32
Na ₂ O	1,14	3,29	3,33	2,52	3,42	2,58
K ₂ O	0,38	0,83	1,06	0,55	1,83	1,08
P ₂ O ₅	0,51	0,20	0,15	0,09	0,43	0,09
H ₂ O ⁺	0,50	1,29	1,08	0,59	0,56	0,81
H ₂ O ⁻	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,09
CO ₂	n.b.	0,46	0,49	n.b.	n.b.	0,05
Σ	98,73	102,05	100,07	98,64	98,91	99,86
Cr	88	133	54	73	61	
Ni	30	74	30	32	20	
Rb	6	20	43	20	52	
Sr	144	326	357	362	766	
Y	51	20	18	8	33	
Zr	192	129	50	38	267	

*) Gesamteisen als Fe₂O₃, da FeO nicht bestimmt.

Folgende Klassen werden unterschieden:

- Zone der „mürben“ Biotitamphibolite (Tab. 13, Probe RF 179).
- Gabraun-Amphibolit (Tab. 14).
- „Metablastischer“ Amphibolit (Tab. 5) unter Zuordnung einer einzelnen Analyse aus einem Granatamphibolit im Hangenden davon (Tab. 6, Probe RF 21).
- Rennfeld-Amphibolit (Tab. 15).
- Utschgraben-Metagabbro (Tab. 7).
- Gleinalm-Amphibolit mit Proben aus dem Bereich Breitenau (Tab. 13), Bereich Trafößbachgraben (Tab. 16) und Literaturdaten aus der Gleinalm (Tab. 17).
- Damit werden wenige eigene Amphibolitdaten aus dem Speik-Komplex s.str. verglichen (Tab. 19) und solche aus der Literatur der zentralen Gleinalm, die im Sinne der Definition dieser Arbeit dem Speik-Komplex s.str. zuzuordnen sind.

Tabelle 14.
Chemische Analysen [Hauptelemente: Gewichtsprozent; Spurenelemente: ppm] des Gabraun-Amphibolits.

	RF 140	RF 142	RF 143	RF 144
SiO ₂	46,54	46,40	47,87	50,54
TiO ₂	3,54	0,37	0,64	1,45
Al ₂ O ₃	12,38	16,07	19,98	16,30
Fe ₂ O ₃	14,38*)	2,02	1,03	1,08
FeO	n.b.	7,42	5,45	8,15
MnO	0,37	0,18	0,12	0,19
MgO	5,54	10,92	9,68	7,00
CaO	10,19	10,49	9,65	9,67
Na ₂ O	2,73	2,66	3,00	3,25
K ₂ O	0,28	0,48	0,47	0,69
P ₂ O ₅	0,17	0,14	0,15	0,27
H ₂ O	0,97	0,69	1,48	0,59
CO ₂	0,72	1,99	0,23	0,44
Σ	97,72	99,83	99,85	99,62
Cr	15	337	143	203
Ni	3	225	219	77
Rb	1	10	16	13
Sr	125	105	255	195
Y	25	15	18	24
Zr	85	13	54	120

*) Gesamteisen als Fe₂O₃, da FeO nicht bestimmt.

2.5.9.2. Diskussion um mögliche sekundäre Veränderungseffekte

Prinzipiell ist festzustellen, daß die Haupt- und Spurenelementgehalte aller untersuchten Amphibolite innerhalb der Variation des Chemismus der verschiedenen andesitischen, basaltischen und gabbroiden Suiten liegen. Für die Unterscheidung von Ortho- und Paraamphiboliten wurden eine Unzahl empirischer Methoden entwickelt, die in den letzten Jahren auf vergleichbare Abfolgen von Amphiboliten verschiedentlich angewandt wurden (z.B. STILLE, 1981 cum lit.). Auf eine Wiedergabe solcher Diskriminationsdiagramme wird wegen der Übereinstimmung der Analysenwerte mit andesitischen und basaltischen Chemismen verzichtet.

Tabelle 15.

Chemische Analysen [Hauptelemente: Gewichtsprozent; Spurenelemente: ppm] der verschiedenen Varietäten des Rennfeld-Amphibolites.

	RF 105	RF 106	RF 111	RF 112	RF 113	RF 114	RF 115	RF 116	RF 124	RF 127	RF 128	RF 129	RF 133
SiO ₂	49,95	46,63	51,10	46,38	51,88	49,15	48,30	49,94	52,14	49,76	48,59	49,52	50,36
TiO ₂	0,85	1,09	1,04	2,08	1,24	1,18	1,62	1,11	0,25	0,79	1,19	1,17	0,30
Al ₂ O ₃	17,33	12,80	16,75	17,95	17,43	16,02	15,12	15,69	21,20	17,83	15,84	16,26	17,90
Fe ₂ O ₃	0,77	2,35	9,13	14,73	0,54	1,09	2,99	3,48	0,77	1,09	0,67	1,79	0,49
FeO	7,25	7,25	n.b.	n.b.	8,51	8,02	7,44	6,47	4,84	6,79	8,02	6,82	4,87
MnO	0,15	0,23	0,17	0,23	0,17	0,15	0,21	0,20	0,12	0,13	0,15	0,16	0,10
MgO	8,68	12,97	8,27	4,71	6,72	9,39	6,96	6,45	6,80	8,01	9,03	8,65	9,29
CaO	9,14	11,24	9,36	7,19	8,55	11,21	11,63	9,88	9,10	9,52	11,70	11,19	12,45
Na ₂ O	3,25	1,74	2,82	2,58	3,27	2,50	2,81	5,25	3,50	2,75	2,60	2,63	2,46
K ₂ O	0,38	0,43	0,58	0,23	0,31	0,25	0,31	0,20	0,36	0,46	0,10	0,20	0,32
P ₂ O ₅	0,20	0,55	0,15	0,81	0,26	0,26	0,21	0,19	0,09	0,15	0,15	0,21	0,14
H ₂ O ⁺	1,13	1,13	0,97	1,27	0,77	1,10	0,93	0,88	1,12	1,38	0,99	0,99	0,71
H ₂ O ⁻	n.b.												
CO ₂	0,60	0,60	0,39	0,47	1,01	0,37	0,81	1,86	0,73	1,62	0,59	0,57	0,43
Σ	99,68	99,01	100,63	98,63	100,66	100,69	99,34	101,42	101,04	100,24	99,62	100,16	99,82
Cr	279	872	352	78	162	264	200	206	300	133	288	311	454
Ni	125	327	53	48	32	176	101	112	127	118	200	172	149
Rb	(2)	(1)	10	6	(2)	(1)	(2)	(3)	8	15	(2)	(2)	6
Sr	246	176	221	297	298	183	183	157	380	194	144	196	253
Y	20	21	20	27	23	24	26	20	14	18	23	23	14
Zr	75	73	56	1330	76	69	91	51	34	79	58	72	22

Tabelle 16.

Chemische Analysen [Hauptelemente: Gewichtsprozent; Spurenelemente: ppm] von Amphiboliten im Bereich Trafößbach.

	RF 149	RF 150	RF 173	RF 174
SiO ₂	48,59	46,68	47,52	44,47
TiO ₂	0,35	0,39	0,85	0,77
Al ₂ O ₃	22,29	22,16	21,20	22,13
Fe ₂ O ₃	7,45	0,66	10,34	10,63
FeO	n.b.	5,84	n.b.	n.b.
MnO	0,13	0,13	0,17	0,13
MgO	6,22	5,72	4,26	4,95
CaO	12,26	13,37	10,39	12,33
Na ₂ O	2,02	1,86	1,65	1,99
K ₂ O	0,42	0,29	1,03	0,35
P ₂ O ₅	0,20	0,13	0,10	0,04
H ₂ O ⁺	0,52	0,66	0,51	0,67
H ₂ O ⁻	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
CO ₂	0,74	2,46	n.b.	n.b.
Σ	101,19	100,35	98,02	98,46
Cr	76	65	38	35
Ni	40	50	14	8
Rb	18	6	39	10
Sr	357	326	398	383
Y	17	16	7	8
Zr	42	38	49	44

Trotzdem soll eine Reihe von möglichen Veränderungseffekten diskutiert werden:

1 Chemismusveränderung der Amphibolite durch partielle Aufschmelzung?

Am Rennfeld stecken innerhalb von Plagioklasamphiboliten grobkörnige trondhjemitische Gneise, die mit diskontinuierlichen Schollen und Linsen von Hornblendefels verknüpft sind (Taf. 7, Fig. 2). Insgesamt ergibt sich in diesen Aufschlüssen der Eindruck von migmatitischen Schollentexturen. Während in den Plagioklasamphiboliten die Paragenese aus Amphibol und Plagioklas besteht, verschwindet in den Hornblendefelsschollen Plagioklas zunehmend, während der Amphibol sich in einen grobkörnigen, intensiv grünen Amphibol verändert. Vereinzelt vorkommende Amphibole in den trondhjemitischen Gneisen sind korrodiert und besitzen einen symplektitischen Saum gegen die Paragenese Plagioklas und Quarz des Gneises.

Aus diesen Beobachtungen wurde als Arbeitshypothese eine migmatitische Entstehung dieser Gefüge postuliert. Die Plagioklasamphibolite würden den mehr oder weniger unveränderten Ausgangsgesteinen entsprechen, die Trondhjemitgneise wären die entzogene Schmelze aus solchen Gesteinen, wobei Hornblendefelsschollen als Restite übrig bleiben würden.

Um diese Hypothese zu überprüfen, wurden aus einem Aufschluß je ein Trondhjemitgneis (Probe RF 107, Tab. 18), ein Plagioklasamphibolit (Probe RF 105, Tab. 15) und eine Hornblendefelsscholle (Probe RF 106, Tab. 15) chemisch untersucht (Aufschluß an Forststraße 1700 m westlich Rennfeld).

Tabelle 17.

Chemische Analysen [Gewichtsprozent] von Amphiboliten des Gleinalm-Amphibolitkomplexes nach der Literatur. A = Plagioklasamphibolit, Bussardkogel, ANGEL & SCHNEIDER (1925); B = Granatamphibolit, Bussardkogel, ANGEL & SCHNEIDER (1925); C = Plagioklasamphibolit, Lammkogel, ANGEL & SCHNEIDER (1925); D = Plagioklasamphibolit, Hoyer-Stärung, ANGEL & SCHNEIDER (1925); E = Plagioklasamphibolit, Kreuzsattel, ANGEL (1928); F = Bänderamphibolit, Laufnitzgraben, PROSSNIG (1969); G = Amphibolit, Humpelgraben, PROSSNIG (1969); H = Amphibolit, Gleinalmtunnel, FRANK et al. (1976); I = Amphibolit, Gleinalmtunnel, N 117, Nowy (1977a); J = Amphibolit, Gleinalmtunnel, N 2582, Nowy (1977a); K = Amphibolit, Gleinalmtunnel, S 2737, Nowy (1977a); L = Amphibolit, Gleinalmtunnel, S 1204, Nowy (1977a); M = Amphibolit, Gleinalmtunnel, S 152, Nowy (1977a).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
SiO ₂	46,58	48,24	47,39	46,10	49,68	46,74	48,08	46,58	46,70	50,90	46,28	51,02	50,70
TiO ₂	1,88	1,48	2,08	1,58	1,36	4,60	1,10	2,72	2,48	1,10	2,71	1,46	3,03
Al ₂ O ₃	12,50	11,96	14,12	13,83	17,68	10,24	13,63	16,42	15,33	18,68	15,56	15,31	13,88
Fe ₂ O ₃	1,72	0,54	3,25	4,17	2,84	7,74	5,31	11,62*)	14,18*)	9,58*)	13,35*)	9,99*)	14,83*)
FeO	10,97	13,52	9,13	8,96	7,22	11,58	7,68	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MnO	0,94	1,52	0,43	—	—	0,32	0,18	0,24	0,25	0,15	0,21	0,15	0,33
MgO	5,66	6,42	5,50	8,39	4,81	5,64	8,02	7,98	8,50	6,36	7,56	7,40	6,15
CaO	14,13	10,31	11,95	9,72	9,81	9,73	7,76	10,43	9,48	8,45	10,83	9,66	9,10
Na ₂ O	2,30	2,93	3,64	3,25	4,46	1,66	3,52	1,92	2,68	3,52	2,87	3,42	1,94
K ₂ O	1,16	0,79	0,56	1,99	0,85	0,42	1,99	0,74	1,09	1,26	0,83	0,48	1,00
P ₂ O ₅	0,37	0,31	n.b.	n.b.	—	0,28	0,24	0,33	—	—	n.b.	—	—
H ₂ O ⁺	2,04	2,30	2,36	2,39	1,97	1,56	3,22	1,29 ⁺)	0,91	1,02	1,62 ⁺)	0,91	0,95
Σ	99,98	100,32	100,41	100,38	100,41	100,51	100,73	100,27	101,70	101,03	101,81	99,80	101,90

*) Fe₂O₃ als Gesamtisen.

*) Glühverlust.

In verschiedenen Variationsdiagrammen (Abb. 21) zeigt sich ein fast linearer Zusammenhang zwischen dem möglichen Ausgangsgestein, der möglichen Schmelze bzw. dem möglichen Restit. Das kann jeweils

durch den Entzug verschiedener Minerale erklärt werden. Am deutlichsten wird dies im Diagramm CaO – MgO – Al₂O₃ (Abb. 22a), wo sich der Hornblendefels entgegengesetzt zum Trondhjemite entwickelet. Dieser Trend kann durch Entzug und Neukristallisation eines anorthitarmen Plagioklas (Oligoklas) erklärt werden, wobei es im Restit zur Anreicherung von Amphibolen kommt. Ähnliches zeigt das AFM-Diagramm (bzw. das SiO₂-Alkalien-Diagramm), wonach ein albitreicher Plagioklas extrahiert wird. Andererseits zeigt das AFM-Diagramm auch eine Änderung im MgO/(FeO⁺ + MgO)-Verhältnis an, was sich in der Kristallisation einer MgO-reichereren, mafischen Phase in den Hornblendefelschollen ausdrücken könnte.

Ähnliche, beinahe lineare Zusammenhänge zeigen verschiedene Spurenelemente, wovon das Diagramm Zr – Sr (Abb. 22c) wiedergegeben ist (vgl. auch WEBER et al., 1985; HERTOGEN & GIJBELS, 1976).

Interessant ist, daß die Analysen der übrigen Plagioklasamphibolite des Rennfelds in einigen Variationsdiagrammen ungefähr längs dieser Entwicklungslinien streuen, was möglicherweise auf solche Aufschmelzungseffekte zurückzuführen sein dürfte.

Daß eine solche Aufschmelzung möglich erscheint, ergibt sich im Vergleich mit experimentellen Daten für das Tonalitsystem (Qz – Ab – An – H₂O) nach JOHANNES (1985) unter der Voraussetzung, daß p_{tot} > p_{H2O}. Danach würde die vorhandene Plagioklaszusammensetzung der Schmelze von etwa Oligoklas (ca. An₂₅) Temperaturen von etwa 700°C bei einem p_{H2O} > 4 kbar zur Aufschmelzung erfordern.

Dieser mögliche Zusammenhang zwischen der Entstehung mancher Hornblendefelslinsen und migmatitischen Gefügen wird auch durch analoge Gefüge innerhalb der Zone der „mürben“ Biotitamphibolite wahrscheinlich. Auch hier sind Hornblendefelschollen mit Dioritgneisleukosomen verknüpft.

Tabelle 18.

Chemische Analysen [Hauptelemente: Gewichtsprozent; Spurenelemente: ppm] der grobkörnigen Plagioklasgneise (Trondhjemite) im Rennfeldamphibolit.

	RF 107	RF 125
SiO ₂	70,51	71,87
TiO ₂	0,28	0,18
Al ₂ O ₃	17,74	15,32
Fe ₂ O ₃	0,10	0,09
FeO	0,57	0,65
MnO	0,03	0,03
MgO	0,48	0,42
CaO	3,56	3,82
Na ₂ O	6,26	5,32
K ₂ O	0,43	0,21
P ₂ O ₅	0,09	0,06
H ₂ O ⁺	0,40	0,31
H ₂ O ⁻	n.b.	n.b.
CO ₂	0,31	0,33
Σ	100,76	98,61
Cr	4	6
Ni	–	7
Rb	13	(2)
Sr	1071	880
Y	12	10
Zr	142	135

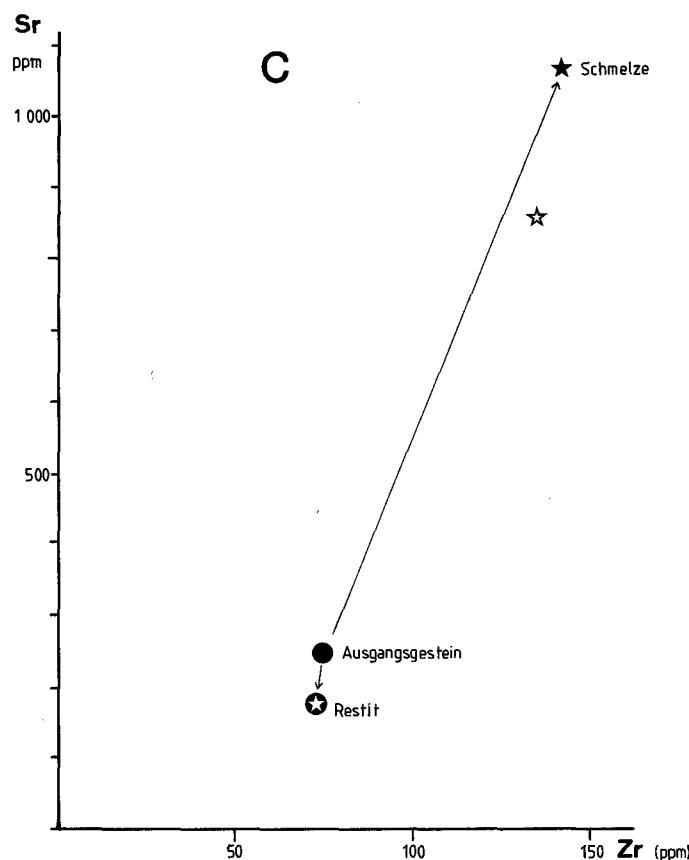
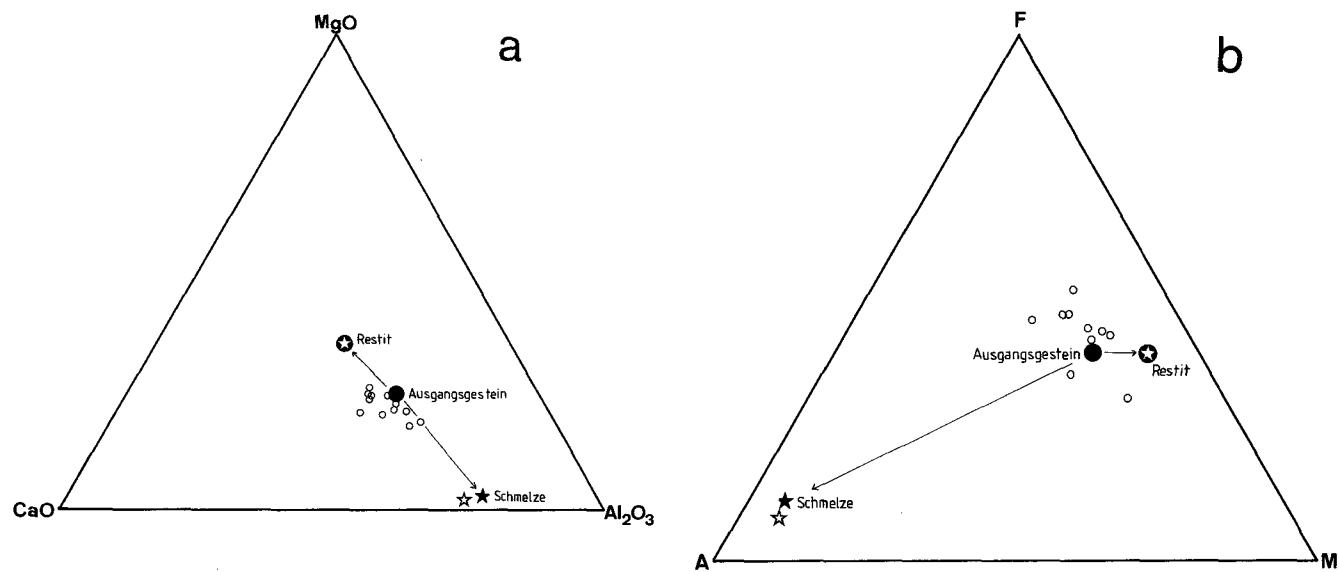
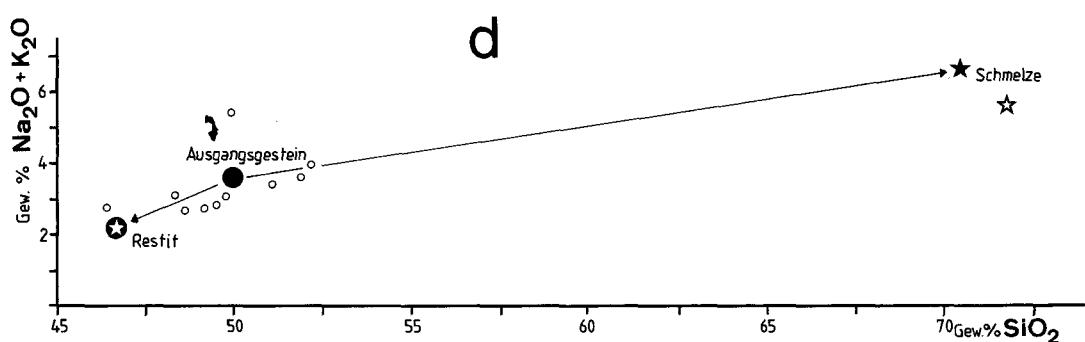


Abb. 22.
Diskussion der Entstehung der
Trondhjemite durch partielle
Anatexis aus Plagioklas-
amphiboliten.
Erläuterung siehe Text.

- Plagioklasamphibolit RF 105
- Übrige Plagioklasamphibolite
- ★ Grobkörniger Plagioklasgneis RF 107
- ☆ Grobkörniger Plagioklasgneis RF 125
- ★○ Hornblendefels RF 106



2 Mögliche Spilitisierung

Eine häufige Beeinflussung basaltischer Gesteine ist die Spilitisierung. Diese kann mit Hilfe verschiedener Diagramme erfaßt werden. Es kann aber gezeigt werden, daß dies in unserem Fall keine wesentliche Rolle spielt (z.B. $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$; Abb. 23).

3 Variation

des Haupt- und Spurenelementchemismus

Die Variation des Haupt- und Spurenelementchemismus ist in verschiedenen Variationsdiagrammen dargestellt (Abb. 24). Vor allem Zr gilt als sehr stabil gegen sekundäre Veränderungen. Dabei zeigt sich bei allen

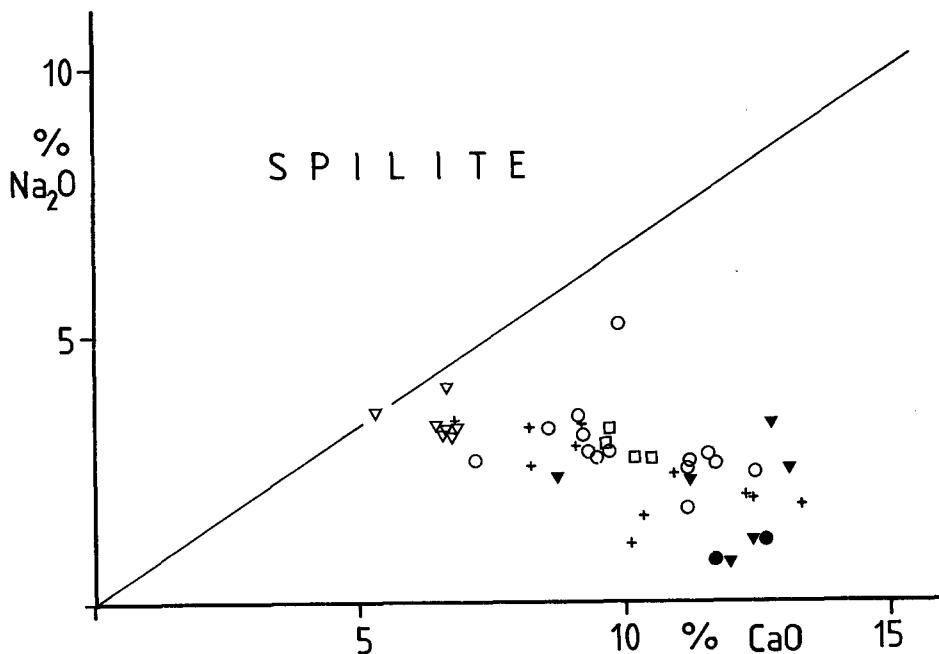


Abb. 23.

Die verschiedenen Amphibolittypen im Diagramm $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ zur Abtrennung von spilitisierten Gesteinen.

\times = „Mürber“ Biotitamphibolit; \square = Gabraun-Amphibolit; ∇ = Metablastischer Amphibolit; \blacktriangledown = Begleitgesteine des metablastischen Amphibolits; \circ = Rennfeldamphibolit; \triangle = Utschgraben-Metagabbro; $+$ = Gleinalm-Amphibolit-Komplex; \bullet = Speik-Komplex s.str.

Diese Legende gilt auch für alle anderen Diagramm zur Geochemie der Amphibolite (Abb. 23-34).

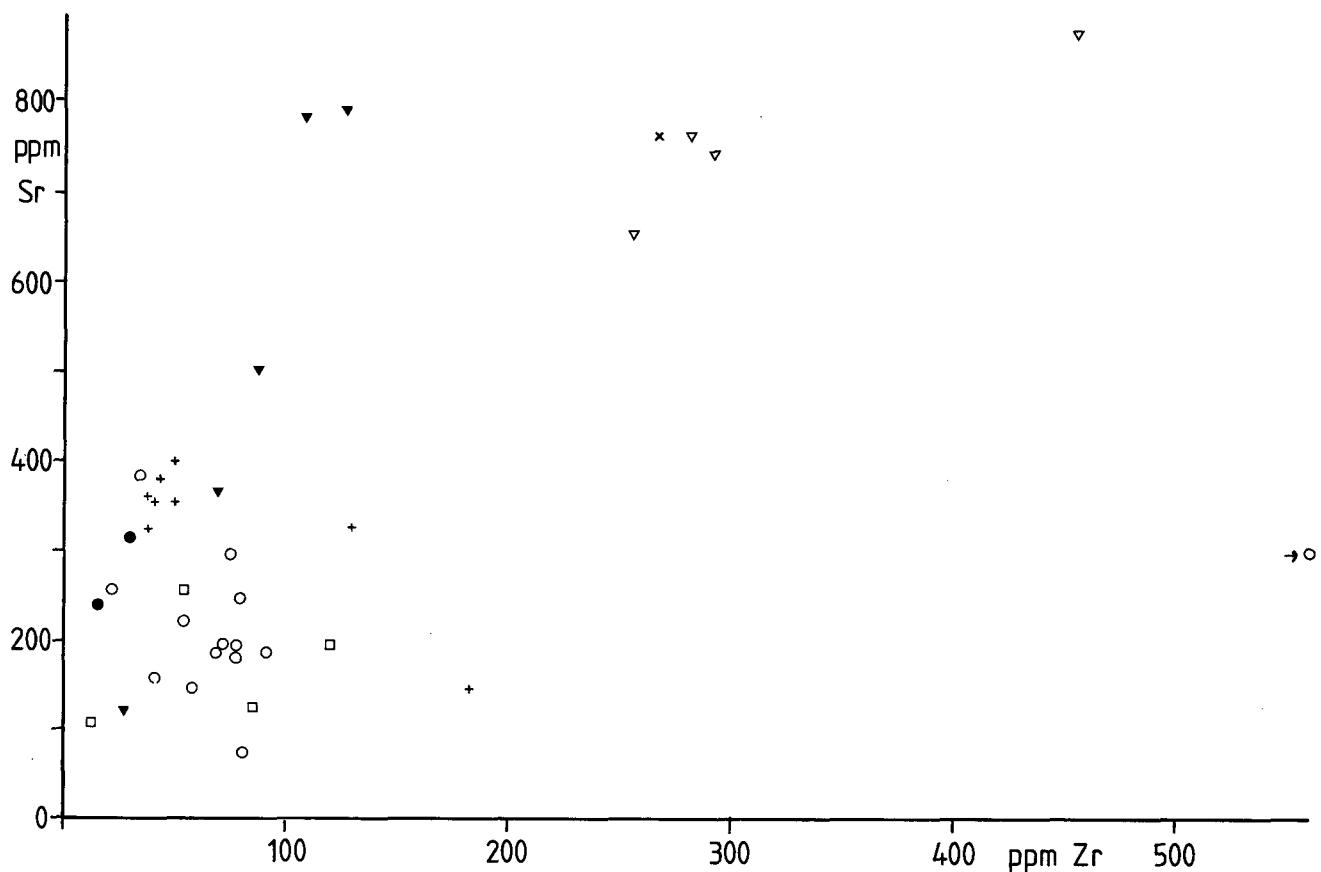


Abb. 24.

Variationsdiagramme.

Die Gehalte von verschiedenen Elementen, aufgetragen gegen das als immobil geltende Element Zr.
Legende siehe Abb. 23.

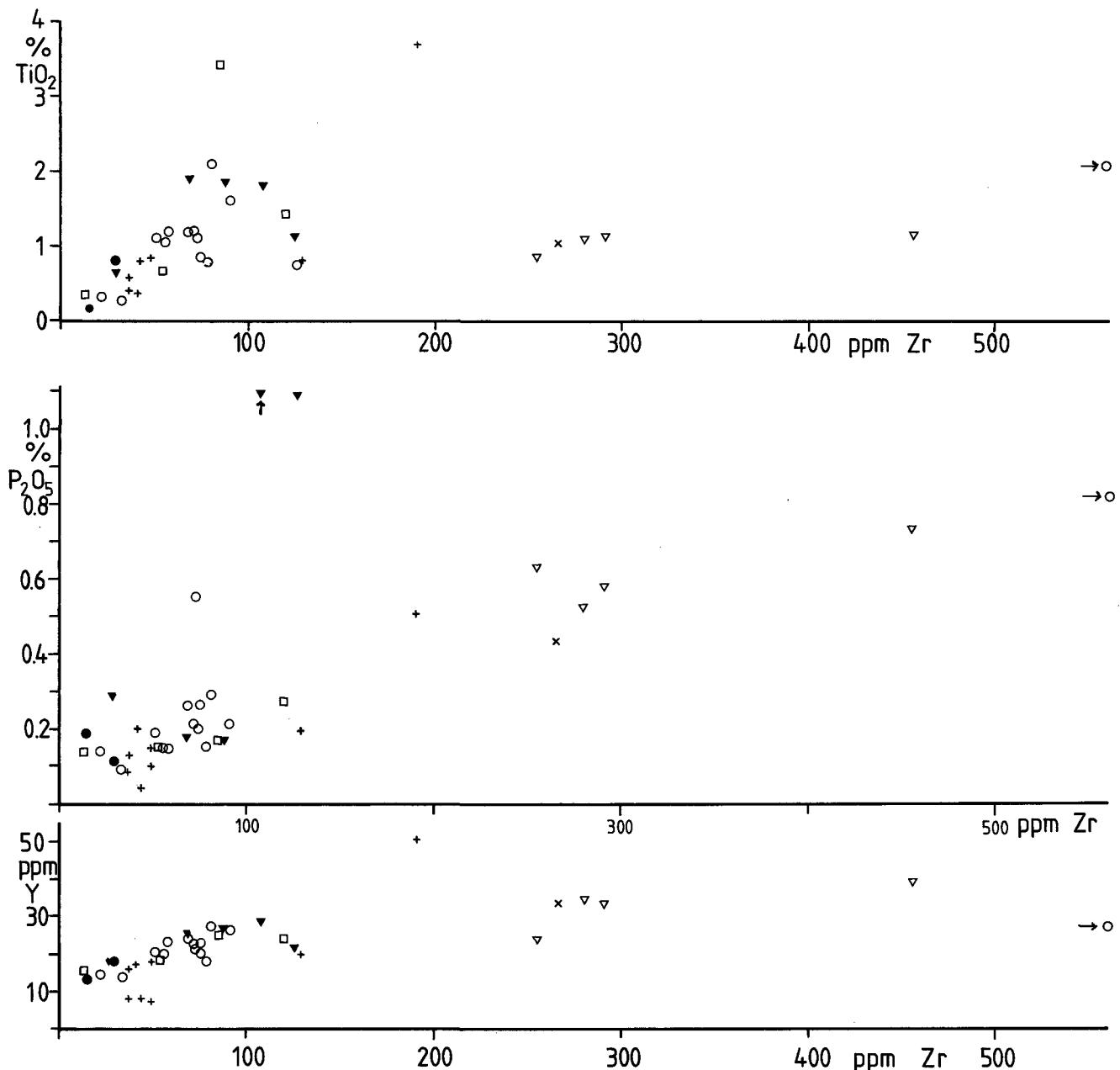


Abb. 24 (Fortsetzung).

Elementen für die verschiedenen Klassen, daß eine Streuung bis zu einem gewissen Umfang vorhanden ist. Einzig Ti besitzt eine einigermaßen lineare Korrelation zu Zr, und zwar nur im Rennfeld-Amphibolit bzw. im Bereich Trafößbach im Gleinalm-Amphibolit. Ähnliches gilt für das Verhalten der Hauptelemente, z.B. die Variation von SiO_2 gegen Alkalien (Abb. 25) und auch anderer Spurenelemente z.B. Rb-Sr (Abb. 26), die tw. extrem streuen.

2.5.9.3. Zuordnung der Amphibolite zu Ausgangsgesteinstypen

Aus allen diesen Diagrammen ergeben sich aber klare Unterscheidungsmöglichkeiten zwischen den „metablastischen“ Amphiboliten inklusive „mürben“ Biotitamphiboliten auf der einen Seite und den übrigen Amphiboliten auf der anderen Seite. Als Unterscheidungsmöglichkeiten seien herausgehoben:

- In der Regel erhöhte SiO_2 -Gehalte.
- Erhöhte Zr-Gehalte (zwischen 250–500 ppm).
- Erhöhte Rb-Gehalte (um 80 ppm).
- Erhöhter Gehalt an Alkalien.

Insgesamt bestätigt sich damit die im Gelände getroffene Unterscheidung, wonach es sich beim „metablastischen“ Amphibolit um ein intermediäres Gestein (Tonalit-Diorit) handelt. Diese Unterscheidung bestätigt sich in Zr/TiO_2 - SiO_2 - resp. Zr/TiO_2 -Nb-Y-Diagrammen (Abb. 27) (WINCHESTER & FLOYD, 1977), in dem die „metablastischen“ Amphibolite in das Feld der Trachyandesite, die anderen Amphibolite in das Feld der subalkalischen Basalte fallen. Alkalibasalte scheiden damit als Ausgangsgesteine für diese vulkanischen Suiten aus. Nb-Gehalte liegen nur für einige Proben des metablastischen Amphibolites vor. Trägt man diese Daten in das Zr/TiO_2 -Nb/Y-Diagramm für vulkanische Gesteine ein, so fallen die Analysenpunkte etwa an die Grenze

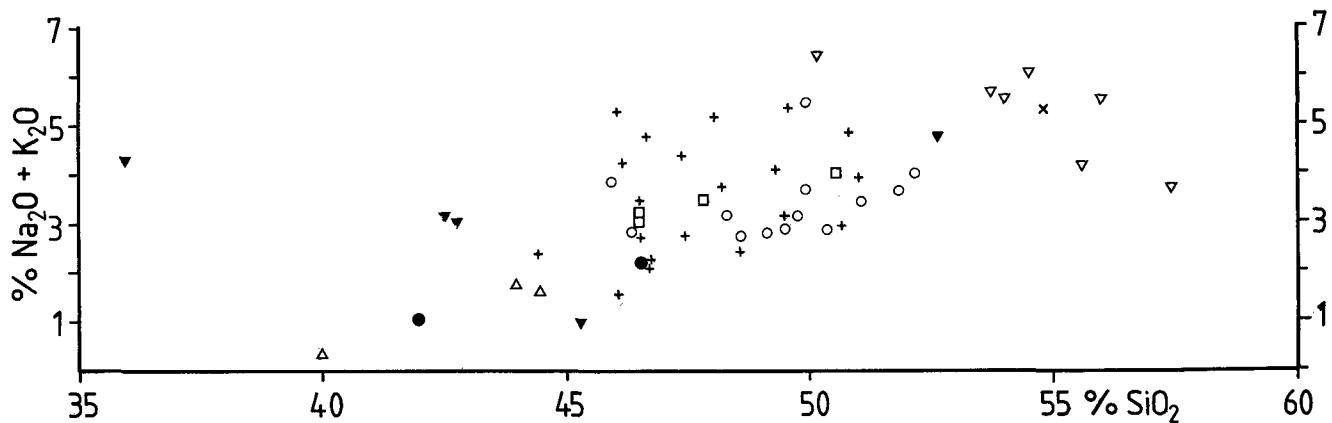


Abb. 25.

Diagramm SiO_2 - Alkalien der Amphibolite und zugehöriger Kumulatgesteine des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalmkristallins.
Legende siehe Abb. 23.

zwischen Andesite/Dazite. Damit wird ein weiterer Hinweis auf die Entstehung dieser Gesteine in einem magmatischen Bogen gegeben.

2.5.9.4. Differentiationstrends und mögliche geotektonische Position

Alkalibasalte scheiden als Ausgangsgesteine für diese Amphibolitfolgen u.a. auf Grund der niedrigen Zr/Y -Verhältnisse (siehe Abb. 28) und der niedrigen Rb-Werte dieser Amphibolite aus. Im AFM-Diagramm (Abb. 29) zeigt sich eine starke Streuung. Während der größte Teil der Proben in das kalkalkalische Feld fällt, liegt ein Teil im tholeiitischen Feld. Dabei gibt es keine regiona-

len Trends, sondern von jeder Klasse fallen einzelne Analysen in dieses Feld. Bei diesen Gesteinen, die diese FeO^+ -Anreicherung im AFM-Diagramm zeigen, handelt es sich fast ausschließlich um Granatamphibolite, die als winzige Linsen in den Plagioklasamphiboliten stecken. Sie besitzen ein Volumen von weniger als 1% von der Gesamtmenge der Amphibolite. Einzig die Amphibolite der zentralen Gleinalm (Gleinalm-Amphibolit) scheinen nach den bisher vorhandenen Daten als regionale Gruppe einem bevorzugt tholeiitischen Trend zu folgen, während die Amphibolite des Gleinalm-Amphibolites östlich des Murtales einen kalkalkalischen Trend zeigen.

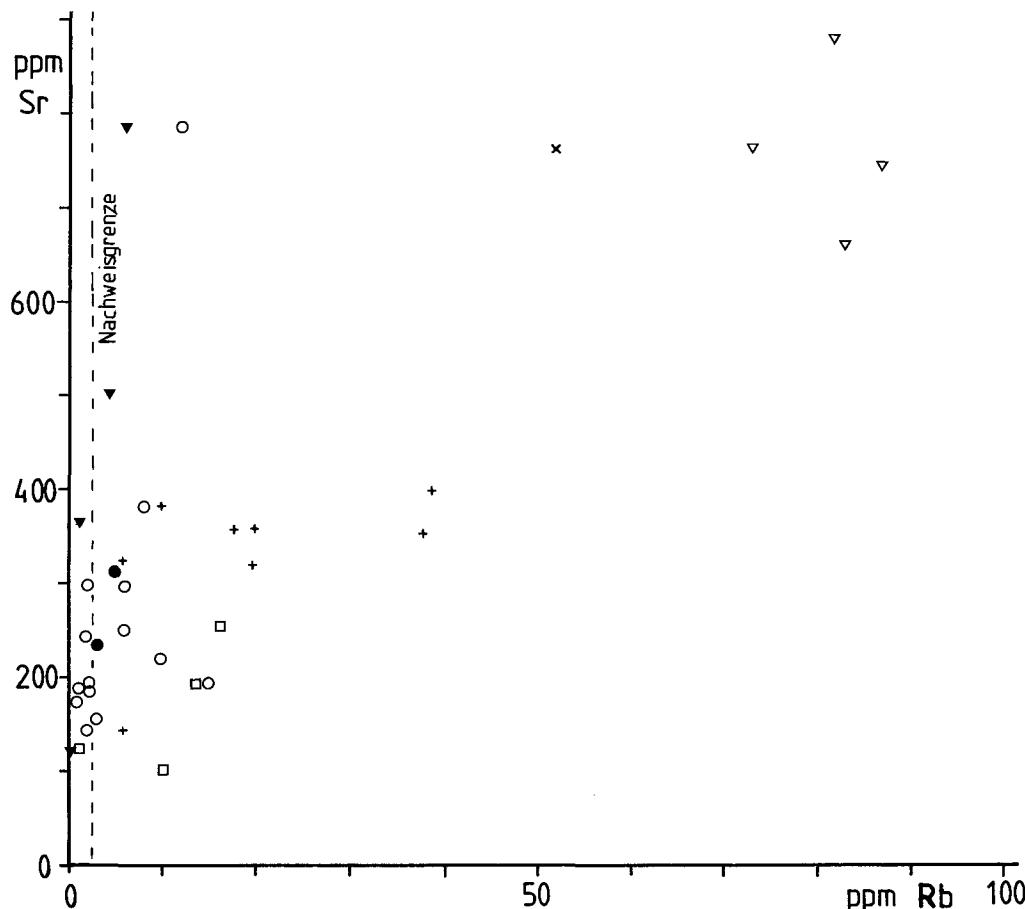


Abb. 26.
Korrelationsdiagramm Rb gegen Sr.
Legende siehe Abb. 23.

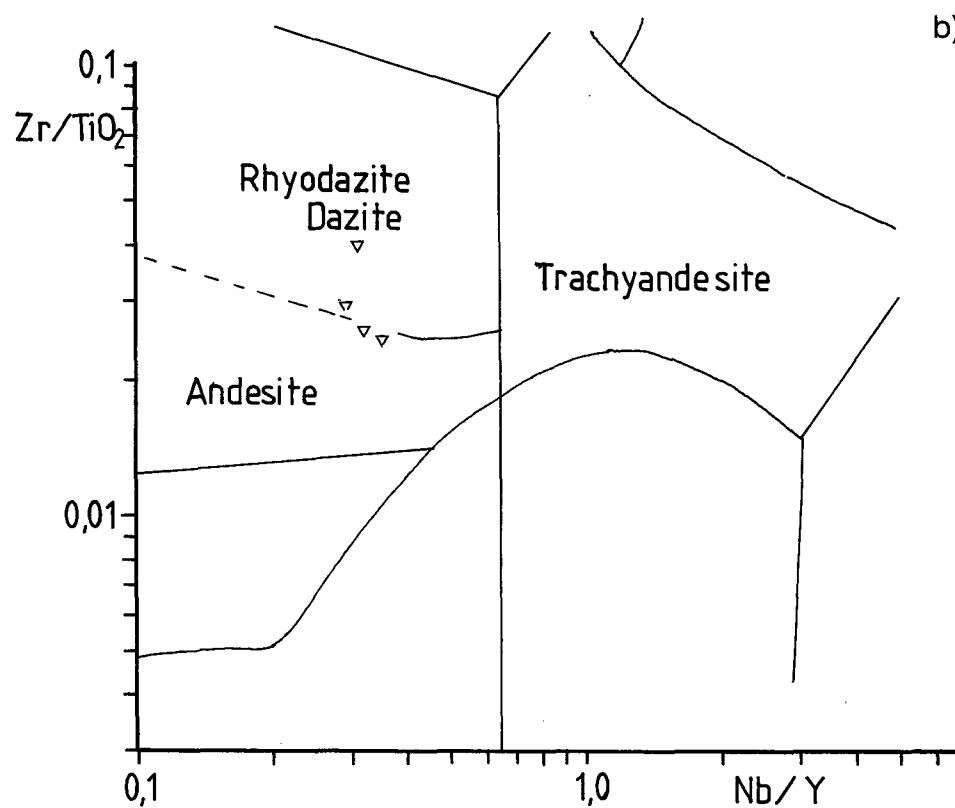
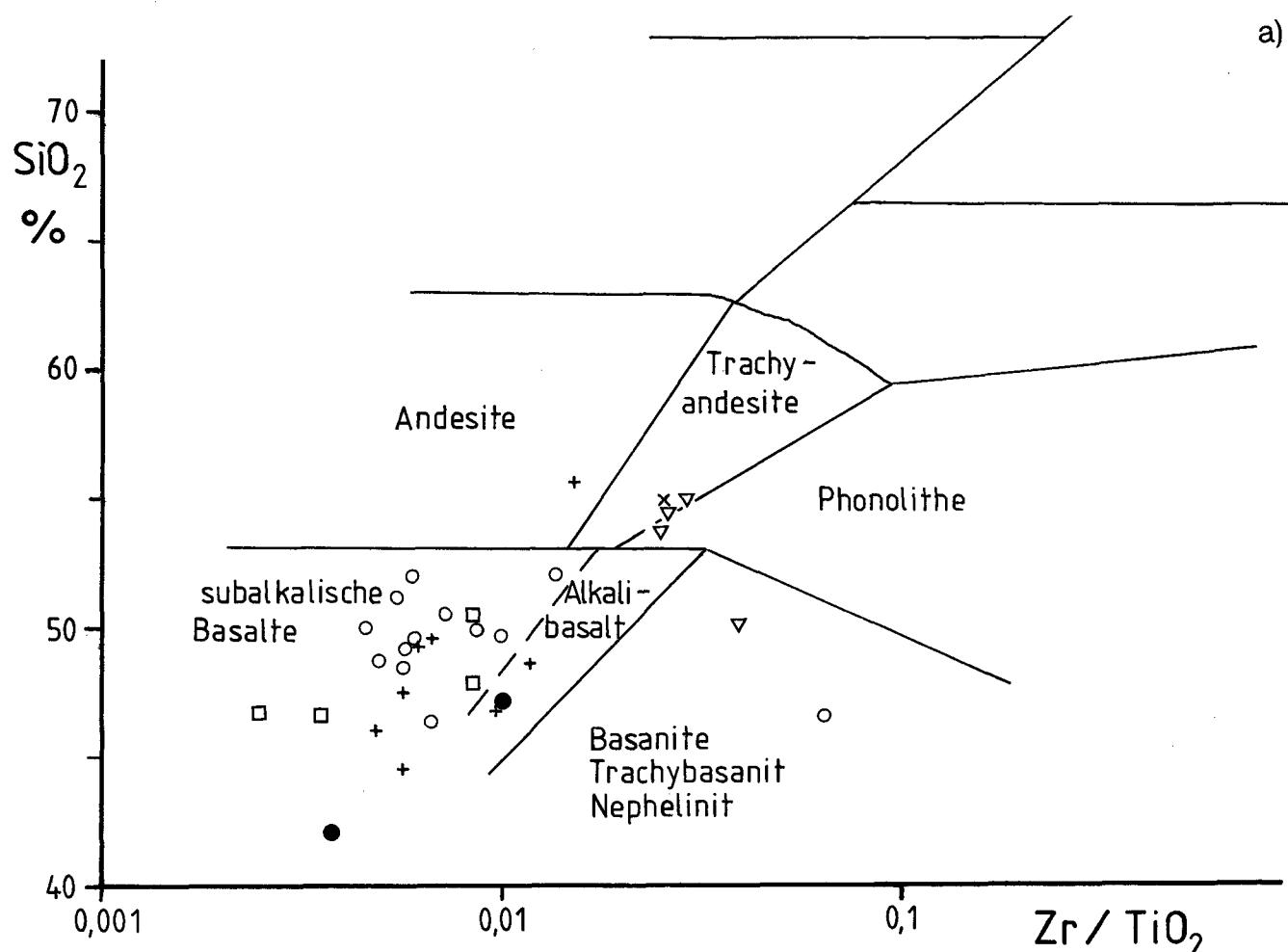


Abb. 27.
 Zr / TiO_2 - SiO_2 -Diagramm (a) und Nb / Y - Zr / TiO_2 -Diagramm (b) nach WINCHESTER & FLOYD (1977).
 Legende siehe Abb. 23.

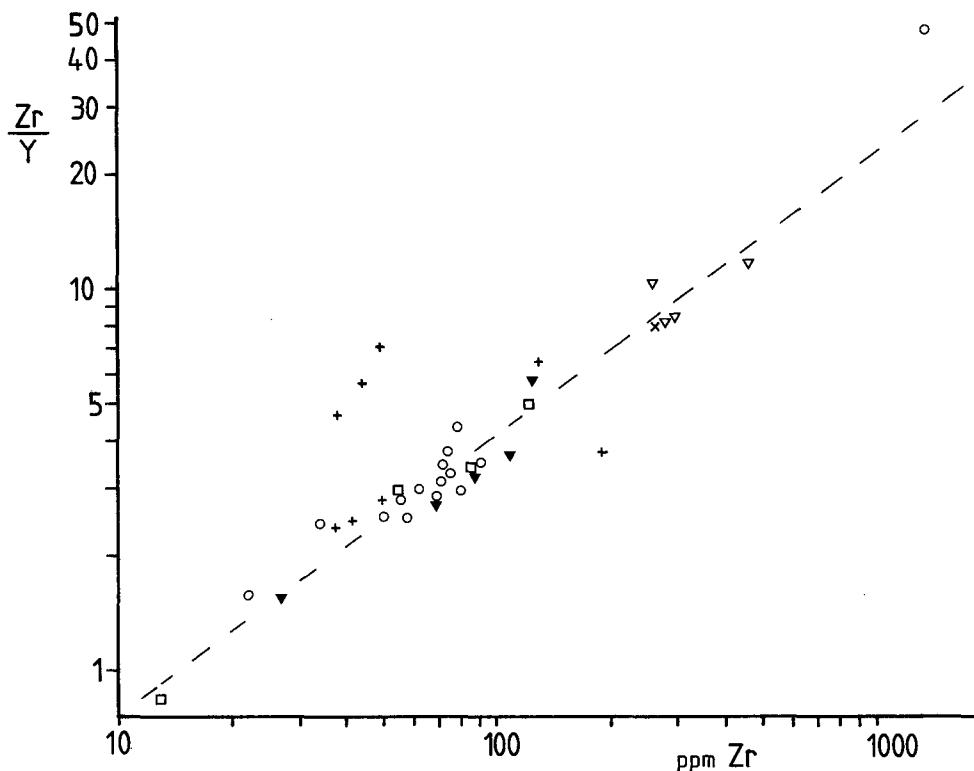


Abb. 28.
Das Zr-Zr/Y-Diagramm zeigt, daß fast alle untersuchten Amphibolite aus einer ähnlichen Magmenquelle (Mantel) abgeleitet werden können bzw. sich daraus differenziert haben. Auffallenderweise fallen aus diesem Trend nur Amphibolite des Gleinalm-Amphibolit-Komplexes heraus, und zwar solche aus dem Gebiet Trafößbach (drei Daten über der Regressionsgeraden).
Legende siehe Abb. 23.

Versucht man, Hauptelementdifferentiationstrends über als relativ stabil geltende Hauptelemente herauszuarbeiten, z.B. über die Veränderung der TiO_2 -Gehalte gegen das $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ -Verhältnis (Abb. 30), so ist eine extreme Streuung festzustellen. Dies kann einerseits sekundäre Mobilisation eines oder mehrerer dieser Elemente zur Ursache haben, oder es gibt bereits primär unterschiedliche Differentiationstrends. Beides dürfte zutreffend sein.

Im Diagramm $\text{FeO}^* - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (Abb. 31) nach MIYASHIRO (1975) fallen die meisten Analysen in das Feld kalkalkalischer Gesteine bzw. in den überlappen-

den Bereich zwischen beiden Gruppen. Wieder sind es die Granatamphibolite bzw. die Gesteine der zentralen Gleinalm, die einen tholeiitischen Trend belegen.

Zur Unterscheidung von basaltischen Schmelzen von Kumulatgesteinen schlägt PEARCE (in Druck) die Verwendung des Diagrammes $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ (Abb. 32) vor. Es zeigt sich, daß nur die Rennfeld-Amphibolite in ihrer Masse in das Feld basaltischer Schmelzen fallen. Das bedeutet, daß die übrigen durch TiO_2 -Anreicherung bzw. Anreicherung durch Kristallisation bzw. Entzug Ti-führender Mineralphasen gekennzeichnet sind. Unter der auch aus dem Geländebezug begründbaren An-

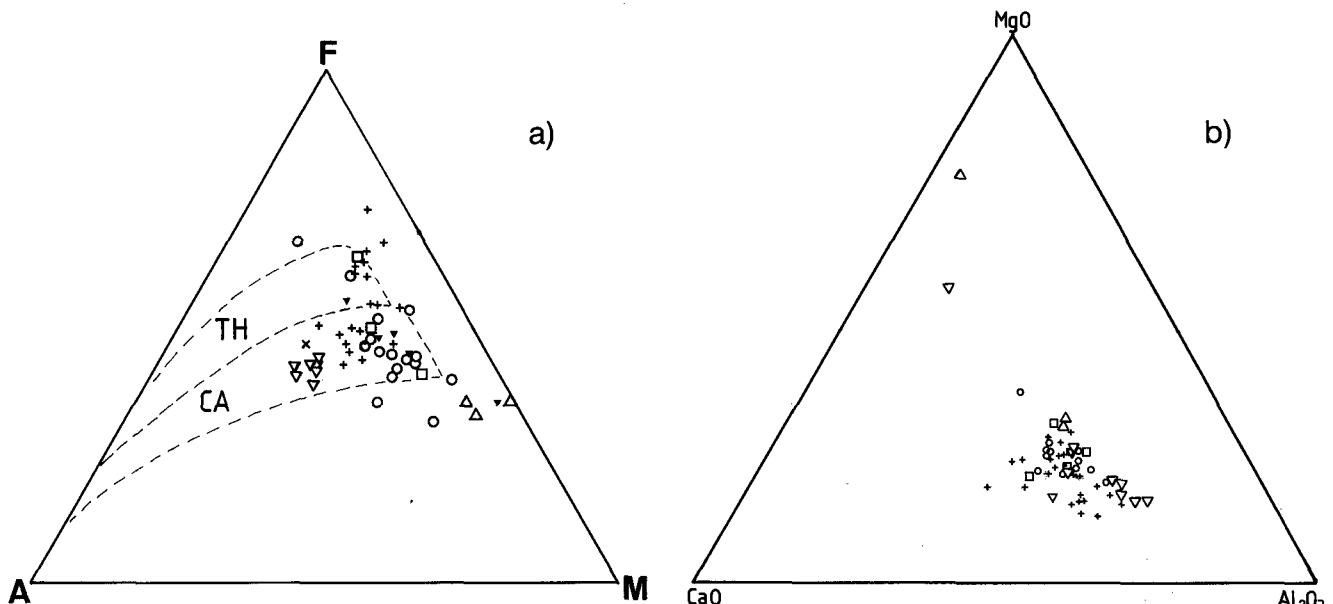
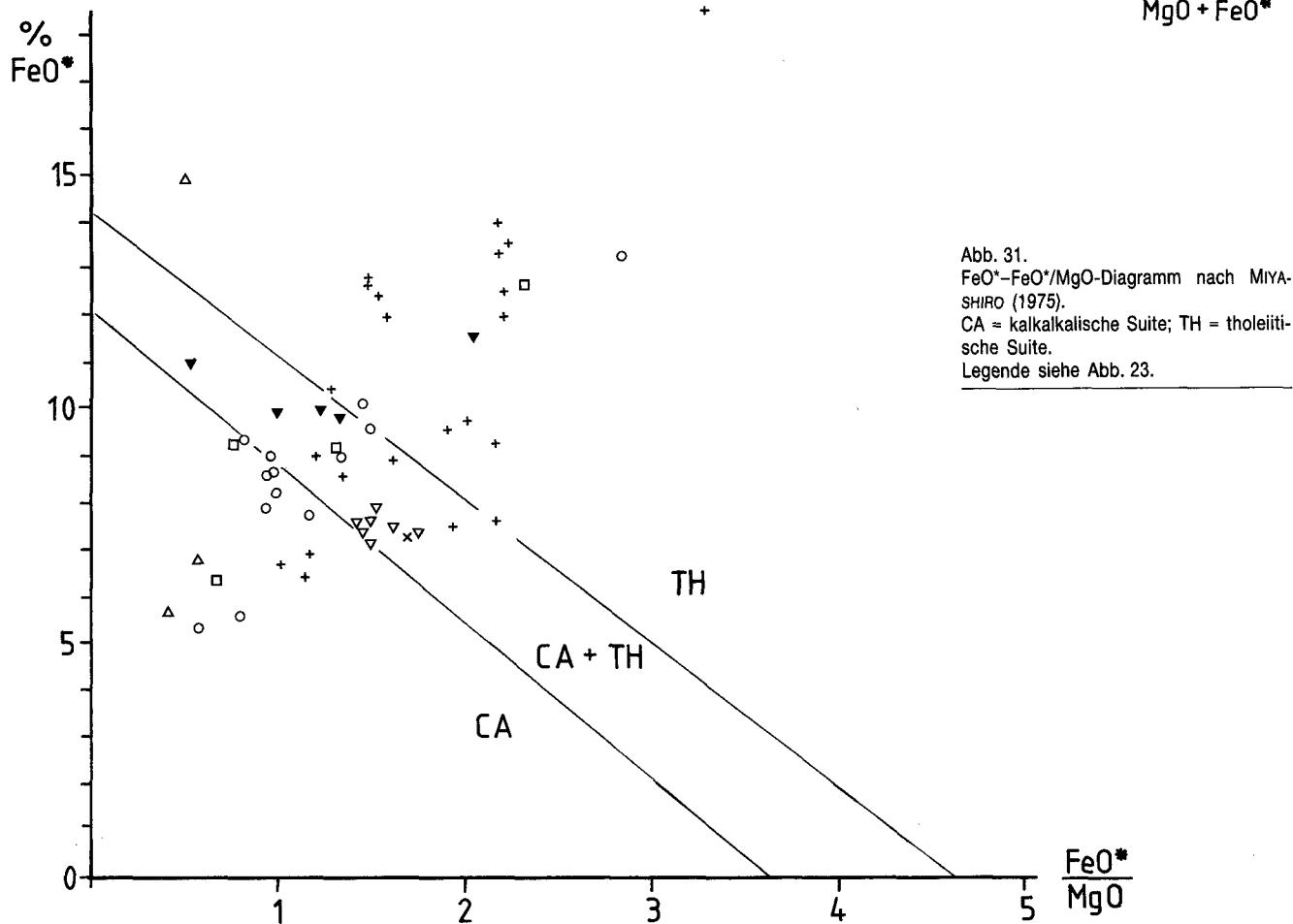
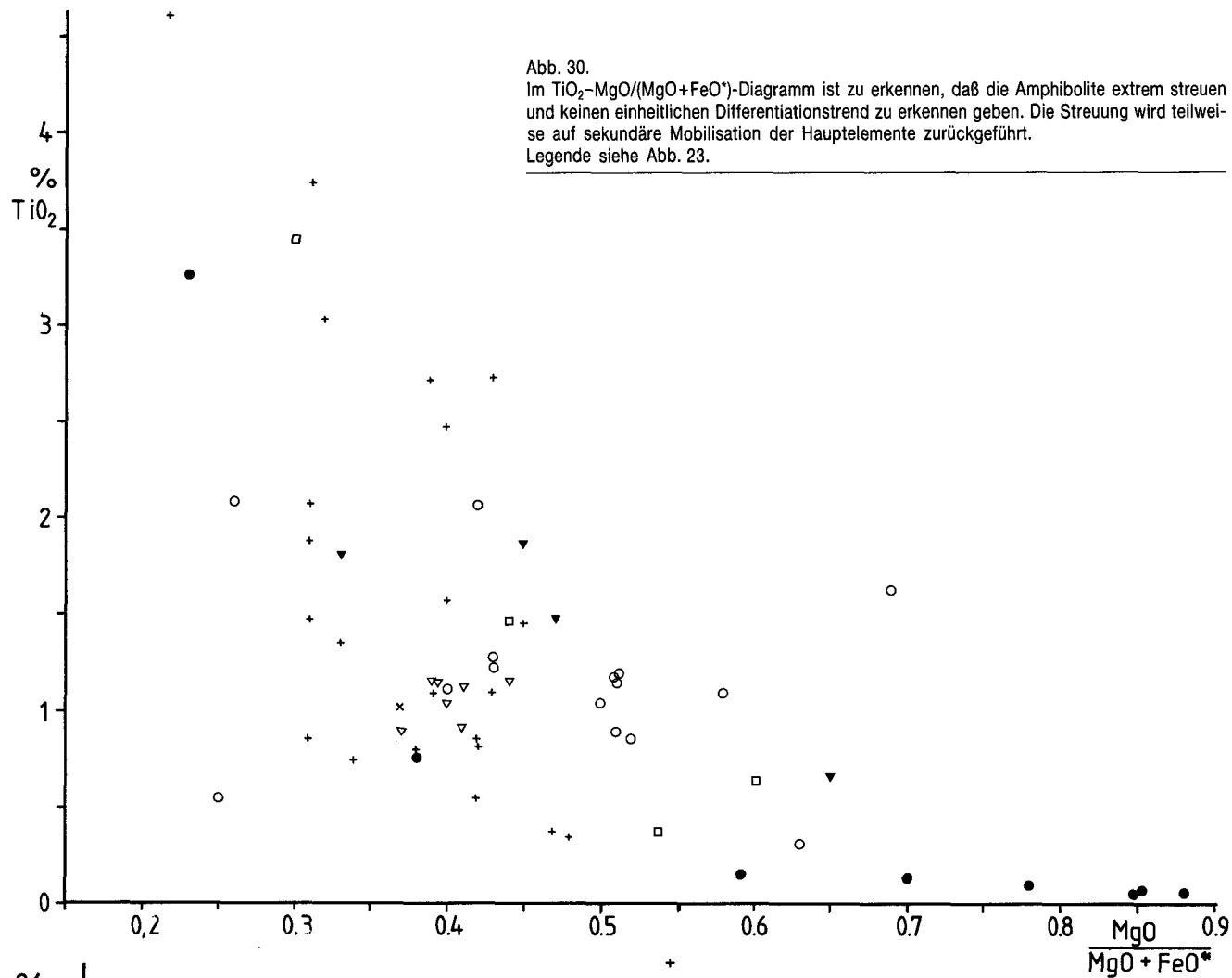


Abb. 29.
a) AFM-Diagramm.
b) $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{CaO}$ -Diagramm.
Legende siehe Abb. 23.



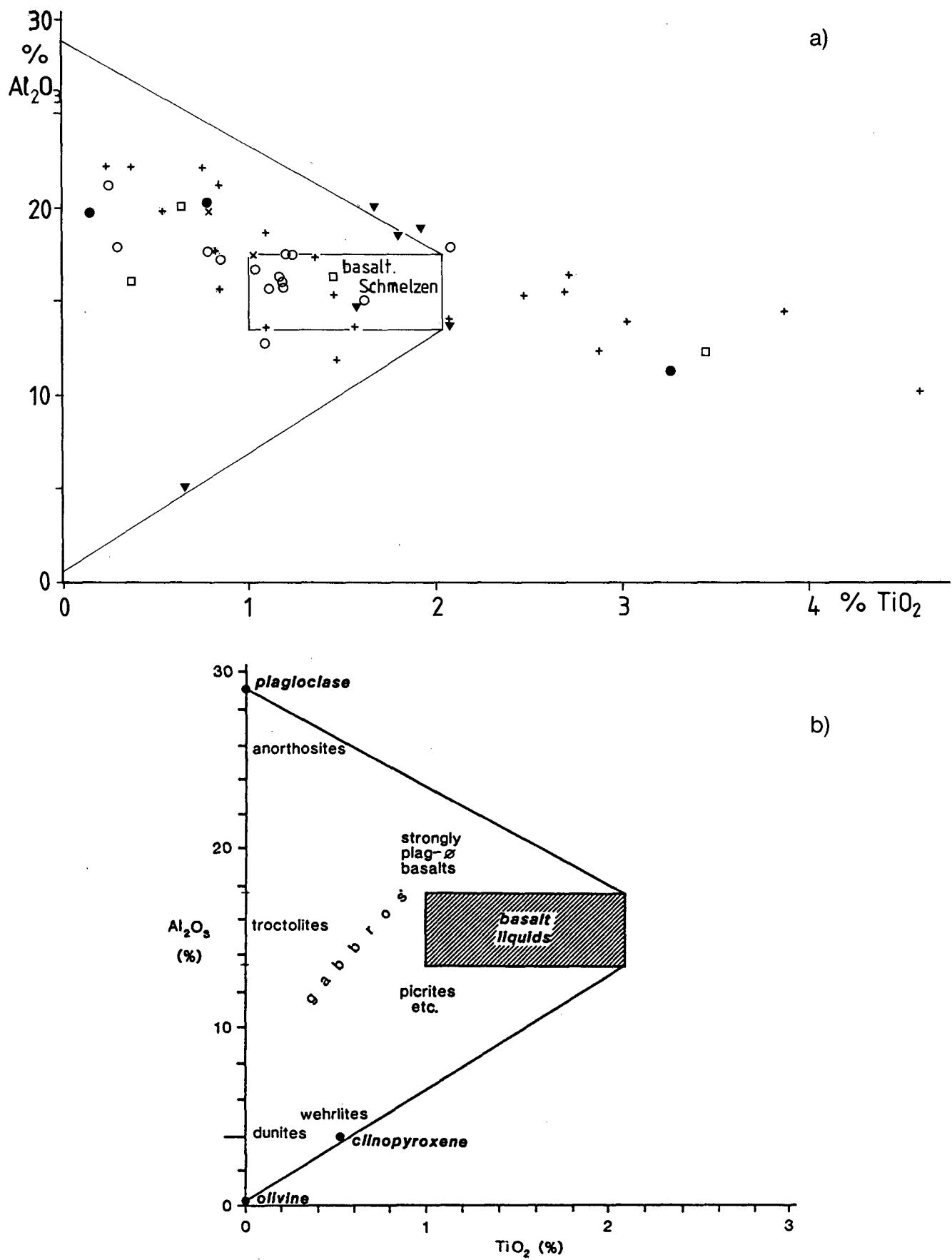
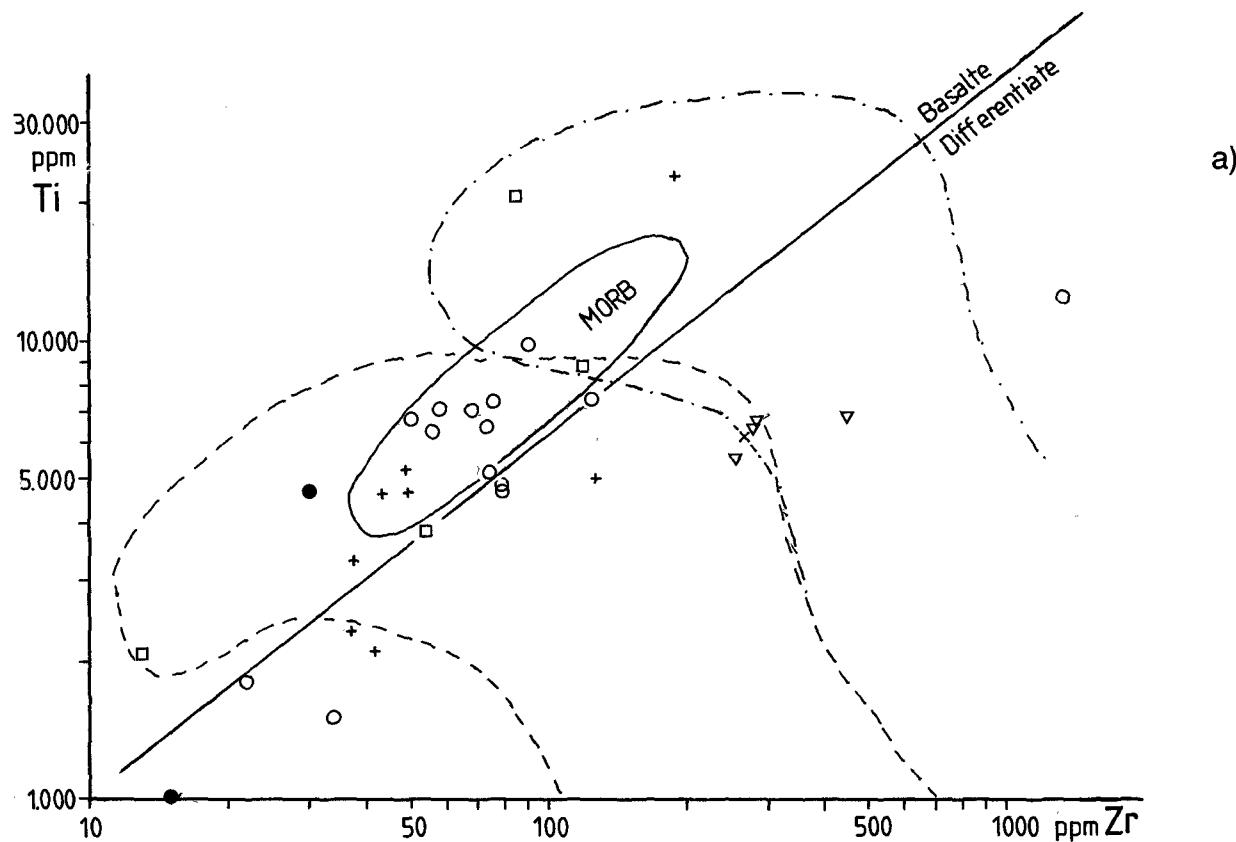


Abb. 32.

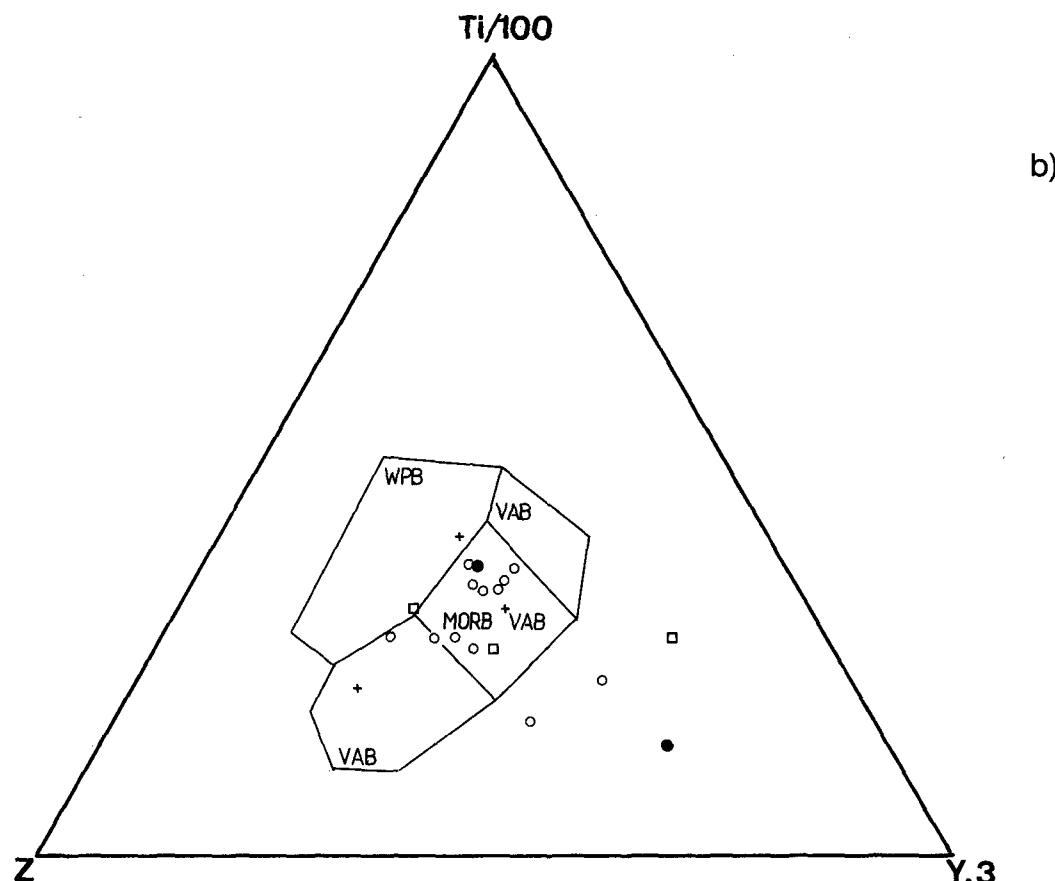
Al_2O_3 -Diagramm nach PEARCE zur Unterscheidung von basaltischen Schmelzen und Kumulaten.

a) Daten aus dem Arbeitsgebiet (Legende siehe Abb. 23).

b) Verschiedene Gesteine im Al_2O_3 - TiO_2 -Diagramm nach PEARCE (im Druck).



a)



b)

Abb. 33.

a) Ti-Zr-Diagramm nach PEARCE et al. (1981).

b) Ti/100-Z-Y.3-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973).

WPB = within plate basalts; MORB = mid-ocean ridge basalts; VAB = volcanic arc basalts.

Legende siehe Abb. 23.

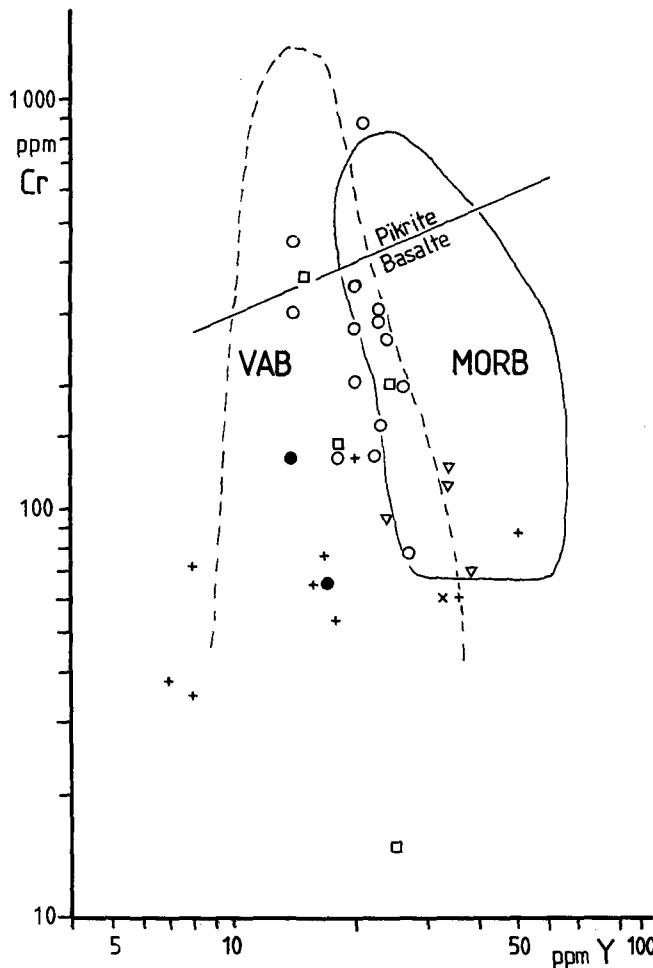


Abb. 34.
Cr - Y-Diagramm zur Unterscheidung von mittelozeanischen Rückenbasalten (MORB) von Basalten vulkanischer Bögen (VAB) nach PEARCE (1980). Legende siehe Abb. 23.

nahme, daß es sich bei den Rennfeld-Amphiboliten um ehemals vulkanische Gesteine handelt, werden nur diese zur weiteren Diskrimination verwendet.

Das Ti-Zr-Diagramm (Abb. 33a) nach WINCHESTER & FLOYD (1977) wird zur Unterscheidung von basischen von differenzierten Laven benutzt, weil die Kristallisation von Olivin, Pyroxen und Feldspat kaum einen Einfluß auf das Ti/Zr-Verhältnis hat. Erst wenn Titanium-oxid zur Kristallisationsphase wird, kommt es zur Zr-Anreicherung. In diesem Diagramm fallen die Rennfeld-Amphibolite und die meisten übrigen Amphibolite in das Feld der nicht differenzierten Basalte, während sich die „metablastischen“ Amphibolite als differenzierte Gesteine erweisen.

Ähnliches gilt für die Darstellung im Diagramm Zr - Ti/100 - Yx3 von PEARCE & CANN (1973). Als geotektonisches Environment kommen Basalte mittelozeanischer Rücken bzw. kalkalkalische Basalte in Frage. Erstere scheiden auf Grund der Gehalte anderer Elemente wie z.B. FeO*, Cr (siehe Abb. 34) aus, sodaß dieses Diagramm die kalkalkalische Zuordnung bestätigt. Allerdings haben u.a. ZECK & MOTHORST (1981) und PRESTNIK (1982) gezeigt, daß dieses Diagramm nicht in jedem Fall zur klaren Unterscheidung führt. PEARCE (im Druck) zeigt, daß ein Zusammenhang zwischen Aufschmelzungsgrad im Ausgangsgestein innerhalb des Mantels und der in diesem Diagramm vorgeschlagenen

geotektonischen Zuordnung besteht. Die Unterscheidung zwischen Laven vulkanischer Bögen und mittelozeanischer Rücken läßt sich zumindest vom Trend im Cr-Y-Diagramm belegen (Abb. 34). In diesem Diagramm fallen die Rennfeld-Amphibolite teils in das Feld der Basalte von vulkanischen Bögen, teils in den Überlappungsbereich zwischen beiden Gruppen.

2.5.9.5. Zusammenfassung der geochemischen Untersuchungen

Diese chemischen Untersuchungen erlauben einigermaßen abgesicherte Aussagen nur über Rennfeld-Amphibolit und den metablastischen Amphibolit mit seinen Begleitgesteinen, während die übrigen Amphibolitfolgen der Kern-Komplexe noch detaillierter chemischer Untersuchung bedürfen.

Insgesamt scheinen sekundäre Veränderungen den ursprünglichen Chemismus der Gesteine in gewissem Umfang verändert zu haben. Diese Veränderungen werden u.a. auf die hohe Metamorphose zurückgeführt, die zur partiellen Anatexis auch der amphibolitischen Gesteine geführt hat.

Die Plagioklasamphibolite des Rennfeldes, wahrscheinlich auch die des Gabraugebietes und des östlichen Gleinalm-Amphibolites zeigen einen kalkalkalischen Trend. Tholeiitischer Natur sind die winzigen Granatamphibolitlinsen, die in diesen Amphiboliten wie auch im Nebengestein (Plagioklasgneisen) stecken. Sie können nicht von demselben Ausgangsmagma abgeleitet werden. Insgesamt überwiegen Gesteine mit kalkalkalischen Trend bei weitem.

Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen FRISCH et al. (im Druck) für die Amphibolite ihrer Amphibolit-Gneis-Assoziation. FRISCH et al. können im ostalpinen Basement insgesamt drei chemisch unterschiedliche Serien unterscheiden:

- Amphibolite mit kalkalkalischen Chemismus dominieren in der Gneis-Amphibolit-Assoziation,
- solche mit einer Zusammensetzung ähnlich mittelozeanischen Rückenbasalten in der Amphibolit-Serpentinit-Assoziation (hier in der Gleinalm entsprechend dem Speik-Komplex s.str.),
- und alkalische Basalte im Glimmerschiefer-Marmor-Komplex.

Unabhängige Untersuchungen von MAGGETTI & GALLETTI (1985) im Silvrettakristallin zeigen eine Inselbogen-tholeiitische Suite innerhalb der Gneis-Amphibolit-Assoziation. Diese tholeiitische Suite könnte der Massierung von tholeiitischen Gesteinen in der Gleinalm entsprechen.

2.6. Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex

Der Neuhof Glimmerschiefer-Komplex wird als tektonisch abgegrenzte lithologische Einheit neu eingeführt (Abb. 3). Die Einheit besteht aus hellen, struppigen Glimmerschiefern, die durch deformierte, bis mehrere mm große Hellglimmerporphyroblasten bzw. -klasen sich von den Glimmerschiefern des tektonisch höheren Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes abheben. In die Glimmerschiefer schalten sich wenige Linsen von Kalkmarmoren (maximal 4-5 m mächtig), Amphibolite, dm-dicke, graue, quarzitische Lagen und manchmal auch Karbonatglimmerschiefer ein. Ein von den übrigen Glimmerschiefern abweichender disthenführender Glimmerschiefer mit rechteckigen Disthenmultikristall-

pseudomorphosen am Oberrand der Augengneise (Westhang des Meißlgrabens) ähnelt Andalusitparamorphosenschiefern des Koralmkristallins. Er ist reichlich mit diskordanten Granitgneis- und Pegmatitgängchen durchsetzt (Taf. 6, Fig. 1).

Der Liegendkontakt zu den Augengneisen am Oberrand des Gleinalmkernes konnte im Aufschluß nirgends beobachtet werden. Es wird aber angenommen, daß es sich auf Grund der deformierten Glimmerschiefer und Augengneise um einen diskontinuierlichen tektonischen Kontakt handelt. Der Oberrand des Komplexes gegen den Speik-Komplex ist scharf. Die hangenden Glimmerschiefer sind ebenso wie die liegenden Gesteine des Speik-Komplexes (v.a. Serpentinite) enorm geplättet und deformiert, was für einen ausgeprägten tektonischen Kontakt spricht.

Die Einheit setzt westlich des Gleinalmhauses (ANGEL, 1923; BECKER, 1979) ein und konnte gegen ENE bis über den Gamsgraben hinausverfolgt werden (Abb. 18). Die maximale Mächtigkeit beträgt ca. 100 m. Östlich des Meißlgrabens ist die Mächtigkeit auf Zehnermeter reduziert.

Der Glimmerschiefer setzt sich vorwiegend aus Quarz (ca. 40 Vol.-%) und Muskowit (35–45%) zusammen. Dazu treten mit je max. 5 Vol.-% Granat, Biotit, Staurolith, Chlorit. Als Akzessorien sind Apatit, Rutil, Zirkon, Erz, Titanit, Turmalin, Epidot zu nennen. Als wesentlicher petrographischer Unterschied zur Masse der Glimmerschiefer des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes ist das Fehlen bzw. die geringen Gehalte von Feldspat (Plagioklas) festzuhalten.

2.7. Speik-Komplex s.str.

Als Speik-Komplex wurde ursprünglich die in der Stubalm enge Assoziation von Amphiboliten und Augengneisen bezeichnet (HERITSCH, 1925). Heute ist durch die Arbeit von BECKER & SCHUMACHER (1973) klar, daß der Augengneis der Stubalm mit dem der Gleinalm (ANGEL, 1923) ident ist. Damit ist aber in der Gleinalm wegen der Zwischenschaltung von Glimmerschiefern eine klare Trennung zwischen dem Augengneis des Gleinalmkernes und diesem höheren Amphibolitzug vorhanden. Deshalb wird der Begriff auf die durch Amphibolite, Serpentinite (und den Augengneiszügen in dieser Position) beschränkt: Speik-Komplex s.str.

Dieser Speik-Komplex s.str. setzt sich in den Kraubather Serpentinit und in schollenartigen Vorkommen gegen NW in den Flatschacher Zug, Lärchkogel – St. Lorenzen – Hochgrößen fort (siehe Abb. 3; siehe auch Abb. 39; BECKER, 1981; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Seit den Arbeiten von EL AGEED (1979) und STUMPFL & EL AGEED (1981) im Hochgrößen- und Kraubather Serpentinit wird für diese Abfolge in der südlichen Gleinalm ein ophiolithischer Ausgangskomplex diskutiert (vgl. FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRISCH et al., 1984).

2.7.1. Der Ultramafit-Amphibolit-Körper von Traföß

2.7.1.1. Verbreitung und Stellung

Einzelne Aufschlüsse des Ultramafit-Amphibolitkörpers von Traföß (Abb. 35) werden von MORLOT (1848),

ANDRAE (1854) und STINY (1915) erstmals petrographisch beschrieben. Der Ultramafitkörper ist dann bei STINY & CZERMAK (1932) und FLÜGEL (1960) dargestellt. Petrographische Beschreibungen und chemische Analysen einzelner Gesteinstypen finden sich bei ANGEL (1924), SCHANTL (1982), STINY (1915) und WEINZEDL (1934).

Der Ultramafit-Amphibolitkörper von Traföß liegt westlich des Murtales in einer offenen, steil nach NE abtauchenden Mulde Gneisen und Amphiboliten der Kernkomplexe auf. Ein markantes Band, ein mehr oder weniger zur Untergrenze parallel verlaufender Großgranatglimmerschiefer bildet diese Struktur nach. Dieser begleitet einzelne Serpentinitlinsen auch östlich des Murtales längs des Gabraungrabens (siehe Abb. 35). Somit ergibt sich für den Ultramafitkörper eine NE-SW-Erstreckung von mehr als 4,5 km bei einer maximalen Ausstrichbreite von 1 km.

2.7.1.2. Petrographie

Nach einer gewissen Vielfältigkeit lassen sich folgende Typen unterscheiden (Abb. 35):

- An der NW-Flanke der Mulde begleiten blaugrüne, massig wirkende Amphibolite die Ultramafite im Liegenden. Vereinzelt finden sich dm-dicke Marmorlinsen. Sie zeigen ein streng lineares Gefüge, das durch die parallele Anordnung der Amphibole und durch linsenartige Längung von Plagioklasen bedingt ist („constrictional strain“ nach qualitativer Beurteilung nach RAMSAY & HUBER, 1983; siehe auch Kap. 3.3.1.). Zu diesen Amphiboliten sind auch einige Linsen längs des Gabraunbaches zu zählen.
- Aktinolithschiefer wurden am Kontakt zwischen oben genannten Amphiboliten und den Ultramafiten gefunden.
- Die Hauptmasse des Ultramafit-Amphibolitkörpers bilden Ultramafite wechselnder Mineralogie. Im Gelände und im Dünnschliff wurden unterschieden:
 - Massige Serpentinite mit Pyroxenrelikten. Sie bilden am NW-Rand des Körpers eine wegen der bis 6 mm großen, gut erkennbaren Pyroxene eine kartierbare Zone. Sie zeigen Mineralparagenesen mit Olivin und Pyroxen als magmatische Relikte, dazu kommen Serpentin (Antigorit), farbloser Klinopyroxen, Chlorit, Erz als metamorphe, neugekippte Minerale.
 - Massige Serpentinite bzw. Serpentinite mit linearem Gefüge und ohne weitere makroskopisch erkennbare Minerale bilden die Hauptmasse des Ultramafitkörpers im Hangendbereich. Diese Gesteine bilden monotone Mineralparagenesen mit etwa 20 (Vol.-%) Olivin und 80% Serpentin bzw. Erz. Die Olivine lassen trotz maschenartiger Umsetzung noch eine pflasterartige Textur erkennen (Taf. 4, Fig. 4).
 - Eine genetisch wichtige Besonderheit stellen gebänderte Ultramafite dar. Solche wurden u.a. am Nordostabfall des Kirchkogels beobachtet. Es wechseln olivinreiche Lagen (mehr als 80 Vol.-% Olivin in Pflastergefüge) mit
 - an Klinopyroxen reichen Lagen,
 - Klinopyroxen-Aktinolith-Chlorit-Lagen oder
 - an Aktinolith reichen Lagen.

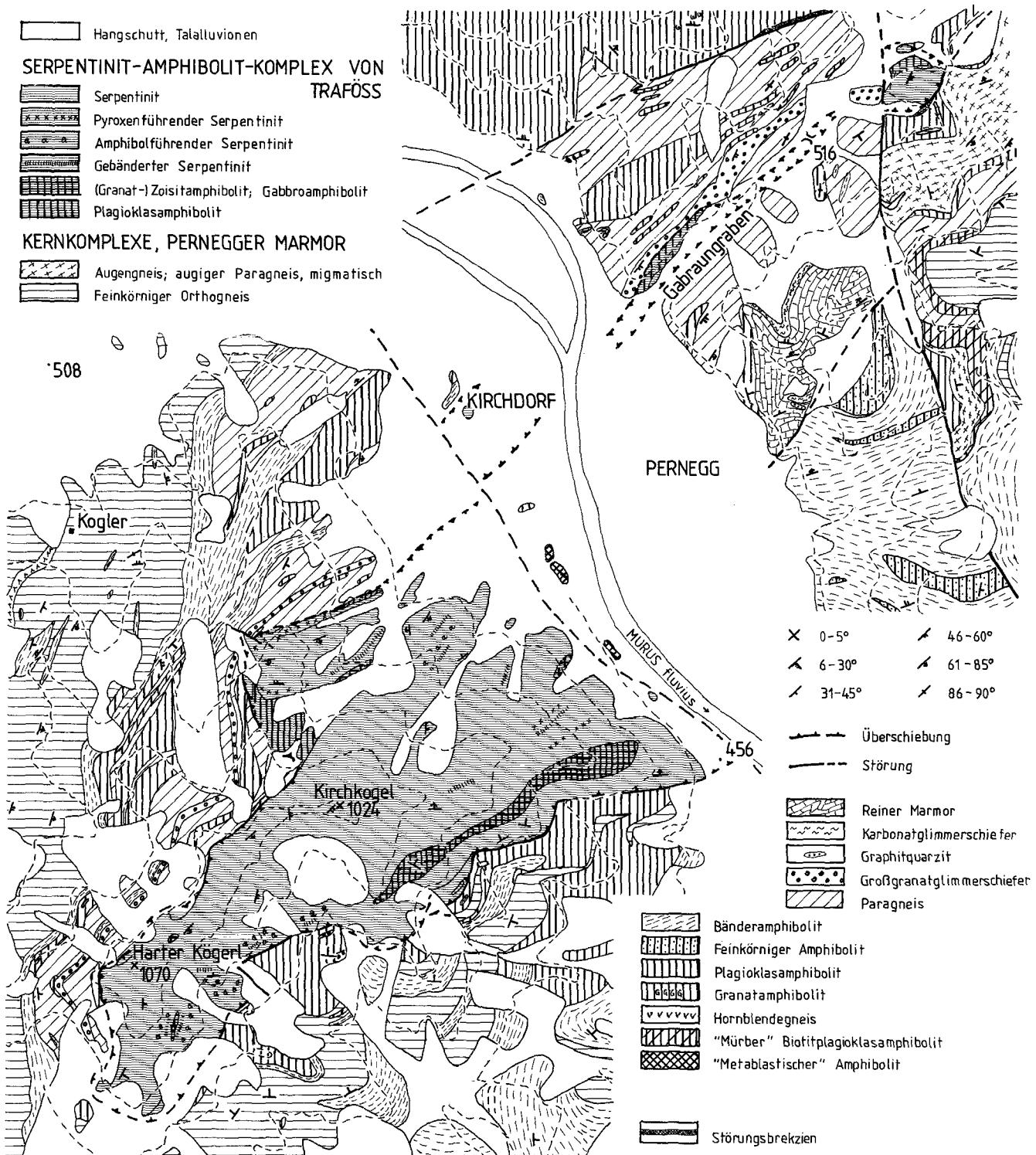


Abb. 35.
Geologische Karte des Serpentinit-Amphibolit-Körpers von Traföß und seiner Unterlage (Kernkomplexe des Gleinalm-Kernes).

– In der NW fallenden SE-Flanke der Mulde dominieren Ultramafite, in denen durchwegs Amphibole zu erkennen sind. In diesem Bereich wurden folgende Paragenesen beobachtet:

- Antigorit + Aktinolith + Erz ± Olivin ± Chlorit,
- Antigorit + Aktinolith + Erz + Chlorit ± Olivin + Klinopyroxen,
- Antigorit + Aktinolith + Erz + Olivin + Talk,
- Antigorit + Talk + Erz + Pistazit.

– Die Ultramafite im Liegenden der Zoisitamphibolit-Metagabbro-Zone zeigen eine ausgeprägte Foliation, wobei die Abstände zwischen den einzelnen Schieferungsflächen gegen das Liegende zu abnehmen. Auch hier können vereinzelte Amphibolitlinsen beobachtet werden.

Von SCHANTL (1982) beschriebener Anthophyllit wurde bisher nicht gefunden, allerdings auch nicht konsequent gesucht.

- d) In die Ultramafite schalten sich Dezimeter-Zehnermeter-mächtige Zoisitamphibolite (Taf. 4, Fig. 1), ein („Zoisitamphibolit-Metagabbrozone“). Die längste dieser Linsen ist südöstlich des Kirchkogels über mehr als einen Kilometer zu verfolgen. Weitere Linsen finden sich südöstlich des Harter Kögerl bzw. längs des Ginzkeyweges südlich Kirchdorf im Zusammenhang mit gebänderten Ultramafiten.

Die Mineralogie und das Gefüge dieser Amphibolite erweist sich bereits im Gelände als sehr variabel. Nicht selten ist auch eine Bänderung von etwa dezimeterdicken Lagen zu beobachten. Genetisch am aufschlußreichsten ist eine Linse südöstlich des Harter Kögerls, wo innerhalb des amphibolreichen Gesteins sich bis etwa ein Dezimeter dicke Lagen mit angereicherten, etwa 0,5 cm großen Plagioklasen, bzw. deren Umwandlungsprodukte (Zoisit) und auch Pyroxene finden. Die als Relikte des primären Mineralbestandes aufzufassenden Plagioklase und Klinopyroxene weisen diese Gesteine als Metagabbros aus. In Schlitzen ist zu beobachten, daß Plagioklas vom Rand her von Zoisit angegriffen und ersetzt wird. Diese Umsetzung kann so weit gehen, bis Plagioklas vollständig durch Zoisit ersetzt wird, wobei aber die als primär zu betrachtende Anreicherung der Plagioklase sich im Gefüge noch zu erkennen gibt (Taf. 4, Fig. 2). Solche Zoisitamphibolite mit „gabbroidem“ Gefüge wurden auch als große Rollblöcke vor allem am Ostende des Zoisitamphibolit-Metagabbrozuges beobachtet.

Folgende Mineralparagenesen wurden festgestellt:

- Plagioklas + Klinopyroxen + Phlogopit + Amphibol ± Zoisit ± Zoisit ± Titanit,
- Plagioklas + Amphibol ± Zoisit ± Chlorit ± Titanit ± Erz ± Zirkon,
- Amphibol + Klinozoisit/Epidot + Granat,
- Amphibol + Klinozoisit ± Titanit.

2.7.2. Der Speik-Komplex s.str. in der zentralen Gleinalm

Zwischen Kleintalgraben und Gamsgraben in der zentralen Gleinalm ist sowohl die Untergrenze (Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex) wie auch die Obergrenze (Glimmerschiefer-Marmor-Komplex) des Speik-Komplexes s.str. scharf definiert. Der Speik-Komplex s.str. besteht hier aus mehreren Gesteinsgliedern:

- a) An der Basis wie auch innerhalb des Komplexes kommen zahlreiche Serpentinite in linsenförmigen Körpern vor. Die basalen Serpentinite sind häufig karbonatführend und immer extrem geschiebert. Die Serpentinitlinsen innerhalb des Komplexes erreichen bis etwa 40 m Mächtigkeit und sind im Streichen bis über einige 100 m verfolgbar. Sie sind in der Regel bedeutend weniger deformiert als die Serpentinite an der Basis des Komplexes und zeigen mitunter einen massigen Habitus. Am Serpentinit NE der Pecheggerhütte sind die Kontakte zum Nebenstein (Granatamphibolite) mehr oder weniger gut aufgeschlossen. Man findet sowohl Talkschiefer wie Aktinolithschiefer, Eisenkarbonat führende Serpentinite und Tremolitserpentinite in solchen Kontaktzonen. An der Hangendgrenze dieses Körpers fallen Granatamphibolite mit einem hohen Granatanteil (mehr als 30 Vol.-% Granat) auf. In den meisten

Serpentinitlinsen ist eine Führung von bis zu cm-großen Erznestern (Chromit) zu beobachten. Von SCHANTL (1982) vom Ochsenkogel beschriebener Anthophyllit wurde in diesen Linsen nicht gefunden.

- b) Die Hauptmasse des Speik-Komplexes bilden Granatamphibolite mit variabler Führung an Granat. Die Granate besitzen weiße Streckungshöfe aus Zoisit, Quarz und Plagioklas, die wie die Amphibole eine horizontale Lineation in der NE-SW-Richtung bilden. Bereits im Gelände ist erkennbar, daß die Minerale der Streckungshöfe in den Granat hineinwachsen und diesen zum Verschwinden bringen können.
- c) Innerhalb der Granatamphibolite können unregelmäßige Körper plagioklasreicher, gabbroartiger Amphibolite abgetrennt werden. Sie zeigen mitunter diskordante Grenzen zur Schieferung der Granatamphibolite, immer eine flaserartige Anordnung von Plagioklasrekristalliten und einen Zerfall von großen Amphibolporphyroblasten in zahlreiche Amphibolrekristallitate. Solche Gesteine wurden am Ochsenkogel, nördlich des Hurdaxkogels und u.a. am Kamm südlich des Thomaskogels gefunden.
- d) Vor allem im Hangendanteil des Speik-Komplexes dominieren Bänderamphibolite. Sie konzentrieren sich auf die Umgebung des hangenden Augengneiszuges (siehe Abb. 18), wodurch ein genetischer Zusammenhang zwischen der Bildung des Ausgangsgesteines der Augengneis (porphyrischer Granit) und der hellen Lagen im Bänderamphibolit vermutet werden kann.

Im Stubalmgebiet ist der Gesteinsbestand prinzipiell ähnlich der zentralen Gleinalm. Interessant ist jedoch, daß sich vereinzelte Silikatmarmorlinsen über dem Speik-Komplex einschalten (BECKER & SCHUMACHER, 1973; BECKER, 1980), die sonst nicht in dieser Position gefunden wurden. Diese Silikatmarmore wurden von diesen Autoren auch diesem Komplex zugerechnet.

Eigene Beobachtungen an Forststraßen nördlich des Perschengrabens (Stubalm) zeigten, daß sich die Silikatmarmore kontinuierlich aus karbonatischen Amphiboliten herausentwickeln. Im Übergangsbereich sind auch dm-dicke, sulfidführende Glimmerschiefer und Schwarzschiefer, feinkörnige, schwarze, quarzitische Lagen in diese Zone eingeschaltet (siehe auch Abb. 36). Es handelt sich also um mergelige, tonige, kalkige und wahrscheinlich kieselige Ausgangsgesteine, die diese Amphibolite überlagern.

2.7.3. Der Speik-Komplex s.str. zwischen Laufnitzdorfer Graben und Jasnitzgraben

Im Streifen zwischen Laufnitzdorfer Graben und Mixnitz wird die Untergrenze des Speik-Komplexes im konventionellen Sinne mit der Obergrenze des Augengneises gezogen. Glimmerschiefer zwischen Augengneis und den Amphiboliten des Speik-Komplexes fehlen hier vollständig (siehe Abb. 37). Der Speik-Komplex besteht aus dicken Granatamphibolitlinsen, deren Grenzen diskordant an den Augengneis stoßen. Ein markanter Horizont von Dezimeter bis Meter dicken Marmorlinsen ist in diesen Granatamphiboliten wie im

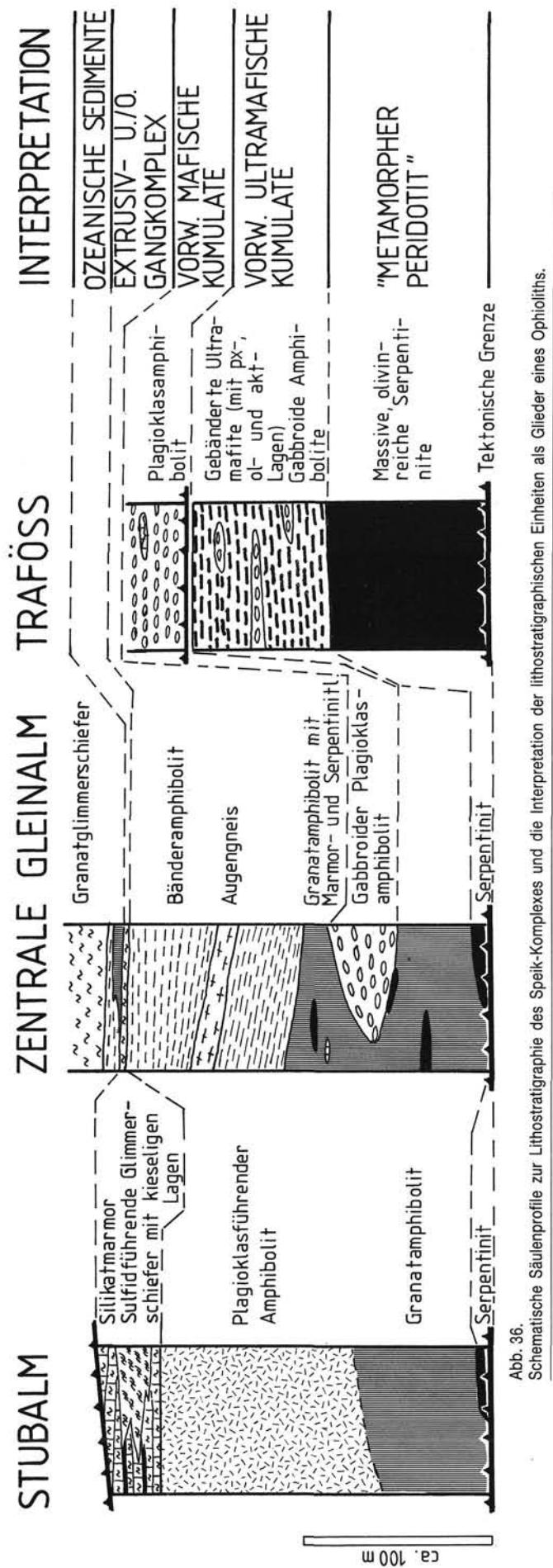


Abb. 36.
Schematische Säulenprofile zur Lithostratigraphie des Speik-Komplexes und die Interpretation der lithostratigraphischen Einheiten als Glieder eines Ophioliths.

Gebiet der zentralen Gleinalm immer wieder zu finden. Zwischen dem Seebach und Mixnitz beinhaltet der Augengneis Linsen und Lagen von Plagioklas- und Granatamphiboliten, die dem Speik-Komplex zugerechnet werden. Im übrigen bilden Bänderamphibolite mit der Einschaltung eines feinkörnigen Orthogneises bzw. eines Augengneiszuges die Masse der Gesteine.

Östlich des Gabraunbruches bis hin zum Jasnitzgraben sind die für den Speik-Komplex typischen Granatamphibolite und Serpentinite längs der Grenze zum Grazer Paläozoikum aufgereiht. Die ursprünglichen Kontakte sind damit weitestgehend zerstört. Granatamphibolitlinsen innerhalb einer Kataklastmatrix finden sich ab dem Gehöft Steinwieser gegen NE, ebenso wie einige altbekannte (SY, 1957a, b) und neugefundene Serpentinitlinsen (östlich der Schafferwerke, südlich und östlich des Hochecks, Osthang des Höllgrabens, Jasnitzgraben).

Ob die Bänderamphibolite im Hangenden des Augengneises östlich des Gabraungrabens als Teil des Speik-Komplexes aufgefaßt werden könnten, wie bei FLÜGEL & NEUBAUER (1984) dargestellt ist, oder ob diese Bänderamphibolite dem Amphibolit-Komplex der Gleinalm zuzurechnen sind, ist in letzter Konsequenz ungeklärt. Die Begleitung dieser Bänderamphibolite durch Linsen des „metablastischen Amphibolites“ im Eiweg-Grabens sprechen für die Zuordnung zum Gleinalmkern.

2.7.4. Geochemie der Ultramafite und Amphibolite von Traföß

Die eigenen geochemischen Untersuchungen von Gesteinen des Speik-Komplexes s.str. beschränkten sich auf einige Proben aus dem Ultramafit-Amphibolit-Körper von Traföß. Wegen tiefgreifender Verwitterung (es existierten zum Zeitpunkt der Probennahme keine künstlichen Aufschlüsse innerhalb der Ultramafite) wurden nur 5 Ultramafit- und 2 Amphibolitproben untersucht (Tab. 19). Zum Vergleich werden eine Analyse aus diesem Bereich (WEINZEDL, 1935) und einige vom Speik-Komplex der zentralen Gleinalm herangezogenen (ANGEL & MARTINI, 1925; ANGEL & SCHNEIDER, 1923).

Die Verrechnung der Analysen nach der CIPW-Norm wurde entsprechend dem Vorschlag von COLEMAN (1977) auf normierter Basis durchgeführt: Das gesamte Fe_2O_3 wurde als FeO^* verrechnet; H_2O und CO_2 (bzw. Glühverlust) wurde abgerechnet, und die Analyse anschließend auf 100% normiert. Die Darstellung des normativen Mineralbestandes im STRECKEISEN-Diagramm läßt sich dann mit solchen von Ophiolithen vergleichen. Abb. 37 zeigt, daß für die Ultramafite teils dunitische, teils harzburgitische Ausgangsgesteine anzunehmen sind. Eine Analyse fällt in das Feld der Lherzolithe, die Vergleichsanalyse aus der Gleinalm in das Feld der Olivinwebsterite. Harzburgite und Lherzolite sind charakteristisch für den Restitanteil von Ophiolithen, dem Bereich der „metamorphen Peridotite“.

Die amphibolitischen Gesteine fallen im STRECKEISEN-Diagramm für gabroide Gesteine in das Feld der Olivinabgabros. Solche Olivinabgabros kommen in Ophiolithen ebenso wie Dunite und Olivinwebsterite innerhalb der Kumulat-Gabbrosequenz vor. Damit kann man im Zusammenhang mit dem Geländebeobachtung (teils massive Serpentinite, teils stofflicher Lagenbau einschließlich

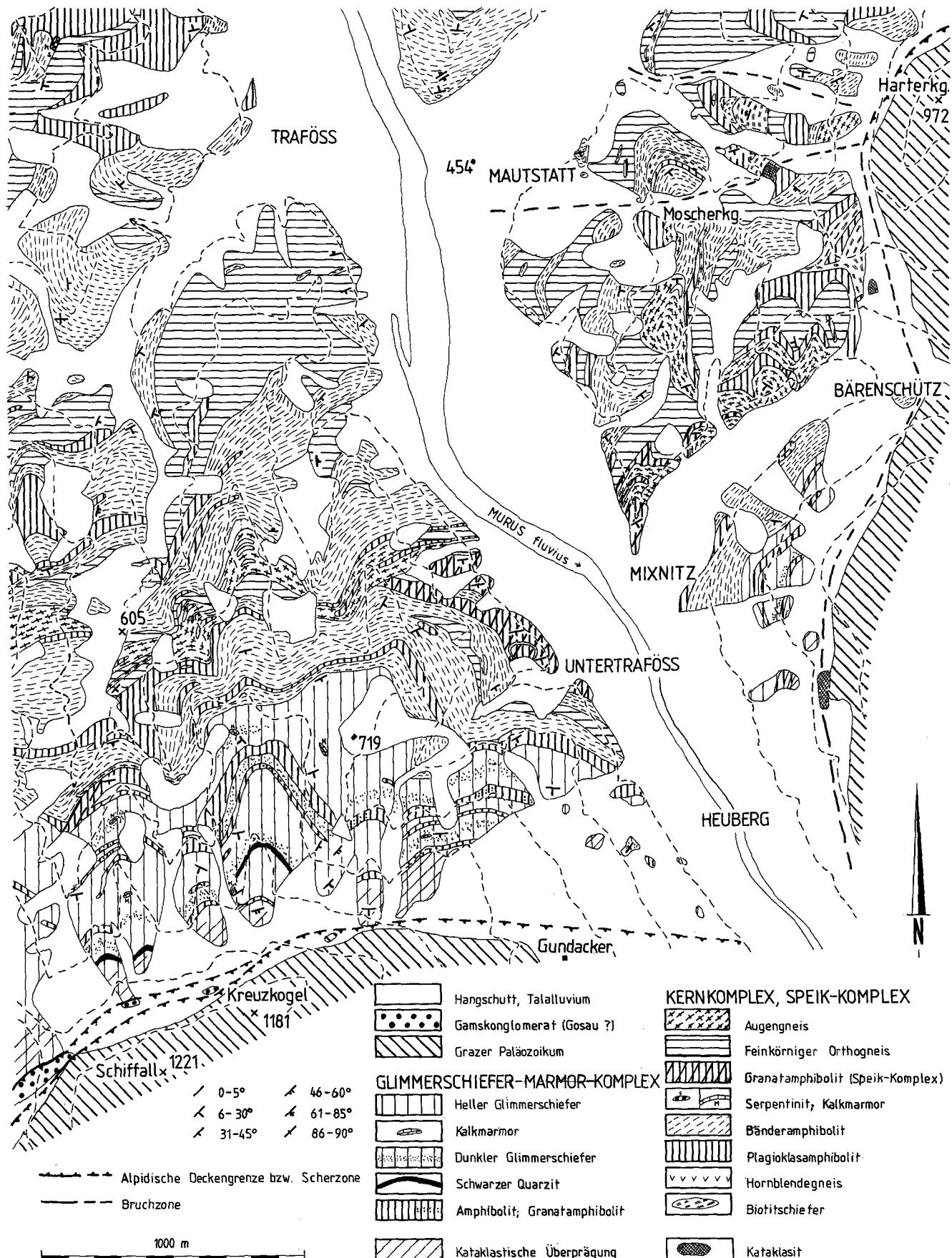


Abb. 37.

Geologische Karte des Gleinalmkristallins bei Mixnitz im Murtal.

In diesem Bereich ist keine eindeutig definierte Grenze zwischen den Kernkomplexen (mit dem Augengneis) und dem Speik-Komplex s.str. zu ziehen.

Tabelle 19.
Chemische Analysen [Hauptelemente: Gewichtsprozent; Spurenelemente: ppm] des Ultramafit-Amphibolit-Körpers von Traföß.

	Ultramafite						Amphibolite	
	RF 137	RF 164	RF 146	RF 147	RF 162	Weinzedl 1934	RF 145	RF 168
SiO ₂	45,58	39,30	40,40	35,25	37,00	39,77	47,12	41,95
TiO ₂	0,12	0,09	0,05	0,05	0,06	—	0,15	0,78
Al ₂ O ₃	0,92	2,07	0,10	0,08	0,10	3,41	19,75	20,20
Fe ₂ O ₃	3,32	9,80*)	4,22	4,50	3,80	3,32	0,45	12,25*)
FeO	7,36	n.b.	3,00	2,72	2,30	3,16	6,50	n.b.
MnO	0,19	0,20	0,08	0,05	0,09	—	0,15	0,28
MgO	23,94	31,92	37,13	40,86	43,20	37,54	9,99	6,72
CaO	9,44	2,11	0,16	0,19	0,06	1,18	12,55	11,72
Na ₂ O	0,05	0,06	—	—	—	—	1,21	0,67
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	—	0,13	0,29
P ₂ O ₅	0,22	0,28	0,01	—	0,27	sp.	0,19	0,11
H ₂ O ⁺	n.b.	n.b.	n.b.	13,64	14,38	10,23	1,04	2,84
H ₂ O ⁻	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
CO ₂	7,92	13,50	13,48	2,47	n.b.	1,27	0,60	1,00
Σ	99,03	99,55	98,63	99,85	101,27	99,88	99,83	98,81
Cr	1341	2767	2723	4965	3725		135	65
Ni	630	1201	2856	2085	4118		81	10
Rb	—	3	2	—	3		3	5
Sr	3	12	—	13	10		232	316
Y	13	12	11	10	11		14	17
Zr	—	—	—	—	—		15	30

von gabbroiden Amphiboliten) zwei verschiedene Abschnitte ophiolithischer Sequenzen belegen.

Ähnliches zeigt sich, wenn man den Vergleich mit der Chemie von Hauptelementen ophiolithischer Sequenzen durchführt (Abb. 39). Danach lassen sich im CaO-Al₂O₃-MgO-Diagramm (Abb. 39b) im Vergleich zu den

Daten von COLEMAN (1977) „metamorphe Peridotite“, ultramafische Kumulate und mafische Kumulate unterscheiden. Letztere sind in diesem Diagramm allerdings nicht von Extrusivgesteinen, von Basalten mittelozeanischer Rücken, zu unterscheiden. Diese Möglichkeit ergibt sich im AFM-Diagramm, wo diese wegen der Fe-

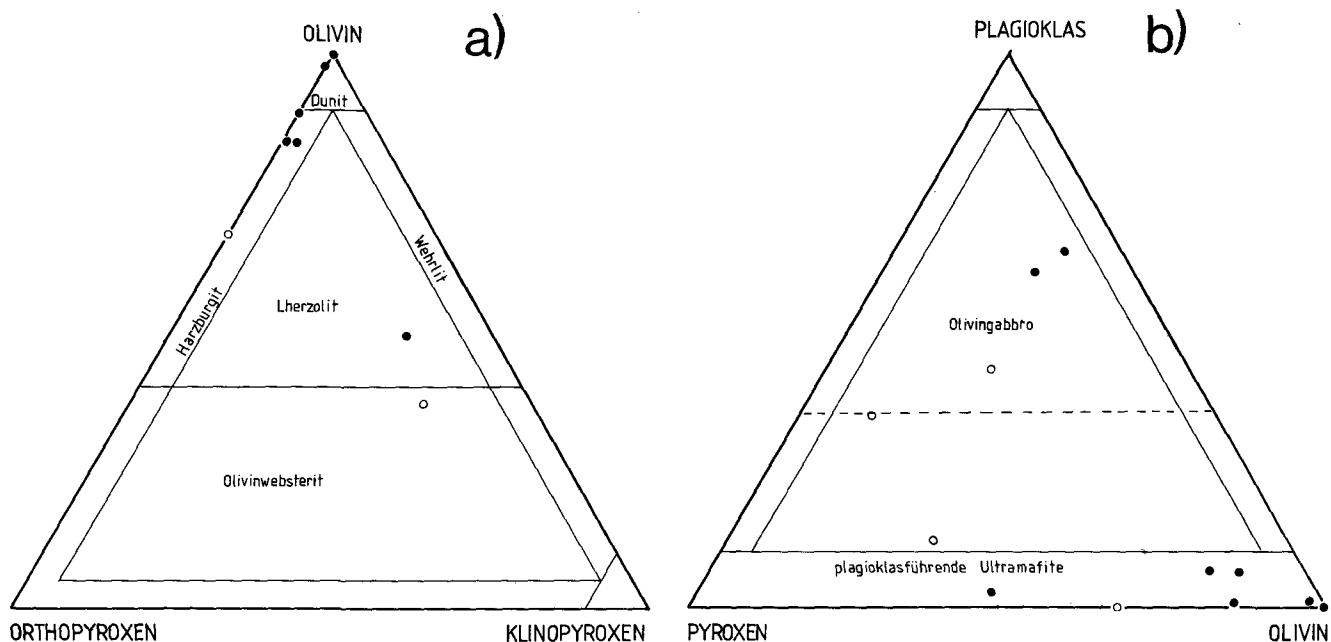


Abb. 38.
Die Ultramafite (a) und die gabbroiden Amphibolite (b) von Traföß (●) in den Diagrammen nach STRECKEISEN (1974). Zum Vergleich sind Literaturdaten aus dem Speik-Komplex der zentralen Gleinalm (○) miteinbezogen.

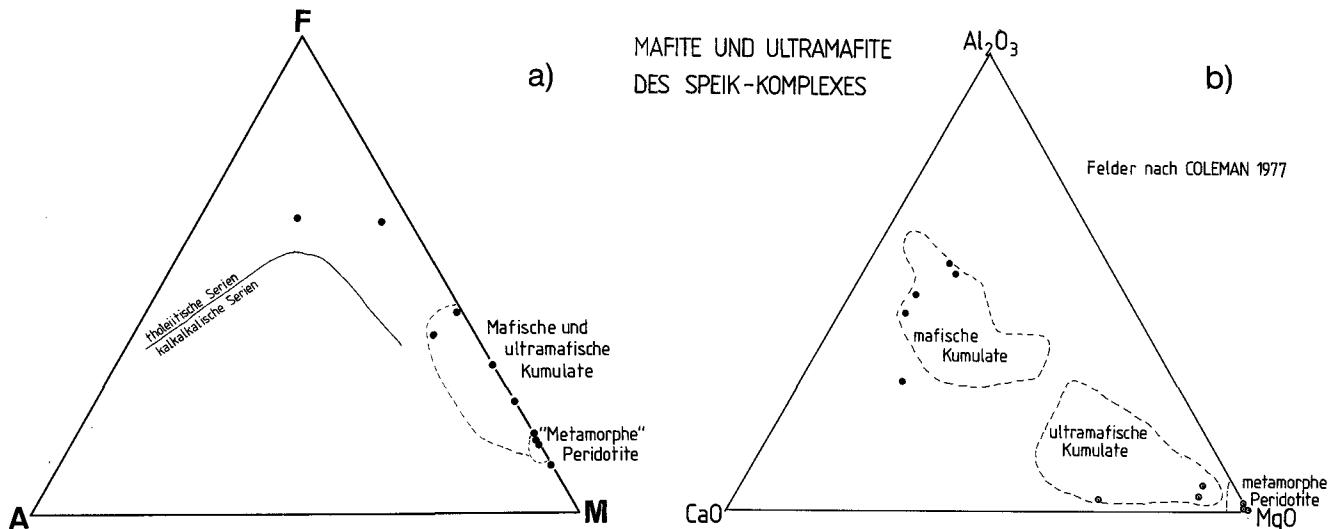


Abb. 39.

Diagramme der Gesteine des Serpentinitkörpers von Traföß einschließlich von Literaturdaten aus der zentralen Gleinalm.

- a) AFM-Diagramm.
 b) Al_2O_3 -CaO-MgO-Diagramm.

Anreicherung sich von den mafischen Kumulaten unterscheiden (Abb. 39a). Im AFM-Diagramm fällt der Granatamphibolit des Ochsenkogels der südwestlichen Gleinalm außerhalb des Feldes der Kumulaten in die Nähe des mittleren Projektionspunktes für mittelozeanische Rückenbasalte.

Es scheint sich durch diese chemischen Untersuchungen eine Möglichkeit (für dieses Gebiet) anzubieten, einen Zusammenhang zwischen metamorphem (und relikthisch magmatischem) Mineralbestand und chemischer Zusammensetzung herzustellen:

- Serpentinit mit einem hohen Anteil von Serpentin und magmatischem und/oder metamorphem Olivinscheinen Duniten zu entsprechen,
- Serpentinit mit reichlich Klinoamphibolen und Klinopyroxen den ultramafischen Kumulaten,
- die feldspat- und/oder zoisitreichen Amphibolite ähneln Gabbros,
- während die Granatamphibolite Basalten mittelozeanischer Rücken entsprechen. Letztere Zuordnung wird auch durch die Untersuchungen von H. SCHLÖSSER, Tübingen, bestätigt, der Untersuchungen an Granatamphiboliten der südwestlichen Gleinalm durchführt.

Die Untersuchung von Spurenelementen zeigt auch die Cr-Anreicherung (4500 ppm) in den ultramafischen Gesteinen, die in der Größenordnung der Cr-Gehalte in ultramafischen Gesteinen von Ophiolithen liegt.

2.7.5. Der Speik-Komplex

Faßt man die Ergebnisse über den Speik-Komplex s.str. im Gleinalmgebiet zusammen, so kann man nach Lithostratigraphie und Geochemie diese Komplexe sehr gut mit einer ophiolithischen Abfolge vergleichen (COLEMAN, 1977; MOORES, 1982). Die wichtigsten dabei erzielten Ergebnisse sind:

- a) Der Speik-Komplex ist lithologisch klar von den Nachbarkomplexen abgrenzbar. Problematisch ist diese Abgrenzung nur in der Zone zwischen Schiffal westlich des Murtales (Abb. 37) bis zum Eiweggsattel östlich des Murtales.

- b) Im Speik-Komplex der südlichen Gleinalm sind ultramafische Gesteine (Serpentinite) bedeutend häufiger und auch mächtiger, als der Literatur zu entnehmen ist. Zahlreiche Linsen finden sich zwischen Ochsenkogel und Laufnitzgraben und in der Breitenaue. Sie konzentrieren sich – tektonisch bedingt – v.a. an die Basis des Komplexes. So sind zur Zeit etwa 35, teilweise recht mächtige Linsen bekannt, die insgesamt vier winzigen Serpentinitlinsen in den Kernkomplexen gegenüberstehen.
- c) Der Ultramafit-Amphibolit-Körper von Traföß liegt tektonisch und diskordant den Kernkomplexen auf, und läßt sich damit mit dem Speik-Komplex s.str. gleichstellen.
- d) Es sind verschiedene Glieder einer ophiolithischen Abfolge erkennbar, die aber tektonisch bedingt zerissen sind. Im Vergleich zu vollständigen Ophiolithen liegen vor (siehe Abb. 36):
- Äquivalente „metamorpher Peridotite“,
 - Äquivalente zur ultramafischen/mafisch-gabbroiden Kumulatsequenz,
 - wahrscheinlich Äquivalente zu basaltischen Gesteinen,
 - sowie mit gewisser Sicherheit kleine Reste möglicher ozeanischer Sedimente.

Der Speik-Komplex unterlag auch ausgeprägten sekundären Veränderungen, die für die heutige Form und für den heutigen Gesteinsbestand verantwortlich sind:

- a) Intrusion von pegmatitführenden Augengneisen (ehemals porphyrischen Graniten): Diese Augengneise lassen sich im gesamten östlichen Teil des Speik-Komplexes s.str. verfolgen. Die Bildung der hellen Lagen in den Bänderamphiboliten wird als Folge dieser Intrusion gesehen.
- b) Der Speik-Komplex unterlag ebenso wie die Nachbarkomplexe einer ausgeprägten polyphasigen Deformation unter v.a. amphibolitfaziellen Bedingungen, die zu einer extremen Ausdünnung führte. Dabei verhielten sich sowohl die Serpentinite wie Amphibolite duktil.

Der Speik-Komplex s.str. kann in seiner heutigen Position nur als Ophiolithdecke verstanden werden, die dem Neuhofglimmerschiefer-Komplex bzw. den Kern-

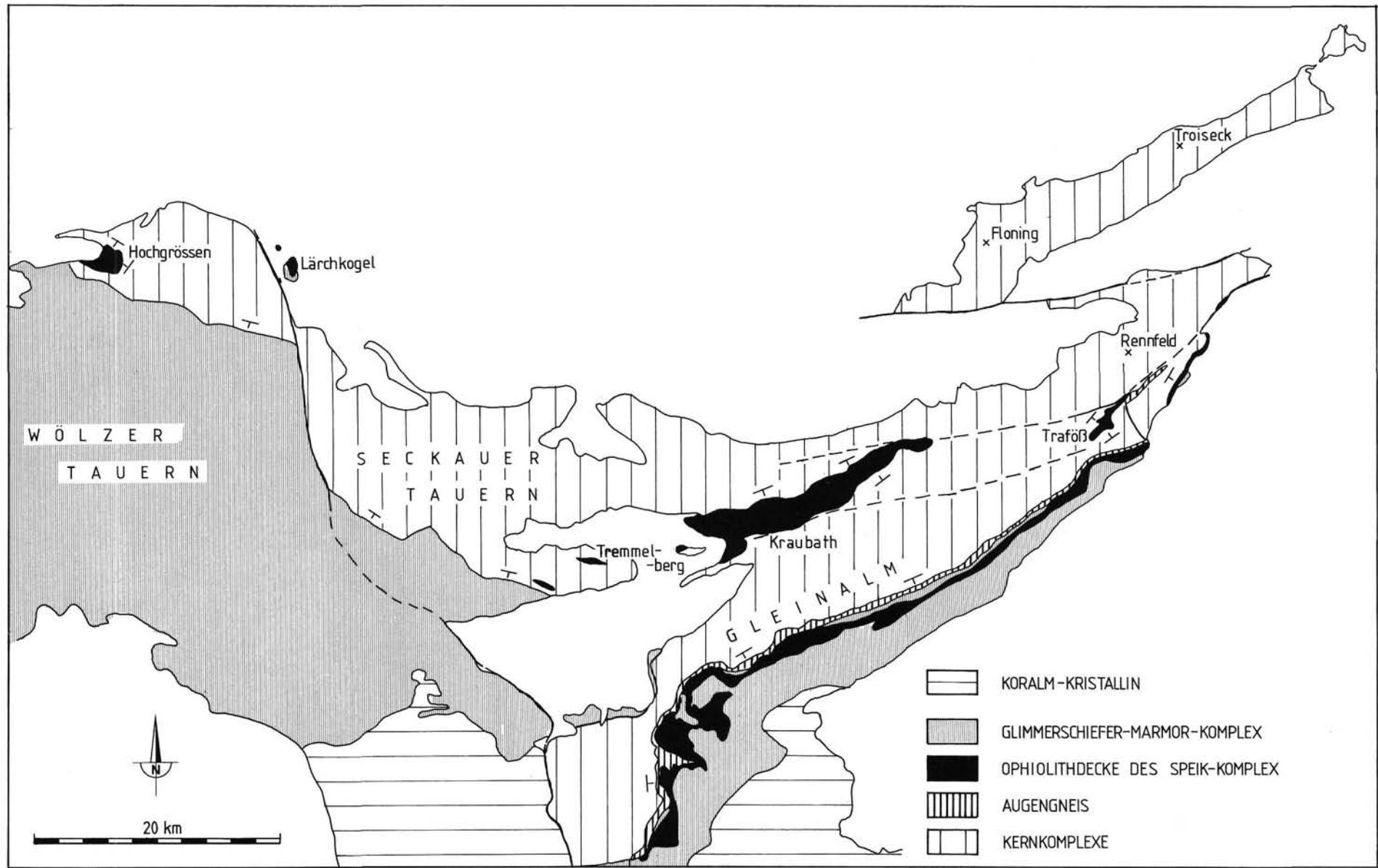


Abb. 40.
Der Speik-Komplex als ophiolithische Decke innerhalb des Muralpenkristallins.

komplexen als Decke auflagert. Dies gilt v.a. auch für seine nördliche (Kraubather Serpentinit) und nordwestliche Fortsetzung im Gebiet der Niederen Tauern (Abb. 40). Auch in diesen Gebieten lagert dieser Komplex nach BECKER (1981) den Kernkomplexen auf.

2.8. Glimmerschiefer-Marmor-Komplex

Zum Glimmerschiefer-Marmor-Komplex werden die Gesteine zwischen Speik-Komplex und den Stauolith-glimmerschiefern und -gneisen des Koralmkristallins zusammengefaßt (siehe Abb. 1, 2, 3). Der Komplex besteht aus einer bunten Abfolge von Glimmerschiefern und Marmoren, wenigen Amphiboliten und Quarziten. Es ist daran gedacht, daß er aus einer einheitlichen

Schichtfolge stammt, die silurisch-devonischen Schichtfolgen des fossilführenden Paläozoikums ähnelt (BECKER, 1977; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984).

Für die Gesamtdeutung sind die Kontaktverhältnisse zwischen Speik-Komplex und Glimmerschiefer-Marmor-Komplex wesentlich. Im Stubalmgebiet markiert eine Bewegungsfläche diese Grenze (BECKER, 1980, cum lit.). Im zentralen Gleinalmgebiet und im Bereich des Murtales fehlt diese Ablösungsfläche. Zwar finden sich unter kühlen Bedingungen gebildete Scherengefüge (siehe Kap. 3.2.3.), die aber die primären Kontaktverhältnisse nicht zerstört haben. Insgesamt scheint der Glimmerschiefer-Marmor-Komplex durch Wechsellagerung aus dem Speik-Komplex hervorzugehen: So schaltet sich ab dem Kleintal gegen NE ein ca. 1–2 m

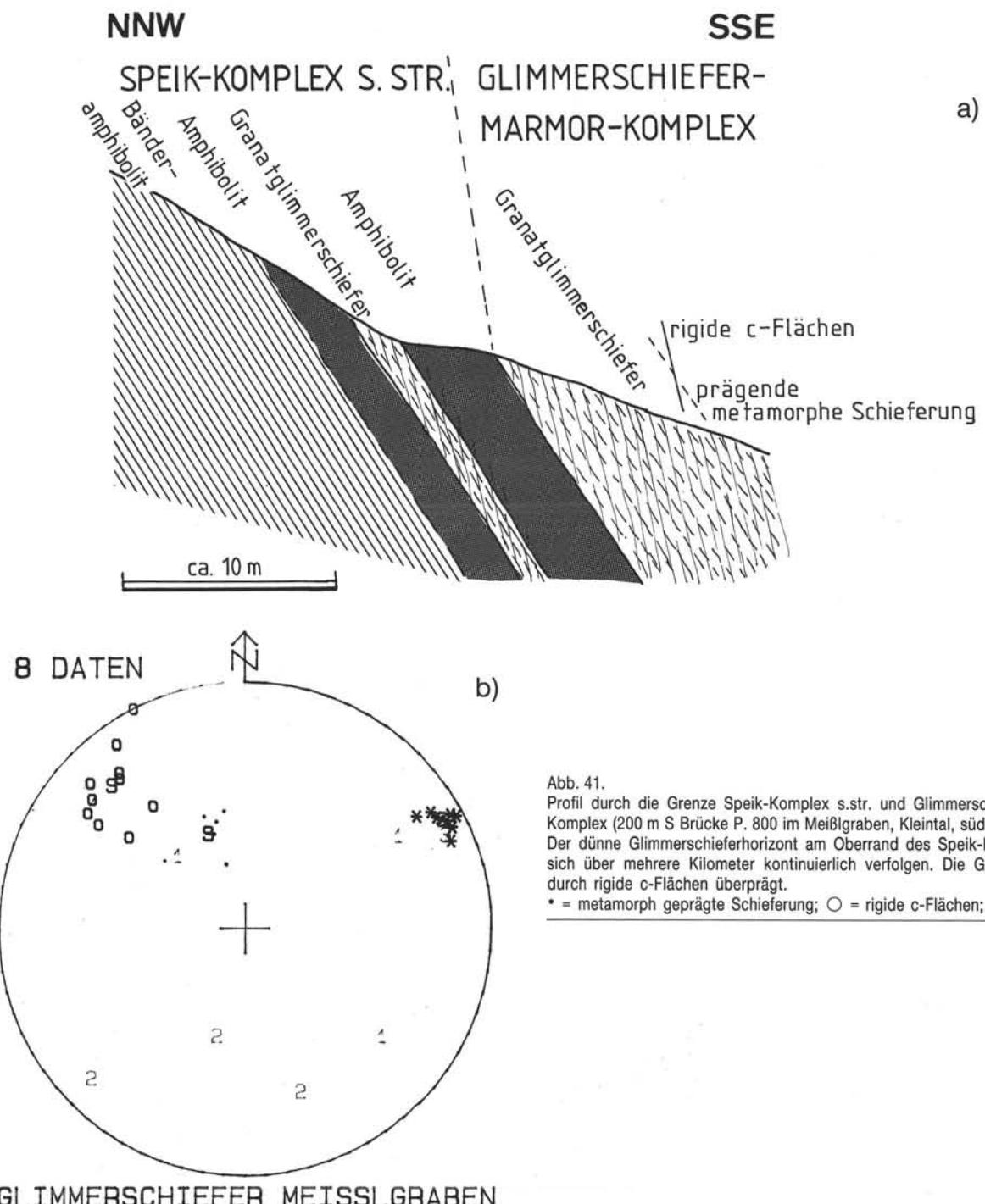


Abb. 41.
Profil durch die Grenze Speik-Komplex s.str. und Glimmerschiefer-Marmor-Komplex (200 m S Brücke P. 800 im Meißlgraben, Kleintal, südliche Gleinalm). Der dünne Glimmerschieferhorizont am Oberrand des Speik-Komplexes läßt sich über mehrere Kilometer kontinuierlich verfolgen. Die Grenze wird nur durch rigide c-Flächen überprägt.
* = metamorph geprägte Schieferung; ○ = rigide c-Flächen; + = Lineation.

dicker Glimmerschieferzug in den Hangendanteil des Speik-Komplexes ein, der noch von bis max. 10 m dicken Amphiboliten überlagert wird. Als Beispiel sei auf ein kurzes Profil im Meißgraben hingewiesen (Abb. 41). Die Kontakte sind scharf und bestehen sicherlich seit der prägenden Metamorphose in Amphibolitfazies.

Im Bereich des Murtales finden sich auch noch mehrere Granatamphibolitzüge (meist drei Horizonte) innerhalb des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes (Abb. 37). Diese Züge keilen gegen SW aus.

Der Gesteinsinhalt des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes ist lateralen Änderungen unterworfen: Im Stubalmgebiet dominieren in den tieferen Teilen Glimmerschiefer, in den höheren Teilen Marmore. In der zentralen Gleinalm treten mehrere Marmorzüge auch in relativ tiefen Niveaus auf (zwischen Dornerkogel südlich des Neuhofgrabens und Fuchskogel), während ganz im Osten Marmore nur in m-dicken Linsen vorkommen. Diese Strukturen gehen zumindest teilweise auf eine ausgeprägte Schertektonik und auf Isoklinalfaltung zurück (siehe Kap. 3.4.). Das bedeutet, daß die ursprüngliche Lithostratigraphie schwierig zu entziffern ist.

Trotzdem ist es wegen des Auftretens typischer Leithorizonte möglich, eine informelle Prostratigraphie aufzubauen, wie sie z.B. von BECKER (1977) und NEUBAUER & PISTONIK (1984) postuliert und fossilführendem, ostalpinem Paläozoikum gegenübergestellt wurde. Man kann u.a. in der Stubalm verschiedene Serien auseinanderhalten, die aufeinanderfolgen und die durch bestimmte Leithorizonte charakterisierbar sind:

- Tiefere Glimmerschiefer-Serie
(Rappold-Glimmerschiefer),
- Schwarzschiefer-Quarzit-Serie,
- Quarzit-Kalksilikat-(Dolomit-)Marmor-Serie,
- Serie der reinen Marmore
(Almhaus-Salla-Marmore s.str.).

Die tiefere Glimmerschiefer-Serie ist teils durch feldspatführende, teils durch Granatglimmerschiefer gekennzeichnet, die relativ arm an Einlagerungen anderer Gesteine sind. Nur im Bereich des Murtales schalten sich, wie bereits erwähnt, mehrere m bis 10 m mächtige Amphibolithhorizonte ein.

Die Schwarzschiefer-Quarzit-Serie („Schwarze Serie“ der Wölzer Tauern im Sinne von METZ) setzt sich aus dunklen, stets pigmentierten Glimmerschiefern und Schwarzschiefern zusammen. In diese sind dm-dicke Marmor- und Quarzitbänke eingeschaltet, sowie vereinzelte Plagioklasamphibolitlagen, karbonatische Glimmerschiefer und Hornblendefelslinsen. Diese Gesteine stehen offenbar in einer primären Wechsellagerung. Man findet eine kontinuierliche laterale Änderung dieser Serie: In der Stubalm (u.a. am Hang östlich des Gaberlhause) kommen Marmore innerhalb dieser Serie vor, Amphibolite sind kaum vertreten. In der zentralen Gleinalm gibt es eine intensive Wechsellagerung der verschiedenen oben erwähnten Gesteine und im NE treten Marmore fast vollständig zugunsten hier neu hinzutretender Graphitquarzitlagen zurück (Abb. 37, 42). Hier im NE ist in diesem Abschnitt auch ein heller, lagig-gebänderter Gneis eingeschaltet, der als saurer Metavulkanit gedeutet wird.

Im Übergangsbereich zur nächstfolgenden Quarzit-Kalksilikat-Marmor-Serie wurde im Stubalmgebiet (Graben nordwestlich des Almhauses) anlässlich eines Kartierkurses ein lagiger, dm-dicker Turmalinfelshorizont

gefunden (Chr. BRÖCKER & M. WINKLER, Tübingen). Ein ähnlicher Turmalinfels kommt auch im Graben südlich des Listkogels (nördlich des Übelbachgrabens) innerhalb ähnlicher Begleitgesteine vor. Die hellen Quarzite dieser Serie sind reich an gerundeten Zirkonen, die auf den klastischen Ursprung dieses Gesteins (Quarzarenit) hinweisen. Solche Hinweise auf klastische Schwerminerale fehlen in den Graphitquarziten, die wahrscheinlich als Lydite interpretiert werden können.

Die Quarzit-Kalksilikat-(Dolomit-)Marmor-Serie leitet über Quarzhorizonte direkt aus der vorhergehenden Einheit her. Charakteristisch sind hier Quarzite und quarzitische Gneise unterschiedlicher Mächtigkeit, die in Glimmerschiefern eingeschaltet sind. Gegen das Hangende treten Kalksilikatgesteine (Diopsidfels, Karbonat-Epidot-Aktinolithschiefer usw.) hinzu, die in meist etwas dolomitische Silikatmarmore überleiten. Am Gaberl, aber auch in der zentralen Gleinalm (z.B. Mitterberg südwestlich des Kleintals), sind bis mehrere Meter dicke Amphibolite und Biotitgneise vorhanden, die wohl aus primären Tuffhorizonten abgeleitet werden können. Diese Dolomit führenden Marmore können mehrere Zehnermeter mächtig sein.

Diese tw. dolomitischen Marmore leiten in die Serie der reinen Marmore über. Mächtigere reine Kalkmarmore mit eher seltenen Einschaltungen von Glimmerschiefern und Kalkglimmerschiefern sind u.a. für das Stubalmgebiet charakteristisch. Diese Marmorzüge dünnen tektonisch im Gebiet südlich des Neuhofgrabens aus. Weiter im NE sind nur mehr Zehnermeter dicke Einschaltungen von Marmorzügen in Glimmerschiefern vorhanden.

In mächtigeren Marmorzügen, wie z.B. südöstlich vom alten Almhaus, Gaberl, kann man eine gewisse Zweiteilung dieser Marmore feststellen: Die Masse der Marmore besteht aus hellgraublauen, silikatarmen, gebänderten Kalkmarmoren. Darauf folgen Glimmermarmore mit etwa 10-20% Hellglimmern. Während erstere aus reinem Kalk abzuleiten sind, kann für letztere eine Ableitung aus tonreichen Kalken (z.B. Flaserkalken) angenommen werden.

Wie bereits NEUBAUER & PISTONIK (1984) ausführen, läßt sich diese oben näher ausgeführte Abfolge mit solchen des fossilführenden, ostalpinen Paläozoikums vergleichen. Diese Glimmerschiefer-Marmor-Serie setzt sich in das Gebiet der Niederen Tauern fort. Zum Vergleich mit fossilführendem Paläozoikum wird auch dieses Areal herangezogen. Die wesentlichen Argumente für diesen Vergleich sind:

- Die gesamte oben zusammengefaßte Abfolge zeigt denselben Trend von pelitischen Sedimenten zu Karbonatfolgen, die charakteristisch für das fossilführende ostalpine Paläozoikum sind (FLÜGEL, 1977; SCHÖNLAUB, 1979).
- Die Schwarzschiefer-Quarzit-Serie („Schwarze Serie“ der Niederen Tauern) kann mit den Arzberger Schichten des Grazer Paläozoikums (vgl. WEBER, 1977; FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) parallelisiert werden. Analogien bestehen in den dunklen Metapeliten, Kalkschiefer und Mafithorizonten ebenso wie in der Erzführung. Die für diese Schicht im Grazer Paläozoikum charakteristische Pb-Zn- und auch Pyritvererzung findet sich auch in den Niederen Tauern (Oberwölz, Pusterwald), während diese Serie in der Gleinalm, abgesehen von geringen Kies-

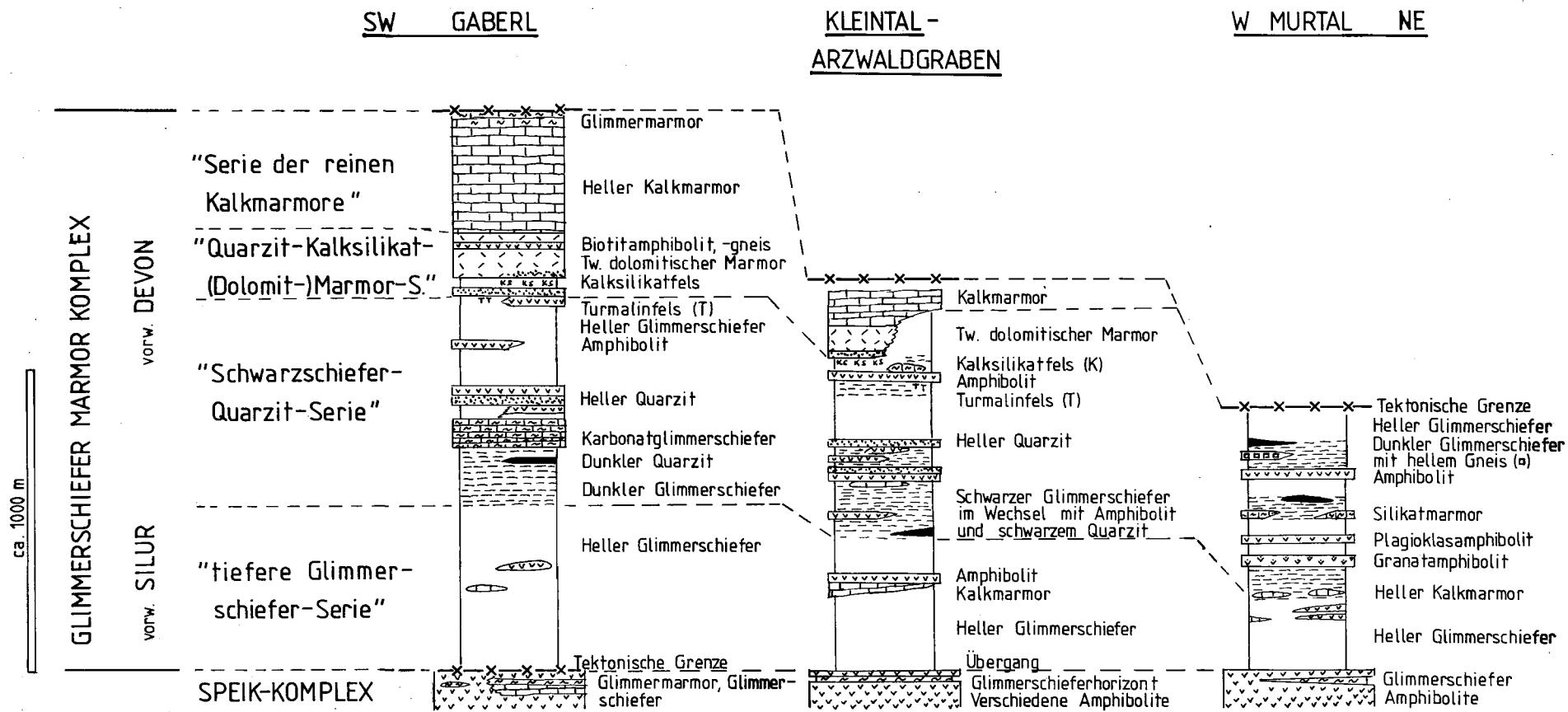


Abb. 42.
Schematische Säulenprofile durch den Glimmerschiefer-Marmor-Komplex.

spuren in den dunklen Glimmerschiefern, erzarm ist. Der tiefere Quarzithorizont in der Stub/Gleinalm am Unterrand der Serie könnte als Äquivalent des Hundsbergquarzites aufzufassen sein (vgl. Abb. 42). In diesen Arzberger Schichten wurde von TSCHELAUT (1985) Unterdevon nachgewiesen.

- c) Die Quarzit-Kalksilikat-(Dolomit-)Marmor-Serie lässt sich gut mit den Schichtfolgen im fossilführenden Paläozoikum des Grazer Paläozoikums in Übereinstimmung bringen, die den Übergang zur Kalksedimentation herstellen. Dies ist im tieferen Deckenstapel des Grazer Paläozoikums die Raasbergfolge mit ihren Quarziten, Dolomit- und Kalkmarmoren mit einer einzelnen eingeschalteten Grünschieferlage (vgl. zur Neudeinition der Raasbergfolge FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Gute Übereinstimmung gibt es auch mit der Dolomit-Sandsteinfolge des Grazer Paläozoikums. Die Kalksilikatgesteine lassen sich aus metamorphen Dolomitmergeln und/oder dolomitisch zementierten Quarzsandsteinen herleiten, die Quarzite aus quarzitisch zementierten Sandsteinen. Der Biotitgneis/Amphibolithorizont ist mit dem Tuffhorizont der Dolomitsandsteinfolge vergleichbar: Die Biotitgneise müssen nicht aus floitierten Amphiboliten abgeleitet werden, sondern können z.B. mit Kristalltuffen alkalibasaltischer Zusammensetzung des Tuffniveaus innerhalb der Dolomitsandsteinfolge verglichen werden.
- d) Die reinen Marmore sind mit den mitteldevonischen Kalken des Grazer Paläozoikums vergleichbar. Die manchmal darauf folgenden Glimmermarmore werden mit den tonreichen Flaserkalken des Oberdevon-Unterkarbons im Grazer Paläozoikum verglichen.

Damit kann diese Schichtfolge als Silur-Devon interpretiert werden. Insgesamt wird diese Abfolge als Bildung eines subsidierenden, epikontinentalen Sedimentationsbeckens gesehen. Der wie im Grazer Paläozoikum charakteristische Umschlag von einer klastischen Fazies in Karbonatfazies kann durch zunehmendes Abschnüren der klastischen Zufuhr erklärt werden. In diesem Zusammenhang sind die stratiformen Turmalinite interessant, die nach SLACK et al. (1984) als metamorphe Bildung B-reicher Präzipitate gesehen werden können.

Die Subsidenz dürfte von einem Riftereignis ausgelöst worden sein. Die begleitenden Amphibolite in dieser Serie besitzen nach Untersuchungen südlich der Seckauer Tauern im Gegensatz zu den übrigen Amphiboliten dieser Region einen alkalibasaltischen Chemismus (FRISCH et al., im Druck). Dies ist ein weiteres wichtiges Indiz für eine Dehnungstektonik, da Alkalibasalte u.a. typisch für ein solches geotektonisches Milieu sind.

2.9. Saure und intermediäre Intrusivgesteine

Im Mugel-Rennfeld-Kristallin und im Gleinalmkristallin lassen sich eine Reihe granitoider Gesteine unterscheiden, die heute tw. in hochdeformiertem Zustand vorliegen. Für manche Gesteine wurde von früheren Bearbeitern eine vulkansiche Genese postuliert, doch lassen sich im allgemeinen hinreichende Belege für plutonische Ausgangsgesteine finden. Diese granitoiden Gesteine haben unterschiedlichste räumliche Ausdehnung, und reichen von cm-dicken Leukosomen in

Migmatiten bis zu Körpern mit Zehnerkilometererstreckung.

Es lassen sich unterscheiden:

- 1) Feinkörnige Orthogneise (glimmerarmer Plagioklasgneis),
- 2) Trondhjemite- und Plagioklasitgneisgänge,
- 3) Leukosome granitischer und granodioritischer Zusammensetzung,
- 4) mittelkörnige granodioritische und granitische (und selten dioritische) Orthogneise,
- 5) mittelkörnige Granitgneise (Typ Humpelgrabengneis),
- 6) Augengneise,
- 7) Pegmatite.

2.9.1. Feinkörniger Orthogneis (Glimmerarmer Plagioklasgneis bzw. Granodioritgneis)

Das gesamte zentrale Gleinalmgebiet bis hin in die Breitenau südlich des Rennfeldes wird von einem stark geschieferten, feinkörnigen, hellen Orthogneis aufgebaut, der von ANGEL (1923) und ANGEL & SCHENK (1928) als Granodiorit(gneis) beschrieben wurde. Er ist durchsetzt von zahlreichen Bänderamphibolit-, Biotitplagioklasgneis- und Granatamphibolitlagen und -linsen.

Über dieses Gestein gibt es in Bezug auf die Genese zwei konträre Ansichten:

- a) Nach den zahlreichen Arbeiten von ANGEL wie auch nach HERITSCH (1963, 1965) handelt es sich um ein intrusives Gestein.
- b) Dieser Ansicht setzten FRANK et al. (1976) und NOWY (1977) ein Konzept der vulkanogenen Genese der glimmerarmen Plagioklasgneise entgegen. Eine Rb-Sr-Gesamtgesteinssatzierung brachte ein Errorchronenalter von 518 ± 50 bei einem Initial von $0,7047 \pm 0,0012$.

Die eigenen Argumente zur Genese dieser Gesteine ergeben sich aus Beobachtungen, die in der zentralen Gleinalm und östlich und westlich des Murtales bei Traföß gemacht wurden.

Folgende Beobachtungen erschienen zur Deutung wesentlich:

- a) Die feinkörnigen Orthogneise sind im heutigen Zustand Tektonite, deren Feldspat durch Kornzerkleinerung (dynamische Rekristallisation) die heutigen Korngrößen erhalten haben (siehe auch Kap. 3.1.). Die straffe Schieferung und die Lineation gehen auf diese Effekte zurück.
- b) Im Kartenbereich bilden die eingelagerten Züge von Amphiboliten und Biotitplagioklasgneisen Schollen bzw. Linsenzüge innerhalb der feinkörnigen Orthogneise.
- c) In Aufschlüssen und als Rollblöcke wurden im Gebiet des Pöllagrabens wie auch an den Kämmen in der Umgebung des Kumpelgrabens sowohl Amphibolite wie auch Biotitplagioklasgneise als Schollen (Xenolithe) in den feinkörnigen Orthogneisen gefunden (Taf. 6, Fig. 2). Diese Schollen stammen von Nebengesteinen, in die die Ausgangsgesteine der feinkörnigen Orthogneise intrudiert sein könnten.
- d) Im hintersten Kumpelgraben sind mitunter diskordante Kontakte zwischen Granatamphibolit und verschiefertem, feinkörnigem Orthogneis aufgeschlossen. Die Schieferung der Amphibolite wird von quergrifendem Orthogneis geschnitten. Der Kontaktbe-

Tabelle 20. Modalbestand [Volumsprozent] von Orthogneisen und Leukosomen innerhalb der Kernkomplexe (Rennfeldgebiet).

Tabelle 21.

Modalbestand [Volumsprozent] von Orthogneisen innerhalb der Kernkomplexe (Gleinalmgebiet).

Proben-Nr.	GL 98	GL 102	GL 111	GL 120	GL 135	GL 136	GL 140	GL 141	GL 142	GL-OG
Quarz	27,2	36,9	43,5	38,1	40,8	53,5	33,0	36,0	44,8	28,0
Plagioklas	52,9	22,0	26,0	10,8	27,3	9,3	23,5	30,3	18,2	50,7
Kalifeldspat	7,3	8,8	25,7	44,5	11,5	32,0	33,3	16,2	25,8	7,6
Hellglimmer				1,8					0,2	
Biotit	8,8	29,2	2,3	4,5	16,8	0,8	9,2	8,2	9,5	10,7
Chlorit							(+)		(+)	
Amphibol			2,2		1,5	3,5		8,0		
Epidot	3,8	2,0	0,2		1,5			1,0	1,5	3,0
Granat	(+)			0,3	0,2			(+)	(+)	
Apatit		(+)		(+)	0,2		0,2			
Zirkon	(+)	(+)		(+)	(+)	0,7			(+)	
Erz						0,2		0,2	(+)	
Orthit							(+)			
Titanit		1,1				0,2	(+)	0,8		
Rutil							(+)		(+)	
Zoisit						(+)				

- reich ist auf mehrere cm verändert, z.B. Umwandlung von Granat in Plagioklas \pm Klinozoisit und Quarz etc.
- e) An der Ostseite des Kumpelgrabens (z.B. Umgebung des verlassenen Gehöftes Steiner) sind Kontakterscheinungen zwischen Orthogneis und Amphibolit vorhanden, wie sie von intrusiven Granitoiden beschrieben werden: diese Erscheinungen umfassen z.B. die Biotitisierung der Amphibole, sodaß sich an diesen Kontaktten Biotitschiefer und Biotitgneise finden.

- f) Die Variationsbreite der feinkörnigen Orthogneise umfaßt auch Gesteine granitoider Zusammensetzung (siehe unten), die sich in Mineralbestand und Gefüge nicht von eindeutig intrusiven Gesteinen, z.B. Humpelgrabengranitgneis, unterscheiden lassen.
- g) In von der Deformation geschonten granitischen und granodioritischen Typen finden sich in Kalifeldspäten und Plagioklasen hypidiomorphe Quarz-Plagioklaseinschlüsse (Taf. 5, Fig. 1, 2), die gemäß VERNON (1986) als frühe Einschlüsse in magmati-

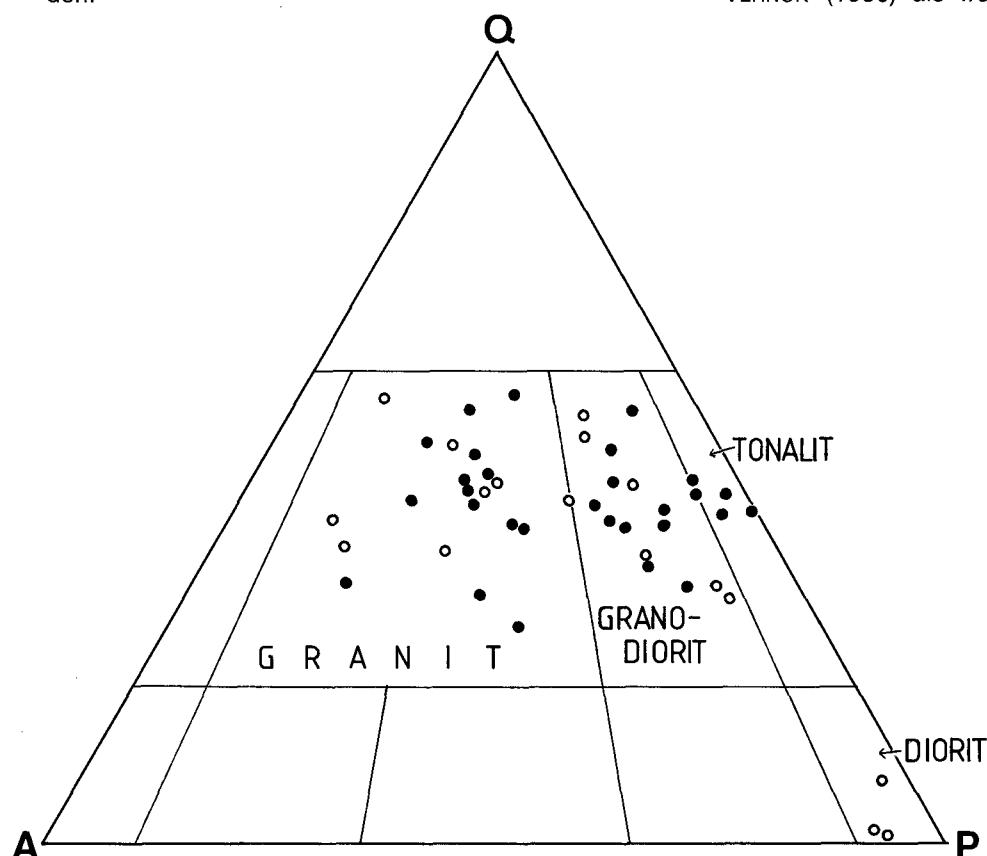


Abb. 43.

Q-A-P-Diagramm für plutonische Gesteine nach STRECKEISEN (1974). Dargestellt sind alle Modalbestandsanalysen von Granitoiden des Rennfeld-Mugel- (○) und des Gleinalmkristallins (●).

schen Mineralen gedeutet werden. Der Anteil an solchen als magmatisch erkannten Mineralen ist mit mehreren Zehnerprozenten viel zu hoch für vulkanische Ausgangsgesteine.

Im Gelände lassen sich petrographisch mehrere Typen innerhalb der feinkörnigen Orthogneise unterscheiden:

- Feinkörnige, helle Orthogneise ohne Amphibol.
- Amphibolführende Orthogneise (u.a. Ostseite des Sadningkogels).
- Kalifeldspatführende Orthogneise, die sich durch etwas größere, schwach rosa gefärbte Kalifeldspäte von den übrigen Typen unterscheiden.

Die Tabelle 21 gibt eine Übersicht über die Variation dieser Orthogneise im zentralen Gleinalmgebiet, Tab. 20 von solchen aus der Breitenau (Proben RF 415, RF 429, RF 441). Diese Gesteine setzen sich aus einem variablen Gemenge rekristallisierter, feinkörniger Quarze, Plagioklase (Oligoklase) und Kalifeldspäten (meist Mikroklin) zusammen. Der Plagioklasgehalt schwankt zwischen 10 und 73%, der Kalifeldspatgehalt zwischen 3 und 44%. Im Gleinalmgebiet ist Hellelimmer selten bzw. nur in geringen Mengen vorhanden. Er scheint zumindest tw. sekundärer metamorpher Entstehung zu sein, während er im Rennfeldgebiet an Deformationshorizonte gebunden ist. Der Amphibolgehalt schwankt zwischen 0 und 8%. Biotit ist fast immer vorhanden (0–30%). Er ist in Rekristallisatzeilen angeordnet und ist wahrscheinlich durch Umwandlung aus Amphibolen entstanden. Epidot/Klinozoisit/Zoisit bildet ein feinkörniges Gemenge mit rekristallisiertem Plagioklas. An Akzessorien sind noch Granat, Apatit, Zirkon, Erz vorhanden; Orthit wurde in Einzelfällen festgestellt.

Die Modalanalysen sind mit denen anderer granitoider Gesteine im Q-A-P-Diagramm nach STRECKEISEN (1974) dargestellt (Abb. 43). Dabei handelt es sich vorwiegend um Granodiorite, untergeordnet um Granite bzw. Tonalite.

2.9.2. Trondhjemite- und Plagioklasitgänge

In den Rennfeldamphiboliten sind in mehreren Horizonten helle, mafitarme Plagioklasit- und Trondhjemite eingeschaltet (Abb. 11). Diese Lagen sind zwar etwa schieferungssubparallel, im Detail finden sich aber auch quergreifende Kontakte, an denen die Schieferung der Amphibolite abgeschnitten wird. In manchen Lokalitäten sind grobkörnige, kaum geschieferete Hornblendefelslinsen mit solchen Trondhjemite-gneisen verknüpft.

Petrographisch bestehen diese Gesteine fast ausschließlich aus tw. grobkörnigem Plagioklas und plastiisch deformiertem Quarz (siehe Tab. 20, Proben RF 107 und RF 125). Plagioklas ist in augigen Kristallen vorhanden, Kalifeldspat ist nur sehr untergeordnet teils als perthitischer Kalifeldspat, teils als Mikroklin. In einigen Schlitzen kommen vereinzelte große, xenomorphe Amphibole vor, die mit ausgefransten symplektitischen Korngrenzen ihre Instabilität in Gegenwart der Paragenese Quarz + Plagioklas anzeigen. Biotit, Epidot, Erz, Hämatit, Rutil und idiomorphe, ungewöhnlich große Zirkone bilden Akzessorien. Diese Gesteine sind aufgrund ihres Mineralbestandes als Trondhjemite-gneise bzw. als Plagioklasite anzusprechen.

Ein ähnliches Ergebnis ergibt sich aus der Berechnung der CIPW-Norm von zwei chemischen Analysen (Tab. 18), die von diesen Gesteinen angefertigt wurden.

2.9.3. Leukosome granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung

Darunter werden schieferungskonkordante helle cm-, dm- bis m-dicke Lagen zusammengefaßt, die im Rennfeldkristallin am Rennfeld eine enorme Verbreitung besitzen. Die primären Gefüge sind unterschiedlich gut erhalten: Im Graschnitzgraben zeigen diese Gesteine nur eine relativ geringe tektonische Überformung, während solche im unmittelbar Hangenden des Rennfeldamphibolites eine makroskopisch duktil erscheinende Verformung mit Kornzerkleinerung zeigen. In größeren Körpern sind hier auch 5–10 mm dicke pegmatoide Lagen vorhanden, deren Ränder durch Biotitanreicherungen tapeziert sind (Taf. 7, Fig. 5, 6). Mitunter sind auch zwei Generationen von Leukosomen und Apliten erkennbar (Taf. 7, Fig. 4): Eine ältere Generation ist parallel zur prägenden Schieferung der Paragesteine orientiert. Eine jüngere Generation schneidet eine ältere prägende Schieferung der Nebengesteine und die ältere Leukosomengeneration. Im weiten Bereich des Rennfeldkristallins sind solche Leukosome der jüngeren Generation bemerkenswert wenig verschiefert (u.a. Bereich südlich des Kaltbachgrabens, Übelsteinberg).

Petrographisch lassen sich unter den Leukosomen drei Typen unterscheiden, die Übergänge zueinander zeigen:

- Dioritische und tonalitische Leukosome sind charakteristisch für die migmatisierte Zone längs der „mürben“ Biotitamphibolite.
- Granodioritische (selten trondhjemitische) Leukosome kommen im Rennfeldgebiet vor allem in variabler Zusammensetzung im Hangenden der Rennfeld-Amphibolite vor. Sie führen häufig Biotit und führen an Akzessorien Erz und Zirkon. Es besteht ein unmittelbarer Zusammenhang zur Genese der Trondhjemite-gneise im Rennfeld-Amphibolit, jedoch ist der hier genannte Typ immer feinkörniger und zeigt die oben beschriebenen Texturen duktiler Verschieferung.
- Die granitischen Leukosome sind charakteristisch für das Gebiet nördlich des Rennfeld-Amphibolites. Sie bestehen aus Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas und sind meist arm an Glimmern.

Wenn sich zwei Typen von Leukosomen in einem Aufschluß unterscheiden lassen, so sind die älteren etwa granodioritischer, die jüngeren granitischer Zusammensetzung.

2.9.4. Mittelkörnige granitische, granodioritische und dioritische Orthogneise

Gegenüber älteren Kartendarstellungen von Randteilen des Rennfeldgebietes (z.B. HOMANN, 1955; STINY & CZERMAK, 1932; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) wurden zahlreiche granitische und granodioritische Orthogneiskörper neu gefunden, deren Dimensionen in den Kilometerbereich gehen können (Abb. 3).

Der größte dieser Körper streicht zwischen dem Osthang des Graschnitzgrabens und Sölsnitzbach bei steilem NW-Fallen ENE–WSW. Er wird sowohl im S wie N von Störungen begrenzt, ist etwa 5 km lang und einen Kilometer breit. Seine Kontakte gegen das Nebengestein im Liegenden wie Hangenden sind unscharf. U.a. im Hangenden löst sich der geschlossene Orthogneiszug in eine Reihe von kleinen Körpern auf, die wahr-

scheinlich als Teile dieses größeren Körpers angesehen werden können. Dieser Zug setzt sich u.a. aus granitischen und granodioritischen Orthogneisen zusammen. Eine Regel in der Verteilung der beiden Typen wurde nicht gefunden. Eine Besonderheit stellen einige kleine Vorkommen von Tonalit- und Dioritgneis dar, die am SW-Rand dieses Zuges am Südhang des Schrocknerbaches (Umgebung des Gehöftes Schrockner) gefunden wurden. Im Nebengestein dominieren Amphibolite. Eine Assimilation amphibolitischen Materials erscheint durchaus möglich zu sein.

Die granitischen und granodioritischen Orthogneise zeigen alle Übergänge. Südlich der Mitterriegler-Linie wurden vor allem Granitgneise, nördlich davon die oben beschriebenen Typen gefunden. Diese Gesteine setzen sich aus Quarz, Plagioklas (Albit-Oligoklas), tw. perthitischem Kalifeldspat und einzelnen großen Hellglimmern zusammen. Dazu kommen Biotit, Erz, Apatit und idiomorphe Zirkone. Die Kalifeldspäte zeigen mitunter fleckige Albitemischung und randliche Umsetzung in Serizite. Feine Serizite säumen als Rekristallisate auch die Ränder von Hellglimmer. Die oben beschriebenen Tonalit- und Dioritgneise (z.B. Tab. 20, Probe 417) bestehen aus vorwiegend gefüllten Plagioklasen (meist Oligoklase) und intensiv grün pleochroitischen Amphibolen. Dazu treten Kalifeldspat, Apatit, Zirkon als wahrscheinlich primäre, magmatische Minerale. Vermutlich metamorpher Entstehung sind feinkörnige Hellglimmer, Epidot, Titanit, Erz und Chlorit.

2.9.5. Humpelgrabengranitgneis

Der Humpelgrabengranitgneis wurde erstmals von F. HERITSCH (1908) beschrieben. Er wurde im Kumpelgraben (der ehemalige „Humpelgraben“ wird auf neuen Karten als „Kumpelgraben“ bezeichnet) in einem Steinbruch als Baustein abgebaut. Zusätzlich baut er die Westflanke des Kumpelgrabens auf. Ähnliche Typen wurden auch am Nordhang des Fuchskogels bzw. im Gamsgraben aber auch westlich des Murtales bei Traßö gefunden.

Der Humpelgrabengranitgneis ist enorm deformiert (Schieferung und Lineation). Nach dem Primärgefüge liegen zwei Varianten von Granitgneisen vor:

- Gleichkörniger Granitgneis bildet die Masse der Gesteine.
- Die Ränder des Granitgneises werden häufig von porphyrischen Granitgneisen aufgebaut, die diesen Granitgneis gegen Biotitplagioklasgneise abgrenzen.

Diese Gesteine setzen sich nach ANGEL (1923, 1924), ANGEL & SCHENK (1928), PROSSNIG (1969) und eigenen Untersuchungen aus Quarz, Plagioklas (Anorthit 13–15%), Biotit, Muskowit, Klinozoisit-Zoisit, Apatit, Granat, Titanit, Magnetit und Zirkon zusammen. Am porphyrischen Typ fällt auf, daß die porphyrischen Kalifeldspäte im Gegensatz zu den Augengneisen rundlich-xenomorphe Korngrenzen besitzen.

Der Randbereich des Humpelgrabengranitgneises ist von Aplitgneisgängen durchdrungen. Es können in Bezug zur Deformation zwei Generationen von Aplitgneisen unterschieden werden (Taf. 6, Fig. 3). Eine Aplitgeneration ist verfaltet, während eine zweite Generation quer über diese Falten hinweggreift.

Chemische Analysen des Humpelgrabengranitgneises liegen von ANGEL & SCHENK (1928) und PROSSNIG (1969) vor. Nach PROSSNIG ist er als Kalkalkaligranit zu

bezeichnen. Das Alter dieses Granites ist nicht bekannt. Von FRANK et al. (1976) wurden zwei Rb-Sr-Gesamtgesteinsdaten publiziert. Es fällt auf, daß die beiden Punkte im Sr-Entwicklungsdiagramm etwa auf der Regressionsgeraden der Augengneise liegen (Abb. 44). Dies bedeutet, daß Humpelgrabengranitgneis und Augengneis als kogenetisch aufgefaßt werden können.

2.9.6. Augengneise

Der mehr oder weniger horizontbeständige Augengneiszug der Gleinalm ist seit langem bekannt (STUR, 1871). BECKER & SCHUMACHER (1973) konnten zeigen, daß der Augengneiszug der Gleinalm kontinuierlich in die Stubalpe weiterstreicht (siehe Abb. 3). Östlich des Murtales S Bruck/Mur war der Augengneis nur im Gabraunbach in der Arbeit von CLAR et al. (1929) dargestellt.

Der Augengneis wurde ursprünglich als porphyrischer Granit gedeutet (STUR, 1871 cum lit.; F. HERITSCH, 1917). Dagegen dachten ANGEL & SCHENK (1928) an eine Kalimetasomatose und damit an eine metamorphe Entstehung des Ausgangsgesteins der Augengneise. HERITSCH & TEICH (1975) deuten den Augengneiszug auf Grund der langen lateralen Erstreckung als metamorpher Quarzporphyrr. Dieser Deutung folgte BECKER (1977, 1980, 1981).

Die Augengneise zeigen im Gelände als gemeinsames Merkmal immer eine gewisse Führung von Kalifeldspataugen, wobei der Gehalt größerer Schwankungen unterworfen ist. Es konnten drei Züge von Augengneisen auskariert werden:

- ① Der mittlerweile schon klassische Augengneiszug am Oberrand des Gleinalmkernes konnte nunmehr ausgehend vom Kleintal über den Gams- und Laufnitzgraben (siehe auch BRÖCKER, 1985) über das Murtal hinweg bis an die Grenze des Grazer Paläozoikums bei Mixnitz (Abb. 18, 37) verfolgt werden. Dieser Zug wird hier an der sinistralen N–S-verlaufenden Gabraunbach-Störung mehrere km gegen N versetzt. Er verläuft vom Gabraunbach mit steiler Lagerung weiter gegen NE (CLAR et al., 1929), verliert sich im Bereich des Brauhuberkogels, streicht in dünne, maximal wenige m dicke Lagen aufgelöst nördlich der Eiweg-Linie weiter, um östlich des Brandnerberges nochmals zu einer größeren Mächtigkeit anzuschwellen.

Im Großen gesehen wird dieser Augengneiszug sowohl im Liegenden wie im Hangenden diskordant begrenzt. Beginnt man im W (Stubalpe), lagert der Augengneis direkt dem Plagioklasgneis-Komplex auf (BECKER, 1979). Gegen ENE schalten sich zunehmend Amphibolite (Gleinalm-Amphibolit) zwischen Augengneiszug und Plagioklasgneise (BECKER & SCHUMACHER, 1973). Die Amphibolite schwanken zwischen Lobminggraben und Rachauergraben zu einem mächtigen Zug an. Die Amphibolittypen wechseln dabei. Im Bereich der zentralen Gleinalm schalten sich helle Orthogneise in die Amphibolite ein, die im Sinne von ANGEL (1923) als Intrusivkörper reinterpretiert werden. Ein zweiter Orthogneiskörper durchbricht diese liegenden Amphibolite (Gleinalm-Amphibolit) kartenmäßig diskordant zwischen Gams- und Pöllagrabens (siehe STINY & CZERMAK, 1932). Östlich des Gabraunbruches treten die Amphibolite im Liegenden zugunsten von Paragesteinen (Schiefergneisen) stark zurück.

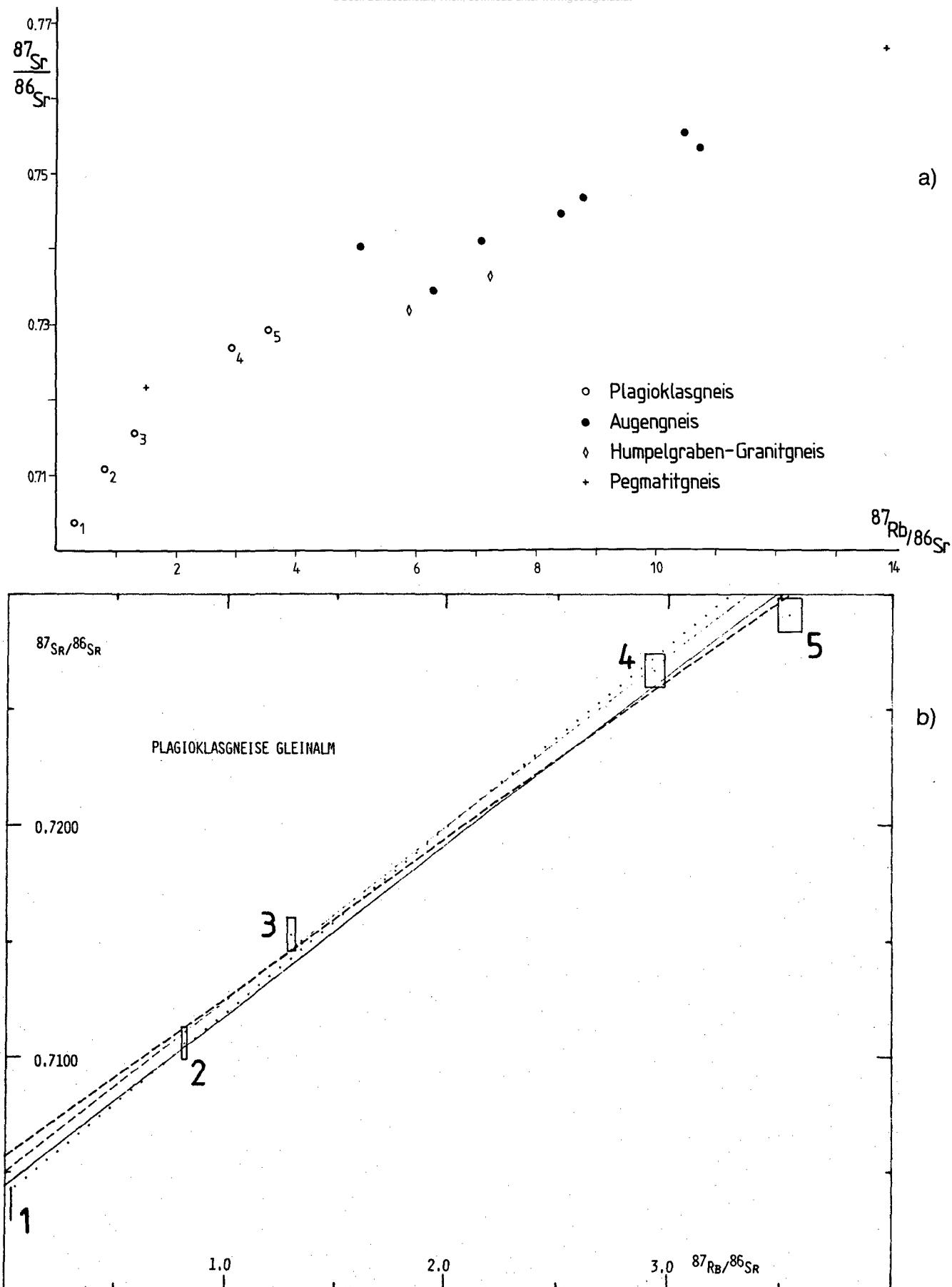


Abb. 44.

- a) Alle publizierten Rb-Sr-Gesamtgesteinsdaten (FRANK et al., 1976; FRANK et al., 1983) im Strontiumisotopen-Entwicklungsdiagramm. Diskussion siehe Text.
- b) Strontiumisotopen-Entwicklungsdiagramm für die Plagioklasgneise (Daten siehe FRANK et al., 1976) bei angenommenen relativen Fehlern ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,001$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,015$). Berechnet man eine Regressionsgerade mit allen 5 Punkten, so ergibt sich ein MSWD-Wert von 1,71813. Das niedrige Initial wird dabei ausschließlich von Punkt 1 kontrolliert. Möglicherweise sind die verwendeten Gesteine nicht als kogenetisch aufzufassen.

Ein ähnlicher, markanter Wechsel beherrscht das Kartenbild im Hangenden des Augengneises: Sind es im W Amphibolite des Speik-Komplexes, so schalten sich ab dem Nordhang des Roßbachkogels die Neuhof-Glimmerschiefer, die einzelne Marmor-, Quarzit- und Amphibolitlinsen führen, zwischen Augengneis und Speik-Komplex. Diese Glimmerschiefer lassen sich gegen E bis in den Nordhang des Fuchskogels hinein verfolgen (Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex), wie bereits ANGEL (1923) dies auf einem Kärtchen darstellt (siehe Abb. 18). Gegen E schalten sich zunächst granatfreie Amphibolite ein, wobei weiter gegen E immer häufiger Granatamphibolitlinsen diskordant an den Augengneis stoßen (Abb. 37). Östlich der Gabraunstörung finden sich auch im Hangenden der Augengneise Schiefergneise, in die sich vereinzelt, meterdicke Lagen von Augengneisen mit rosa Kalifeldspatporphyroblasten einschalten. Diese Gneise werden gegen das Hangende quarzitischer, um schließlich von Bänderamphiboliten ersetzt zu werden.

- ② Ein zweiter, tektonisch höherer Zug läßt sich vom Kleintal ausgehend kontinuierlich über den Meißen- und Arzwaldgraben, Gmeinalmhütte in den Gamsgraben verfolgen (Abb. 18). Dieser Zug steht innerhalb des Speik-Komplexes s.str. und wird im Hangenden wie Liegenden auffälligerweise von Bänderamphiboliten begleitet. Ein Zug bzw. kontinuierlich aufgereihte Linsen von Augengneisen konnten in analoger (?) Position westlich des Murtales (Abb. 37) und nördlich des Roßgrabens kartiert werden.
- ③ Wenige Meter dicke Linsen von Augengneisen stecken innerhalb der „metablastischen“ Amphibolite am Westabfall des Rennfeldes (Abb. 11). Diese Augengneislinsen sind in ihrer Entstehung vermutlich unabhängig von den beiden oben genannten Zügen zu betrachten.

Die beiden erstgenannten Züge von Augengneisen gehören zu einer Zone mit ausgeprägter Schertektonik. Ihre Foliation fällt generell steil gegen SSE ein, wobei die Lineation generell \pm horizontal liegt. Die Scherengefüge in den Augengneisen werden ausführlich im Kap. 3.2. beschrieben.

Eine Reihe von Beobachtungen läßt Schlüsse auf die Genese der Augengneise zu:

- a) Der liegende, mächtigere Augengneiszug liegt, regional gesehen, diskordant im Nebengestein. Der Augengneiszug innerhalb des Speik-Komplexes s.str. steigt gegen W in das Niveau des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes auf (siehe Abb. 18).
- b) An mehreren Stellen konnten im unmittelbaren Nebengestein der Augengneise diskordant zur prägenden Schieferung von Glimmerschiefern intrudierte Granitgneisgängchen beobachtet werden (SW Thomaskogel; Taf. 6, Fig. 1).
- c) Sowohl im liegenden wie hangenden Augengneiszug wurden häufig dünne, turmalinreiche Pegmatitgneise gefunden, die als kogenetisch mit den Augengneisen aufzufassen sind.
- d) Die Augengneise führen zwischen Kleintal und Mixnitz zahlreiche Linsen von Amphiboliten und Paragneisen (Abb. 18, 37), wie es tw. bereits von STINY & CZERMAK (1932) dargestellt wurde. Unter ersteren kommt einem neuentdeckten Eklogitamphibolit unmittelbar vom Zöllerkogel wesentliche genetische

Bedeutung zu. Biotitreiche, restitartige Gneise finden sich an der SW-Kante des Thomaskogels.

- e) Im Gebiet nördlich des Roßgrabens (östlich des Murtales) sind die Augengneise in Schiefergneise mit migmatischem Gefüge eingeschaltet. Diese Schiefergneise sind biotitreich und beinhalten dünne Lagen von schieferungskonkordanten Leukosomen.
- f) Die heutige Form der Augengneise ist durch eine ausgeprägte Deformation bedingt. Im Y-Z-Schnitt (d.h. im Schnitt senkrecht zur Lineation) ist erkennbar, daß die Kalifeldspatporphyroblasten nur eine geringe Vorzugsorientierung abbilden, d.h. daß der Striintyp zwischen Plättung und „plane strain“ liegt. In diesen Y-Z-Schnitten ist eine porphyrische Textur noch gut erkennbar.
- g) Eine Reihe von Merkmalen der Kalifeldspatblasten sind ident mit Kalifeldspatporphyroblasten porphyrischer Granite (vgl. VERNON, 1986 cum lit.; MARRE, 1986 cum lit.). VERNON denkt an eine Bildung der granitischen Kalifeldspatgroßkristalle als Einsprenglinge, d.h. als teilweise frühe Ausscheidungen einer Schmelze. Von diesen magmatogenen Merkmalen lassen sich an den Kalifeldspäten der Augengneise finden:
 - Euhedrale Form der Kalifeldspataugen,
 - zonenartig angeordnete Einschlüsse,
 - geringere Korngröße der eingeschlossenen Minerale (Biotit, Plagioklas) als in der Matrix,
 - euhedrale Formen der Plagioklase im Kern von Kalifeldspataugen.

Nach Untersuchungen von Zirkonen in Streupräparaten findet man im Gleinalmgebiet vor allem idiomorphe, häufig metamikte Zirkone, während südlich des Rennfeldes zahlreiche gerundete Zirkone eine parogene, passiv vom Nebengestein übernommene Zirkonpopulation darstellen (Taf. 3, Fig. 4).

Die oben dargestellten Beobachtungen lassen sich in ihrer Gesamtheit durch eine plutonische Genese des Augengneises erklären. Demnach wären die Granitoide des Gleinalmkernes (insbesondere des Pöllagrabens/Gamsgrabens) als kogenetisch mit den Augengneisen aufzufassen. Um diese Hypothese zu prüfen, wurden die publizierten Rb/Sr-Isotopenanalysen (FRANK et al., 1976; FRANK et al., 1983) des Augengneises, des Humpelgrabengranites und auch der Pegmatite der Stub- und Gleinalm in ein Sr-Isotopenentwicklungsdiagramm eingetragen (Abb. 44a). Beide von FRANK et al. (1976) analysierten Proben des Humpelgrabengranitgneises liegen innerhalb des Meßfehlers auf der Strontiumisotopen-Entwicklungsline der Augengneise, was auf die mögliche kogenetische Entstehung beider Gesteine aus einer Schmelze hinweist. Als Errorchronalter der Augengneise wurden 331 ± 25 Ma errechnet (FRANK et al., 1983), wobei die Daten einer gewissen Streuung unterworfen sind. Das Strontiumisotopeninitial liegt bei $0,7058 \pm 0,0029$. Die Rb-Gehalte liegen zwischen 133 und 300 ppm. Das ist der Bereich, der nach PEARCE et al. (1984) typisch für kollisionale Granite ist. Das molare $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$ -Verhältnis des Mittelwertes der verschiedenen Augengneise nach TEICH (1979) liegt bei 1,07, was diesen Augengneis eher den I-Granitoiden nach CHAPPEL & WHITE (1974) zuordnen würde (siehe PITCHER, 1982).

2.9.7. Pegmatite und Pegmatitgneise

Pegmatite und Pegmatitgneise kommen mit unterschiedlicher Häufigkeit in den verschiedenen Einheiten vor:

- In den Kernkomplexen sind Pegmatite selten, ausgenommen in den Augengneisen (siehe Punkt b). So wurden solche als vereinzelte Vorkommen südlich des Rennfeldes bzw. im Kammbereich der Fensteralpe bzw. im Gamsgraben gefunden. Diese Pegmatitgneise sind stets verschiefert und bestehen aus perthitischem Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz und vereinzelten Muskovittafeln.
- Innerhalb der Augengneise (sowohl innerhalb des mächtigen Zuges am Oberrand der Kernkomplexe wie in dem dünnen Augengneis innerhalb des Speik-Komplexes) wurden zahlreiche cm- bis max. dm dicke Pegmatitgängchen beobachtet. Diese Gesteine sind meist (semi-)duktil deformiert und in Boudins auseinandergezogen. Mineralogisch setzen sich diese Pegmatitgneise aus perthitischem Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Turmalin (Schörl) zusammen.
- Die Masse der Pegmatite und Pegmatitgneise ist auf den Glimmerschiefer-Marmor-Komplex konzentriert. BECKER & SCHUMACHER (1973) verwendeten deshalb für diesen Komplex den Begriff Marmor-Pegmatit-Glimmerschieferserie. Dabei ist u.a. im Stubalmgebiet der Zusammenhang zwischen häufigen, langgezogenen und dünnen Pegmatitlinsen und Marmoren evident. In der Gleinalm sind Pegmatite vergleichsweise selten und kommen vorwiegend zwischen Neuhofgraben und Osthang des Kleintales vor, während sie u.a. östlich und auch westlich davon vergleichsweise geringe Bedeutung besitzen. Bemerkenswerterweise liegt die größte Konzentration der Pegmatite in der Gleinalm im Kleintal unmittelbar südlich der Stelle, wo der Augengneis innerhalb des Speik-Komplexes in das Niveau des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes hinaufstößt und hier endet (siehe Abb. 18). Ein Zusammenhang zwischen Augengneis- und Pegmatitbildung erscheint damit möglich!

Die Pegmatite sind hier teilweise noch als völlig unverschieferte, starre Körper innerhalb der Glimmerschiefer und Marmore erhalten. Auch diese Pegmatite treten bevorzugt in der Nähe von Marmoren, bzw. an den Rändern von Marmorlinsen auf. Im Kartenbild ist ein diskordanter Verlauf von Pegmatitzügen erkennbar, wobei die Pegmatite gegen W in höhere Niveaus aufsteigen. In manchen Aufschlüssen sind diskordante Kontakte zwischen Pegmatiten und der prägenden metamorphen Schieferung z.B. von Glimmerschiefer festzustellen (Abb. 45). Das bedeutet, daß die Pegmatite nach der Hauptmetamorphose und nach Bildung der prägenden Schieferung intrudiert sind.

Mineralogisch setzen sich die Pegmatite aus perthitischem Kalifeldspat, Quarz, Plagioklas (Albit), groben Muskowiten, bräunlich pleochroitischem Turmalin (Schörl) und blau pleochroitischem Turmalin sowie manchmal Granat zusammen. Quarz zeigt mit Feldspat mitunter noch perfekt erhaltene schriftgranitische Verwachsungen (z.B. Ostseite des Mitterberg südlich des Kleintales; SW Gehöft Gößler NE Kleintal). ANGEL (1933 fide KOLLER et al., 1983) berichtet von Beryllfunden bei einem Gehöft Prettenthaler NE des Übelbachgrabens, KOLLER et al. (1983) weisen eine Spodumenführung im Arzwaldgraben nach.

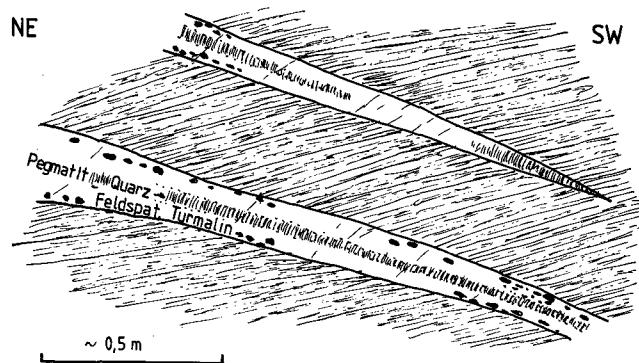


Abb. 45.

Zonar aufgebaute Pegmatitgänge im Glimmerschiefer-Marmor-Komplex. Die Gänge sind in einem spitzen Winkel zur prägenden Schieferung in den Glimmerschiefer orientiert, d.h. sie müssen nach Bildung dieser Schieferung intrudiert sein. Die Schieferung wird durch postpegmatitische Deformation erneut aktiviert. Der symmetrische Aufbau der Pegmatitgänge spricht für einen „crack and seal“-Mechanismus (RAMSAY) in einem Dehnungs- bzw. Scherdehnungsgang.

Es liegen nur relativ wenige geochemische Daten und Isotopendaten von diesen Pegmatiten vor (JUNG, 1982; KOLLER et al., 1983). Während die Masse der Pegmatite generell arm an Spurenelementen (z.B. Li, Be, Rb) sind, können in einem Spodumenpegmatit im Arzwaldgraben erhöhte Li- und Be-Werte gefunden werden.

Über das Alter der Pegmatitbildung herrscht Unklarheit. Es liegt nur ein Datum über einen primären Muskowit aus Pegmatiten vor, der mit der Rb-Sr-Methode ein Modellalter von 347 ± 6 ergibt (FRANK et al., 1983). Dieser Wert liegt innerhalb des Fehlers der Augengneis-Errorchrone. Allerdings liegt der Gesamtgesteinswert wegen des extrem niedrigen Rb-Gehaltes (95 ppm) und des hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses abseits der Regressionsgerade der Augengneise (Abb. 44a), was möglicherweise durch Kontamination (Marmore) verursacht wurde. Ein anderer von FRANK et al. (1983) publizierter Gesamtgesteinswert eines Pegmatites liegt auf dieser Isochrone.

2.9.8. Bemerkungen zum Alter und zur Genese der Granitoide

Insgesamt ergibt sich also, daß die sauren und intermediately Intrusiva des Gleinalm- und Rennfeld-Kristallins eine kalkalkalische Reihe mit Graniten, Granodioriten, Tonaliten und Dioriten ergeben (Abb. 43). Dies gilt sowohl für das Rennfeld-Mugel- und das Gleinalmkristallin.

Nach den Geländegefügen gibt es im Rennfeldkristallin zwei Typen von Granitoide: Ein erster ist als synkinematisch in Bezug auf die prägende, amphibolitfazielle Metamorphose aufzufassen (deformierte Leukosome granodioritischer Zusammensetzung). Die zweite, weitaus größere Gruppe ist jünger oder in unmittelbarer Folge auf die prägende Metamorphose intrudiert. Das heißt, daß diese Gruppe gleich alt oder jünger als die amphibolitfazielle Metamorphose (Höhepunkt nach der Zirkondatierung: 355 ± 6 Ma) ist.

Ein ähnliches bzw. etwas jüngeres Alter läßt sich für Augengneise und Pegmatite der Gleinalm auf Grund der Rb-Sr-Datierungen ableiten.

Die feinkörnigen Orthogneise können nicht als kogenetisch zu den Augengneisen aufgefaßt werden, wohl

aber die granitischen Gneise vom Typ Humpelgraben-granitgneis, die in den feinkörnigen Orthogneisen (glimmerarme Plagioklasgneise) stecken. Da beide Typen hochdeformiert sind, ist es zur Zeit unmöglich, nach dem Geländebezug eine relative Altersbeziehung abzuleiten. Es ist auch schwierig abzuschätzen, ob die von FRANK et al. (1976) datierten Proben glimmerarme Plagioklasgneise aus dem Gleinalmautobahntunnel mit diesen Orthogneisen im südlichen Gleinalmgebiet ident sind oder nicht. Auch scheinen bei dieser Datierung möglicherweise nicht kogenetische Gesteine verwendet worden zu sein (siehe Abb. 44b): Die Proben 2, 3, 4 definieren eine Regressionsgerade mit einem Modellalter von 473 Ma und einem relativ hohen Initial (ca. bei 0,707). Das niedrige Initial der publizierten Datierung wird von Punkt 1 kontrolliert; ebenso liegt Punkt 5 unter der Regressionsgeraden.

Die jüngeren Granitoide sind als kollisionale Granite aufzufassen, die während der variszischen Orogenese intrudiert sind. Die geochemischen Parameter lassen eine Deutung dieser kalkalkalischen Granitoide als I-Granitoide zu. Auf jeden Fall kann nach Modellrechnungen im COMPSTON-JEFFREY-NICOLAYSEN-Diagramm, die von FRANK et al. (1981) an den Augengneisen ausgeführt wurden, eine Magmenquelle, die älter als ca. 400 Ma Jahre ist, ausgeschlossen werden.

synkristalline (SCHMIDT, 1918) Deformationsstadien in Bezug auf das Porphyroblastenwachstum geben.

Deformationsereignisse in einem Aufschluß oder in größeren Einheiten werden im allgemeinen durch Überschneidungs- und Überprägungseffekte gegliedert. So werden Faltungsphasen über die Wiederverfaltung älterer Achsenflächenschieferungen gliederbar (z.B. VOLL, 1960). Ansätze, basierend auf geometrischen Verformungsanalysen und Experimenten, zeigen jedoch, daß sich bestimmte Deformationsgefüge im Zuge von progressiver, nonkoachsialer Deformation „Schieferungen“ in verschiedenen Orientierungen ausbilden können, die zwar zeitlich unmittelbar aufeinanderfolgen können, mechanisch aber als kogenetisch und zusammengehörig aufzufassen sind. Als bekanntestes Beispiel sei progressive Scherung genannt, wo sich in ein und demselben Aufschluß anisotropiebedingt in einem Deformationsakt zwei Schieferungen im s-c-Gefüge (BERTHE et al., 1979), mehrere, auch konjugierte Dehnungsschieferungen in unterschiedlichen Orientierungen (PLATT & VISSERS, 1980; PLATT, 1983; BEHRMANN, 1986) wie auch Futteralfalten (COBBOLD & QUINQUIS, 1980) bilden können. Dieses Problem macht in manchen Fällen das Aufstellen von zeitlich hintereinanderliegenden Deformationsakten über Schieferungen und deren Wiederverfaltung problemreich und manchmal nutzlos (BELL & HAMMOND, 1984).

3. Tektonischer Bau und strukturelle Entwicklung

3.1. Prinzipien und Probleme

In polymetamorphen Kristallinarealen sind von vorneherein eine Reihe von unterschiedlichen Deformationsereignissen und Metamorphoseereignissen zu erwarten (z.B. WILLIAMS, 1985). Eine grobe Gliederung dieser Ereignisse ist durch Intrusionen möglich (prä-, syn-, postkinematische Intrusionen in Bezug auf ein bestimmtes Deformationsereignis). So wurden in den letzten Jahrzehnten die postorogenen variszischen Granite und Pegmatite in Grundgebirgsarealen der Alpen dazu benutzt, voralpidische und alpidische Deformationsakte voneinander zu trennen (z.B. VOLL, 1980; v. GOSEN, 1982). Durch die Anwendung dieses Prinzipes ist also eine relative Gliederung möglich, die insgesamt den Rahmen vorgibt.

In Kristallinarealen laufen die Deformationsakte unter charakteristischen p-T-Bedingungen ab, die an einem bestimmten Punkte mit ihrer Mineralparagenese strukturelle Gefüge kennzeichnen. Diese p-T-Bedingungen variieren regional, d.h., daß es schwierig sein kann, bestimmte Gefüge anhand der Mineralparagenese einzutragen, wenn sich zeitlich nacheinanderliegende Deformationsakte mit ähnlichen Mineralparagenesen überlagern. Problematisch wird das auch dadurch, weil ältere Anisotropien die Orientierung nach folgender Gefüge kontrollieren können (BELL, 1985; VOLL, 1960; DONATH, 1961; SUPPE, 1985). Prinzipiell ist deshalb Information über ältere Deformationsakte u.a. in geschonten Partien innerhalb sich später rigid verhaltender Körpern zu erhalten. Das können z.B. Xenolithe sein, die Information über den Deformationszustand von Paragesteinen vor Intrusionsereignissen bewahren, oder rigide Minerale (Porphyroblasten), die Auskunft über frühe metamorphe Stadien und präkristalline (BELL, 1985) oder

3.2. Die strukturelle Entwicklung der einzelnen Einheiten

Die in den Schemata aufgestellte Folge von Deformationsereignissen bezieht sich jeweils auf die besprochene Einheit. Die Indizierung ist nicht auf die Nachbarkomplexe zu übertragen.

Wie bereits im Kapitel 2.1. ausgeführt, wird das Rennfeld-Mugel-Kristallin vom Gleinalmkristallin durch die Eiweg-Linie getrennt. Während sich das Rennfeld-Mugel-Kristallin nur aus den Kernkomplexen aufgebaut hat, sind im Gleinalmkristallin mehrere tektonische Einheiten als Decken übereinander gestapelt: Als selbstständige tektonische Einheiten werden aufgefaßt (Abb. 3, 4):

- Kernkomplexe,
- Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex,
- Speik-Komplex mit dem nur teilweise abgelösten, auflagerndem Glimmerschiefer-Marmor-Komplex.

3.2.1. Die strukturelle und metamorphe Entwicklung in den Kernkomplexen

Die Kernkomplexe treten sowohl im Rennfeld-Mugel-Abschnitt und im Gleinalmkristallin auf. Beide Bereiche zeigen teilweise ähnliche, im Detail aber nicht korrelierbare Abfolgen der präintrusiven Ausgangsgesteine. Ähnliches gilt auch für die postintrusiven, metamorphe und Deformationsentwicklung.

Der zentrale Teil der Gleinalm zeigt eine durchgehende, straffe amphibolitfaziente Deformation, die im Rennfeld-Mugelkristallin in dieser Form nicht zu finden ist. Trotzdem gibt es Argumente, daß beide Teile während ihrer Entwicklung eine prinzipiell gleichlaufende Entwicklung durchgemacht haben. Der wesentliche Aufhänger ist die relative Abfolge von Intrusions-, Metamorphe- und Deformationsereignissen.

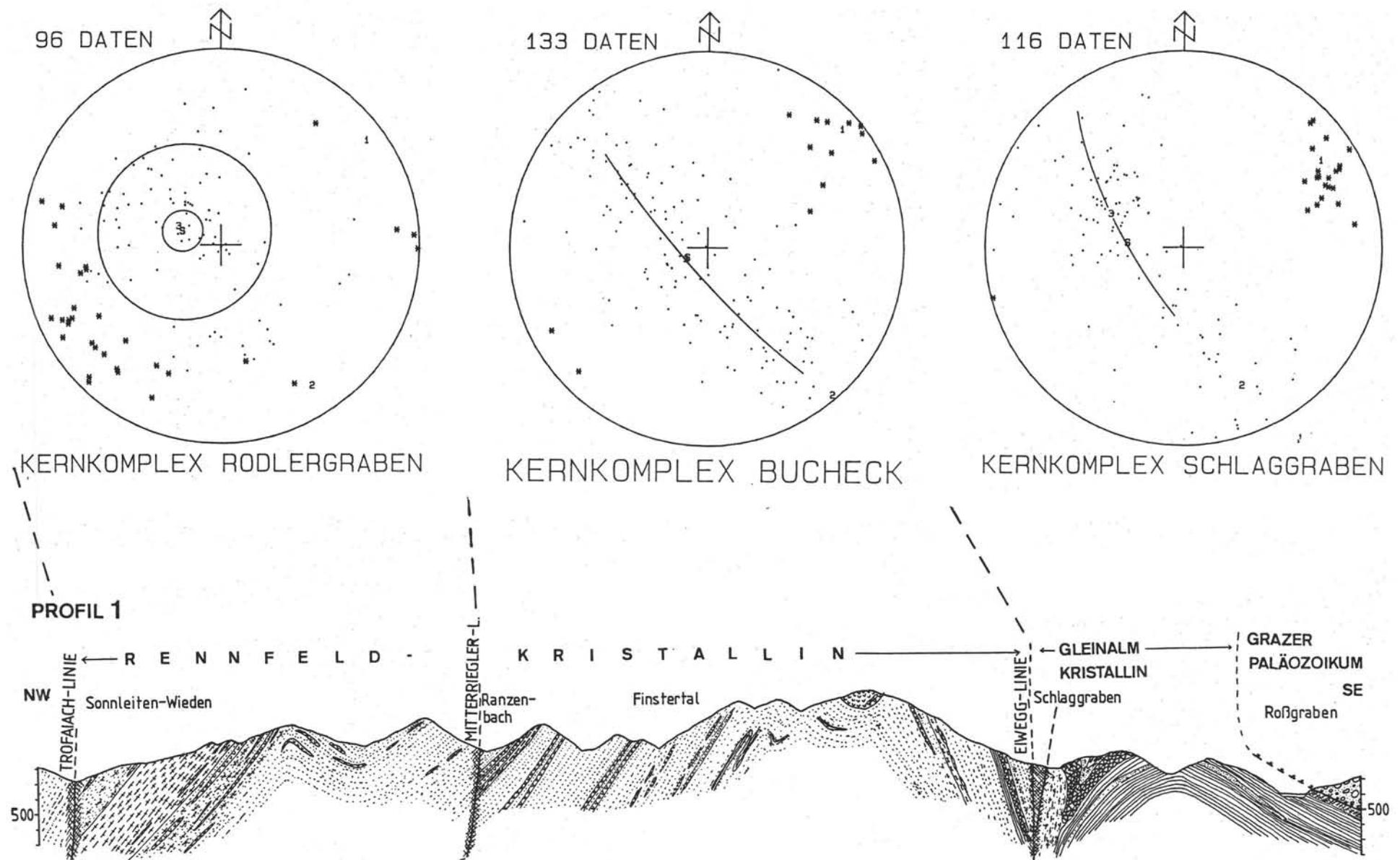


Abb. 46.

Gefügedaten aus dem Rennfeld-Mugel- und Gleinalmkristallin.

Dargestellt sind Daten, die in einem ca. 1 km breiten Streifen längs der Profile gemessen werden (zur Lage der Profile und zur Legende vergl. Abb. 4).

Legende zu den Diagrammen: * = prägende Schieferung; + = rigide c-Fläche; * = Lineation; c = Verschneidungslineation (crenulation) im Profil 4.

Die Angaben zur Zahl der Daten, die Orientierung der Eigenvektoren, der Schwerpunktsfläche, Großkreise etc. beziehen sich auf die prägende Schieferung (*).

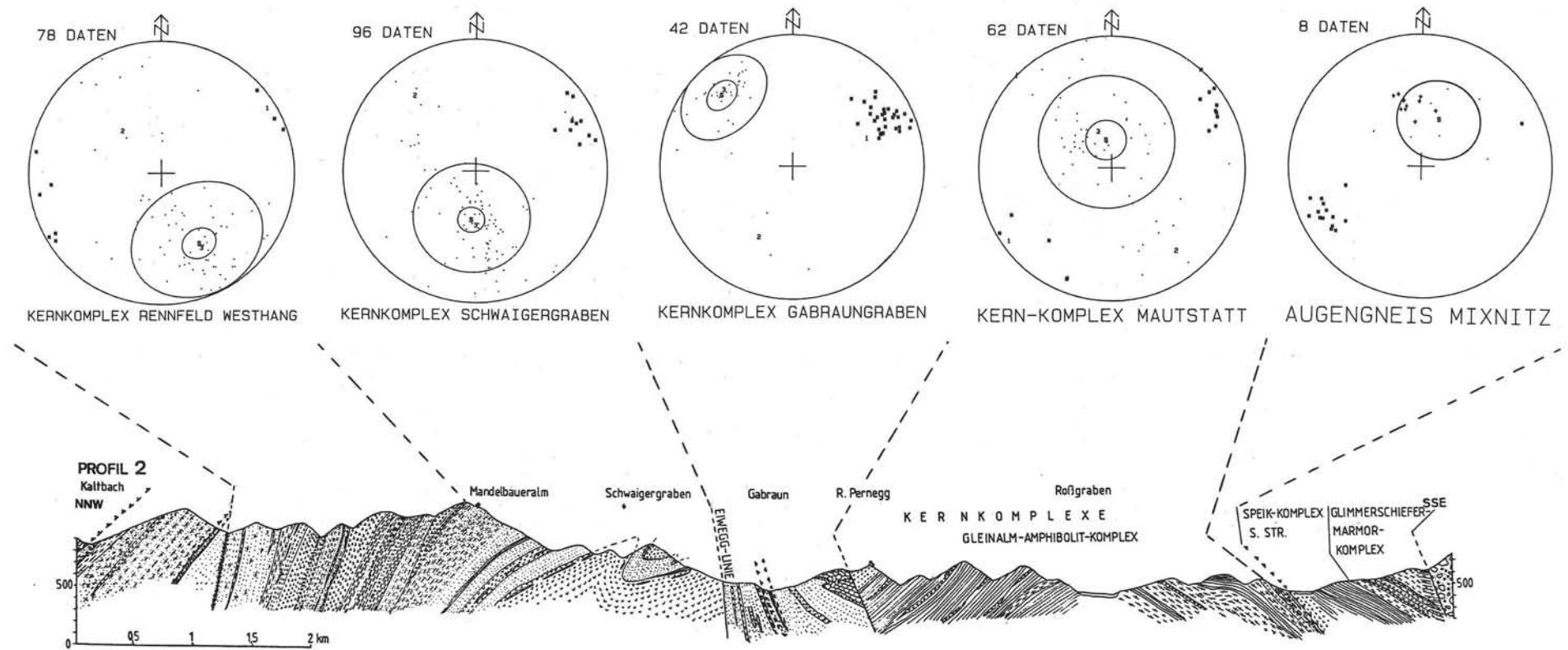


Abb. 46 (Fortsetzung).

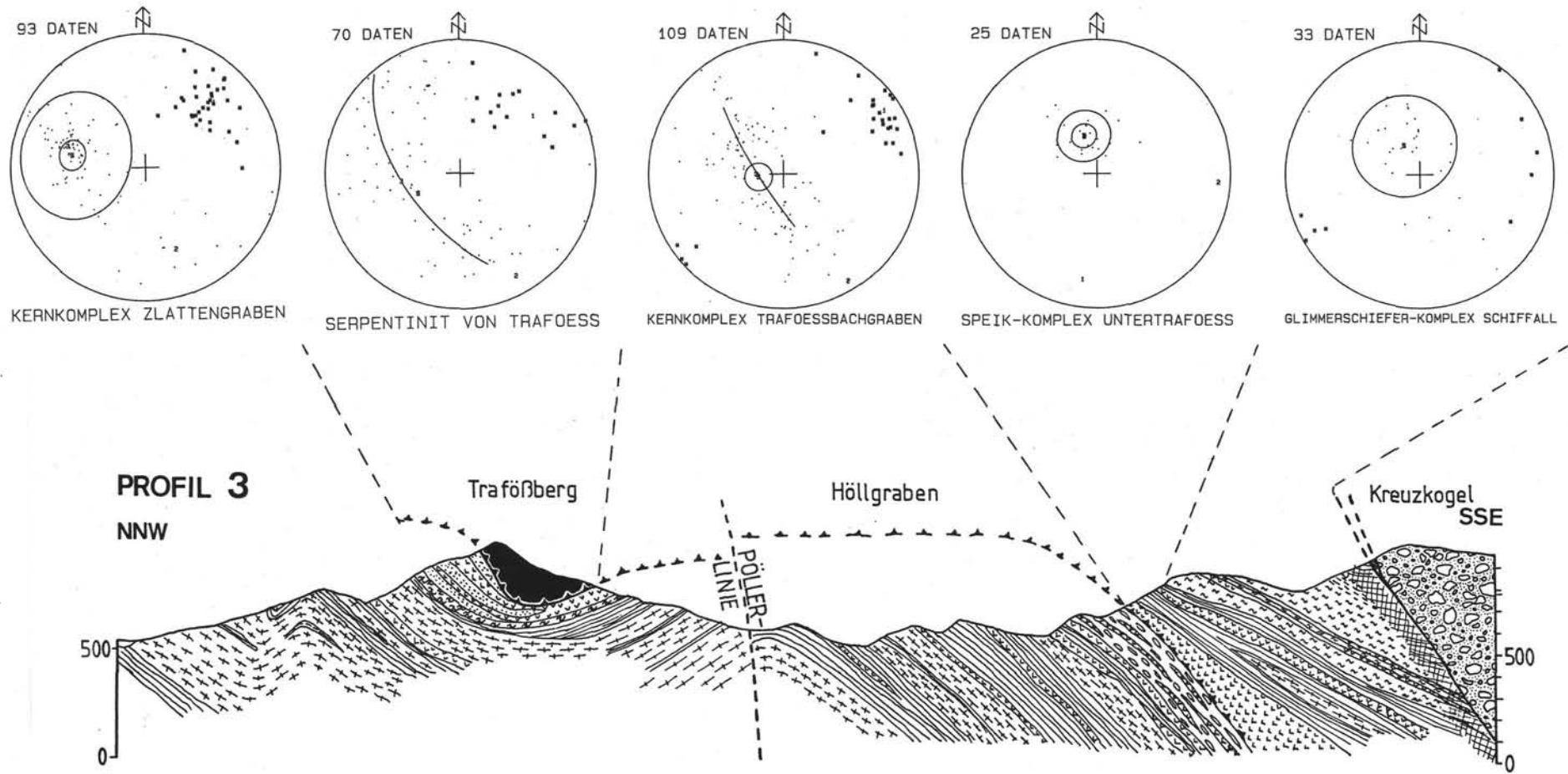


Abb. 46 (Fortsetzung).

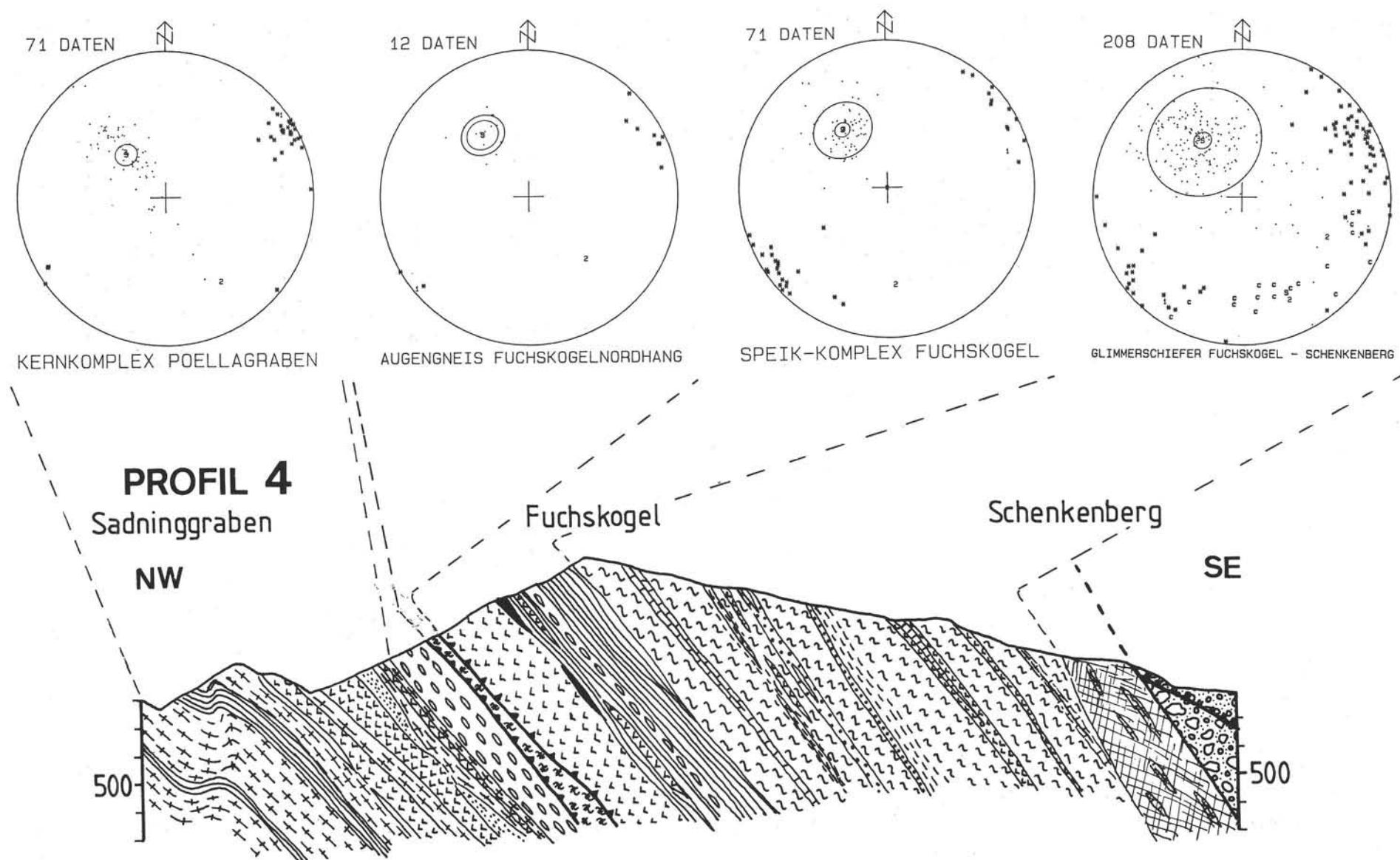


Abb. 46 (Fortsetzung).

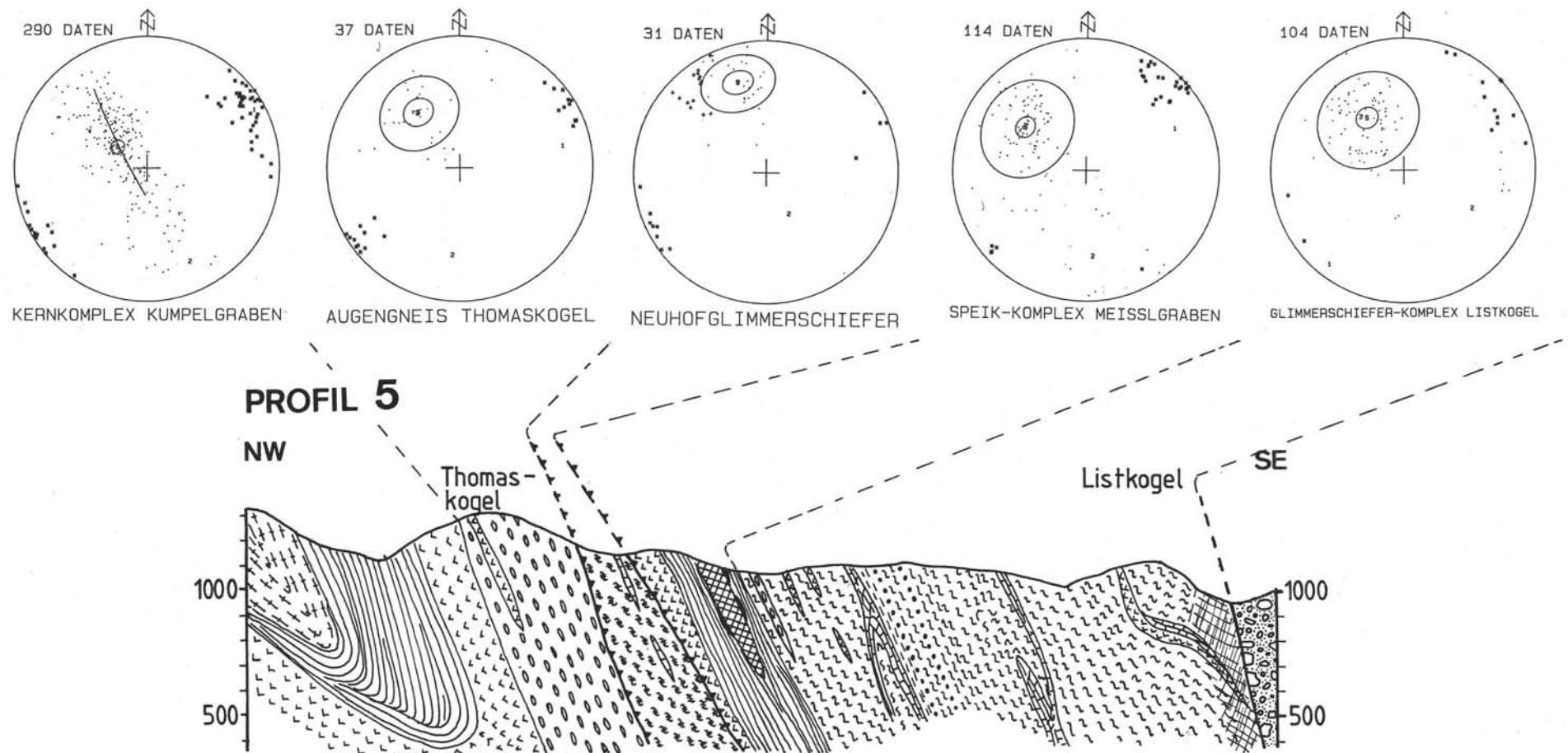


Abb. 46 (Fortsetzung).

A) Die relative Abfolge von Intrusions-, Metamorphose- und Deformationseignissen im Rennfeld-Mugel-Kristallin (Abb. 47)

Im Rennfeld-Mugel-Kristallin liegt u.a. eine metamorphe Grauwackenfolge vor, die mit basischen Metavulkaniten wechseltlagert. Zu einem bisher nicht näher bestimmten Zeitpunkt sind die Ausgangsmagmen des metablastischen Amphibolites und der Metagabbros (z.B. Pischkalm-Gabbro, Utschgrabengabbro) intrudiert. Ob die Sedimente zu diesem Zeitpunkt bereits eine regionalmetamorphe Überprägung aufgewiesen haben, ist beim derzeitigen Kenntnisstand unbekannt.

In der relativen Abfolge sind aber die nachfolgenden Ereignisse gut gliederbar:

- 1) Diese intrusiven Gesteine wurden gemeinsam mit dem Nebengestein metamorphosiert und gleichzeitig deformiert: Der Metamorphosegrad erreicht Amphibolitfazies. Die Gesteine, z.B. die Amphibolite, erhalten die erste überlieferte Schieferung (D_1). Die Deformation ist nonkoachsial abgelaufen, wie die sigmoidalen Einschlüsse in Porphyroblasten (z.B. Granat) zeigen.
- 2) Danach kommt es zur Metablastese und zur Bildung von Leukosomen. Es bilden sich grobkörnige, metablastische Gneise, z.B. der Typ „Mugelgneis“. Diese Migmatisierung erfolgte unter statischen Bedingungen oder eventuell unter koachsialer Dehnung (D_2). Als wesentliches Argument für diesen Vorgang sind Leukosome an den Rändern von Boudins anzuführen bzw. äußerst grobkörnige, metablastische Gneise mit einer nur schwachen Schieferung, die geschieferete Boudins von Amphiboliten beinhalten (Taf. 6, Fig. 2). Wichtig ist auch die Beobachtung, daß die Amphibolregelung in diesen Schollen sich qualitativ als Plättung ausweist („flattening strain“; vgl. Orientierungsverteilung für lineare Gefügeelemente nach DA PAOR, 1981, und RAMSAY & HUBER, 1983).

Im Rennfeldgebiet sind mitunter auch quer zur prägenden Schieferung greifende Leukosome zu sehen (Taf. 7, Fig. 4). Diese Leukosome zeigen, daß diese Schieferung älter als diese Leukosome sein muß (d.h. während der 1. Deformation gebildet). Nach Bildung dieser prägenden Schieferung intrudieren und erstarrten auch die Granitoide (Granite, Granodiorite, Tonalite, Diorite). Diese Schieferung wird von Isoklinalfaltung begleitet, d.h. diese Schieferung ist als Achsenflächenschieferung zu dieser Faltung aufzufassen (siehe Abb. 47). Die Lage des Kurzschenkels von solchen asymmetrischen Falten zeigt, daß diese Falten überkippt sind (Abb. 48). Die genaue Orientierung von solchen Faltenachsen ist schwierig zu messen, wobei die Faltenachsen stark streuen.

- 3) Als nächstes Ereignis werden im Rennfeldgebiet die Gesteine retrograd unter Grünschieferfazies deformiert (D_3). Es erfolgt die Bildung einer neuen flachliegenden Foliation und eines linearen Streckungsgefüges (Taf. 12, Fig. 1, 2, 3). In manchen Zonen ist diese Deformation gesteigert, es finden sich glimmerreiche Mylonite (Phyllonite oder Weißschiefer längs der Mitterriegler-Linie) nach Orthogneisen.
- 4) Diese Foliation wird in offene NNW-vergente Falten gelegt, die ENE-WSW streichen (D_4).
- 5) Es folgen N-S-verlaufende Brüche (D_5) mit sinistraler Lateralverschiebungskomponente (z.B. Buchecksattelstörung, Gabraun-Störung).
- 6) Den grünschieferfaziellen Scherzonen folgen steile, etwa ENE-WSW bis E-W streichende Störungen mit einer wesentlichen Lateralverschiebungskomponente. Die bruchhaften Gefüge in diesen Zonen scheinen die Deformation an den grünschieferfaziellen Scherzonen fortzuführen (D_6). Die von NIEVOLL (1983a, 1985) beschriebene Trofaiach-Linie ist eine davon.

- D₆** Blattverschiebungen (WSW-ENE, E-W, sinistral), rigides Materialverhalten
- D₅** Blattverschiebungen (N-S, sinistral), rigides Materialverhalten
- D₄** Offene, NNW-vergente Falten
- D₃** Scherverformung (Deckentransport) an flacher Foliation, Reaktivierung der älteren Foliation, lokal Isoklinalfalten (Futterfalten ?)
- D₂** Migmatitbildung unter koachsialer Dehnung (Leukosome an den Rändern von Boudins), ev. Schieferung
- D₁** Prägende amphibolitfazielle Schieferung, nonkoachsiale Deformation (s_i in Porphyroblasten), Plättung als Deformationsregime

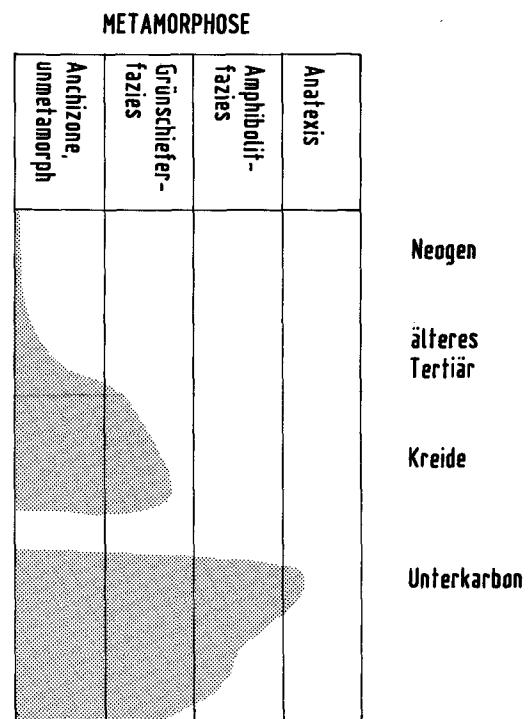


Abb. 47.

Schema der im Aufschluß beobachtbaren Folge von Deformationseignissen im Rennfeld-Kristallin.

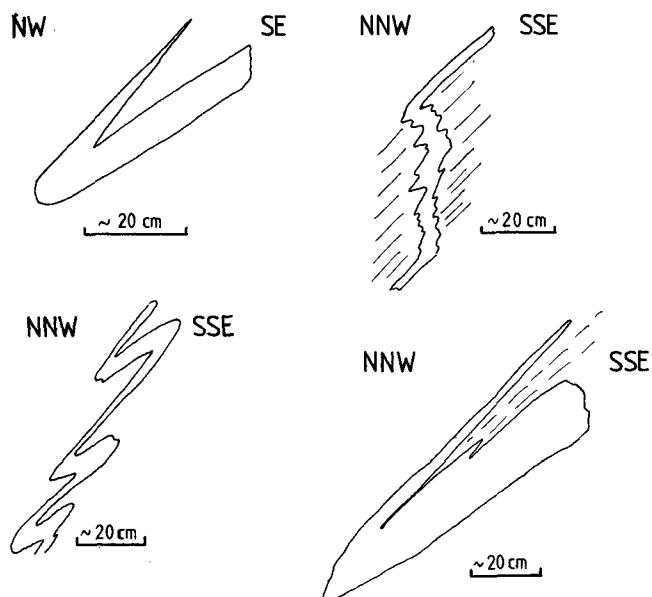


Abb. 48.

Zur prägenden Schieferung gehörende Faltenformen am Rücken westlich des Rennfeldes.

Die prägende Schieferung ist als Achsenflächenschieferung zu Faltung aufzufassen. Nimmt man die Kriterien von verdicktem Kurzschlenkel und ausgedünntem Langschlenkel, muß das Profil als invertiert in Bezug auf diese Faltung aufgefaßt werden (vgl. z.B. VOLL, 1960).

B) Die relative Abfolge von Intrusions-, Metamorphose- und Deformationsereignissen im Gleinalmgebiet (Abb. 49)

Es ist schwierig, den oben beschriebenen Metamorphose- und Deformationsablauf auf das Gleinalmgebiet zu übertragen, weil diesen Gesteinen nach der partiell

- D8 Blattverschiebungen (E-W, WSW-ENE, sinistral), rigides Materialverhalten
- D7 Blattverschiebungen (N-S, sinistral), rigides Materialverhalten
- D6 Offene, NNW-vergente Falten, lokal Achsenflächenschieferung mit Rekristallisation
- D5 Im E: Scherung des Hangenden gegen NE bei flachliegender Foliation
- D4 Isoklinale bis enge Falten mit Achsenflächenschieferung im Scheitelbereich: Wiederfaltung älterer Gefüge
- D3 Synkinematische Isoklinalfalten im Humpelgrabengranit, Pegmatoide in Achsenflächenschieferung
- D2 Prägende Schieferung in Granitgneisen (und Nebengesteinen), flache Foliation, Lineation ENE, synkinematische Porphyroblasten, dynamische Rekristallisation von Feldspat
- D1 Präintrusive Schieferung in Paragesteinen (nur Relikte)

Abb. 49.

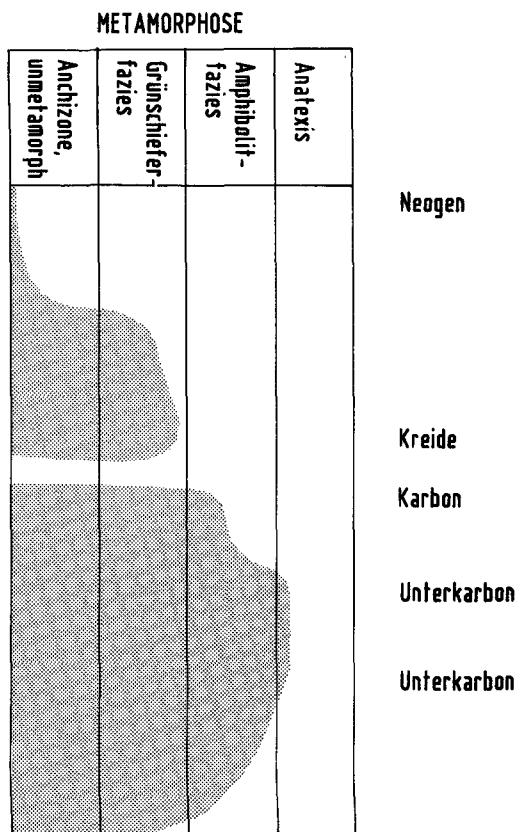
Schema der im Aufschluß beobachtbaren Folge von Deformationsereignissen in den Kernkomplexen des Gleinalm-Kristallins.

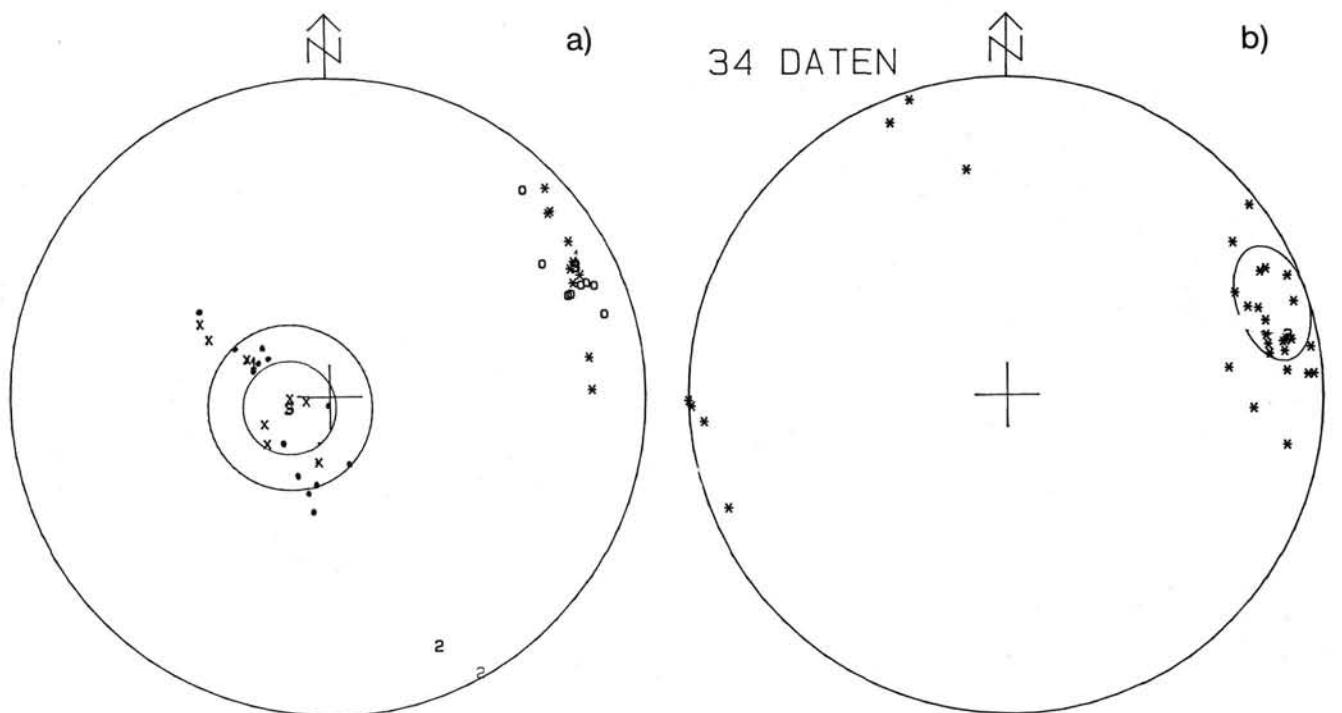
len Anatexis eine penetrative, amphibolitfazielle Deformation aufgeprägt wurde.

In der Gleinalm dominieren helle Orthogneise, die mafische Orthogesteine (heute Amphibolite) und Paragesteine (Biotitplagioklasgneise) durchdringen. In glimmerreichen Lagen ist manchmal erkennbar, daß granitische und pegmatoide Gänge ältere Strukturen (z.B. isoklinal gefaltete Quarzknaufn) in diesen Gesteinen diskordant durchschneiden.

Im Steinbruch Kumpelgraben kann man die Deformation, die während und nach der Intrusion des Humpelgrabengranitgneises abläuft, an diesem ablesen. Eine eindeutige präintrusive Anlage einer Schieferung ist in den Nebengesteinen des Granitgneises nur in Relikten zu erkennen (D₁). Auf jeden Fall kann man mehrere Deformationsereignisse erkennen, die den Humpelgrabengranitgneis während und nach der Intrusion betreffen.

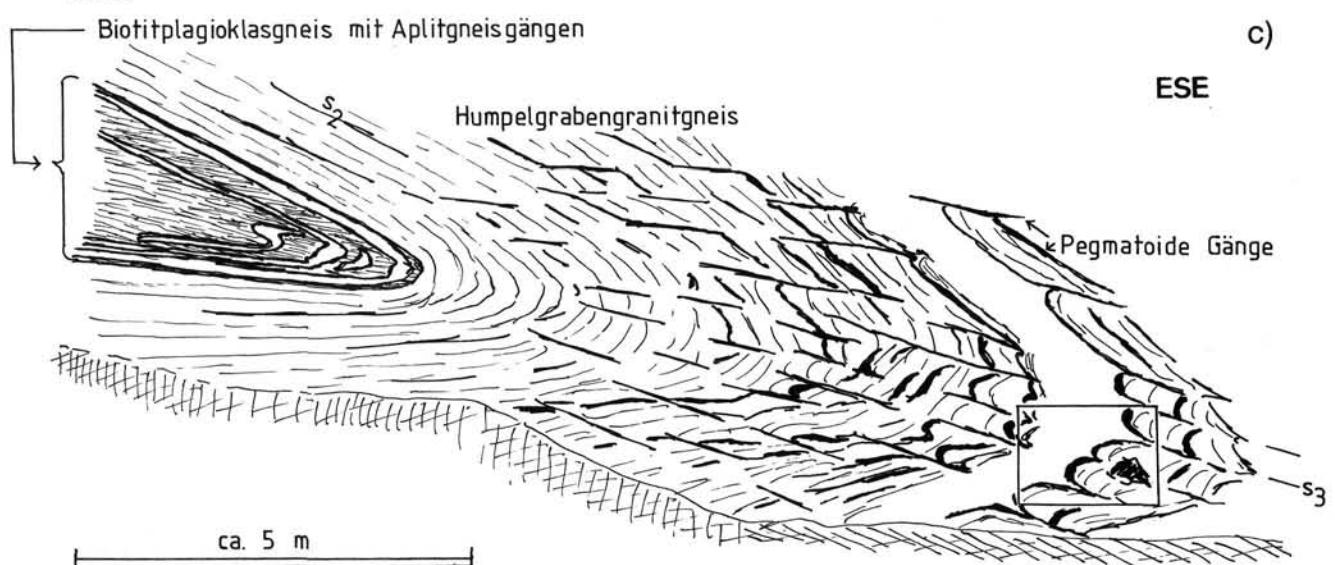
1) Die Grenze zwischen Granitgneisen und Biotitplagioklasgneisen ist in Falten gelegt. Während in den Biotitplagioklasgneisen eine Schieferung verfaltet wird, wird in den Granitgneisen eine Foliation, bestehend aus dünnen pegmatoiden Lagen (D₂), die randlich mit Biotit tapeziert sind, verfaltet. Die ältere Schieferung in Biotitplagioklasgneis und Granitgneis ist extrem ausgeprägt und wird von einer ENE-WSW streichenden Lineation begleitet. Diese Faltenbildung (D₃) erfolgt im hochplastischen Zustand: Es kommt – abgesehen von der Faltung – zu einer Mullionbildung der deformierten pegmatoiden Lagen, wobei mittelkörniger Granitgneis die Zwickel zwischen den Mullions füllt (Abb. 50). Vereinzelte andere pegmatoide Lagen sind wiederum duktil verformt und werden in Richtung der Achsenfläche geschleppt und ausgedünnt (Abb. 50). Manche peg-





STEINBRUCH HUMPELGRABEN SUEDETEIL STEINBRUCH HUMPELGRABEN TURMALINREGELUNG

WNW



d)

Abb. 50.

- a) Orientierung von synintrusiven (?) Falten im Humpelbachgrabengranitgneis.
* = durch Pegmatoide gekennzeichnete Foliation; x = Pegmatoide in Achsenflächenorientierung; * = Lineation; ○ = Faltenachsen.
- b) Regelung von nicht zerbrochenen Turmalinen in der Falte (a) des Humpelbachgrabengranitgneises.
- c) Aufschlußskizze der synintrusiven Falte im Steinbruch Kumpelgraben.
- d) Detailphoto aus c..

matoide Lagen scheinen überhaupt erst zu diesem Zeitpunkt intrudiert zu sein (Taf. 8, Fig. 3). Ähnliche pegmatoide Lagen, die in die Achsenfläche von Falten intrudieren, bildet z.B. NICOLAS (1984) ab. Im Großen zeigen diese Falten eine straffe, WSW-ENE

streichende Faltenachse, die parallel zur Lineation liegt, und eine flach SSE fallende Achsenflächenschieferung. In den Nebengesteinen ist eine straffe Achsenflächenschieferung mit Einregelung der Biotite entwickelt (D_3). Diese Falten können auch isokli-

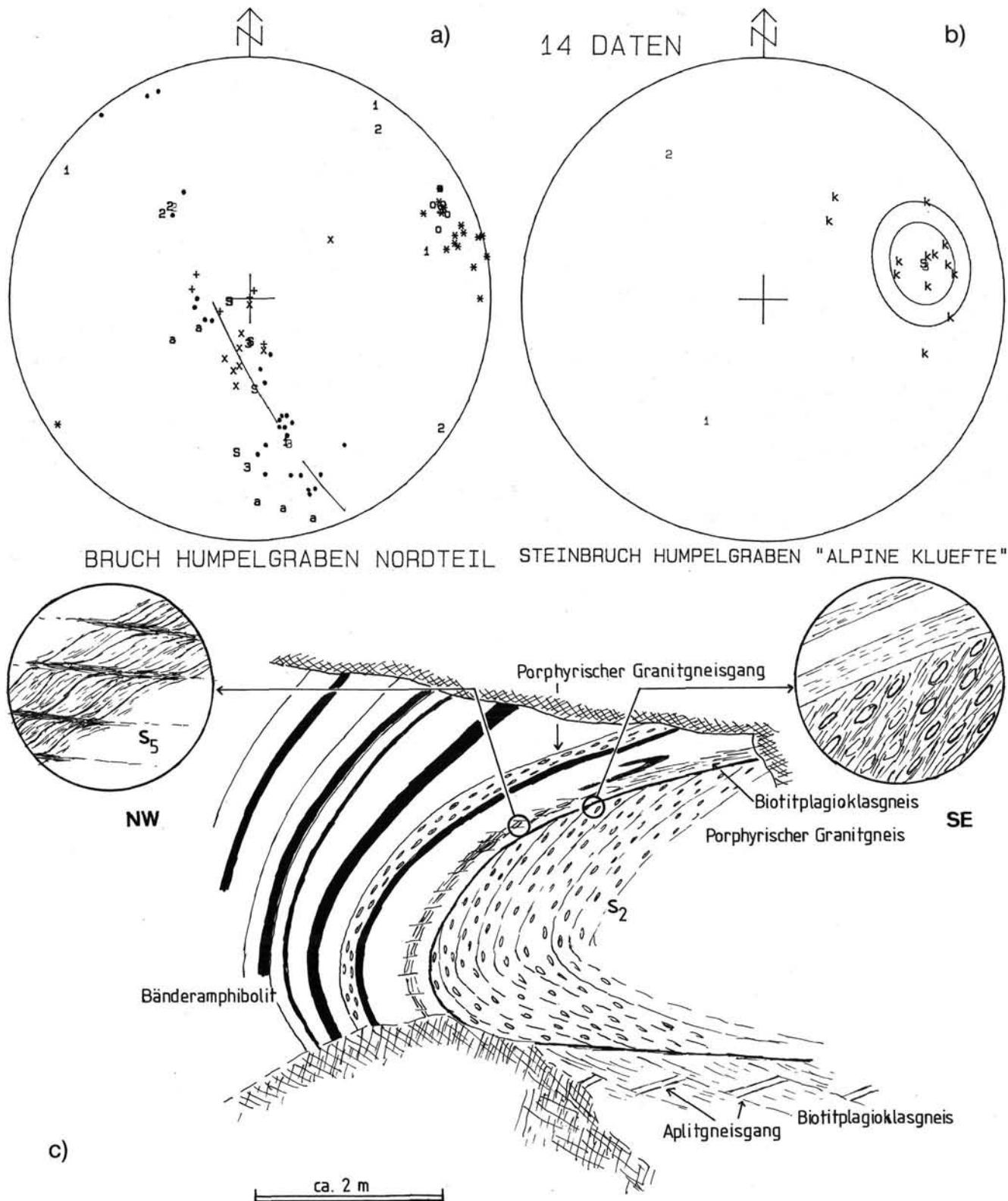


Abb. 51.

- a) Postintrusive, grünschieferfazielle Falte im Humpelbachgrabengranitgneis und seinen Hüllgesteinen.
 • = prägende, metamorphe Schieferung; × = Achsenflächenschieferung; a = verfaltete Aplite; * = Lineation; ○ = Faltenachsen.
 b) „Alpine Klüfte“ nehmen eine Orientierung zwischen 70 und 90° zur Lineation ein. Sie können als Dehnungsklüfte erklärt werden.
 Steinbruch Kumpelgraben, zentrale Gleinalm.
 c) Aufschlußskizze einer postintrusiven Falte im Humpelgrabengranitgneis.

- nal wiedergefaltet werden (D_4 ; Taf. 3, Fig. 5; im Steinbruch nicht zu sehen).
- 2) Diesem Verformungstyp stehen andere Falten gegenüber, die am Oberrand des Steinbruchnordteiles aufgeschlossen sind. Auch diese Falten sind nahezu isoklinal geschlossen und verfalten den Grenzbereich Paragneis/Granitgneis. Dabei ist auffällig, daß die Granitgneise eine präexistente Schieferung besitzen, die winkelig der Grenze zwischen Para- und Orthogneis zuläuft. Die Orientierung der Faltenachse ist ident mit den oben beschriebenen Falten, sie besitzen aber keine penetrative Achsenflächenschieferung (D_5). Eine Achsenflächenschieferung ist nur in biotitreichen Lagen vorhanden, die von einer flachliegenden Schieferung betroffen werden. Diese Schieferungsflächen haben einen Abstand von ca. 1 cm und führen zu Rekristallisation von Biotit, der Erz und Ti-Phasen ausscheidet. Ca. 60–90° zur prägenden Schieferung bzw. Lineation nehmen mit Chlorit, Albit und Skolezit gefüllte Klüfte „Alpine Klüfte“ ein (Abb. 51). Sie können als Ausdruck der Dehnung senkrecht zur Faltenachse aufgefaßt werden (D_6).

Diese Aufschlüsse zeigen, daß in den Kernkomplexen der zentralen Gleinalm hochtemperierte, synkinematisch zur Intrusion des Humpelgrabengranitgneises gebildete Deformationsakte von jüngeren Falten zu unterscheiden sind, die etwa grünschieferfazielle bis beginnende amphibolitfazielle Bedingungen anzeigen.

Generell kann man also festhalten, daß die Gesteine der Kernkomplexe unter aufsteigender Metamorphose in Amphibolitfazies ihre Hauptprägung erhalten haben. Die Porphyroblasten dieser frühen Stadien zeigen syn-

kinematisches Wachstum (D_2) wie z.B. Granat im Großgranatglimmerschiefer. Die Rotation beträgt teilweise mehr als 360°, der Rotationssinn in den untersuchten Proben zeigt wahrscheinlich eine Bewegung gegen E bei einer ca. N–S-liegenden (zurück in die horizontale Lage rotierten) Rotationsachse an. Die Zahl der Beobachtungen reicht aber noch nicht aus, einen sicheren Trend abzuleiten. Sicher ist jedoch, daß diese erste Deformation eine rotationale Komponente beinhaltet.

Diese aufsteigende Metamorphose wird gefolgt von migmatischen Erscheinungen in den Gneisen, die südlich der Eiweg-Linie in der Zone der „mürben“ Biotitamphibolite (Schlaggraben-Amphibolit) noch gut feststellbar sind. Dabei kommt es ebenfalls zur Verformung der Gesteine, die zu den schlierenartigen Gefügen in diesen Gesteinen führen.

Es folgen die granitischen und granodioritischen Intrusionen, die in Teilbereichen synkinematisch abgelaufen sind (Humpelgrabengranitgneis): Während der Abkühlung dieser Gesteine kommt es zu einer extremen Deformation (D_2) dieser Orthogneise und der begleitenden Bänderamphibolite: Es wird eine neue Foliation ausgebildet, die als die auffälligste Foliation das heutige Bild der Gesteine prägt, und eine ENE-WSW streichende, flachliegende Lineation (siehe Abb. 46).

An einigen Aufschlüssen und Rollblöcken mit Xenolithen (Amphibolite, Biotitplagioklasgneise) des Gebietes Humpelgraben, Sadningkogel und Pöllagraben wurden Verformungsmessungen nach der R_i/\varnothing -Methode (LISLE, 1977; RAMSAY & HUBER, 1983) durchgeführt, sofern geeignete, rechtwinkelige Schnittlagen (X-Z-, Y-Z-Schnitt) vorlagen. Als Grenzwerte für die Achsenverhältnisse des Strainellipsoides wurden ermittelt (siehe Abb. 52):

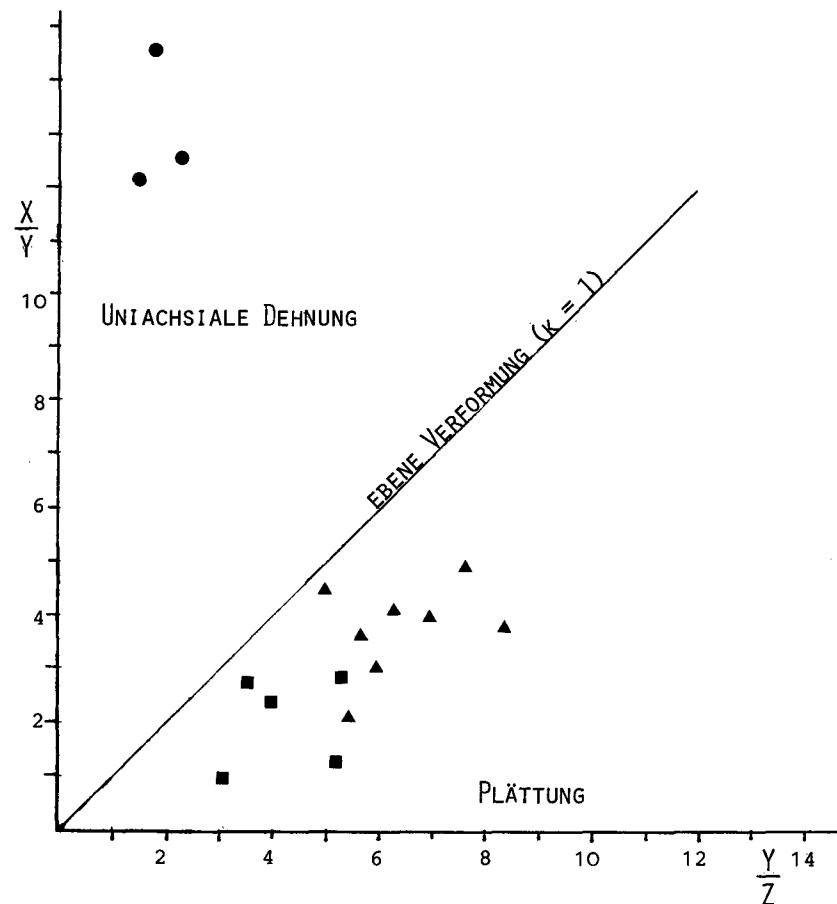


Abb. 52.

Verformung von Xenolithen (▲), Augengneisen (■) und deformierten Plagioklasen von Plagioklasamphiboliten (●).

Bei den Xenolithen und Augengneisen konnten nur relativ gering deformierte Proben vermessen werden. Die Ergebnisse zeigen möglicherweise einen Unterschied im Deformationsregime der Kernkomplexe (Xenolithe, Augengneise) und des Speik-Komplexes s.str. (Plagioklasamphibolite).

$$X : Y : Z = 19,6 : 4,5 : 1 (k = 0,97)$$

und

$$X : Y : Z = 10 : 4,7 : 1 (k = 0,42)$$

Dabei ist zu beachten, daß nur Proben mit relativ gering deformierten Xenolithen vermessen werden konnten. Interessant ist, daß sowohl Werte längs „plane strain“ wie im Plättungsfeld des FLINN-Diagramms gemessen werden konnten.

Die Amphibolregelung koinzidiert mit diesen Daten. Die Amphibole liegen qualitativ beurteilt in der Schieferung und zum größten Teil subparallel zur Lineation, aber auch quer dazu, was qualitativ für Plättung spricht.

Die meisten Minerale reagierten während dieser Deformation duktil. Sowohl Kalifeldspat wie Plagioklas erlebten eine Kornzerkleinerung und Rekristallisation, wobei die Korngrößen inhomogen verteilt sind. Maxima der Korngrößen liegen bei 0,2–0,4 mm. Nachdem bereits VOLL (1969, 1976) die Bedeutung von Feldspäten bei der Verformung kristalliner Gesteine herausgearbeitet hatte, wurde dies durch TULLIS & YUND (1986) experimentell bestätigt. In diesem Fall dürfte also die Verformung des Kernkomplexes durch das Verhalten der Feldspäte bestimmt sein. Oben genannte Autoren zeigen, daß dynamische Rekristallisation bei Feldspäten frühestens ab ca. 450°C auftritt und typisch für amphibolitfazielle Deformation ist.

Die Foliation des oben beschriebenen Deformationsaktes wird in offene Falten gelegt, die parallel zur älteren Lineation liegt (D_5). Diese Falten sind offen, stark asymmetrisch und prinzipiell NNW-vergent. Die in den Gefügediagrammen (Abb. 46) dargestellten Faltenachsen beziehen sich auf diese Faltengeneration. Diese Falten sind mit einer meist cm-ständigen Schieferung verknüpft, in der ältere Minerale retrograd umgewandelt sind. Deshalb muß diese Faltengeneration dem frühalpinen Geschehen zugeordnet werden. Die von NOWY (1977) beschriebenen Falten gehören zu dieser Generation.

Die Deformation des Augengneises am Oberrand des Kernkomplexes ist relativ einfach zu beschreiben: Dieser Augengneis ist enorm deformiert, wobei sich die Feldspataugen rigide verhalten, während die Minerale der Matrix mehr oder weniger duktil deformiert sind. Die Augengneise besitzen eine steile SSE-fallende Foliation und eine flache Lineation (siehe Abb. 46, Diagramme der Augengneise). Die Kalifeldspataugen sind in Richtung der Lineation auseinander gedrifft, d.h., daß es sich bei der Lineation um eine Streckungslineation handelt. In den Streckungshöfen der Alkalifeldspäte finden sich gefüllter Plagioklas (teilweise mit Oligo-

klasbereichen!) und Quarz, während das Grundgewebe aus Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Biotit, Hellglimmerklästen und Serizitrekrystallisaten besteht. Häufig sind Quarz und Plagioklas in Zeilen mit gut rekristallisierten, polygonal-isometrischen Körnern angeordnet.

Der westliche Teil der Deformation muß also wiederum unter amphibolitfaziellen Bedingungen abgelaufen sein. FRANK et al. (1983) haben gezeigt, daß die feinkörnigen Glimmer sowohl mit Rb/Sr- wie K-Ar-Methode ein alpidisches Alter haben, während die großen Hellglimmerporphyroblasten Mischalter zeigen.

3.2.2. Die strukturelle und metamorphe Entwicklung des Neuhof-Glimmerschiefer-Komplexes

Die polyphasige, metamorphe Entwicklung der Neuhof-Glimmerschiefer (Abb. 54) führte ebenfalls zu einer Folge von progressiven und retrograden Mineralparagenesen. Diese Entwicklung läßt sich am besten am Granat ablesen (Taf. 9, Fig. 1, 2, 4), der mikrostrukturell mehrere Wachstums- bzw. Abbaustadien erkennen läßt. An opazitisch durchstübtem Granat ist ein zweiphasiger Zonarbau feststellbar (Taf. 9, Fig. 4). In anderen Granatkörnern findet sich ein s_i aus feinem Quarz, Hellglimmer, Rutil, Turmalin, das auf eine rotationale Deformation während des Wachstums von Granat hinweist. Asymmetrische Höfe mit Chlorit im X-Z-Schnitt weisen auf eine retrograde Metamorphose unter nonkoachsialer Deformation.

Staurolith kommt häufig vor: Er hat meist undeutliche Grenzen und zeigt u.a. im X-Z-Schnitt eine Mikroboudinierung und Umsetzung in schuppigen, mittelkörnigen Hellglimmer (Taf. 11, Fig. 2). In anderen Fällen ist Staurolith in Biotit eingeschlossen und mit feinem Erz gepanzert.

Das Gefüge des Glimmerschiefers ist, abgesehen vom bruchhaften Scherengefüge, als struppig anzusprechen. Dieses struppige Glimmerengefüge ist auf Querglimmer zurückzuführen, die ungeregelt unter statischen Bedingungen gewachsen sind. In manchen Schliffen sind diese Querglimmer von einem dünnen Saum von grünbraunem Biotit umgeben. Diese Querglimmer wachsen in (wiedergefaltete) Isoklinalfalten hinein, die älter sein müssen als dieses Metamorphosestadium.

Die letzten Entwicklungsstadien sind klar ausgeprägt und sind als grünschieferfazielle bis postmetamorphe Scherengefüge anzusprechen. An makroskopischen Gefügeelementen spielt dabei die präexistente, metamorph geprägte Schieferung (s_m) eine Rolle. In gut aufgeschlossenen Bereichen (z.B. Humpelgraben – Klein-

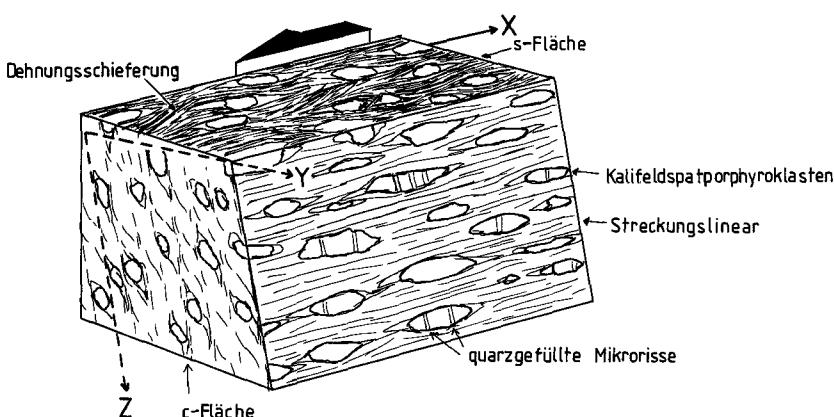


Abb. 53.

Das Gefüge der Augengneise am Oberrand der Kernkomplexe in der zentralen Gleinalm. Charakteristisch sind Scherengefüge, die eine sinistrale Bewegung an steilen Scherbahnen bei flacher Lineation anzeigen.

- D5 Scherdeformation mit rigidem Materialverhalten
- D4 Scherdeformation mit duktilem Materialverhalten
statische Rekristallisation, diskordante Granitgneis-gänge und Pegmatite
- D3 Isoklinale Wiederfaltung von Isoklinalfalten, penetrative (Achsenflächen-) Schieferung
- D2 Isoklinalfaltung von Quarzgängen, penetrative Schieferung
- D1 Bildung der Schieferung, Quarzgänge

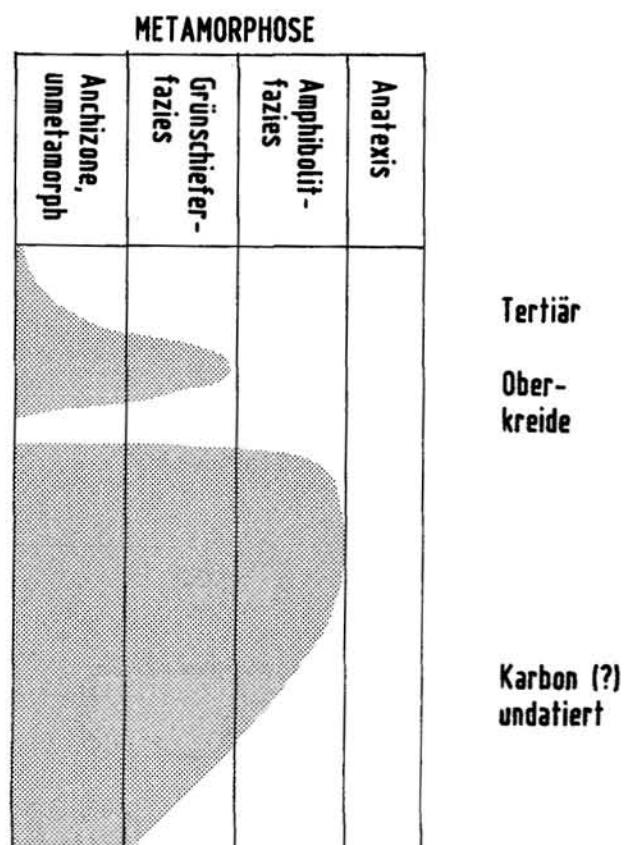
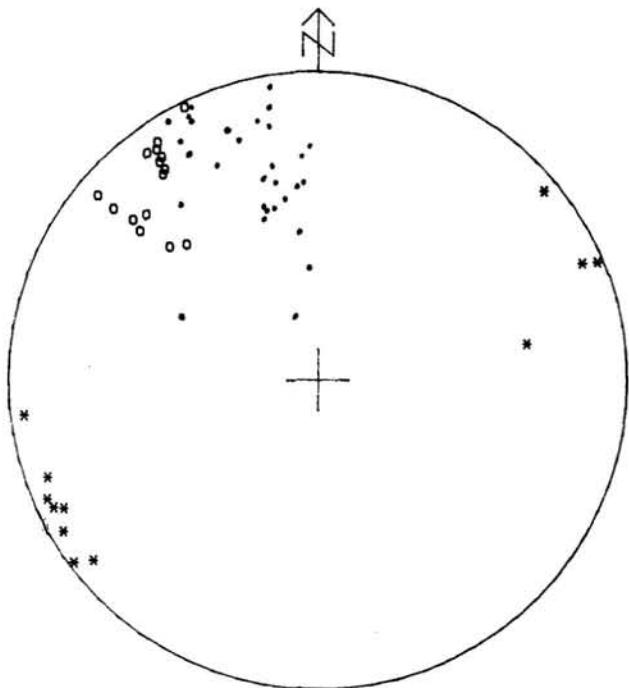


Abb. 54.
Schema der im Aufschluß beobachtbaren Folge von Deformationsereignissen im Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex.

tal bzw. Meißlgraben) ist zu erkennen, daß diese Schieferung s_m von bruchhaften, steil SE fallenden Scherflächen (c-Flächen im Sinne von BERTHÉ et al., 1979) etwa im cm-Abstand durchschnitten wird. Diese Flächen können bei Verwitterung zu einer mechanischen Teilbarkeit des Gesteines führen. In anderen Fällen sind die Zusammenhänge der s_m -Flächen noch gewahrt, die c-Flächen sind Zonen hoher Scherverformung. Die dazugehörige Lineation auf den c-Flächen liegt nahezu horizontal. Abbildung 55 gibt als Beispiel das mesoskopische Gefüge der Glimmerschiefer der Umgebung von Gh. Triebel im Kleintal wieder. Der Schersinn ergibt sich u.a. aus der Schleppung der älteren Schieferung s_m und aus Stufen von Riedel'schen Scherflächen (PETIT et al., 1982). Er ist nach zahlreichen Beobachtungen an Aufschlußgefügen ausschließlich sinistral. Das letzte Stadium der Scherung führt praktisch zu keiner Rekristallisation der c-Flächen mehr. In Schliffen gibt es jedoch zahlreiche Hinweise, daß die Scherung unter grünschieferfaziellen Bedingungen mit ähnlicher Orientierung der Plättungsebene und der Streckungslineation und dem gleichen sinistralen Schersinn beginnt:

- Asymmetrische Höfe um Granatporphyroklasten (Taf. 11, Fig. 2; auch Taf. 12, Fig. 3): Dabei ist festzuhalten, daß die Höfe um Granat mit Biotit, danach mit Chlorit gefüllt sind.
- Asymmetrische, boudinierte „Glimmerfische“ mit grünbraunen Biotitsäumen (vgl. HANMER, 1986).
- Intrafolialfältchen mit Rekristallisation von Hellglimmern in den Faltenscheiteln.
- Dehnungsschieferung (extensional crenulation cleavage [PLATT & VISSERS, 1980]) mit Rekristallisation



NEUHOF-GLIMMERSCHIEFER

Abb. 55.
Orientierung von rigidem s-c-Gefügen in der Umgebung des Gh. Triebel, Kleintal, südliche Gleinalm.
* = s; ○ = c; * = l.

von Hellglimmern am Rande älterer, großer Hellglimmer.

- S-c-Gefüge (Taf. 11, Fig. 3).

Insgesamt sind die Gesteine des Neuhof-Glimmerschiefer-Komplexes also wiederum von mehreren Deformationsakten geprägt, die unter verschiedenen Metamorphosebedingungen gebildet wurden. Eine ältere Gruppe wurde unter Amphibolitfazies, eine jüngere unter Grünschieferfazies gebildet (Abb. 54).

3.2.3. Die strukturelle Entwicklung des Speik-Komplexes

Die dominierende Deformation (D_2) im Speik-Komplex ist unter amphibolitfaziellen Bedingungen abgelaufen (Abb. 56): Besonders in diesem Bereich ist ein ausgeprägtes lineares Gefüge in den Amphiboliten festzustellen (Abb. 57). Eine Schieferung ist dadurch nur undeutlich festzustellen. Das lineare Gefüge kommt durch eine lineare Regelung der Amphibole und zigarrenförmig gestreckte Plagioklase zustande. Granat besitzt ausgesprochene Streckungshöfe, in denen Granat zugunsten von Plagioklas (teilweise Oligoklas) wächst (Taf. 11, Fig. 5). Die externen Teile der Streckungshöfe bestehen aus polygonalem Quarz. Auch Mikroboudinierung kann diesem Deformationsakt zugeordnet werden. Ob karbonatgefüllte Mikrorisse in einer Orientierung senkrecht zur Lineation zu diesem Deformationsakt gehören, ist unklar. Als (geometrisches) Deformationsregime kann auf Grund des Regelungstypus der Amphibole uniachiale Extension angenommen werden (siehe Abb. 52).

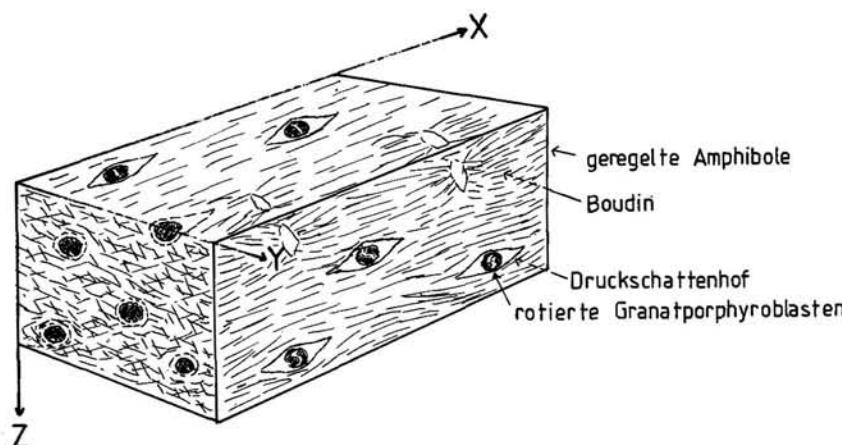
Das Mineralverhalten ist unterschiedlich: Teils scheinen die Amphibole vor allem passiv in einer sich rekristallisierenden Plagioklasmatrix geregt worden zu sein, teils rekristallisieren Amphibole. Dabei zerfallen

große Altkörper zu kleinen Rekristallisaten (Taf. 10, Fig. 4, 5).

Plagioklas erlebt Kornzerkleinerung und die Bildung von zonaren Rekristallisaten (Oligoklas), die gut geregt sind; Abb. 58): Die Kerne der Rekristallatkörper sind häufig etwas anorthitärmer als die Ränder der Plagioklasrekrystallisate (Taf. 10, Fig. 6). Das bedeutet, daß auch diese Deformation wegen der Koexistenz von Oligoklas und Hornblende nach WINKLER (1979) bzw. MOODY et al. (1982) unter (progressiver) Amphibolitfazies abgelaufen ist. Die Verformung wird dabei durch die dynamische Rekristallisation der Plagioklase ermöglicht (vgl. TULLIS & YUND, 1986).

Es gibt Hinweise auf ein älteres Deformationsstadium, das aber möglicherweise nur als Vorstufe der oben beschriebenen Deformation zu werten ist. Als wichtigstes Kriterium ist das spiralig bis sigmoidale Intergefuge von Granat in den Granatamphiboliten zu nennen. Granat muß im wesentlichen vor der vorher beschriebenen Streckung gewachsen sein, weil Granatporphyroblasten dann als rigide Objekte fungiert haben (DURNEY & RAMSAY, 1973). Die Granatgefuge können u.a. im X-Z-Schnitt in Bezug auf die makroskopische Lineation beobachtet werden (Taf. 11, Fig. 5). Das bedeutet, daß diese Einschlußzüge demselben kinematischen Koordinationssystem gehorchen und deshalb möglicherweise als Vorstufe zur oben beschriebenen Deformation aufgefaßt werden können.

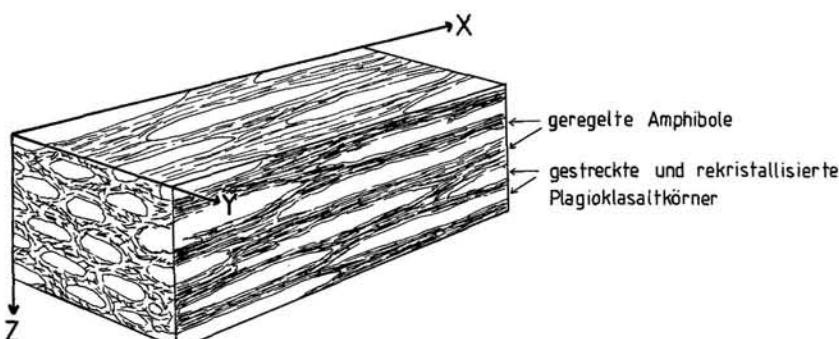
BELL (1985) hat darauf hingewiesen, daß sigmoidale s_i in Porphyroblasten nicht unbedingt auf eine Rotation der Porphyroblasten, sondern auf eine Rotation der Matrix zurückgeführt werden kann. In unserem Fall sind diese Einschlußzüge bis zu spiraligen Formen gesteigert. Das bedeutet, daß dies im Sinne des Modells von SCHMIDT (1918; bzw. ROSENFELD, 1970; SCHONENVELD, 1977) als rotierte Porphyroblasten aufgefaßt werden müssen. Damit kann auch insgesamt eine nichtkoach-



a)

Abb. 56.

Gefügeelemente von Granatamphiboliten (a) und Plagioklasamphiboliten (b) des Speik-Komplexes s.str. Die prägende Deformation ist bei dynamischer Rekristallisation des Plagioklases und meist passiver Regelung der Amphibole unter amphibolitfaziellen Bedingungen abgelaufen. Rotierte Granatporphyroblasten weisen auf ein nonkoachsiales Deformationsregime, die Regelung der Amphibole und Plagioklasrekrystallisataggregate auf uniachiale Dehnung.



b)

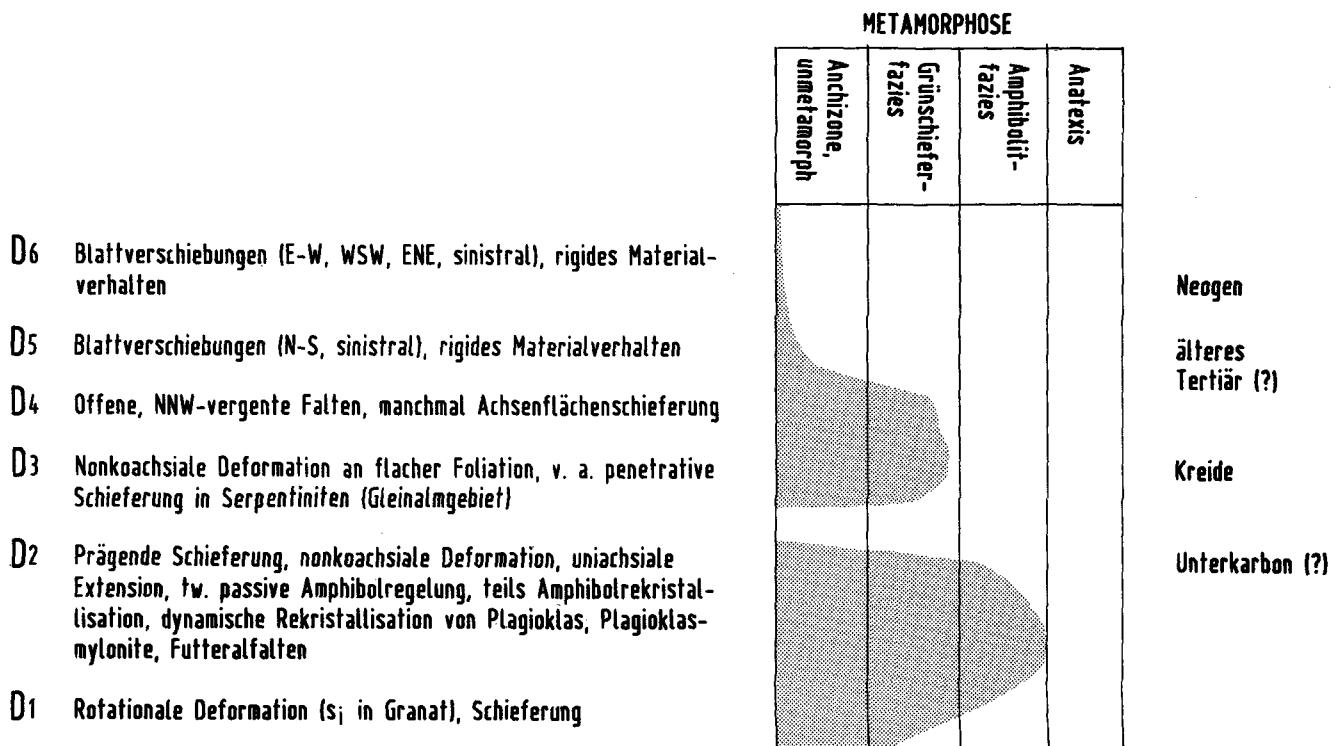


Abb. 57.
Schema der im Aufschluß beobachtbaren Folge von Deformationsereignissen im Speik-Komplex s.str. der zentralen Gleinalm.

siale Deformation für diesen frühen Deformationsakt (D₁) angenommen werden. In der zentralen Gleinalm findet man vorwiegend sinistralen Bewegungssinn bezogen auf das heutige SSE-Fallen des Speik-Komplexes, wenn auch gegenteilige Beispiele gefunden wurden. Aus diesen Gründen kann unter Vorbehalt auf eine Bewegung des Hangenden gegen ca. ENE während dieser frühen Deformation geschlossen werden.

Eine jüngere Überprägung dieser älteren Deformationsakte ist u.a. in den Augengneisen (siehe Kap. 3.4.) und Serpentiniten spürbar. In den Serpentiniten sind

Mineralparagenesen mit der Koexistenz von Talk-Olivin-Aktinolith-Klinopyroxen vorhanden, die unter Bildung von feinkörnigen Aktinolith II und Antigorit retrograd rückumgewandelt werden. Diese jüngere metamorphe Mineralparagenese wächst während einer Scherdeformation (D₃): Die Foliation liegt flach bzw. fällt heute gegen SSE ein. Im X-Z-Schnitt sind Mikrogefüge erkennbar, die für eine grünschieferfazielle Scherdeformation sprechen:

- Das Wachstum von Aktinolith II erfolgt in Richtung einer Streckungslineation (Taf. 10, Fig. 1, 2, 3).

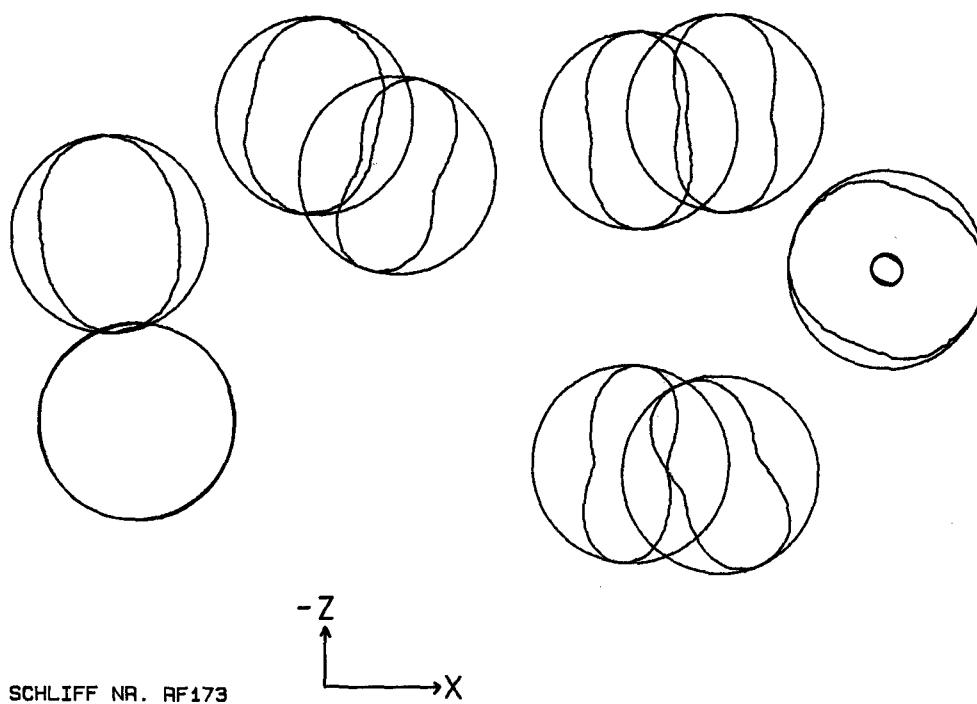


Abb. 58.
Regelung von rekristallisiertem Plagioklas in einem Plagioklasamphibolitmylonit.
Höllgraben, 450 m ESE Jagdhütte Ebner.

- S-c-Gefüge mit feinkörnigen Antigoriten in c und grobkörnigen, schräggeregelten Antigoriten in s.
- Asymmetrische Porphyroblasten wie rundlich-xenomorphe Erzkörper mit Druckschattenhöfen.

In den untersuchten Beispielen zeigt der Schersinn eine Bewegung des Hangenden gegen NE an (bzw. sinistrale Scherung am SE-Rand des Gleinalmkristallins).

Diese unter grünschieferfaziellen Bedingungen geformte Foliation wird häufig verfaltet (D_4). Diese Falten sind offen, parallel zur Lineation und ca. NW-vergent.

D_3 und D_4 im Speik-Komplex werden als alpidische Deformationsakte aufgefaßt (Abb. 57).

3.2.4. Die Deformation des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes

Im Glimmerschiefer-Marmor-Komplex läßt sich die Deformation in Bezug auf die Intrusion der Pegmatite zweiteilen (Abb. 59), da in manchen Fällen die Pegmatite die prägende Schieferung diskordant abschneiden: Daraus kann gefolgt werden, daß diese prägende Schieferung älter als die Intrusion der Pegmatite ist. Die Metamorphose, unter der diese Schieferung gebildet wurde, ist amphibolitfaziell abgelaufen, wie teilweise gut erhaltene Staurolithe zeigen. An der Entwicklung von Prophyroblasten, wie z.B. von Granat (Taf. 9, Fig. 3), sind mehrere Wachstumsstadien abzulesen, am Granat häufig zwei Stadien.

An Großstrukturen ist u.a. ein polyphasiger Isoklinalfaltenbau diesem präpegmatitischen Deformationsakt zuzuordnen. Dies äußert sich im Aufschlußbild in isokli-

nal wiedergefalteten Isoklinalfalten. Im Kartenbild sind isoklinale Faltenschlüsse von Großfalten erkennbar (Abb. 60). In der Regel sind aber die Schenkel dieser Faltenzüge stark ausgedünnt und durch die jüngere, dominante Scherdeformation überprägt („transposed foliations“ und „transposed folds“: HOBBS et al., 1976). Die Orientierung der Großfalten schwankt: Es scheinen sich zwei Systeme zu überlagern. Eine ältere Gruppe von Isoklinalfalten besitzt steil nach SE einfallende Faltenachsen (D_2), eine jüngere Gruppe liegt flach (D_3). Die Bildung dieser Isoklinalfalten erfolgt unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen. Die prägende Schieferung entspricht einer Achsenflächenschieferung zu diesen Falten.

Den Abschluß bildet ein statisches Wachstum von Mineralen (Querglimmer), was zu einer Entregelung des Gefüges führte. Quergreifende Pegmatite, die dieses Metamorphosestadium begleiten dürften, finden sich häufig in der Nähe von Faltenkernen der Isoklinalfalten.

Jünger als diese penetrative Schieferung sind offene bis enge Falten, deren Achsen etwa ENE-WSW streichen. Diese Falten (D_4) sind häufig mit einer Achsenflächenschieferung verknüpft, die etwa mittelsteil gegen SSE einfällt (ca. 160/30). In dieser Achsenflächenschieferung sind die Minerale grünschieferfazielle retrograd umgewandelt, wobei dieses Metamorphosestadium der frühalpidischen Metamorphose zugerechnet werden kann. Hier besteht wahrscheinlich ein Zusammenhang zur jüngeren Scherdeformation, deren Schieferungsgefüge (D_5) eine ähnliche Orientierung haben kann.

Die dominante postpegmatitische Deformation ist aber ein ausgeprägtes Scherengefüge, das die älteren

- D8 WSW-ENE-Brüche (Kataklasitzone)
- D7 N-S-Brüche
- D6 Runzelungslineation, SSE-fallend
- D5 Scherdeformation: zunächst grünschieferfazielle, dann rigide Scherformung, sinistral, an WSW-ENE-verlaufenden Scherflächen
- D4 Offene, NNW-vergente Falten mit Achsenflächenschieferung, grünschieferfazielle Kristallisation längs Schieferung
statische Rekristallisation und Pegmatitintrusionen
- D3 Isoklinalfaltung: Wiederfaltung älterer Gefüge, Reaktivierung der älteren Schieferung (?)
- D2 Isoklinalfaltung, Faltenachse v. a. SE-fallend, penetrative erhaltene Schieferung (Achsenflächenschieferung zu Isoklinalfalten)
- D1 1. prägende Schieferung, Quarzgänge etc.

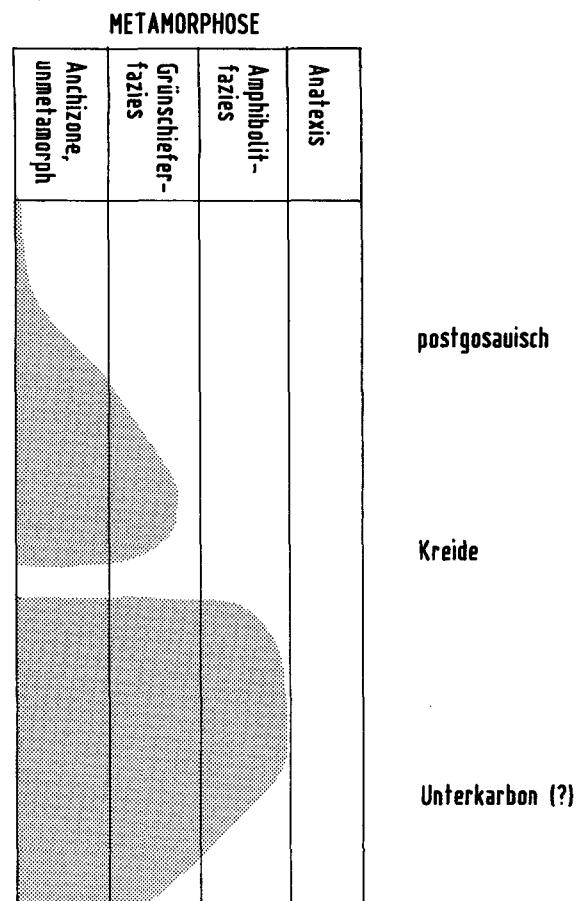


Abb. 59.

Schema der im Aufschluß beobachtbaren Folge von Deformationereignissen im Glimmerschiefer-Marmor-Komplex.

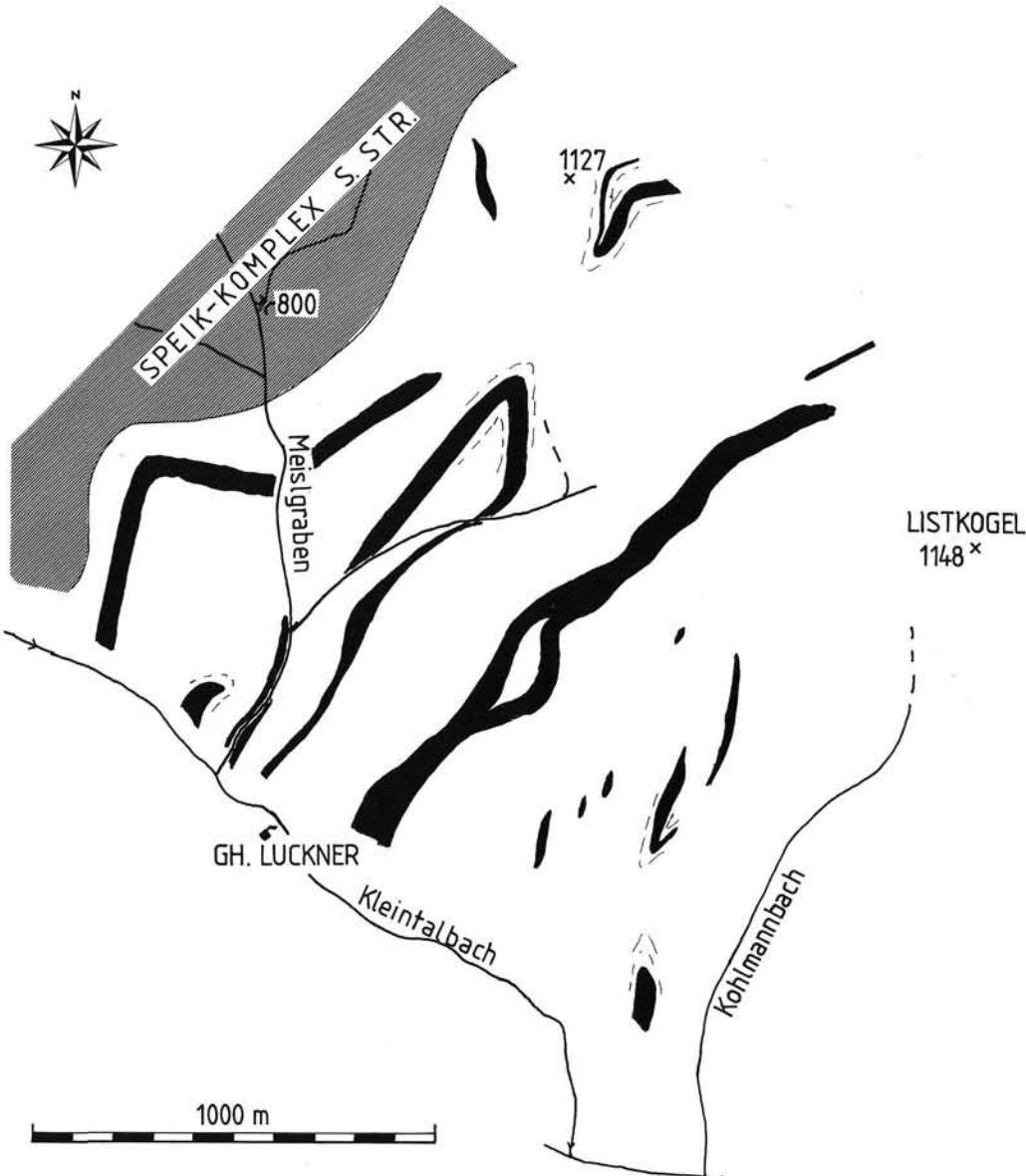


Abb. 60.
Isoklinalfalten in Marmorzügen (schwarz) des südlichen Gleinalmgebietes.
Meist sind nur mehr Umbiegungszonen erkennbar, da die Schenkel häufig durch die grünschieferfazielle bis rigide Deformation ausgedünnt bzw. abgeschnitten wurden.

Strukturen überprägt. Die dazu gehörigen Gefügeelemente werden in Kap. 3.4. beschrieben.

Diese Scherengefüge werden von einer Runzelungslinie und begleitenden, offenen Falten (D_6) überprägt, deren Maxima etwa gegen SSE fallen (Abb. 46, Profil 4). Diese Falten koinzidieren mit den von BECKER & SCHUMACHER (1973) im Stubalmgebiet beschriebenen B_2 -Falten.

3.3. Zur Deutung der präalpinen Tektonik

Auf Grund der vorhergehenden Darstellung lässt sich folgendes Modell für den Ablauf der präalpidischen tektonischen Vorgänge diskutieren:

Die prägende Metamorphose im Rennfeld-Mugel- und Gleinalmkristallin hat ein variszisches Alter. Diese wird durch geochronologische Datierungen belegt, deren Daten eine Häufung im Unterkarbon ergeben (Abb. 61). Ein unterer Fixpunkt ist auch mit der Interpretation des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes als silurisch-devonische Schichtfolge gegeben, die dann von dieser Metamorphose erfasst wird. Ob prävariszische Metamorphose- und Strukturrelikte in den Kern-

komplexen oder im Speik-Komplex stecken, kann aber nicht ausgeschlossen werden. Die im Augengneiszug steckenden Eklogitrelikte können wahrscheinlich als solche in Betracht gezogen werden.

Anmerkung während der Korrektur: In Fortsetzung der geochronologischen Arbeiten wurden vom Autor bisher fünf Gesteine vom Rennfeldkristallin nach der U-Pb-Zirkonmethode untersucht (NEUBAUER, FRISCH & HANSEN, in Vorbereitung). Als wesentliches Ergebnis lassen sich – neben einer Reihe von interessanten Komplikationen – zwei Metamorphoseereignisse anhand von unteren Schnittpunktsaltern und einem \pm konkordanten Datum unterscheiden. Ein älteres Metamorphoseereignis lässt sich auf den Zeitraum zwischen 450 und 425 Ma einengen. Die Bildung der älteren, s-konkordanten Leukosomgeneration kann wahrscheinlich als geologische Struktur diesen Daten zugeordnet werden. Der zweite Metamorphosehöhepunkt (ca 355–350 Ma) wird zusätzlich zum Datum des metablastischen Amphibolites durch konkordante Zirkone des Trondhjemitgneises gestützt. Die oberen Schnittpunktsalter von vier untersuchten Proben belegen ein unterschiedliches Alter des präkambrischen Memory im Rennfeldkristallin.

KERNKOMPLEXE MURALPENKRISTALLIN

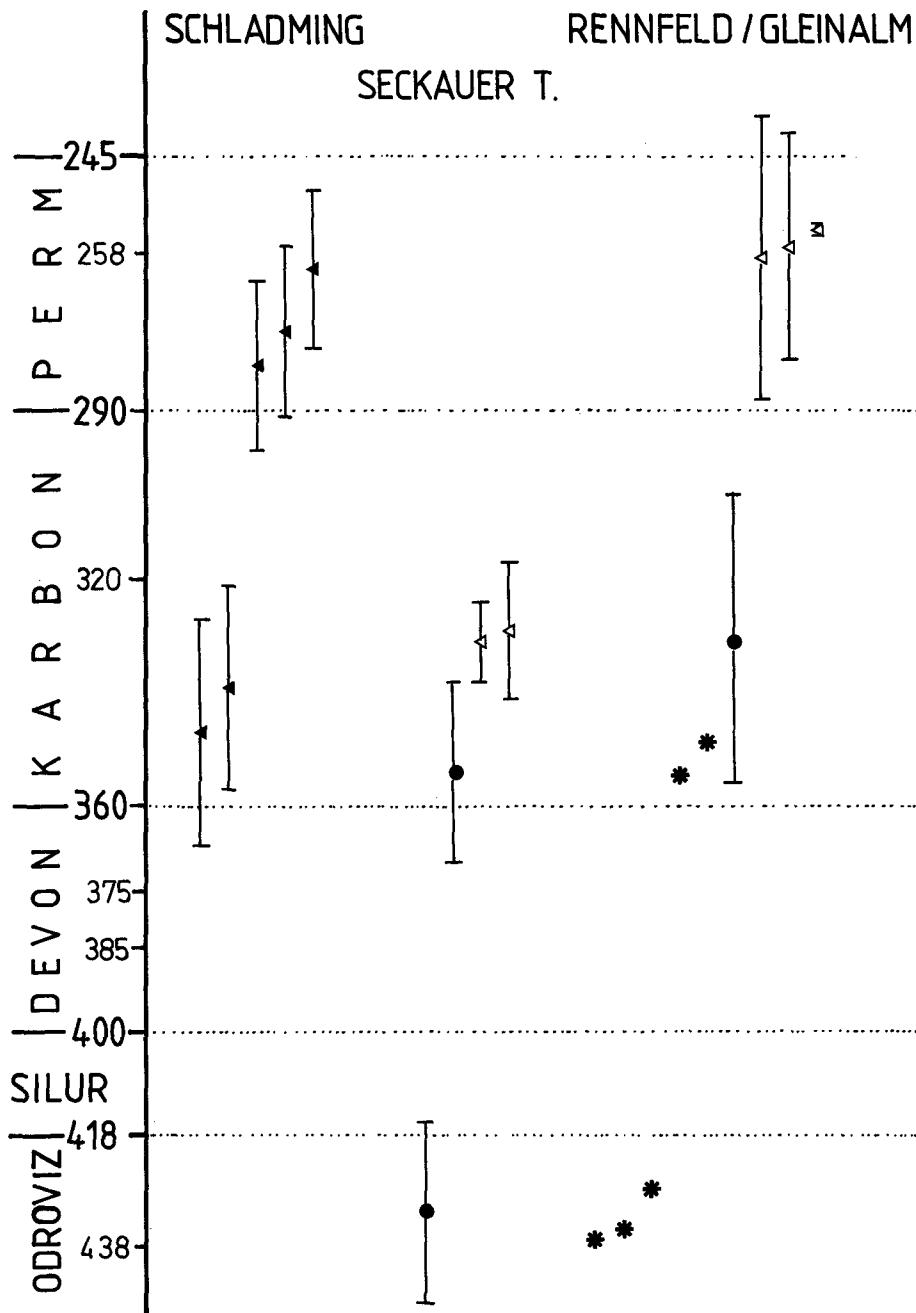


Abb. 61.

Geochronologische Daten des Muralpenkristallins nach FRANK et al. (1976), SCHARBERT (1981), FRANK et al. (1983), HEJL (1985) und eigenen U-Pb-Daten.

Es zeigt sich, daß das wesentliche magmatische und metamorphe Geschehen während des Unterkarbon stattgefunden hat. Die in das Perm fallenden Daten (grobkörnige Muskowite von Pegmatiten und anderen Orthogesteinen) könnten eine zweite metamorphe Überprägung anzeigen.

Die Bedeutung der präintrusiven Deformationsereignisse ist schwierig abzuschätzen. Auf jeden Fall müssen die Krustensegmente, die jetzt in diesen Kristallinarealen übereinanderliegen, sich abgesenkt haben. Sie sind bei diesem Vorgang metamorph und deformiert worden. Die Hinweise auf nonkoachsiale, rotationale Deformation können aber als Deckenüberschiebung auf flachen Bewegungsbahnen interpretiert werden. Ein wesentlicher Umschwung beginnt mit der beginnenden Migmatisierung während der hohen Metamorphose. Es kommt zu lokaler Aufschmelzung und zur Intrusion von Material aus tieferen Krustenstockwerken. Diese Schmelzen differenzieren sich, wobei sich granitische Schmelzen u.a. am Oberrand der Kernkomplexe sammeln. Ein wesentlicher Impuls zur Überschiebungstek-

tonik geht vom Eindringen der granitischen Schmelzen aus, während gleichzeitig der Speik-Komplex einschließlich des auflagernden Glimmer-Schiefer-Komplexes überschoben wird (siehe Modell Abb. 62). Die ähnliche Orientierung der Gefügeelemente und ähnliche Deformationsmechanismen, wie z.B. die dynamische Rekristallisation von Feldspat, zeigen, daß Gleinalmkern und Speik-Komplex die wesentliche Deformation gemeinsam erlebt haben. Ein wichtiger Hinweis dafür kann darin gesehen werden, daß in dieser Fuge lokal völlig undeformierte, porphyrische Granite gefunden werden können, während andere Bereiche der Augengneise hochdeformiert sind.

Die Überschiebungstektonik läuft nach Abschluß der Intrusionen in den tiefen Bereichen weiter und defor-

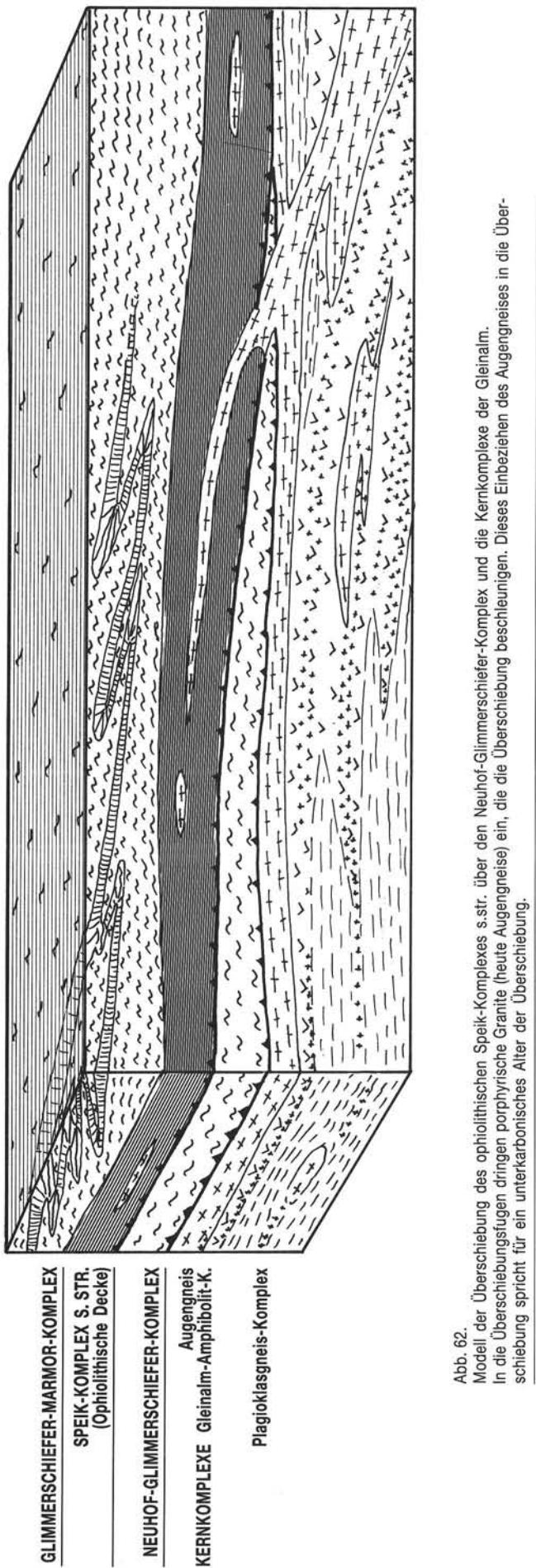


Abb. 62.
Modell der Überschiebung des ophiolithischen Speik-Komplexes s.str. über den Neuhof-Glimmerschiefer-Marmor-Komplex und die Kernkomplexe der Gleinalm. In die Überschiebungsfuge dringen porphyrische Granite (heute Augengneise) ein, die die Überschiebung beschleunigen. Dieses Einbeziehen des Augengneises in die Überschiebung spricht für ein unterkarbonisches Alter der Überschiebung.

miert vor allem die in die Kernkomplexe der Gleinalm intrudierten Gesteine und Nebengesteine.

Während dieser Überschiebung dürfte ein Teil des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes vom Speik-Komplex abgesplittet sein, und in eine Position unter dem Speik-Komplex gelangt sein (Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex).

Als alternative Erklärungsmöglichkeit wäre diese Einschuppung aber auch während der alpidischen Scher tektonik denkbar. Diese könnte dadurch begründet werden, daß diese Glimmerschiefer nur am SE-Rand der Gleinalm bekannt sind. Andererseits würde eine alpidische Einschuppung dieser Einheit enorm hohe Translationsbeträge an diesem Schersystem verlangen.

3.4. Das grünschieferfazielle Schersystem in der südlichen Gleinalm und die Grenze zum Grazer Paläozoikum

In diesem Kapitel werden die Strukturen beschrieben, welche für die Grenze zum südlich anschließenden Grazer Paläozoikum verantwortlich sind. Diese Grenze ist als Scherzone ausgebildet. Dieser Scherzone zugeordnet sind innerhalb des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes Gefüge, die nach Abschluß der Pegmatitintrusionen unter grünschieferfaziellem und postmetamorphem, bruchhaftem Deformationsverlauf gebildet wurden.

Diese Bewegungszone (Abb. 46) streicht ENE-WSW und fällt ca. 50–80 Grad gegen SSE ein. Das genaue Einfallen der Grenze zum Grazer Paläozoikum ist schwer bestimmbar, da sie eine morphologische Ausräumungszone darstellt. In die Scherverformung sind vor allem die Gesteine des Kristallins einbezogen. Die quantitativ stärkste Verformung liegt dabei in der Kataklasitzone am Oberrand des Kristallins. Zur Zeit ist es noch schwierig, bestimmte Gefüge innerhalb des Grazer Paläozoikums dieser Scherverformung zuzuordnen. Wichtig ist jedoch, daß die Gamskonglomerate innerhalb des Grazer Paläozoikums an steil stehenden Störungen eingeklemmt sind, die im spitzen Winkel von der Grenze Kristallin/Paläozoikum gegen ENE abstoßen (Abb. 3). Diese Störungen lassen sich als zur Hauptstörung gehörige Riedel'sche Scherflächen interpretieren. In die Grenzzone sind ebenfalls Gamskonglomerate eingeschaltet, und zwar im Gebiet nördlich und westlich des Schiffal (TSCHELAUT, 1983).

Größere Probleme bereitet die NW-Grenze dieser Scherzone: Eindeutig lassen sich retrograd metamorphe Gefüge innerhalb des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes, der Augengneise im Speik-Komplex und am Oberrand der Kernkomplexe und innerhalb der Neuhof-Glimmerschiefer dieser Scherverformung zuzuordnen. Damit erreicht diese Scherzone eine Breite von mehr als 2 km.

Der zentrale Teil zumindest der letzten spröden Beanspruchung während der Scherverformung liegt in der Kataklasitzone, während die darunter liegenden Glimmerschiefer und Augengneise eher als Randzone dieser Scherzone fungiert haben. Das Schwergewicht der grünschieferfaziellen Beanspruchung liegt allerdings tiefer, und zwar im Neuhoft-Glimmerschiefer-Komplex und in den Augengneisen.

Als generelles Muster ergibt sich, daß die älteren Schergefuge unter grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen mit plastischem Mineralverhalten gebil-

det wurden. Sie führten zur Rekristallisation mancher deformierter Minerale wie z.B. Quarz und Hellglimmer. Diesen Gefügen stehen solche mit bruchhaftem Verhalten gegenüber: Diese sind mehr oder weniger ausschließlich durch kataklastisches Mineralverhalten gebildet. Letztendlich bilden sich nicht mehr rekristallisierte, kohäsionslose Störungsprodukte.

3.4.1. Die Deformation in den Augengneisen

Augengneise treten sowohl am Oberrand des Kernkomplexes wie auch innerhalb des Speik-Komplexes auf. Beide Züge werden als deformierte porphyrische Granite angesehen. In beiden Zügen dominieren grünschieferfazielle Gefüge, die im Zusammenhang mit der oben genannten Scherzone gesehen werden können. Allerdings gibt es zwischen liegendem Augengneiszug und dem Zug innerhalb des Speik-Komplexes gewisse Unterschiede in den texturellen Merkmalen.

Makroskopisch dominiert eine ausgeprägte Foliation (s-Fläche im Sinne der Nomenklatur von BERTHE et al., 1979), die generell gegen SSE mit etwa 50–60 Grad einfällt. Auf ihr liegt eine mehr oder weniger horizontale Lineation, die sich auf Grund der gedehnten Feldspäte und anderer Minerale als Streckungslineation ausweist (siehe Taf. 5, Fig. 3). An sonstigen makroskopischen und mikroskopischen Gefügemerkmalen sind zu erkennen (Abb. 63):

- Vor allem für die Augengneise innerhalb des Speik-Komplexes sind häufig s/c-Gefüge charakteristisch. Sie zeigen einen sinistralen Schersinn.
- Asymmetrische Kalifeldspatporphyroblasten: Die Kalifeldspäte sind längs Spaltflächen zergliett, wobei als Gleitflächen sowohl Flächen winkelig zur Foliation wie auch senkrecht zur Foliation beobachtet werden können (hybride Scherdehnungsfugen bzw. Dehnungsfugen nach HANCOCK, 1984). Dies steht in guter Übereinstimmung mit Beobachtungen, die ANDREWS (1985) von deformierten Graniten Schottlands berichtet. Diese asymmetrischen Kalifeldspatporphyroblasten zeigen generell einen sinistralen Schersinn an.
- Scherbänder bzw. Dehnungsschieferung (extensional crenulation cleavage nach PLATT & VISSERS [1979]): Solche treten in stark deformierten Augengneisen auf, wenn, bedingt durch den Glimmerreichtum, sich durchgehende Glimmerrekristallisationslagen als Schie-

ferung entwickelt haben. In der Regel tritt nur eine synthetische Schar von Scherbändern auf. Deshalb kann dieses Merkmal mit gebotener Vorsicht – vgl. die Diskussion von BEHRMANN (1986) – als sinistraler Schersinnanzeiger benutzt werden.

- Fältchen mit B senkrecht zur Streckungslineation: An manchen Stellen – z.B. Umgebung der Gmeinalmhütte – wurden in stark verschieferten Augengneisen asymmetrische, NNE-vergente Fältchen beobachtet, deren Faltenachsen steil nach SSE abtauchen (siehe Abb. 64). Diese Fältchen dürften ihre Entstehung einem Mechanismus verdanken, den LISTER & WILLIAMS (1982) als Bildungsmechanismus von „fold packets“ beschreiben. Diese Fältchen zeigen sinistrale Rotation durch ihre NE-Vergenz an. Charakteristischer Weise werden diese Falten häufig von einer Schieferung geschnitten, die sich im Schliff als mylonitische Schieferung mit Kornzerkleinerung und Drucklösungsphänomenen erweist.
- Quarz reagiert unterschiedlich: In den liegenden Augengneisen bilden die Quarze Bänder („ribbon“-Quarzlagen), die Feldspataugen umfließen. Diese Bänder bestehen aus äquigranularen, mehrere Zehntel mm großen Körnern. In den Augengneisen innerhalb des Speik-Komplexes sind Quarzgefüge erkennbar, die auf kristallplastische, intrakristalline Verformungsmechanismen zurückzuführen sind. Die Quarze sind um ein Mehrfaches gelängt, die Verformung ist an starren Komponenten (Feldspataugen) gesteigert. Mitunter sind auch schräg zu den Grenzen der Quarzzeilen geregelte Quarze zu erkennen (Schrägregelung: vgl. SIMPSON & SCHMID, 1983). Auch dieses Merkmal zeigt einen sinistralen Schersinn an.
- Quarzgefüllte Dehnungsfugen: In manchen Aufschlüssen (z.B. NW-Seite Fuchskogel/Hirzykogel) sind innerhalb von Aufschlüssen heterogene Deformationsbilder zu erkennen. Dabei stehen Bereiche mit gesteigerter Verformung in unmittelbarem Zusammenhang mit quarzgefüllten Dehnungsfugen, die beinahe senkrecht zur Schieferung stehen (Abb. 66). Die Anlage dieser Dehnungsfugen lässt sich als duktiler Bruch erklären, wonach Brüche in den stärkst deformierten Bereichen durch Überschreiten der Zugfestigkeit durch zu hohe Verformungsgeschwindigkeiten oder anderer geänderter physikalischer Vorgaben entstehen. Diese quarzgefüllten Dehnungsfu-

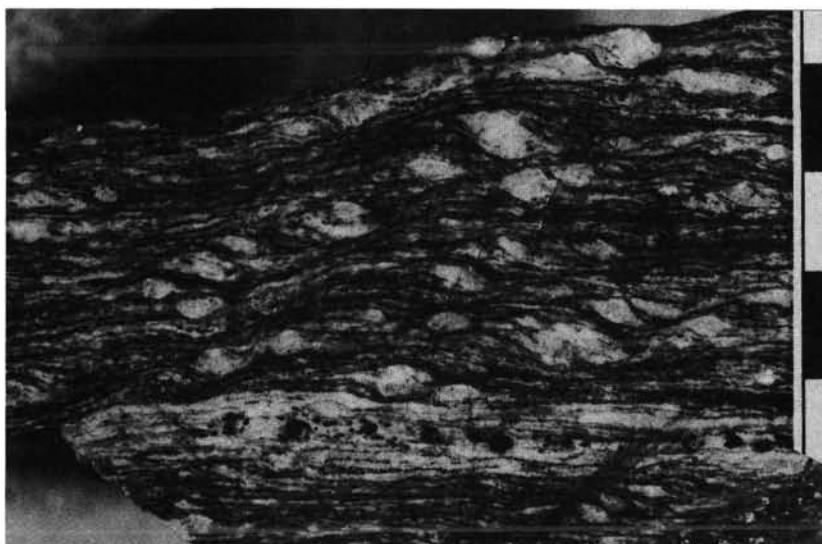


Abb. 63.
Grünschieferfazielle deformierter Augengneis im Speik-Komplex s.str. (Aufschluß östlich Gleinalmhütte, siehe Abb. 18). Asymmetrische Kalifeldspatporphyroblasten, s-c-Gefüge und Dehnungsschieferung (rechts oben nach links unten) weisen auf eine sinistrale Scherung. Untere Bildhälfte: deformierter, turmalinführender Pegmatit.

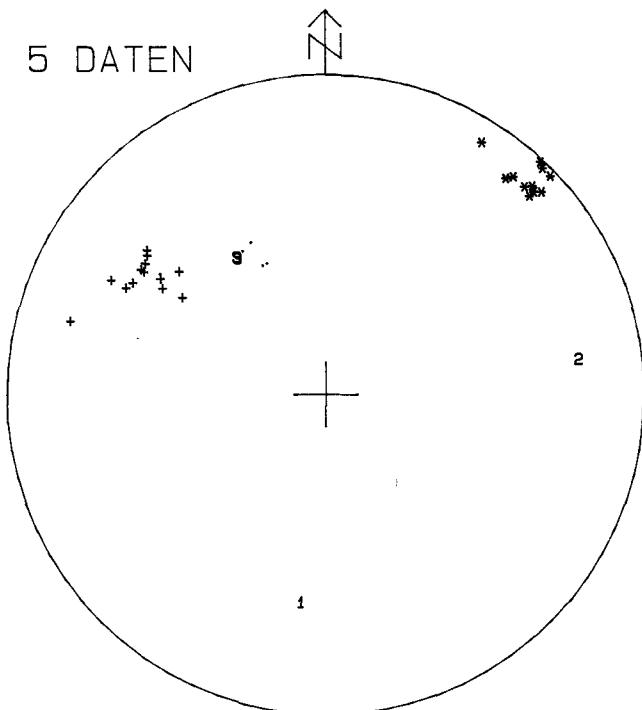


Abb. 64.
Die Orientierung von s-c-Gefügen in Augengneisen.
- = s; + = c; * = l.
Aufschluß östlich der Gmeinalmhütte (siehe Abb. 18).

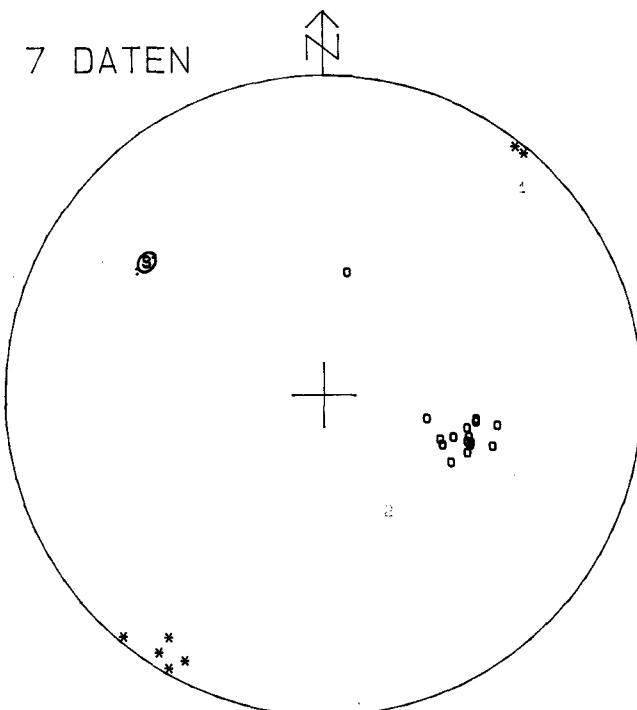


Abb. 65.
Orientierung von Knickfalten in Augengneismyloniten.
Die mylonitische Foliation (-) und Lineation (*) wird in tw. NE-vergente Knickfalten (○) gelegt.
Aufschluß 300 m S Gmeinalmhütte (siehe Abb. 18).

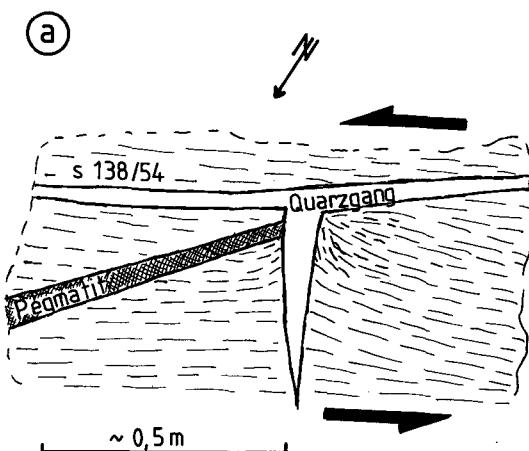


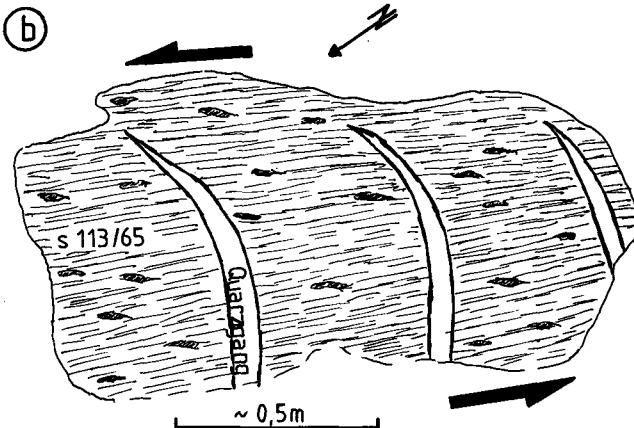
Abb. 66.
Quarzgänge als Dehnungsgänge senkrecht zur Schieferung bzw. Lineation in Augengneisen.
a) Forststraße NW Fuchskogel.
b) Steig über felsigem Gelände NE Verzweigung Gamsgraben und Pöllagrabens.

gen sind häufig wieder etwas gekrümmmt bzw. geschleppt, was auf die Weiterführung der sinistralen rotationalen Deformation zurückgeführt werden kann. Der Schleppungssinn spricht für eine sinistrale Scherung.

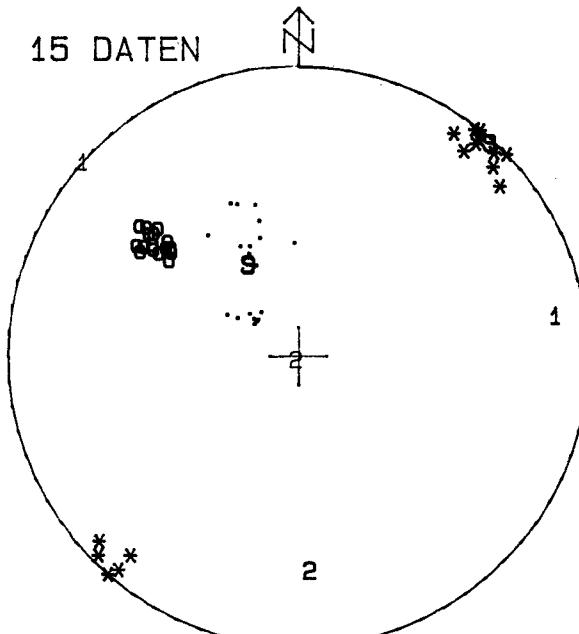
- Glimmerfische: die präexistenten Helleglimmer und auch Biotite sind durch Scherung in sigmoidale Formen gekrümmmt, die als Glimmerfische beschrieben werden (HANMER, 1986).

3.4.2. Die Deformation im Glimmerschiefer-Marmor-Komplex

In den Gesteinen des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes sind die Auswirkungen der Scherdeformation in-



homogen und diffus verteilt. Häufig sind ganz analog zu den Neuhof-Glimmerschiefern bruchhafte Scherfüge entwickelt, wobei die Scherflächen etwa ENE-WSW streichen und mit ca. 50–80 Grad gegen SSE einfallen. Ein Beispiel zeigt Abb. 67 aus dem Kleintal. Diese Scherflächen haben einen Abstand von ca. 1–2 cm voneinander, was phakoidförmige Gesteinskörper erzeugt (Abb. 68). In quarzreichen Lithologien sind die Abstände enger. Auf den Scherflächen ist eine horizontale Lineation entwickelt, die sich als Streckungslineation erweist. Weitere makroskopische Gefügemerkmale sind mitunter erkennbare Abrißkanälen, deren Stufen entgegengesetzt zur Bewegungsrichtung liegen (PETIT et al., 1982) und ungefüllte oder ausgewitterte Dehnungsfugen senkrecht zur Schieferung.



GLIMMERSCHIEFER-MARMOR-KOMPLEX / KLEINTAL

Abb.67.

Rigide s-c-Gefüge der bruchhaften Scherzone am Südrand der Gleinalm.
• = s; ○ = c; * = Lineationen.

Die Scherzone führte zu sinistralen Lateralbewegungen an einer steil gegen SE fallenden Scherzone.
Aufschluß ca. 1 km WNW Gh. Luckner, südseitig des Kleintales.

In orientierten Schliffen sind eine Reihe von Gefügen erkennbar, die tw. auf einen grünschieferfaziellen Beginn dieser Scherung hinweisen (Taf. 11, Fig. 4).

- Häufig ist an den Scherflächen Kornzerkleinerung von Quarz und Glimmern zu erkennen, während die Regelung präexistenter Minerale durch Reaktivierung der älteren Foliation schräg dazu erfolgt. Diese Gefüge lassen sich als s/c-Gefüge interpretieren.
- Asymmetrische Porphyroblasten, wie z.B. Granat in Granatglimmerschiefern. Es können sowohl σ - wie auch δ -Porphyroblasten (JORDAN, 1986; PASSCHIER & SIMPSON, 1986) festgestellt werden.
- Glimmerfische: Sigmoidale bzw. rhombische Umrisse von Hellglimmerporphyroklasten weisen auf einen sinistralen Schersinn.
- Scherbänder: Es können sowohl synthetische wie antithetische Scherbänder festgestellt werden.

Soweit diese Kriterien als Scherindikatoren benutzt werden können, weisen sie auf einen sinistralen Schersinn. Während sich die meisten Minerale eher spröd verhalten, und in X-Richtung gedehnt werden, reagiert Quarz z.B. in den Quarziten kristallplastisch: Quarz wird dabei geplättet bzw. gelängt. Die c-Achse der Quarze liegt meist ca. senkrecht zur Plättungsebene. Rekristallisationseffekte, wie z.B. Wachstum von äquidimensionalen Rekristallisationskörnern an den Korngrenzen der deformierten Altkörper, spielen nur eine untergeordnete Rolle. Untersuchungen mit Hilfe eines Photometers (siehe WALLBRECHER in SCHERMERHORN et al., 1986) zeigen generell eine Asymmetrie des Maximums der Quarzregelung (Abb. 69), was im Sinne von BEHRMANN & PLATT (1981) als Schersinnindikator verwendet werden kann.

Ähnliche c-Achsengefüge zeigen auch Beispiele von LITSCHER (1967) und JUNG (1981) aus der Stubalm. Sie können als Effekte desselben Schervorganges interpretiert werden.

3.4.3. Kataklasit-Zone

In der südlichen Gleinalm wurde am Oberrand des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes eine hochdeformierte Zone des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes von diesem abgegrenzt, in dem die Gesteine stark deformiert sind. Die Ausgangslithologien sind wegen Kornzerkleinerung im Gelände nicht immer fixierbar. Die durchlaufenden lithologischen Züge lösen sich in Linsen auf. Harnische führen zu einer weitgehenden Zerlegung der Gesteine. In der Gleinalm fällt diese Zone steil (mit ca. 60–85 Grad) unter das südlich anschließende Grazer Paläozoikum ein. Am Nordrand der Hochlantschgruppe und weiter gegen NE liegt diese Kataklasitzone bei SE-Einfallen flach und erfaßt u.a. Gesteine des Gleinalm-Amphibolites und des Speik-Komplexes (Serpentine).

In Schliffen ist die extreme Kornzerkleinerung evident. Häufig liegen eckige Komponenten von nicht plastiisch deformierbaren groben Mineralen, wie z.B. Plagioklas, aber auch Hellglimmerklästen vor (Taf. 13, Fig. 1–5). Andere, zumeist quarzreiche Typen zeigen wiederum eine extreme Foliation, wobei Quarz in Lämmen aufgelöst ist. So können Quarzlamellen bei einem Durchmesser von 0,01 mm über die gesamte Schlifflänge (mehr als 3 cm) verfolgt werden (Taf. 13, Fig. 5). Das bedeutet, daß die Extension mehr als 3000 % erreicht. Auffallend ist das völlige Fehlen von

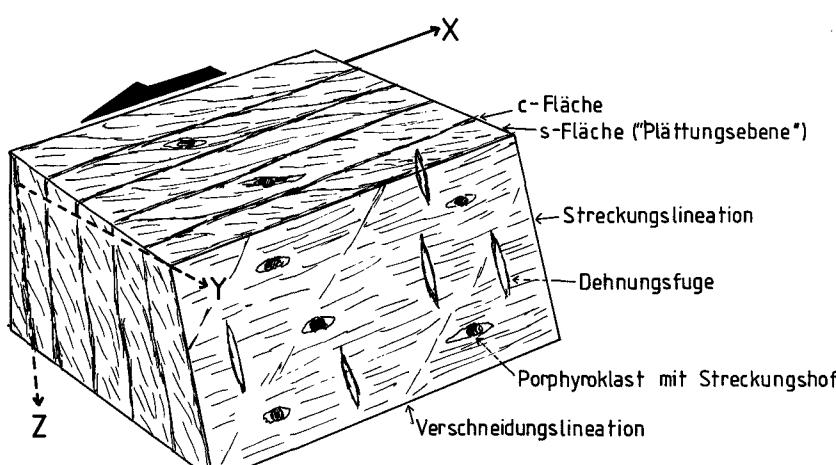


Abb. 68.

Die makroskopisch erkennbaren Scherengefüge in den Glimmerschiefern der südlichen Gleinalm.

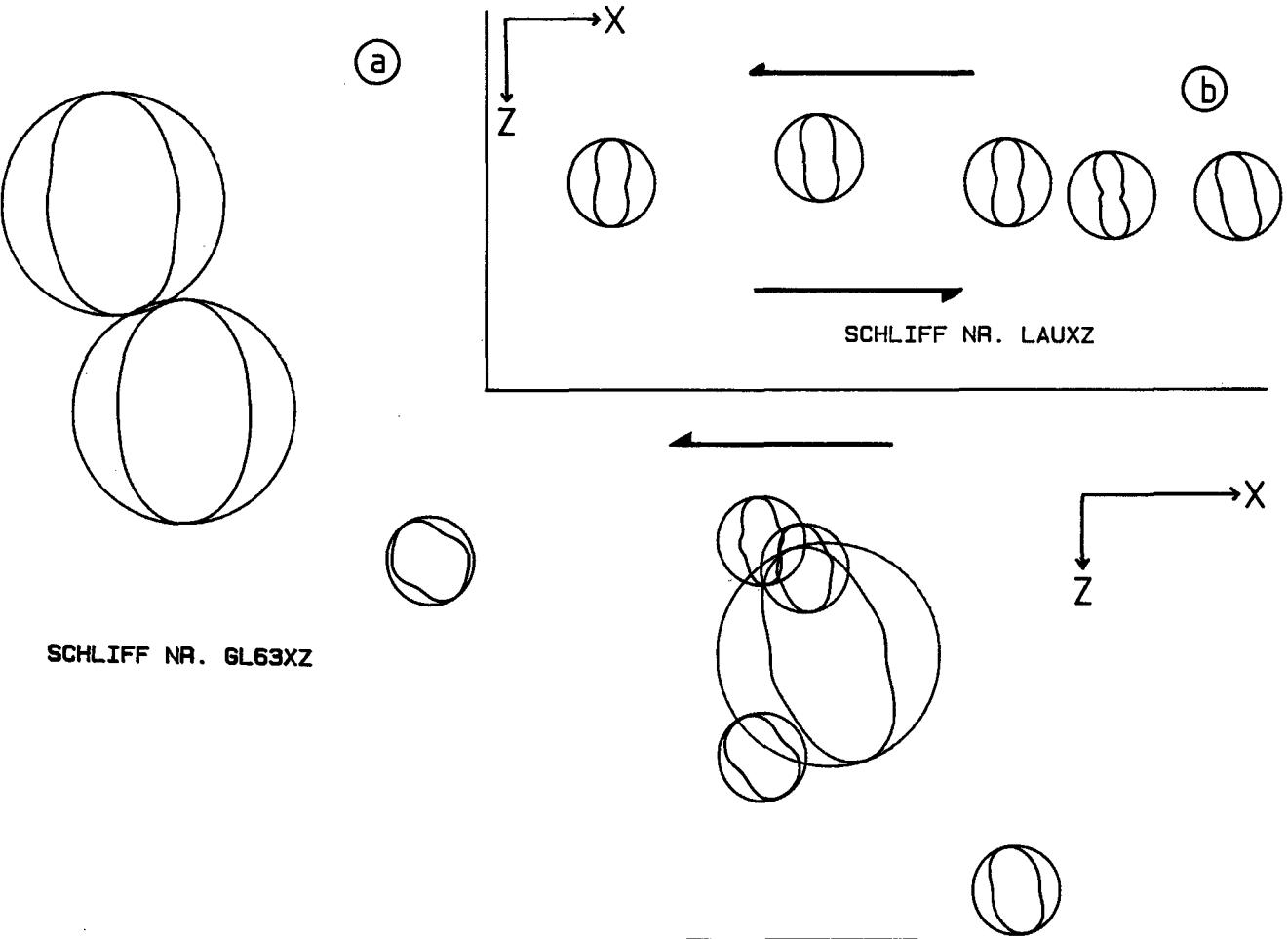


Abb. 69.

Quarzregelung in „ribbon“-Quarzlagen eines Augengneises (a) und in einem Quarzgang (b), gemessen nach der Photometermethode nach WALLBRECHER (in SCHERMERHORN et al., 1986).

Diese Methode liefert Daten, die als Richtungsrosen der Quarzachsen aufzufassen sind. Es zeigt sich eine deutliche Asymmetrie (Schräggürtel) in Bezug auf die Orientierung der Plättungsebene (= Schieferung = X-Richtung). Dies kann nach LISTER & WILLIAMS (1981) als Schersinnanzeiger verwendet werden.

a) Augengneis, Kumpelgraben, Zufahrtsweg zu Gehöft.

b) Quarzgang in Glimmerschiefer, Laufnitzdorfer Graben, Straße Richtung Schiffal, Seehöhe ca. 750 m.

Quarzkristallisation. Die Quarzlamellen können schräg zu den Rändern von Quarzbändern bzw. zur Foliation orientiert sein.

Vor allem an Hellglimmer ist eine Mikroboudinage zu beobachten. Die Verbindungsstücke zwischen den Glimmerresten können mit Sekundärmineralen und/oder feinkörniger Matrix verfüllt sein. Manchmal sind quer zur Foliation greifende, kryptokristalline „injection veins“ mit einzelnen größeren Klästen zu beobachten, wie sie PASSCHIER (1978) beschreibt.

In einem hohen Winkel zur Foliation (45–90 Grad) sind völlig undeformierte Gängchen mit undeformierten grobkörnigen Mineralen vorhanden (Taf. 13, Fig. 3). Diese sind häufig symmetrisch aufgebaut und bestehen randlich von allem aus Albit und Chlorit, zentral aus Karbonat. Die Orientierung dieser Gängchen weist sie nach HANCOCK (1984) als Dehnungsgänge bzw. hybride (Scherdehnungs-) Gängchen aus.

3.5. Bruchtektonik

Im Arbeitsgebiet gibt es, abgesehen von den oben beschriebenen Scherzonen, eine Reihe von Störungen, die zwei unterschiedlichen Systemen angehören (Abb. 3):

- Ein älteres System beinhaltet ca. N–S verlaufende Störungen. Es handelt sich um Bruchstörungen, an denen mitunter kohäsionslose Störungsprodukte gefunden werden können. Diese Störungen treten auch morphologisch hervor. Sie haben generell einen sinistralen Lateralversatz.
- Diese N–S-Störungen werden von einem E–W bis/und ENE–WSW verlaufenden Störungssystem abgeschnitten und versetzt! Dieses Störungssystem läuft tw. parallel dem älteren grünschieferfaziellen Scher- system und dürfte dieses System reaktivieren (z.B. Mitterriegler-Linie). Dieses Störungssystem wurde aus der geologischen Kartierung abgeleitet. Manche davon lassen sich als Photolineamente weiterverfolgen (Abb. 70). Zusätzlich gibt es aber auch dazu parallel laufende Photolineamente, die zwar im Satellitenbild klar heraustreten, deren geologische Wirk samkeit bisher nicht nachgewiesen werden konnte. Ein solches von TOLLMANN (1977a) und BUCHROITHNER (1984a,b,c) beschriebenes Lineament verläuft quer über die südliche Gleinalm (Gleinalmhaus – Neuhofgraben), quert ohne erkennbaren Versatz die Grenze zum Grazer Paläozoikum sowie dieses selbst, um sich im Raabalpenkristallin zu verlieren. Ein zweites Lineament, die seit SCHMIDT (1920) be

kannte Pöllerlinie, ist mit einer markanten morphologischen Einmuldung verknüpft, an der sich Kakirite und Störungsbrekzien finden. Wie auch immer, im Arbeitsgebiet längs des Murtales ist ein Versatz daran nicht zu erkennen. Allerdings mangelt es hier an eindeutigen Leithorizonten, die einen solchen Versatz sicher abbilden würden.

Dieses E-W verlaufende Störungssystem zeigt – so weit bekannt – sinistralen Versatz. Das bekannteste Beispiel ist die Trofaiach-Linie, an deren westliches Ende wie auch an das Ostende jungtertiäre Tertiärbecken geknüpft sind. Die typische rhombenförmige Form dieser Becken (z.B. Trofaiacher Tertiärbecken, siehe Abb. 70b), das Auftreten am Ende großer Störungen sind triftige Gründe, um diese Becken als „pull apart“-Becken zu deuten. Ein sinistraler Versatz läßt sich auch aus Schleppungen an Scherflächen ableiten (Abb. 71), die sich als Typ eines rigiden s-c-Gefüges erweisen. Solche Gefüge sind charakteristischerweise an der Mitterriegler-, Eiwegg-, Pöller-Linie (in der zentralen Gleinalm) zu finden.

4. Die Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und Gleinalmkristallins: Diskussion und Interpretation

Wie aus den Ausführungen der vorangegangenen Kapitel zu entnehmen ist, setzen sich Rennfeld-Mugel- und Gleinalmkristallin aus mehreren, lithologisch unterschiedlichen und nicht altersgleichen Gesteinskomplexen zusammen, die auch unterschiedliche geodynamische Signifikanz zeigen. Wie BECKER (1981) zeigt, ist dieser Aufbau typisch für weite Bereiche des ostalpinen Kristallins östlich der Hohen Tauern, die als Mural-

penkristallin zusammengefaßt werden. Analog setzen sich auch Einheiten südlich und westlich der Hohen Tauern zusammen (FLÜGEL, 1974; FRISCH et al., 1984). Das bedeutet, daß manche Aspekte der hier diskutierten Einheiten eine überregionale Bedeutung besitzen.

Welche Unterschiede bzw. welche Gemeinsamkeiten bestehen zwischen Gleinalm- und Rennfeld-Mugelkristallin?

Beiden Bereichen gemeinsam sind nur die Kernkomplexe. Die Detailuntersuchungen zeigen, daß zwar in beiden Bereichen eine ähnliche Abfolge von Plagioklasgneisen und Amphiboliten existiert, daß aber im Detail diese Abfolgen schwer korrelierbar sind. Die vollständigere Abfolge ist im Rennfeld-Mugelkristallin vorhanden. Es lassen sich mehrere Amphibolitzüge innerhalb der Plagioklasgneise unterscheiden. Die Grundfrage, die sich dabei erhebt, ist, ob eine dieser Amphibolitfolgen dem Gleinalm-Amphibolit entspricht. Als Kandidat für einen solchen Vergleich kommt die Abfolge Plagioklasgneis – „metablastischer“ Amphibolit – Rennfeld-Amphibolit in Frage. Diese Abfolge ähnelt zwar in prinzipieller Hinsicht der Abfolge in der Gleinalm, Detailkorrelationen lassen sich aber nicht durchführen. Die Abfolge am SW-Rand der Seckauer Tauern (METZ, 1976) ist dieser Abfolge ebenfalls ähnlich, jedoch sind hier die Verhältnisse noch nicht vollständig geklärt. Der gravierendste Punkt dabei ist, daß die Grenze zwischen Plagioklasgneisen und „metablastischem“ Amphibolit steil liegt, und daß in Nähe dieser Grenze steil einfallende Phyllonite bekannt sind (METZ, 1967, 1976). Die Westfortsetzung der Eiwegg-Trasattel-Linie zielt etwa in diese Region, sodaß hier durchaus tektonische Komplikationen vermutet werden können.

Der zweite, wichtige Unterschied zwischen den Kernkomplexen nördlich und südlich der Eiwegg-Trasattel-Linie liegt in der Zusammensetzung der Granitoide. Im

Tabelle 22.
Schema der Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalmkristallins.

	Ma	Ereignis
JUNGTERIÄR		Sinistrale Blattverschiebungen, Bildung von „pull apart“-Sedimentationsbecken
ALTTERIÄR	24	Heraushebung durch sinistrale (aufschiebende) Lateralbewegungen
KREIDE	67	Versenkung und Metamorphose, Überschiebung durch Oberostalpin, Abscherung der permomesozoischen Hülsedimente (vom Rennfeld-Mugel-Kristallin)
UNTERTRIAS	245	Absenkung und klastische Schelfsedimentation
PERM		Heraushebung In Teilbereichen eventuell zweiter Metamorphosehöhepunkt (?)
OBERKARBON	268	Abkühlung, Hebung
UNTERKARBON	333	Einbau der Komplexe in ein Kollisionsorogen: Überschiebung der ophiolithischen Speikdecke über Kernkomplexe, Intrusion von Granitoiden, Metamorphose, lokal partielle Anatexis
DEVON	360	
SILUR		Schelfsedimentation im Glimmerschiefer-Marmor- und Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex
ORDOVIZIUM	438	Metamorphose
KAMBRIUM		Granitoid-Intrusionen (?) Heraushebung (Obduktion) des Ophioliths
PRÄKAMBRIUM	570	Intrusion von subduktionsbezogenen Magmatiten (Tonalite, Diorite, Gabbros) Sedimentation der Sedimente im Plagioklasgneis-Komplex bei gleichzeitigem kalkalkalisch/tholeiitischem Vulkanismus
Kernkomplexe = konvergenter Plattenrand		Bildung des Ophiolithes (?) (ozeanische oder back arc basin-Kruste)
		Speik-Komplex s.str. = divergenter Plattenrand

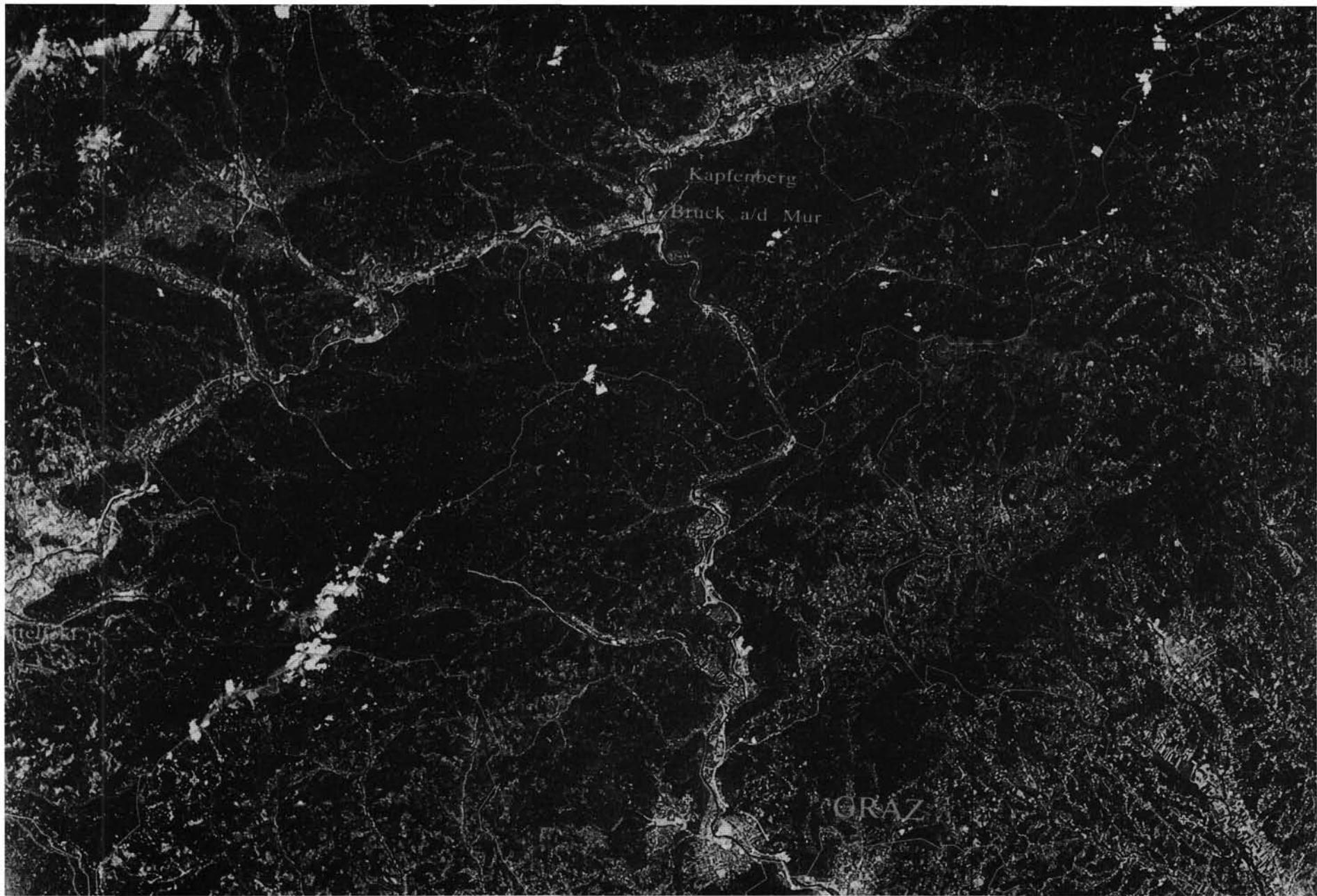
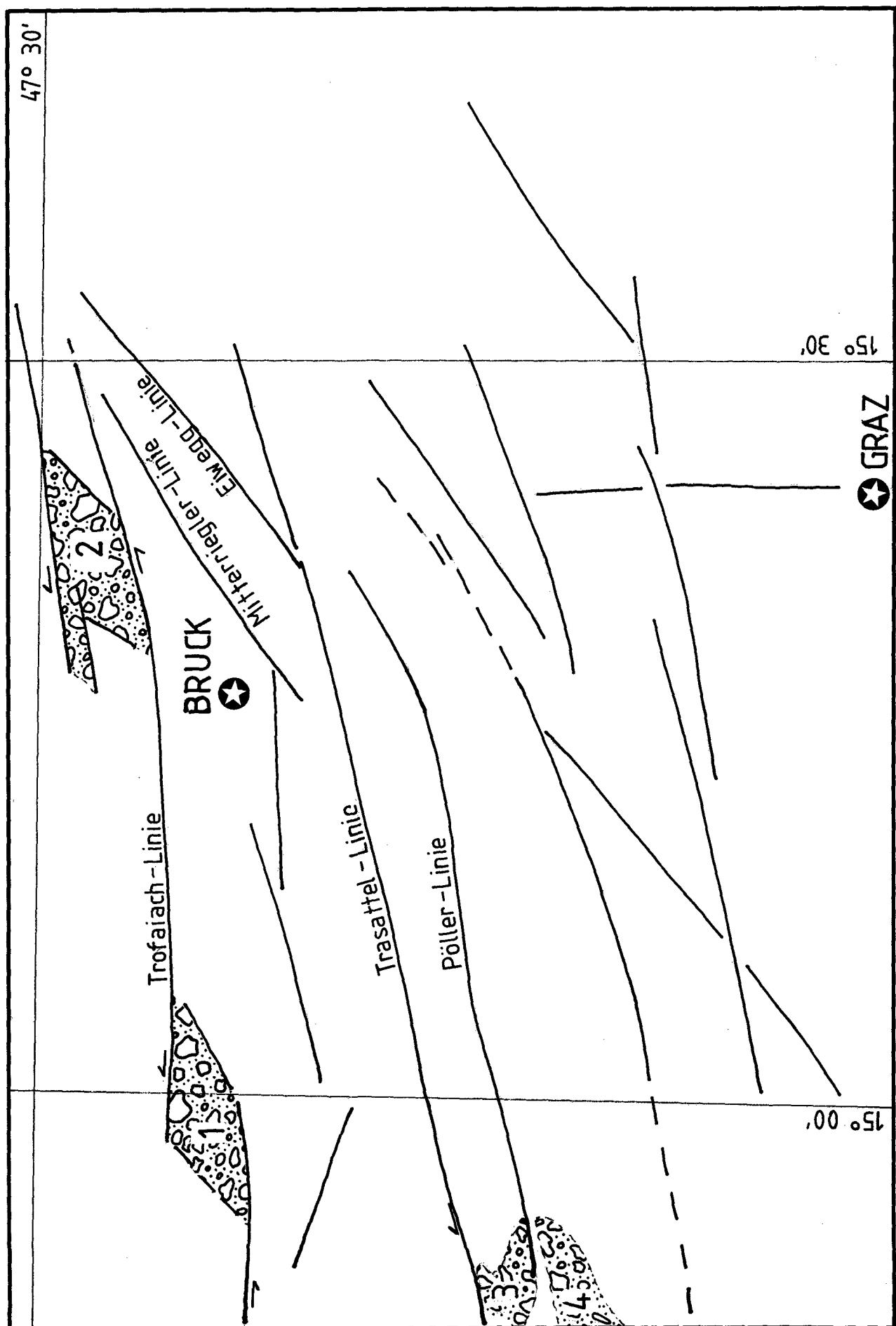


Abb. 70.

Satellitenbild mit dem Rennfeld-Mugel- und dem Gleinalm-Kristallin.

Es zeigt sich die Dominanz von etwa ENE-WSW-streichenden Lineamenten. Man beachte die charakteristische rhombische Form der neogenen „pull part“-Becken (nur im Nordteil eingetragen).



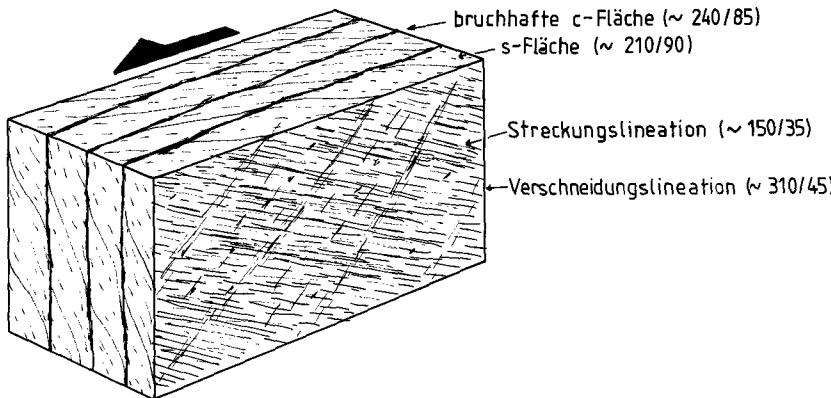


Abb. 71.

Das bruchhafte Gefüge des Bereiches zwischen Mitterriegler- und Trofaiach-Linie südöstlich von Kapfenberg (Einzugsgebiet des Schrocknerbachs). Diese Gefüge zeigen eine schräge, sinistrale Heraushebung des Rennfeldkristallins gegenüber der Grauwackenzone östlich Bruck an der Mur an.

Rennfeld-Mugel-Kristallin überwiegen von der Menge her Granitoide granitischer Zusammensetzung, während im Gleinalmkristallin granodioritische, trondhjemitische Orthogneise dominieren. Die Granitoide der Seckauer Tauern in der direkten westlichen Fortsetzung des Mugelkristallins können gut mit denen des Rennfeldkristallins verglichen werden. S. SCHARBERT (1981) gibt eine Übersicht über die Altersstruktur der Granite der Seckauer Tauern. Nach ihren Daten dominiert eine ähnliche Altersgruppe von Granitoiden um 360–340 Ma wie im Gleinalmkristallin, wenn auch ein älterer, intraordovizisch gebildeter Orthogneis (432 ± 16 Ma) datiert werden konnte. Auch in den Seckauer Tauern zeigen die Granitoide einen stark unterschiedlichen Deformationszustand.

Die Granitoide des Rennfeld-Mugelkristallins waren u.a. der alpidischen, grünschieferfaziellen Metamorphose unterworfen, während die Granitoide der Gleinalm eine ausgeprägte amphibolitfazielle Deformation erlebt haben.

Die Gesteine des Plagioklasgneis-Komplexes lassen sich von ihrer Abfolge gut mit Grauwackenfolgen vergleichen, in denen u.a. kalkalkalische und untergeordnet tholeiitische magmatische Suiten stecken. Weiterführende geochemische Untersuchungen (v.a. der SE-Elemente [NEUBAUER, FRISCH & STOSCH, in Vorbereitung]) belegen einerseits die große Variabilität der Amphibolite der Kernkomplexe, andererseits wegen ausgeprägter positiver Eu-Anomalie die Kumulatnatur, d.h. plutonitische Genese mancher Amphiolite. Ob es sich bei diesen Magmatiten ausschließlich um Intrusiva handelt, wie es für „metablastischen“ Amphibolit und seine Beleitgesteine nachweisbar ist, oder ob ein größerer Teil vulkanischer Genese ist, sei dahingestellt. Die zahlreichen dünnen Amphibolitbänder in den Biotitplagioklasgneisen können z.T. als aufgearbeitete Produkte intermedierer und basischer Magmatite (Vulkanite) gedeutet werden, die im unmittelbaren Zusammenhang mit den oben genannten Gesteinen entstanden sind. Die wenigen Lagen anderer Paragesteine, wie kalksilikatische Gesteine bzw. Großgranatglimmerschiefer, gliedern diese Grauwackenfolge als mergelige und pelitische Einschaltungen.

Das Alter der Sedimentation in den Kernkomplexen muß älter sein als die ältesten intrusiven Gesteine. Wenn die Interpretation des Zirkondatums vom Rennfeld stimmt, sollte das Sedimentationsalter der Plagioklasgneise präkambrisches sein. Interessant ist, daß in lithologisch ähnlichen Biotitplagioklasgneisen westlich der Hohen Tauern eine anatektische Beeinflussung um 660 Ma nachgewiesen wurde (SÖLLNER & HANSEN, 1986). Das heißt, daß in diesem Gebiet die Sedimenta-

tion präkambrisches sein muß! Die oberen Schnittpunkte detritischer Zirkone in Biotitplagioklasgneisen westlich der Hohen Tauern liegen zwischen 1500 und 2350 Ma (GRAUERT & ARNOLD, 1968; SÖLLNER & SCHMIDT, 1982; SÖLLNER & HANSEN, 1986). Das bedeutet, daß im Liefergebiet eine alte Kruste vorhanden gewesen sein muß, die zumindest einen Teil der Zirkone geliefert hat. Ob dies auch auf die hier beschriebenen Kernkomplexe östlich der Hohen Tauern zutrifft, ist offen. Das Vorhandensein von verschiedenen Zirkonpopulationen in den paragenen Biotitplagioklasgneisen spricht für ein heterogen zusammengesetztes Liefergebiet.

Dies spricht dafür, in den Kernkomplexen präkambrische Gesteine zu sehen, die im wesentlichen in einem magmatischen Bogen über einer Subduktionszone an einem aktiven Kontinentalrand gebildet wurden. Zu welcher Zeit dieser magmatische Bogen aktiv war, ist offen. Dem Datum von FRANK et al. (1976) kommt wegen der Streuung in dieser Hinsicht nur bedingte Relevanz zu. Es gibt aber immerhin einen Anhaltspunkt. Solche Plagioklasgneis-Amphibolitfolgen haben innerhalb der variszischen Zentralzone Mitteleuropas eine weite Verbreitung (siehe FRISCH et al., 1984). Plagioklasgneise (Trondhjemitgneise) mit ähnlichen petrographischen und geochemischen Charakteristika wurden in Geröllen der nördlich an das Rennfeldgebiet anschließenden Grauwackenzone mit ca. 500 Ma datiert (NEUBAUER et al., 1986, 1987). Sie zeigen kalkalkalische Charakteristika. Ähnliche Amphibolit-Plagioklasgneisabfolgen wurden im Penninikum der Hohen Tauern (vgl. QUADT, 1984) und der Schweiz (STILLE, 1981; aber STILLE & TATSUMOTO, 1985!) datiert. Sie zeigen ähnliche fröhpaläozoische Alter.

Die Frage, die für das Gleinalmgebiet bleibt, ist, ob die glimmerarmen Plagioklasgneise, die mit den Amphiboliten verknüpft sind, als kalkalkalische Magmatite aus der tieferen Lithosphäre aufgestiegen sind, oder im Zuge einer Anatexis aus kalkalkalischen Magmatiten als Schmelzen extrahiert wurden. Ein von PIN & LANCELOT (1981) aus dem Massif Central beschriebenes Beispiel zeigt die Möglichkeit auf, solche trondhjemitische Schmelzen in einem solchen krustalen Regime zu erzeugen.

Aus den Daten, die in der Gleinalm über den Speik-Komplex erarbeitet wurden, ist nur eine ophiolithische Deutung dieses Komplexes möglich. Völlig offen ist das Alter dieses Komplexes. Zwei Argumente können in die Diskussion eingebracht werden:

- Der Speik-Komplex scheint im östlichen Abschnitt der Gleinalm vom Glimmerschiefer-Marmor-Komplex konkordant überlagert zu werden. Wenn die Al-

tersinterpretation des letzteren Komplexes mit Silur-Devon stimmt, dann sollte das Bildungsalter des Speik-Komplex älter als Silur sein.

b) Der Speik-Komplex wird vom Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex unterlagert, der als lithologisches und zeitliches Äquivalent des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes angesehen wird. Das bedeutet, daß die ophiolithische Speik-Decke (einschließlich des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes) erst während des variszischen Zyklus über die Kernkomplexe übergeschoben wurde, wenn die Annahme des silurisch-devonischen Sedimentationsalters dieses Komplexes zutreffend ist. Ein weiterer Hinweis auf das variszische Überschiebungsalter ist das (unter-) karbonische Alter der Augengneise, die nach der Intrusion deformiert wurden. Das Hinaufgreifen der Augengneise quer durch den Speik-Komplex stützt das variszische Alter dieser Überschiebungstektonik.

Als Bildungsalter dieses Ophioliths ist also Präkambrium bis frühes Paläozoikum anzunehmen. In dieser Hinsicht ist es interessant, daß in manchen Bereichen der Alpen (Chamrousse-Komplex im Belledonne-Massiv) und in SE-Europa prävariszische, jungpräkambrische und frühpaläozoische Ophiolite bekannt sind (MENOT et al., 1984; HAYDUTOV, 1986).

Unter wiederum gänzlich unterschiedlichem geotektonischem Milieu wurden die Ausgangsgesteine des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes gebildet. Diese Abfolgen setzen mit ihren quarzitischen, klastischen Folgen und Schwarzschiefern ein marines Sedimentationsbecken mit kontinentalem, konsolidiertem Hinterland voraus. Die Hinweise auf evaporitisches Milieu (Dolomitmarmore und Turmalinfelse) zeigen an, daß eine Karbonatplattform über ein tiefermarines Becken hinweggreift. Eine andere Erklärung für die Schwarzschieferfolge wäre, die Schwarzschieferbildung auf einen Auftriebsbereich am Schelfrand zurückzuführen (vgl. WETZEL, 1982), wie sie für Öffnung neuer ozeanischer Räume wegen der Ausbildung neuer Zirkulationssysteme charakteristisch ist.

Auf jeden Fall lassen sich im Glimmerschiefer-Marmor-Komplex Faziesdifferenzierungen erkennen, die auf eher pelagische Einflüsse (Graphitquarzite) der östlichen Abschnitte gegenüber den westlich gelegenen Arealen hinweisen.

Insgesamt spiegeln die Kernkomplexe, der Speik-Komplex und der Glimmerschiefer-Marmor-Komplex also völlig unterschiedliche, geodynamische Situationen wieder, unter denen die Ausgangsgesteine dieser Komplexe gebildet wurden. Diese Einheiten wurden tektonisch übereinander gestapelt.

Die Intrusionen von zahlreichen Granitoiden bei gleichzeitiger Metamorphose zeigt an, daß dieses Segment während dieser Stapelung insgesamt eine Plattentrandposition einnimmt. Das Einsetzen der Granitoidbildung in den Kernkomplexen während des älteren Paläozoikums deutet darauf hin, daß diese Randposition eine längere Vorgeschichte hat. Dabei ist völlig unklar, ob die Kernkomplexe und auch der Speik-Komplex eine vorvariszische Konsolidierungsphase erlebt haben oder nicht. Unklar ist auch, ob die Bildung der Kernkomplexe in einem magmatischen Bogen und des Speik-Komplexes als Ophiolith derselben WILSON-Zyklus zuzuordnen sind oder nicht. Die Akkretion der Kernkomplexe und des Speik-Komplexes an einen Kontinentalrand sollte nach allen bisherigen Überlegun-

gen jedenfalls vorsilurisch erfolgt sein. Diese an einem Kontinentalrand angelagerten „terrane“ werden dann während der Kollisionsphase (variszische Orogenese) übereinander gestapelt. Es kommt zu hochtemperierter Metamorphose und zu duktiler Deckenstapelung wahrscheinlich unter Einbeziehung von erstarrten oder erstarrenden Granitoiden. Nach Untersuchungen der Rheologie krustaler Materialien ist gerade unter solchen Bedingungen mit besonders hohen Verformungsraten zu rechnen (BOUCHEZ et al., 1986; HOLLISTER & CRAWFORD, 1986). Als Beleg für diese Argumente ist die synkinematische Intrusion des Humpelgrabengranites und die Intrusion der Augengeise zu werten.

Eine Reihe von Unsicherheiten besteht über die alpine Geschichte. Nach der variszischen Orogenese kam es zur Heraushebung und Erosion. Postvariszische Sedimente lagern in einem ununterbrochenen Zug (Ranach-Formation) dem Nordrand des Rennfeld-Mugel- und des Seckauer Kristallins auf. Diese klastischen Sedimente werden dem Permokyth zugerechnet (ERKAN, 1977 cum lit.). Diese Sedimente sind zwar verschuppt und durch die duktile Überschiebung der Grauwackenzone deformiert. Der ursprüngliche Kontakt zum Kristallin ging jedenfalls nicht vollständig verloren. Sedimente jüngeren Alters fehlen. Sie dürften im Zuge der alpidischen Deckenbewegung abgeschert und abtransportiert worden sein. Die Transportrichtung dieser Decken war dabei gegen WNW bzw. W gerichtet (RATSCHBACHER, 1986). Die relikтив erhaltenen, intrakristallinen Scherzonen im Rennfeld-Mugel-Kristallin wie z.B. längs der Mitterriegler-Linie können dabei als die in das Kristallin hineingreifende Abscherzone angesehen werden.

Geht man in das südlich anschließende Gleinalmkristallin, so ist zwar eine grünschieferfazielle, duktile Scher tektonik auf flachen Schieferungsflächen zwar spürbar, die jedoch nach mikrostrukturellen Kriterien den entgegengesetzten, nach NE gerichteten Schersinn zeigt. Die Daten sind allerdings nicht immer eindeutig. Es ist auch möglich, daß die zeitlich darauf folgende sinistrale Scher tektonik an steilen Schieferungsflächen noch unter grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen Spuren eines älteren W-gerichteten Transports überprägt hat. Die flache, NE-gerichtete Überschiebung oder besser Abschiebung des Grazer Paläozoikums auf das bzw. vom Kristallin südlich des Rennfeldes unter sprödem Materialverhalten könnte ein weiteres Indiz dafür sein. Die grünschieferfazielle Scher tektonik in der südlichen Gleinalm war während der alpidischen Metamorphose aktiv. Die Altersdaten von feinkörnigen Hellglimmern des Augengneises und von Pegmatiten zeigen kretazische Alter (FRANK et al., 1983; JUNG, 1981). Eine unmittelbare Interferenz der Plattengneistektonik mit dem N-Transport und dem NE-Transport längs diesen Scherzonen, wie FRANK et al. (1983) es in ihrem Kärtchen darstellen, scheint nach KROHE (1986) nicht gegeben zu sein. Nach KROHE (1986) schneiden in der Koralm sinistrale, steile Scherzonen das Gefüge der Plattengneistektonik ab. Die Bildung des Sedimentationsbeckens der Kainacher Gosau als „pull apart“-Becken könnte im Zusammenhang mit einer steilen Scherzone in der Gleinalm zwangsläufig erklärt werden (freundl. mündl. Mitt. D. SCHIRNIK). Randteile der Gosausedimente werden später unter spröden Bedingungen in dieses Schersystem inkorporiert und an Störungen gegen NE transportiert. Diese Bewegun-

gen müssen damit zeitlich jünger als die Basalbildung der Gosau sein.

Die Einklemmung des Gleinalmkristallins zwischen sich verengenden Scherzonen oder Brüchen ist auch für die Aufdomung des Gleinalmkristallins bzw. Bildung der antiklinoriumsartigen Struktur der Gleinalm verantwortlich.

Nach Phasen von Bruchbildung mit den sinistralen N-S orientierten Brüchen, die eine entgegengesetzte Verteilung der Hauptspannungsrichtungen erfordern, kommt es zu einer Reaktivierung von Lateralbewegungen an sinistralen E-W bis ENE-WSW orientierten Brüchen im Jungtertiär. Längs dieser Brüche senken sich besonders an den Enden von Brüchen „pull apart“-Sedimentationsbecken ein, die von klastischem Schutt der unmittelbaren Umgebung gefüllt werden. Diese Becken können teilweise noch deformiert werden, wie ältere Angaben aus Grubenaufnahmen von Braunkohlenabbauen zeigen (PETRASCHECK, 1924; METZ, 1972).

5. Die Stellung des Rennfeld-Mugel- und Gleinalmkristallins im variszischen Orogen des östlichen Ostalpins

Das in dieser Arbeit beschriebene Kristallin ist Teil des Muralpenkristallins, das innerhalb des mittelostalpinen Grundgebirges das tiefste Niveau einnimmt. Dieses Muralpenkristallin besteht aus variszischen und prävariszischen lithologischen Einheiten, die u.a. im Unterkarbon metamorph und während einer Deckenstapelung deformiert, sowie von Granitoiden intrudiert worden sind. Die Granitoide dieser Zone können als Zeugen eines kollisionalen Ereignisses aufgefaßt werden.

Andere Zonen des östlichen Ostalpins hatten während des Unterkarbon eine gänzlich andere Entwicklung. Diese Zonen sind heute in u.a. drei verschiede-

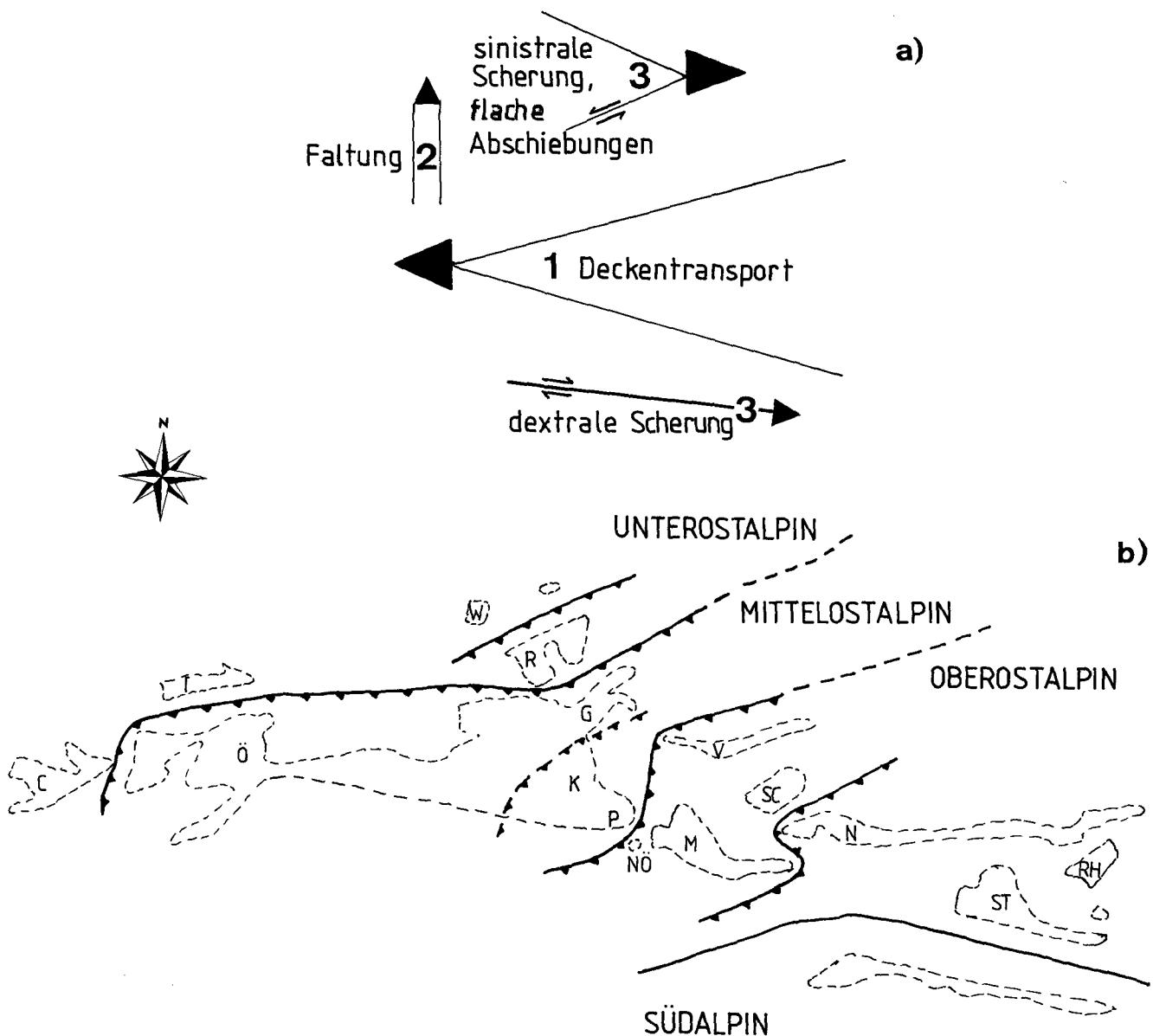


Abb. 72.

a) Schema der Kinematik der alpidischen Deformation, die sich wesentlich auf die Dislozierung voralpidischer Basementbereiche auswirkt.
 b) Voralpidischer Ausgangszustand (Endzustand des variszischen Gebirges).

I = Innsbrucker Quarzphyllit; Ö = Ötzalkristallin; C = Campokristallin; W = Wechsel; R = Raabpalpen; G = Gleinalm; K = Koralmbach; P = Plankogelserie; NÖ = Nötsch; V = Veitsch; M = Murauer Decke; SC = Schöckeldecke; N = Norische Decke; ST = Stolzalpdecke; RH = Rannach-Hochlantsch-Decke.

nen Großdecken übereinander gestapelt. Um einen Anhaltspunkt über die Stellung dieser Zone im variszischen Orogen zu gewinnen, muß die alpidische Translation an diesen alpidischen Bewegungszonen zumindest in groben Zügen zurückgenommen werden: Drei Hauptbewegungen müssen dabei berücksichtigt werden (siehe Abb. 72):

- 1) Der Transport der ostalpinen tektonischen Einheiten war generell gegen WNW bzw. W gerichtet (RATSCHBACHER, 1986; NEUBAUER, 1987).
- 2) Es folgt ein N-Transport innerhalb des östlichen Mittelostalpins, wobei die Plattengneise im Koralmkristallin als Mylonitzonen fungieren (FRANK et al., 1983). In anderen, nördlichen Teilen des Ostalpins können ungefähr E-W laufende Falten mit diesem Deformationsakt gleichgesetzt werden.
- 3) Eine im Nordteil des Ostalpins sinistrale, im Südteil des Ostalpins dextrale Scher- und Bruchtektonik zerstückelt das Ostalpin. Dabei werden die zentralen Teile des Ostalpins gegen E transportiert (siehe Kap. 6).

Wickelt man diese Bewegungen ab, so hat u.a. die Deckenbewegung grundlegenden Einfluß auf die Anordnung der präalpinen Einheiten. Problematisch und umstritten ist auch, ob die drei Großdecken des Ostalpins vollständig zurückgenommen werden müssen oder nicht (CLAR, 1965; TOLLMANN, 1963; FRANK, 1983). Generell scheint eine weitgehende, wenn nicht vollständige Abwicklung notwendig zu sein, da einige Decken bis an den Südrand des Ostalpins durchverfolgt werden können (z.B. Gurktaler Decke: NEUBAUER, 1987).

Das erhaltene Muster (Abb. 72b, 73) ähnelt in den prinzipiellen Zügen Modellen, wie sie bereits von verschiedenen Autoren publiziert wurden (CLAR, 1970, 1976; FLÜGEL, 1976; SCHÖNLAUB, 1979). Trägt man die verschiedenen ostalpinen Grundgebirgskomplexe in dieses Schema ein, so kommen geodynamisch unterschiedlich entwickelte, präalpine Gesteinskomplexe nebeneinander zu liegen, wobei nur einzelne Zonen quer über alpidische Deckengrenzen drübergreifen. Generell streichen die Zonen bezogen auf die heutigen Koordinaten etwa ENE-WSW. Die Bedeutung dieser Zonierung soll durch ihre Entwicklung während des Unterkarbons charakterisiert werden. Man kann im Unterkarbon generell eine externe Zone mit Sedimentation und eine interne Metamorphit-Batholithzone erkennen. Im Detail lassen sich unterscheiden (Abb. 73):

- 1) Externe Flyschzone: Sie umfaßt die Karnischen Alpen und die Karawanken der Südalpen (SCHÖNLAUB, 1985 cum lit., HERZOG, 1984) und Teile der Stolzalpenecke (NEUBAUER & HERZOG, 1985).
- 2) Zone mit karbonatischer Schelfsedimentation (höhere Decken im Grazer Paläozoikum, östliche Grauwackenzone). Intern folgt mit den tieferen Becken der südlichen Ostalpen (Schöckeldecke und Murauer Decke) ein Bereich, von dem keine Überlieferung zum unterkarbonischen Geschehen existiert.
- 3) Intern davon liegt eine Zone mit frühvariszischer Molasse, die die Karbonvorkommen Nötsch und Veitsch zusammenfaßt (vgl. RATSCHBACHER, 1984b). Im Zusammenhang damit kommen in der östlichen Grauwackenzone Kristallinschollen (Prieselbauer-

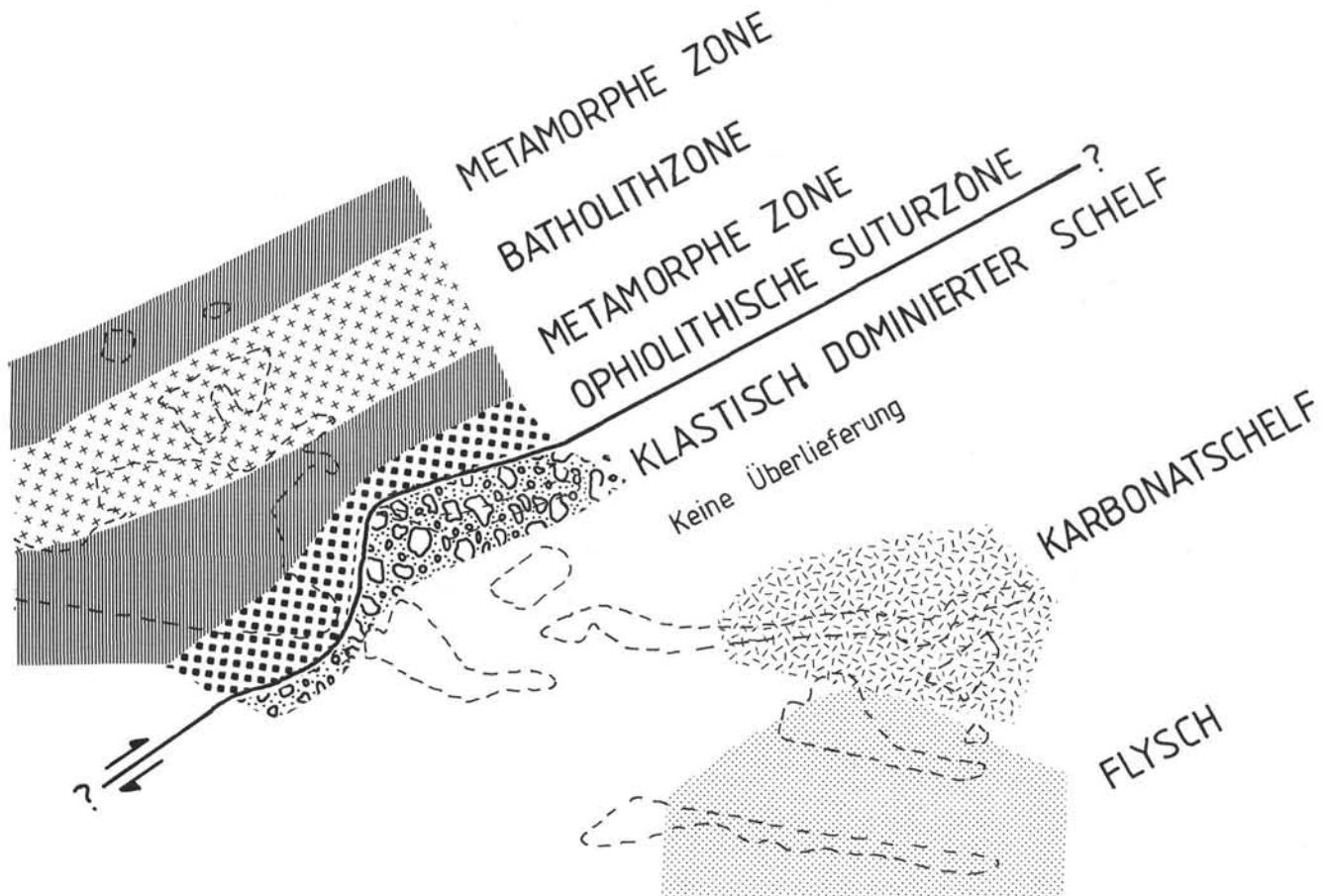


Abb. 73.

Schema der Zonierung wesentlicher variszischer Strukturelemente innerhalb des variszischen Orogen im Unterkarbon.

Es wird angenommen, daß der Südostrand einer Internzone mit Ophiolithen und Metamorphiten durch eine Scherzone (Lateralbewegungszone) gebildet wurde.

scholle) vor, in denen eine intradevonische Metamorphose nachgewiesen werden konnte (NEUBAUER et al., 1987).

- 4) Mit scharfem Schnitt folgt eine Zone, die die Glimmerschiefergruppe der Sau- und Koralm und das Gneisstockwerk der Koriden umfaßt. In dieser Zone ist mit der Plankogelserie eine ophiolithische Serie inkorporiert (KLEINSCHMIDT, 1975; KLEINSCHMIDT & RITTER, 1976; SCHMEROLD, 1986), die vermutlich in einem Akkretionskeil an ältere kontinentale Kruste angelagert wurde. Die Inkorporation von Schelfserien (Karbonate usw.) vermutlich silurisch-devonischen Alters (vgl. PILGER & SCHÖNENBERG, 1975 cum lit.) in die Plankogelserie kann ebenfalls durch diesen Mechanismus erklärt werden. Das Gneisstockwerk der Saualm/Koralm mit den Eklogiten in mächtigen Gneisen kann einem solchen Milieu zugeordnet werden (FRISCH et al., 1984). Das Alter der Metamorphose in diesem Bereich ist umstritten. Es gibt eine Häufung von zahlreichen Pegmatitmuskowitaltern (MORAUF, 1981) und von Kleinbereichsisochronen mit permischen Modellaltern (FRANK et al., 1983; unveröffentl. Daten von S. SCHARBERT), die aber meist als Mischalter betrachtet werden.
- 5) Das Muralpenkristallin zeigt einen unterkarbonen Metamorphose- und Intrusionszyklus. Er kann damit als externer Teil eines Metamorphit-Batholithgürtels aufgefaßt werden, an dem im Unterkarbon endgültig der oben diskutierte Akkretionskeil angelagert wird. Die Granitoide zeigen aber auch, daß es tiefere Einheiten mit kontinentalem Krustenmaterial geben muß, aus dem diese Granitoide stammen. Die Granitoide massieren sich im internen Teil.
- 6) Das Raabalpenkristallin, das intern anschloß, ist geprägt durch eine Massierung von Granitoiden und durch eine hochtemperierte Metamorphose. Charakteristisch ist der porphyrische Grobgneis, dem nach einer Rb-Sr-Datierung von S. SCHARBERT (in SCHÖNLAUB, 1979) ein unterkarbonisches Bildungsalter zuzuordnen ist. Das Alter der hochtemperierten Metamorphose ist nicht datiert, kontrastiert aber mit Andalusit und Sillimanit (vgl. KOLLER & WIESENEDER, 1981) die Mineralparagenesen des Muralpenkristallins.
- 7) Noch weiter intern folgen wenige Späne mit präalpischer, amphibolitfazieller Metamorphose und v.a. aber schwachmetamorphe, pelitdominierte Sedimente. Dazu gehören im E die Wechselschiefer und weiter westlich Radstätter, Gmünder und Innsbrucker Quarzphyllite. Während für letztere ein vorwiegend silurisch-devonisches Alter gesichert ist (SCHÖNLAUB, 1979 cum lit.), wird für die Wechselschiefer auf Grund von Sporen ein vorwiegend karbonisches Alter angenommen (PLANDEROVA & PAHR, 1983). Beide Zonen stehen fremd in ihrer Umgebung nördlich der Kristallinzone. Die Quarzphyllite ähneln manchen Abfolgen in den Quarzphylliten heute tektonisch höherer und südlicher Gebiete.

Diese Zonierung läßt sich insgesamt auf die Konvergenz von Platten zurückführen, wobei eine südöstliche Platte mit ozeanischen und kontinentalen Anteilen eine nordwestliche Platte unterschiebt. Dabei wird ein Akkretionskeil angelagert, und ursprünglich extern abgelagerte Vorlandsedimente in Decken gestapelt und tief versenkt. Der Glimmerschiefer-Marmor-Komplex kann dabei als tiefversenkter Teil von solchen Sedimenten

aufgefaßt werden, die sonst in Murauer und Schöckeldecke repräsentiert sind.

Mikrostrukturelle Untersuchungen zeigen aber, daß die Hauptbewegung im Unterkarbon ca. parallel zum Streichen der lithologischen Züge orientiert ist. Das bedeutet, daß insgesamt eine transpressive oder Lateralbewegungsphase die Konvergenzphase ablöst (vgl. HARLAND, 1971). Dabei werden in einem engen, langgestreckten Trog südöstlich davon molasseartige Sedimente (Zone Veitsch-Nötsch) abgelagert. Der abrupte Wechsel zu anderen Zonen spricht dafür, daß diese langgestreckte Zone bereits primär von Störungen begrenzt war.

Nach GRAUERT (1981) war die Schlingentektik südlich und südwestlich des Tauernfensters u.a. während des Unterkarbons aktiv. Diese Schlingenbildung kann ebenfalls durch Lateralbewegungen erklärt werden. Die Kenntnis der Schlingen reicht aber nicht aus, um daraus einen eindeutigen Bewegungssinn abzuleiten.

6. Das sinistrale Schersystem im ostalpinen Bruch- und Scherzonenmuster: Zusammenhänge zur Orogenese in den Karpathen?

Nachdem bereits einige Autoren (z.B. METZ, 1978) auf sinistralen Bewegungen längs E-W orientierten Bruchzonen hingewiesen haben, sind – abgesehen von den hier beschriebenen Scher- und Bruchzonen – innerhalb der Ostalpen eine Reihe von sinistralen, ca. E-W orientierten Scherzonen erkannt worden (siehe Abb. 74):

- Defreggen-Antholz-Linie (KLEINSCHRODT, 1986),
- Scherzone zwischen Tuxer und Zillertaler Kern (westliche Hohe Tauern; BEHRMANN & FRISCH, 1986),
- Koralpe (KROHE, 1986).

Für eine Reihe von Bruchstörungen kann ebenfalls ein sinistraler, lateraler Versatz postuliert werden. Dazu gehören:

- Das System Tauernnordrand-Störung – Mandlanger Zug – Ennstalstörung (vgl. TOLLMANN, 1985 cum lit.)
- Trofaiach-Linie (NIEVOLL, 1983) bzw. das System der Tertiärbecken längs der Mur-Mürz-Furche (vgl. Kap. 3.5.).

Das Alter der lateralen Bewegung an all diesen Zonen, einschließlich der in dieser Arbeit beschriebenen, kann wegen der Interferenz mit der Metamorphose in den Hohen Tauern bzw. Sedimentation gut eingeengt werden:

- Das sinistrale Schersystem ist jünger als Oberkreide, da Gosausedimente in die Bewegung mit einbezogen werden. Sie sind auch jünger als der altpaläische Deckenbau in den Zentralalpen.

Wegen der Interferenz mit der abklingenden altpaläischen Metamorphose muß

- für manche Zonen (z.B. innerhalb der Gleinalm) ein Beginn der Bewegung während der Oberkreide angesetzt werden. Diese Zone scheint in den östlichen Ostalpen ENE orientiert zu sein.
- In den westlichen Ostalpen ist dieses sinistrale Schersystem E-W orientiert, die Bewegungen laufen hauptsächlich während des Oligozäns ab.

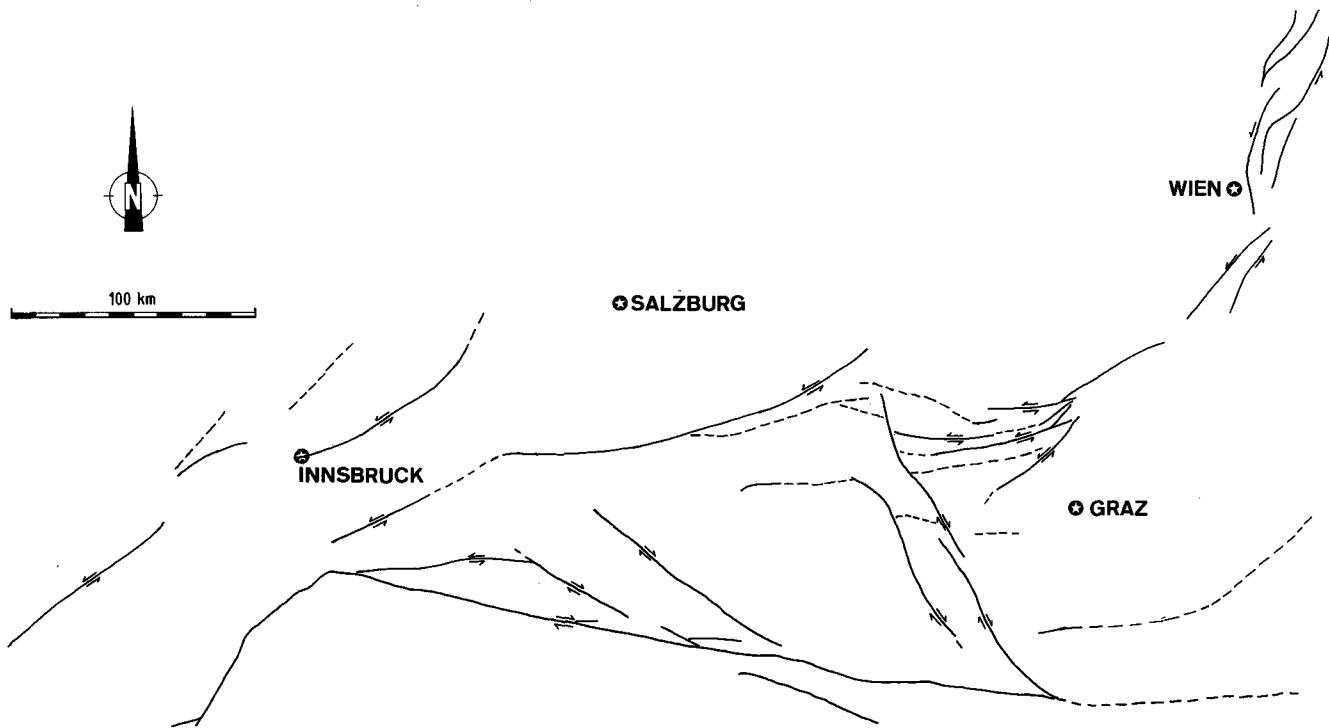


Abb. 74.

Tertiär gebildete Scher- und Bruchzonen mit größeren Lateralverschiebungen innerhalb des Ostalpins.
Am Südrand des Ostalpins dominieren solche mit dextralem Bewegungssinn, am Nordrand solche mit sinistralem Bewegungssinn.

- In den östlichen Ostalpen ändert sich die Orientierung des Systems auf E-W: Es kommt zu Lateralverschiebungen, die mit dem System von intraalpinen jungtertiären „pull apart“-Sedimentationsbecken verknüpft sind (Abb. 70, 74).

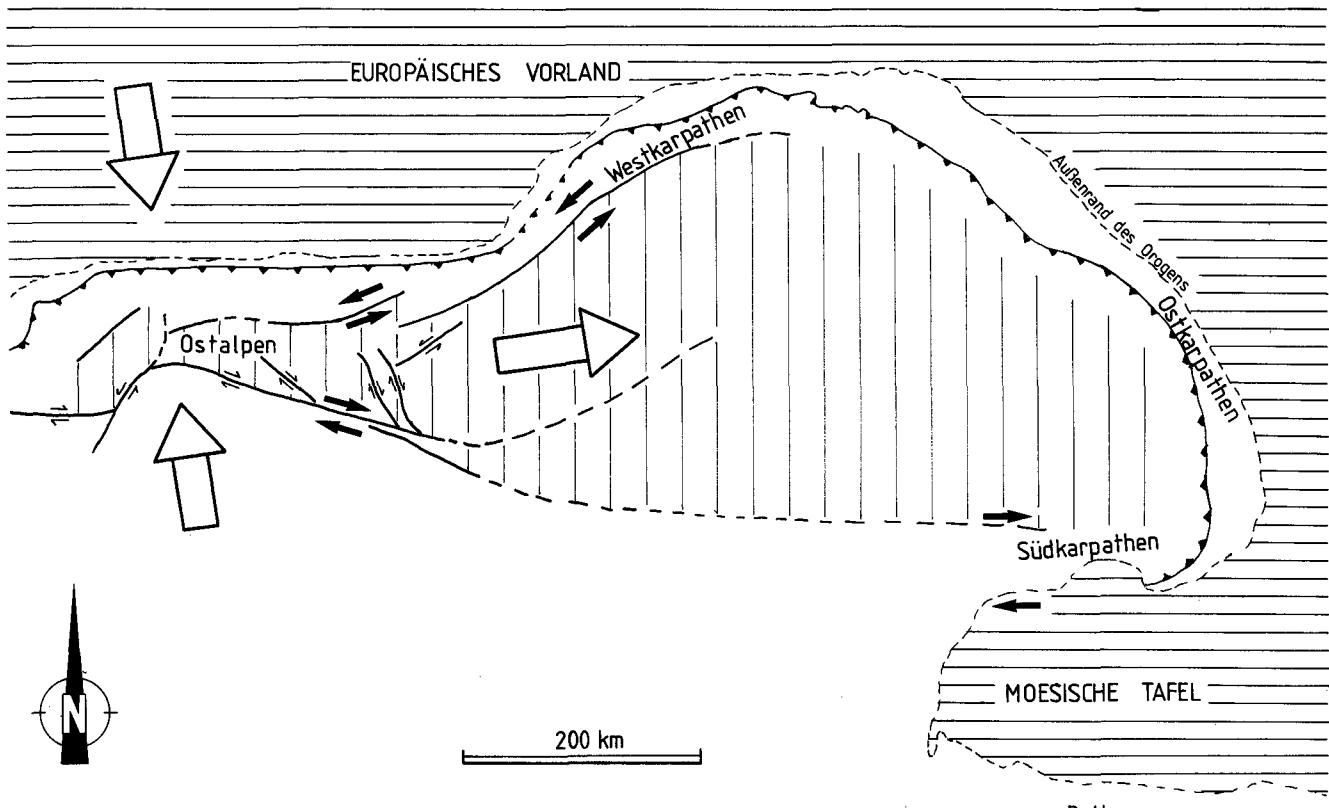


Abb. 75.

Modell für die plattentektonische Signifikanz der tertiären Scher- und Bruchzonen innerhalb des Alpen-Karpathenbogens.
Durch den Vorstoß der Adriatischen Platte kommt es zur Kollision mit dem europäischen Vorland. Es entstehen Scherbrüche, an denen ein Keil gegen das Vorland der Ostkarpathen geschoben wird. Dadurch kommt es an der Stirnseite dieses Keiles zur Kollision (Orogenese) mit dem Vorland. Die Bildung des Karpathenbogens kann nur durch das Hineindrücken eines solchen Keiles erklärt werden, wobei der Bewegungsbetrag mindestens 300 km betragen haben muß.

Diesem sinistralen System steht am Südrand des Ostalpins ein Bruchsystem mit dextraler Verschiebungskomponente gegenüber (vgl. Daten in TOLLMANN, 1977a; BUCHROITHNER, 1984c; SIEWERT, 1984): dazu gehören die Isel-, die Mölltal-, die Görtschitztal- und Lavanttalaline (siehe Abb. 74), die ungefähr eine NW-SE- bis NNW-SSE-Orientierung besitzen. Sie enden im Süden an der Periadriatischen Linie, für die ein rechtssinniger Verschiebungsbetrag von 120–300 km diskutiert wird (BÖGEL, 1979).

Parallel dazu verläuft südlich die Save-Linie, die als Photolineation quer über das südliche Pannonische Becken verfolgt werden kann (NAJDENOVSKI, 1975). Für all diese dextralen Bruchzonen wird u.a. ein oligozänes Alter der Bewegungen diskutiert (siehe Diskussion in SIEWERT, 1984). Bereits TOLLMANN (1977a) und BUCHROITHNER (1984) vermuten einen Zusammenhang zwischen Satellitenbildlineamenten mit diesen oben angeführten Orientierungen in einem Mohr'schen Scherflächensystem. Da die Bewegungen an diesen Zonen ein ähnliches Alter haben, kann dieser Interpretation nur zugestimmt werden.

Welche Auswirkungen haben nun diese Störungen auf die Gesamtsituation im Alpen-Karpathenbogen?

Als Modell kann man folgende Dynamik ins Auge fassen (Abb. 75): Durch den Vorstoß der Adriatischen Mikroplatte gegen N kommt es zunächst zu einer schrägen WNW-gerichteten Annäherung (Transpression), zwischen europäischem Vorland und Ostalpin an der Stirnseite der Adriatischen Mikroplatte (RATSCHBACHER, 1986). Diese Bewegung führt schließlich zur Kollision. Schließlich kehrt sich der Bewegungssinn am Nordrand dieser Mikroplatte um. Es kommt zur Zerlegung dieser Mikroplatte und zum Hinausdrücken eines (oder mehrerer) Keiles gegen NE. Diese Bewegung dürfte im wesentlichen während des Oligozäns stattgefunden haben. Dieser Vorgang führte zum Hineindrücken dieses Keiles in den Karpathenbogen und zur Orogenese an der Stirnseite dieses Fragmentes kontinentaler Kruste. Als Alter der Krustenverkürzung wird in den Ostkarpathen im wesentlichen Oligozän bis Jungtertiär angegeben (BURCHFIEL, 1980, *cum lit.*).

Interessant ist, daß eine Schließung des Karpathenbogens nur durch das Hineinschieben eines Keiles kontinentaler Kruste möglich ist. Dieser Keil müßte in der Größenordnung von mindestens 300 km (Abb. 75) gegen ENE geschoben werden. Dieser Betrag stimmt mit dem überein, was für die Bewegung an der Periadriatischen Linie veranschlagt wird.

Für eine Zerlegung kontinentaler Krustenteile durch das Hineinpressen eines Mikrokontinentes wurde ein Modell von TAPONNIER et al. (1982) vorgeschlagen. In Prinzip ist hier also ähnliches abgelaufen, mit dem Unterschied, daß die Zerlegung innerhalb des Gebirges selbst stattfindet.

Dank

Der Anstoß zur Beschäftigung mit dem Rennfeldgebiet ging von Prof. H. W. FLÜGEL (Graz) aus. Große Impulse erlebte ich durch die Diskussion mit Prof. W. FRISCH (Tübingen). Methodische Hilfen leisteten Prof. FRIEDRICHSEN (Berlin), Prof. J. LOESCHKE (Tübingen), Dr. M. SATIR (München), Prof. B. GRAUERT und Dr. B. T. HANSEN (Münster), Prof. E. STUMPF (Leoben), Prof. E. WALLBRECHER und Dr. GOLOB (Graz). Wichtige Hinweise gaben N. HAISS, W. BRÜCKMANN, Chr. BRÖCKER, M. SCHLÖSER (alle Tübingen), Dr. STURT (Trondheim), Prof. G. VOLL (Köln), Prof. L. P. BECKER (Graz), Prof. E. WALLBRECHER

(Graz), Dr. F. WALTER (Graz) und Prof. W. FRANK (Wien). Frau A. KRIEGER und Frau E. LECHNER beschäftigten sich mit der Reinschrift dieses Manuskriptes. Frau Heidemarie NEUBAUER-TURMAIER leistet während der langen Jahre der Anfertigung dieser Studie wertvolle ökotrophologische und psychosoziale Basisarbeit. Allen möchte ich für ihre Hilfsbereitschaft danken.

Die Geologische Bundesanstalt (Wien) unterstützte die geologische Kartierung. Weitere Untersuchungen wurden von Deutschen Forschungsgemeinschaften (Projekt Fr 610/1-1) gefördert. Außerdem konnten Mittel eines Förderungspreises der Theodor-Körner-Stiftung (Wien) verwendet werden.

Appendix

Probenlokalitäten

In diese Liste der Probenpunkte sind alle im Text mit Nummer zitierten Proben (geochemische Analysen, Modalbestandsanalysen) aufgenommen. Ein Teil der Probenlokalitäten ist auf Kärtchen dargestellt (Abb. A-1, A-2, A-3), ein Teil ist in Listenform angeführt, wobei sich die Angaben auf die Österreichische Karte 1:50.000 beziehen (Blätter 133, 134, 162, 163).

Proben mit GL-Nummern

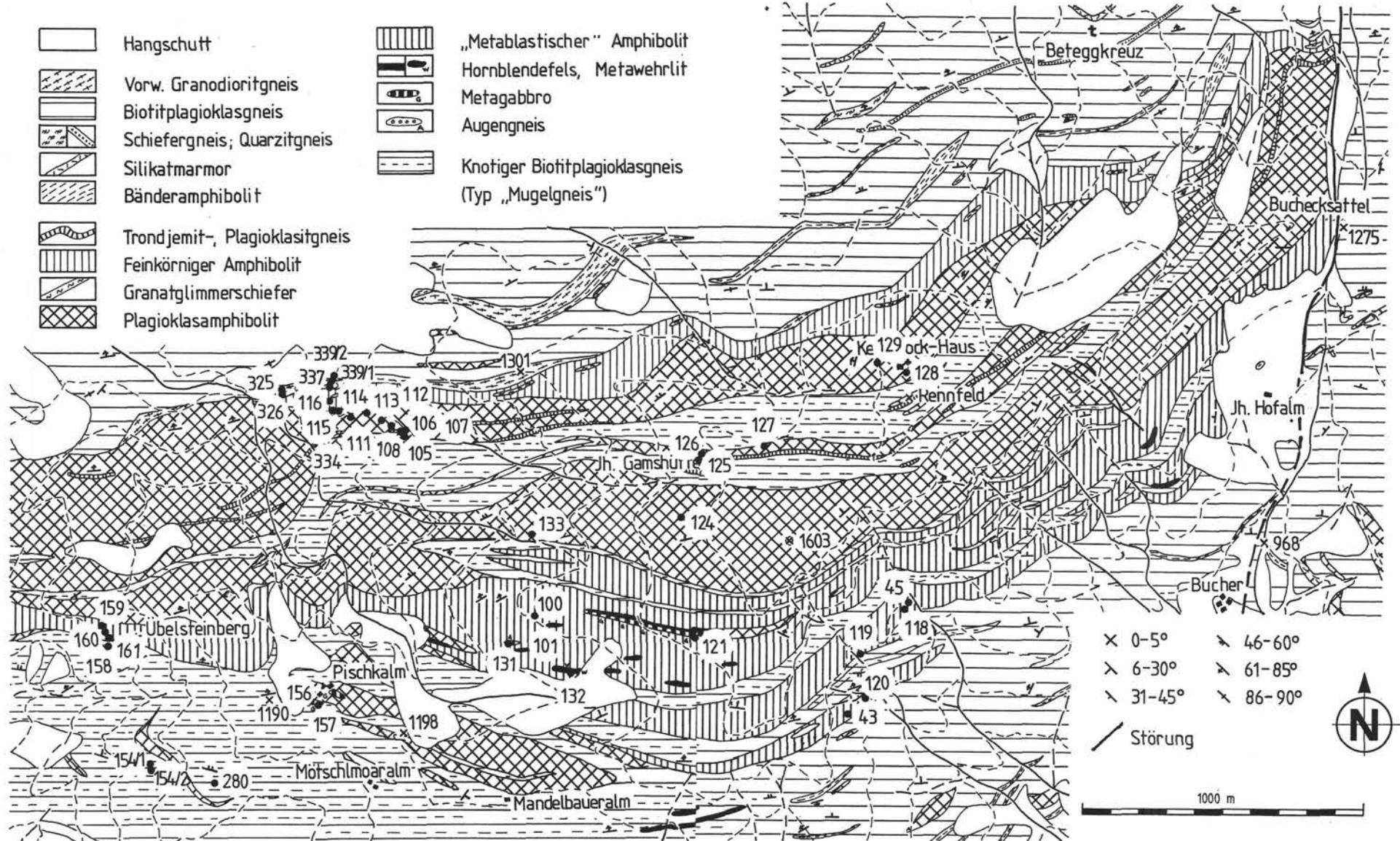
(zentrales Gleinalmgebiet und Mugel-Gebiet)

- GL 1: ÖK 162, Biotitplagioklasgneis, Steinbruch bei Wh. Glatz östlich Kleinlobming.
- GL 17/1: ÖK 133, Biotitplagioklasgneise, Oberrand des Steinbruchnordteiles im Kumpelgraben.
- GL 23: ÖK 133, metablastischer Amphibolit, Utschgraben, 250 m N Wh. Tremmel.
- GL 102: ÖK 163, Orthogneis, Kleintal, Straßenaufschluß 350 m SSW Gehöft Fürst.
- GL 111: ÖK 133, Orthogneis, Thomasbach (östlich Kumpelgraben), Wegaufschluß 250 m ESE Steiner.
- GL 112, GL 113, GL 114: ÖK 133, Bänderamphibolite, Thomasbach (östlich Kumpelgraben), Straßenaufschluß in Kehre in Seehöhe 810 m.
- GL 115: ÖK 163, Bänderamphibolit, Meißlgraben, Straßenaufschluß 50 m SSE Brücke 800.
- GL 116, GL 117, GL 118: ÖK 163, Bänderamphibolite, Meißlgraben, 150 m SSE Brücke P. 800.
- GL 129: ÖK 133, Bänderamphibolit, Steinbruch Kumpelgraben, nördlichster Steinbruchteil.
- GL 130: ÖK 133, Bänderamphibolit, Steinbruch Kumpelgraben, südlichster Steinbruchteil.
- GL 142: ÖK 133, Orthogneis, Straße NW „ö“ von Pöllagrabens.
- A 12: ÖK 162: Aplitgneis mit Biotitamphibolitlagen, Rauthauer Graben, S Hintermüller.
- GL 1250N: ÖK 133, Bänderamphibolit, Gleinalmtunnel, Station 1250 m von N.
- GL 1660S: ÖK 133, Bänderamphibolit, Gleinalmtunnel, Station 1660 m von S.
- GL OG: ÖK 133, Orthogneis, Weg 500 m W Sadningkogel.

Proben mit RF-Nummern

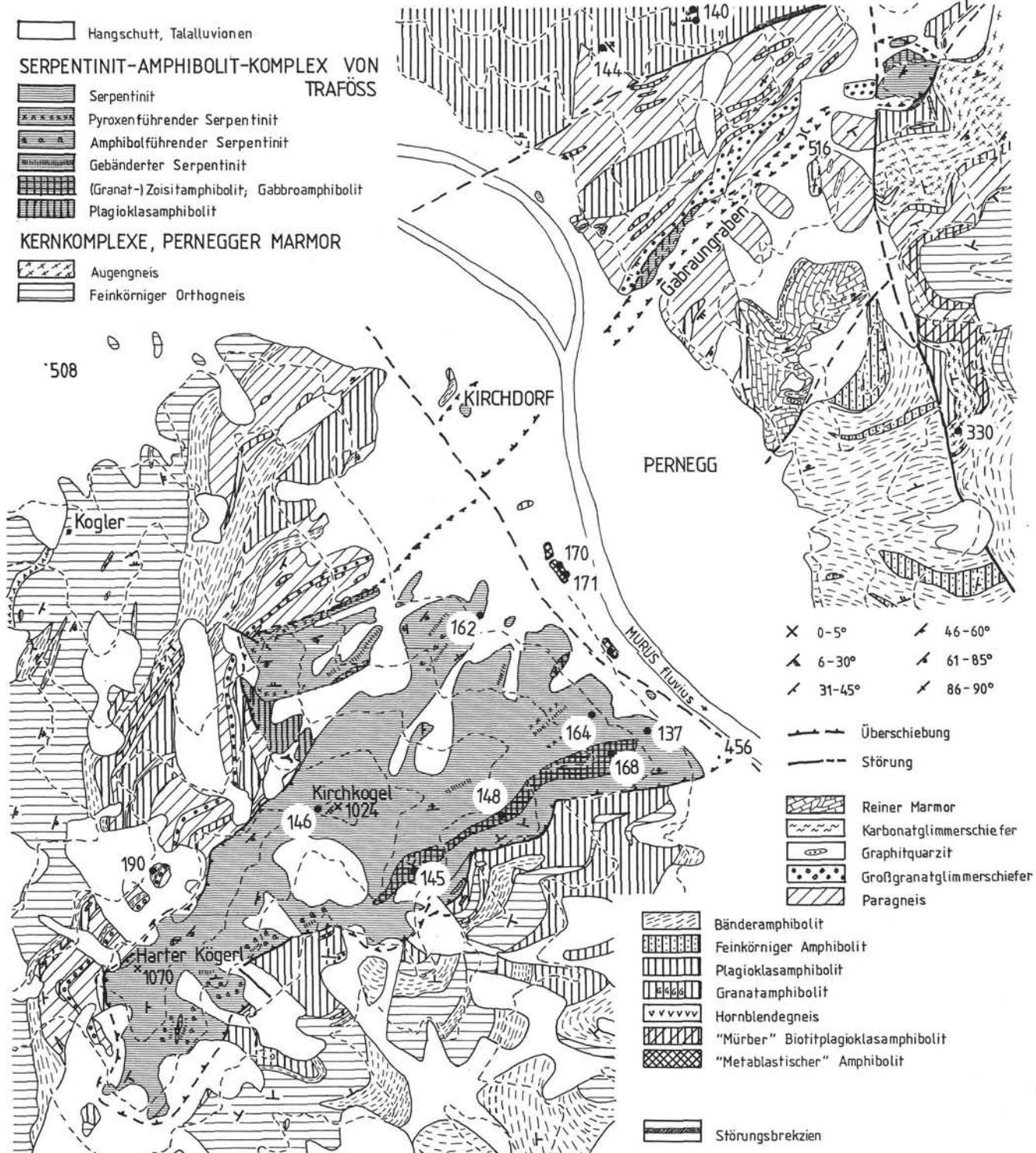
(Rennfeldgebiet)

- RF 1: ÖK 134, Orthogneis, Rücken 100 m NW Wucherer im Pretschergraben.
- RF 5: ÖK 134, Mugelgneis, Forststraße 350 m N Lammerkogel.
- RF 7: ÖK 134, Orthogneis, Forststraße 280 m ESE Fh. Aloishütte.
- RF 12: ÖK 134, Mugelgneis, bei „n“ von Feisterergraben.
- RF 21: ÖK 134, Granatamphibolit, 200 m NW „R“ von Reiteibergaben.
- RF 25: ÖK 134, Biotitplagioklasgneis, Gabraungraben, 500 m W P. 844.
- RF 28: ÖK 134, Biotitplagioklasgneis, Forststraße 200 m N „s“ von Finstertal.
- RF 29: ÖK 134, Biotitplagioklasgneis, Forststraße 550 m NNW P. 1373 (NE Bucheck).
- RF 30: ÖK 134, Bänderamphibolit, Forststraße ca. 300 m SW Schwarzkogel.
- RF 38: ÖK 134, Granitgneis, Ende des neuen Forstweges unter „s“ von Pretschergraben.

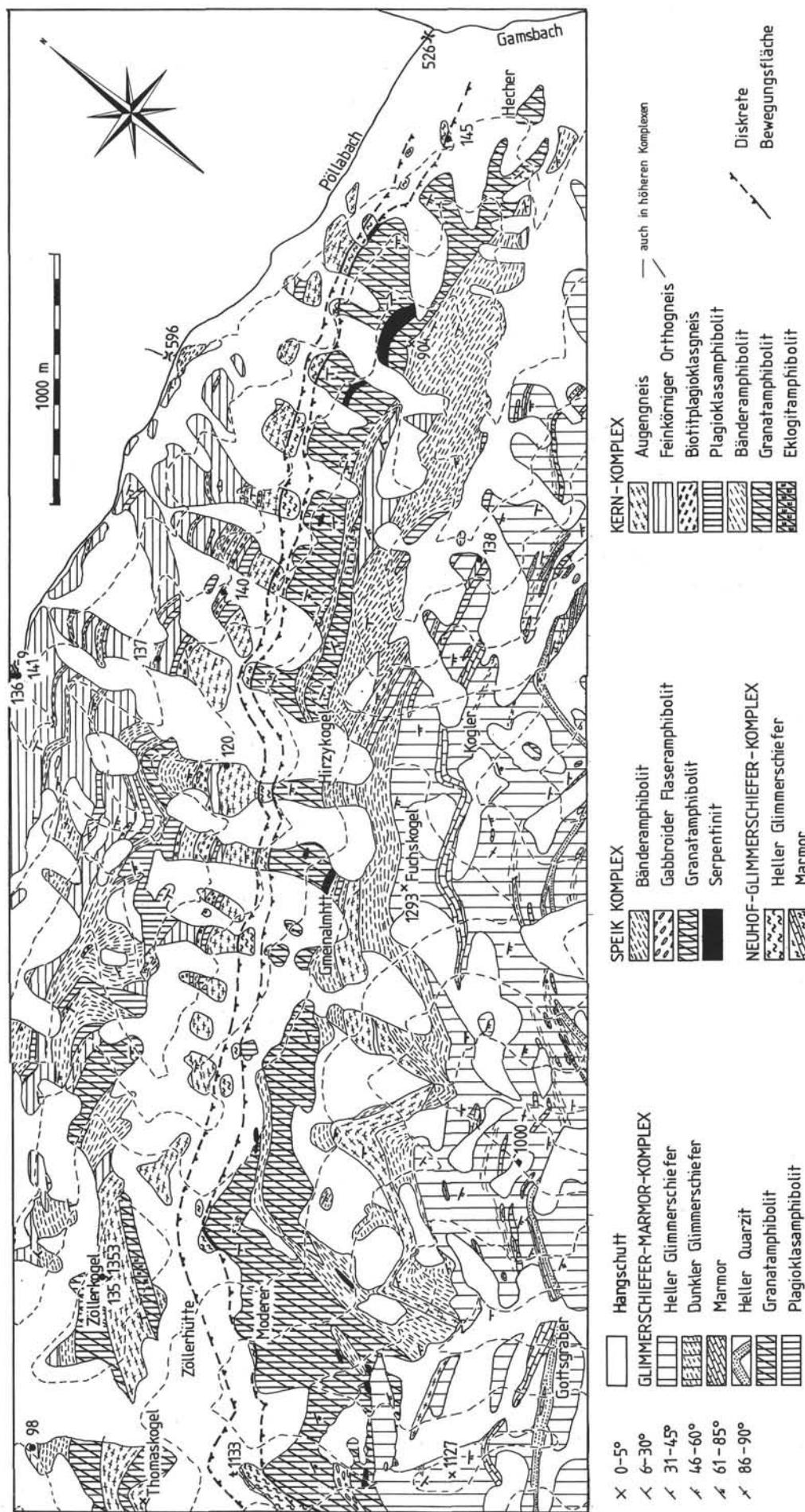


Appendix-Abb. 1.
Geologische Karte mit Probenlokalitäten (RF-Nummern) des Rennfeldes.

- RF 39: ÖK 134, Amphibolit, SE-Hang Braunhuber Kogel, Kehre des neuen Forstweges in Seehöhe 680 m, 320 m NW P. 588.
- RF 41: ÖK 134, Orthogneise, Ende des neuen Forstweges 250 m WSW „Z“ von Zuchner Kg.
- RF 102: ÖK 134, feinkörniger Amphibolit, Straßenaufschluß SW „e“ von Schlaggraben.
- RF 103: ÖK 134, feinkörniger Amphibolit, Straßenaufschluß S „n“ von Schlaggraben.
- RF 134/2: ÖK 134, Orthogneis, Schöntal, neue Forststraße 150 m SE P. 869.
- RF 135: ÖK 134, Orthogneis, Schöntal, neue Forststraße 300 m ENE P. 869.
- RF 142: ÖK 134, Amphibolit, Forststraße Seehöhe 740 m (Graben) 900 m SSW Brücke 981 im Schwaigergraben.
- RF 143: ÖK 134, Amphibolit, Forststraße Seehöhe 860 m (Außenkurve) 950 m SSW Brücke 981 im Schwaigergraben.
- RF 148: ÖK 134, Orthogneis, bei „n“ von Untertraföß.
- RF 149, RF 150, RF 152: ÖK 133, Amphibolite, Höllgraben (W Traföß), aufgelassener Steinbruch an östlicher Blattgrenze.
- RF 173: ÖK 133, Amphibolit, Höllgraben, 300 m NE P. 604.
- RF 174: ÖK 133, Amphibolit, Höllgraben, 250 m NE P. 604.



Appendix-Abb. 2.
Geologische Karte mit Probenpunkten (RF-Nummern) des Gebietes Traföß – Pernegg (Murtal südlich von Bruck an der Mur).



Appendix-Abb. 3.
Geologische Karte der südöstlichen Gleinalm (Fuchskogelgebiet) mit Probenlokalitäten (GL-Nummern).

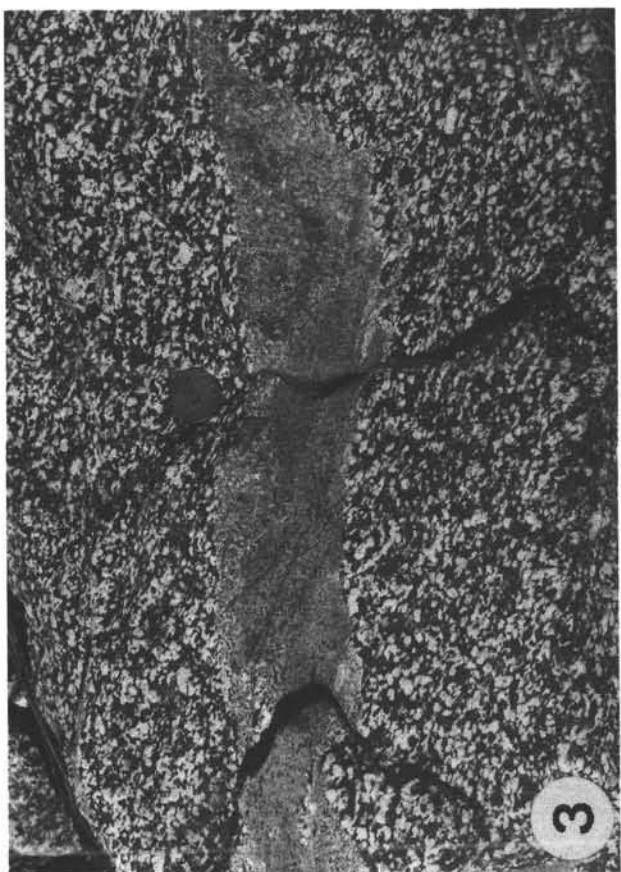
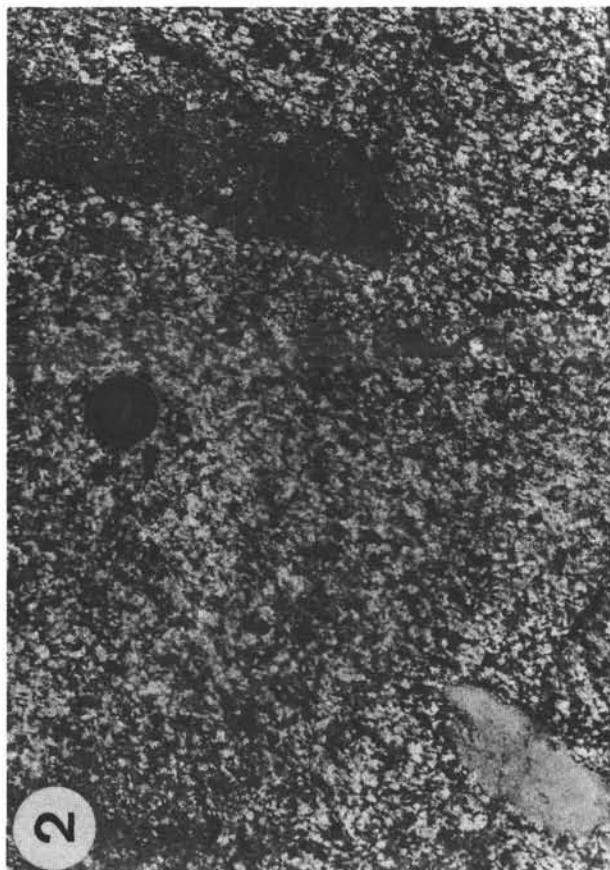
- RF 175: ÖK 134, Amphibolit, Gabers B. (nördlich Roßgraben), westseitig der Bachgabelung in ca. Seehöhe 550 m.
- RF 179: ÖK 134, „mürber“ Biotitamphibolit, Forststraße östlich von „zweitem „g“ von Grobegg (Westhang Preßschgraben).
- RF 198: ÖK 134, Orthogneis, bei „n“ von Untertraß.
- RF 236: ÖK 134, Bänderamphibolit, Graben in Seehöhe 690 m N Schwaigergraben (ca. 1 km östlich Liebsberg).
- RF 283: ÖK 134, Biotitplagioklasgneis (innerhalb Augengneis-Zug), neue Forststraße in ca. Seehöhe 870 m, Rücken SW Braunhuber K.G.
- RF 323: ÖK 134, Augengneis, neue Forststraße ca. 500 m SE Jh. Großegg.
- RF 353: ÖK 134, Biotitplagioklasgneis, Kehre in Seehöhe 1180 m der Forststraße SE P. 1327 (NW Eibeggsattel).
- RF 373: ÖK 134, Biotitplagioklasgneis, Straße ca. 600 m S Sportl. Stanz.
- RF 415: ÖK 134, Orthogneis, Weg 250 m NW Sölsnitzberg.
- RF 417: ÖK 134, Dioritgneis, Forstweg 350 m ESE Gehört Schrockner, Grasnitzgraben.

- RF 418: ÖK 134, Granitgneisgang, Kehre NE Gehört Radinger (SE Kapfenberg).
- RF 419: ÖK 134, Granitgneisgang, Kamm 300 m NNE Brunnegeraim (S. Frauenberg).
- RF 423: ÖK 134, Granitgneis, Straßenaufschluß 50 m E P. 869 im Gräbischgraben.
- RF 428: ÖK 134, Bänderamphibolit, Straßenaufschluß NE „h“ von Preßschgr.
- RF 429: ÖK 134, Orthogneis, Graben 250 m NW Untertraß.
- RF 430: ÖK 134, Orthogneis, Forstweg 250 m östlich „r“ von Preßschgr.
- RF 431, RF 432: ÖK 133, Bänderamphibolite, bei Brücke östlich P. 604, Traßbach.
- RF 436: ÖK 134, metablastischer Amphibolit, Eibegraben.
- RF 437: ÖK 134, metablastischer Amphibolit, Eibegraben, Straßenaufschluß 300 m SW Kapelle 681.
- RF 438: ÖK 134, metablastischer Amphibolit, Eibegraben, Straßenaufschluß 250 m SW Kapelle 681.
- RF 441: ÖK 134, Orthogneis, Graben 300 m SE Brücke 482 im Roßgraben.

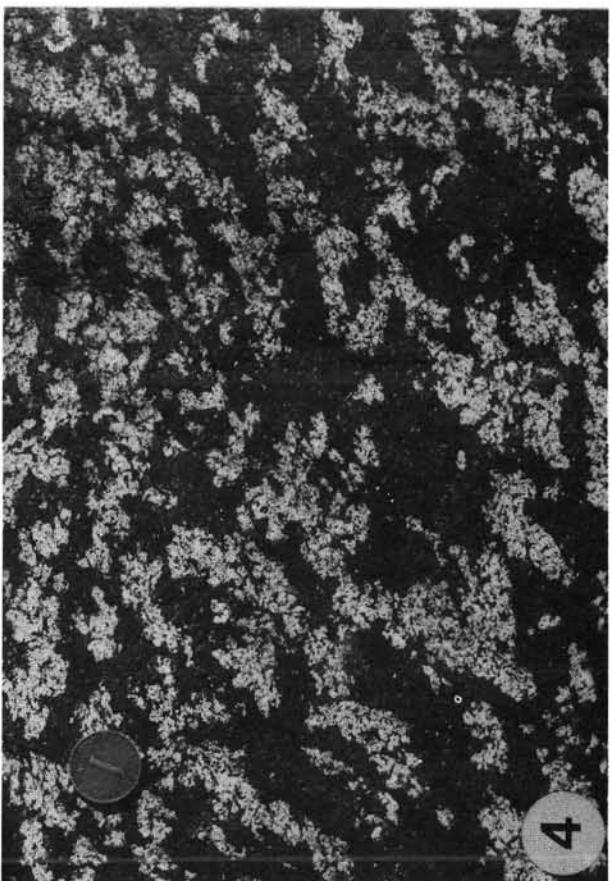
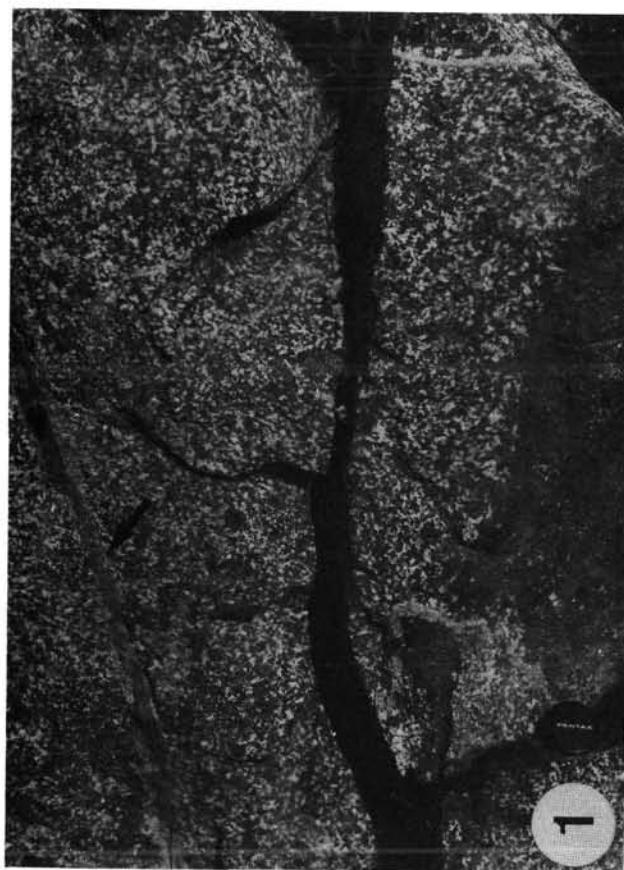
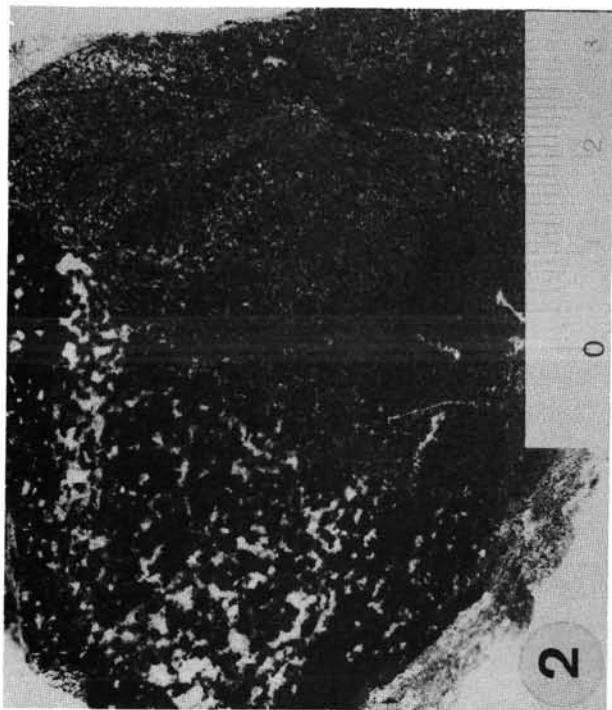
Tafel 1

Begleitgesteine des „metablastischen“ Amphibolits.

- Fig. 1: Lagige Anordnung von Plagioklasen am Rand von Hornblendefelsschollen in Metagabbro: Magmatisches Fließ- oder Kumulatgefüge?
Rollblock am Westhang des Rennfeldes, Forststraße in ca. 1230 m Seehöhe.
- Fig. 2: Schollen von Melagabbro und Leukogabbro in einem Hornblendegabbro.
Rollblock am Westhang des Rennfeldes, Forststraße in ca. 1230 m Seehöhe.
- Fig. 3: Scholle eines Melagabbro in einem grobkörnigen gabbroiden Amphibolit.
Rollblock am Westhang des Rennfeldes, Forststraße in ca. 1230 m Seehöhe.
- Fig. 4: Agmatitisches Gefüge im „metablastischen“ Amphibolit. Brekzierte Hornblendefelskomponenten im „metablastischen“ Amphibolit.



- Fig. 1: Kontakt von Hornblendefels (unten) zu grobkörnigem, gabbroidem Amphibolit (oben). Innerhalb des gabbroiden Amphibolits befindet sich ein feinkörniger Gang eines feinkörnigen Hornblendegabbros.
Rennfeldsstraße, Seehöhe 1420 m.
- Fig. 2: Kontakt zwischen grob- und feinkörnigem Hornblendegabbro.
Handstück aus dem Aufschluß der Fig. 1.
- Fig. 3: Unregelmäßige Anreicherungen von groben Plagioklas- und Amphibolkristallen.
Rollblock am Westhang des Rennfeldes, Forststraße in ca. 1230 m Seehöhe.
- Fig. 4: Fleckige Anreicherungen mit Multikristallaggregaten aus Plagioklas und Amphibol in Hornblendefels.
Ausschnitt aus Fig. 3.



Tafel 3

- Fig. 1: Hypidiomorpher Quarz als Einschluß in Amphibol des „metablastischen“ Amphibolites. Forststraße 750 m südlich des Rennfeldgipfels. Polarisatoren +; lange Bildkante ca. 3,2 mm.
- Fig. 2: Aggregate von magmatischen Plagioklasen in Metagabbro. Rollblock am Westhang des Rennfeldes, Forststraße in ca. 1350 m Seehöhe. Polarisatoren +; lange Bildkante ca. 3,2 mm.
- Fig. 3: Rekristallisierter brauner Biotit im „metablastischen“ Amphibolit; Säume von von opakem Erz und Rutil. Forststraße 750 m südlich des Rennfeldgipfels. Polarisatoren ||; lange Bildkante ca. 3,2 mm.
- Fig. 4: Augengneis mit hohem Anteil an gerundeten, magmatischen Zirkonen. Forststraße 400 m südöstlich der Ruine Pernegg, östlich des Murtales. Polarisatoren ||; lange Bildkante ca. 3,2 mm.
- Fig. 5: Zweifach isoklinalgefaltete Lagen von Bänderamphiboliten. Faltenschlüsse der älteren Isoklinalfaltungsgeneration sind durch Pfeile gekennzeichnet. Pöllagraben, bei Brücke 569, zentrale Gleinalm.

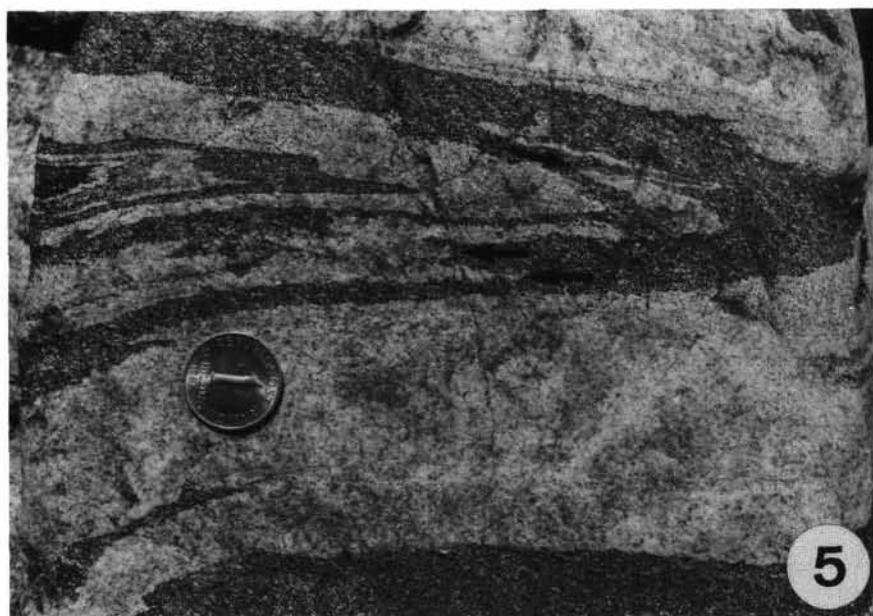
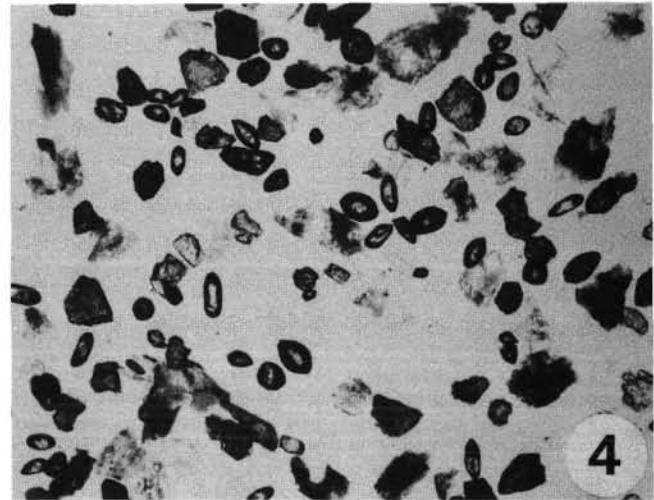
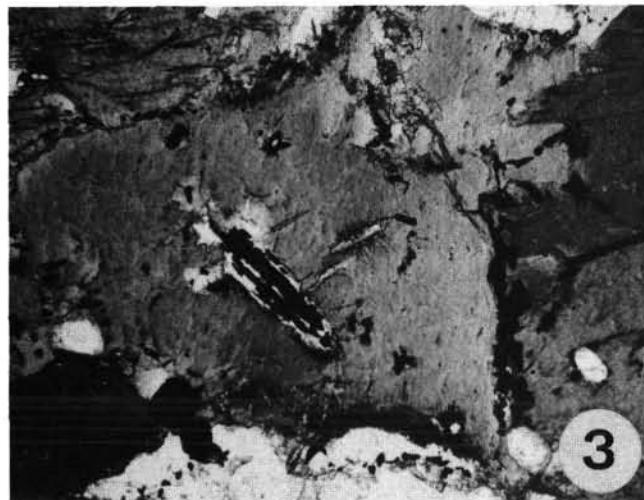
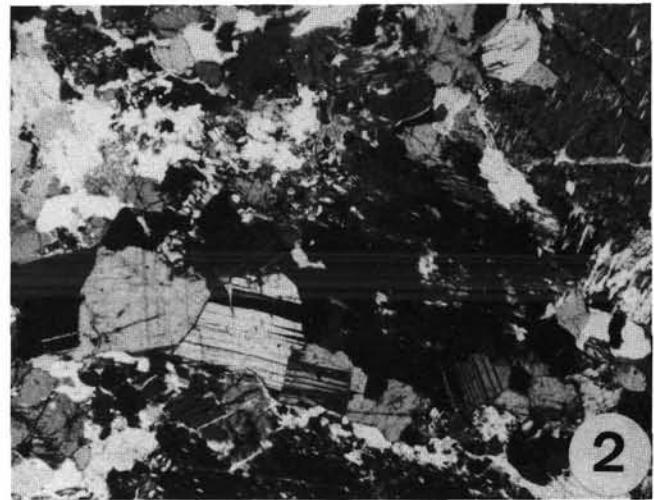
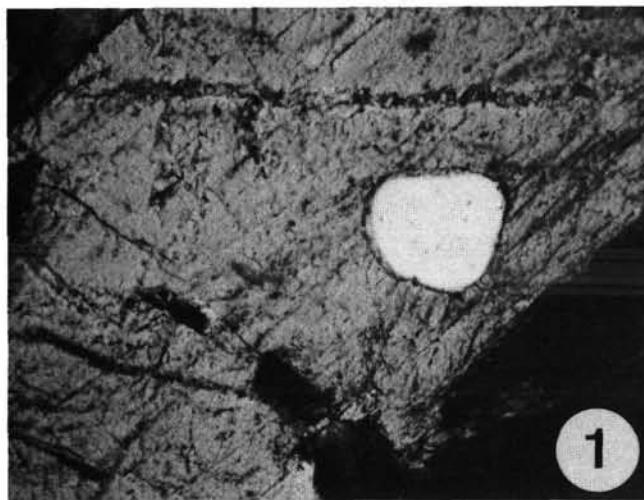


Fig. 1: Ca. 10 cm dicke gabbroide Zoisitamphibolitlage im Ultramafitkörper von Traföß. Die hellen Aggregate sind Relikte von Plagioklas, die vom Rand her von Zoisit überwachsen werden.
Hangkante SE Kirchkogel, Seehöhe ca. 700 m.

Fig. 2: Plagioklasrelikt mit Überwachung durch Zoisit.
Polarisatoren +; lange Bildkante ca. 3,6 mm; Lokalität wie Fig. 1.

Fig. 3: Zweiphasiges Amphibolwachstum im Serpentinitkörper von Traföß. Große Klinoamphibole werden in Richtung der Strekkung von feinkörnigen Amphibolen (Pfeil) einer jüngeren Amphibolgeneration umgewandelt.
Polarisatoren +; lange Bildkante ca. 3,6 mm; Ostseite des Kirchkogels.

Fig. 4: Gefüge in Serpentiniten. Vermutlich metamorph gewachsener Olivin wird längs Spaltrissen in Faserserpentin umgewandelt.
Polarisatoren +; lange Bildkante ca. 3,6 mm; Ostseite des Kirchkogels.

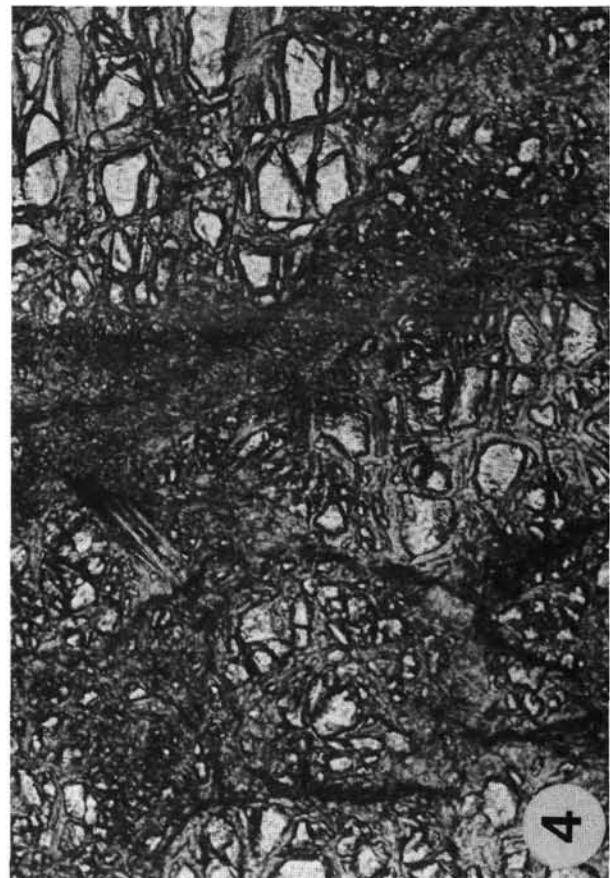


Fig. 1: Rundlicher, magmatischer Quarz als Einschluß in einem magmatischen Plagioklas.
Granitgneis. Graben 800 m NW Traföß, Murtal.
Polarisatoren +; lange Bildkante ca. 3,6 mm.

Fig. 2: Hypidiomorpher magmatischer Plagioklas (Zwillingsstreifung) und rundlicher Quarz (schwarz) als Einschluß in einem perthitischen Alkalifeldspat.
Porphyrischer Granitgneis. Graben 800 m NW Traföß, Murtal.
Polarisatoren +; lange Bildkante ca. 3,6 mm.

Fig. 3: Mylonitischer Aspekt der Augengneise. Die Kalifeldspatporphyroklasten zeigen kataklastisches Verhalten, Quarz bildet „ribbon“-Quarzlagen.
Kumpelgraben, Zufahrtstraße zu Gehöft Peer.
X-Z-Schnitt; Teilung des Maßstabes 1 cm.

Fig. 4: Das Grundgewebe der Augengneise des Kernkomplexes der zentralen Gleinalm zeigt Gleichgewichtsgefüge zwischen Quarz, Alkalifeldspat (meist Mikroklin), Plagioklas und Biotit.
Kumpelgraben, Zufahrtstraße zu Gehöft Peer.
Polarisatoren +; lange Bildkante ca. 3,6 mm.

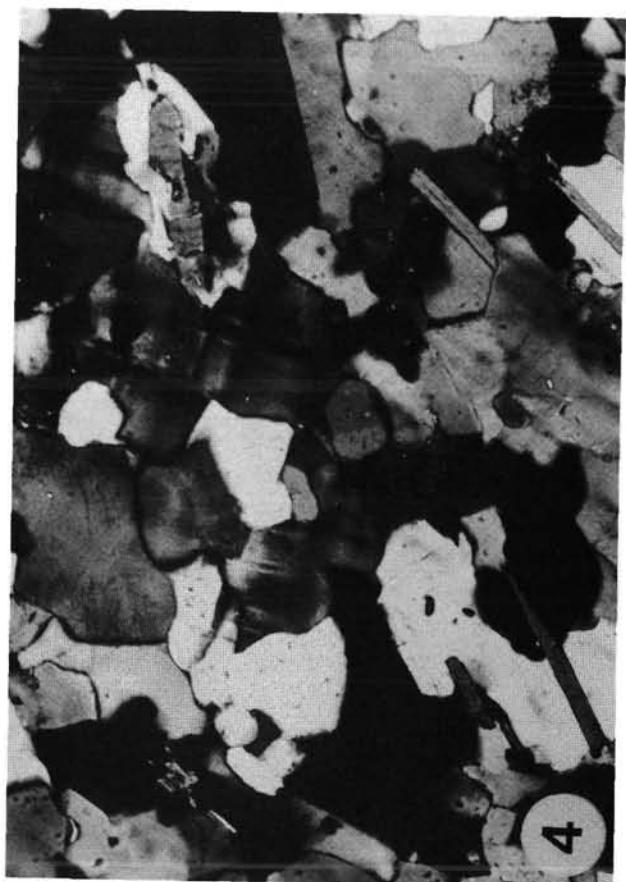
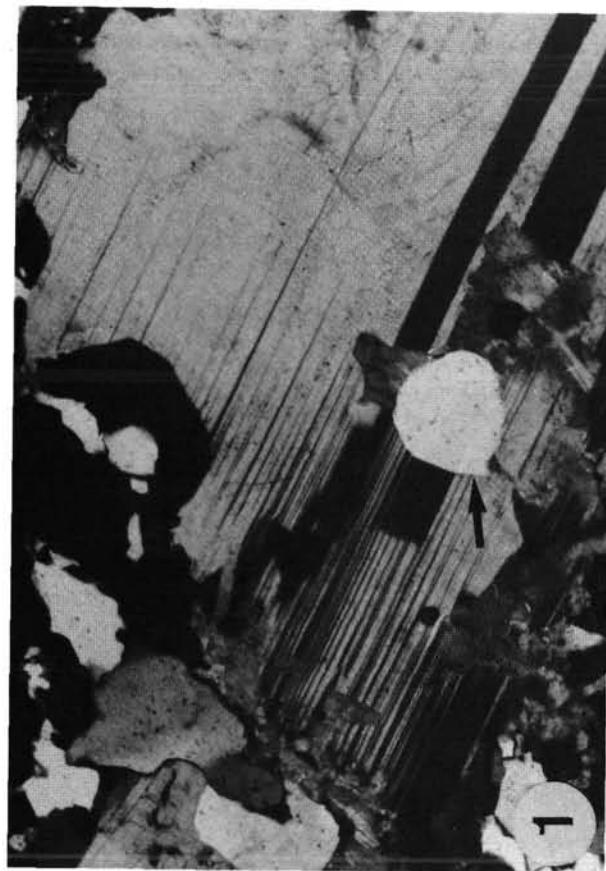
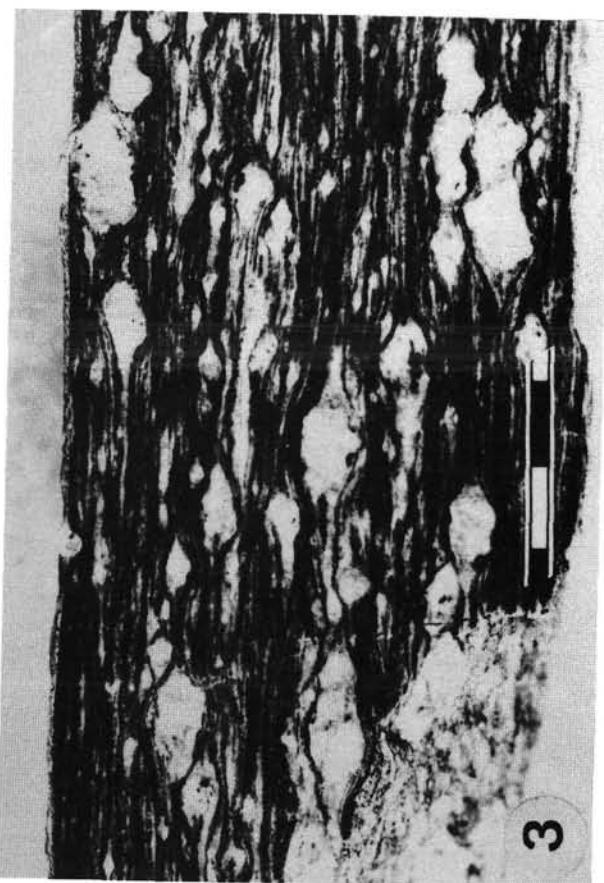


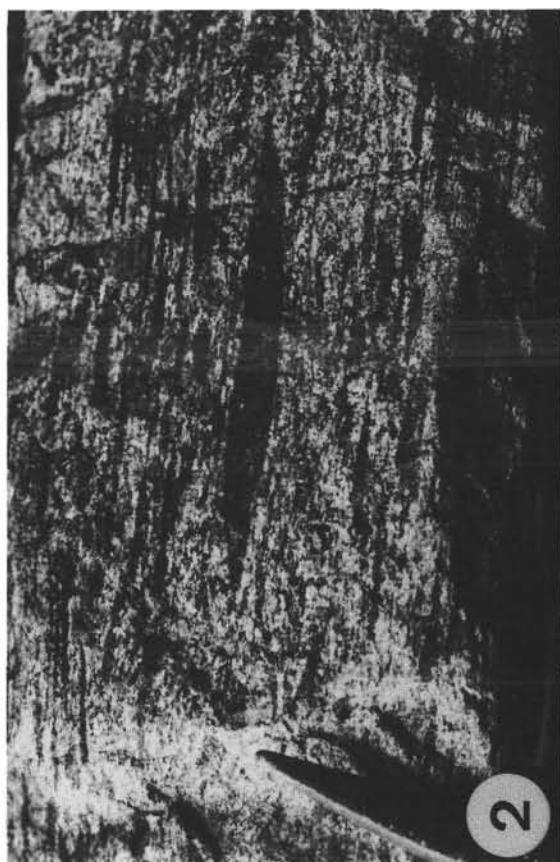
Fig. 1: Diskordanter Granitgneisgang in disthenführenden Glimerschiefern unmittelbar hangend des Augengneises. Der Gang schneidet isoklinal gefaltete Quarzknauern ab.

Westhang des Meißlgrabens, Kleintal (zentrale Gleinalm).

Fig. 2: Deformierte Amphibolitxenolithe in den glimmerarmen Plagioklasgneisen. Diese Amphibolit-(und auch Biotitplagioklasgneis-)Xenolithe sind als Hinweis für eine plutonische Genese der glimmerarmen Plagioklasgneise zu werten.
Rollblock im Kumpelgraben, ca. 500 m unterhalb des Steinbruches.

Fig. 3: Verfalteter Aplitgneisgang (Aplit 1) wird von einem nicht verfalteten Aplitgneisgang (Aplit 2) geschnitten.
Steinbruch Kumpelgraben.

Fig. 4: Konkordante Leukosome in Biotitplagioklasgneisen. Die Leukosome werden von der Foliation in den Biotitplagioklasgneisen abgeschnitten. Als mögliche Erklärung wird ein hochplastisches, duktile Materialverhalten der Biotitplagioklasgneise während der Bildung dieser Foliation vorgeschlagen.
Steinbruch Kumpelgraben.



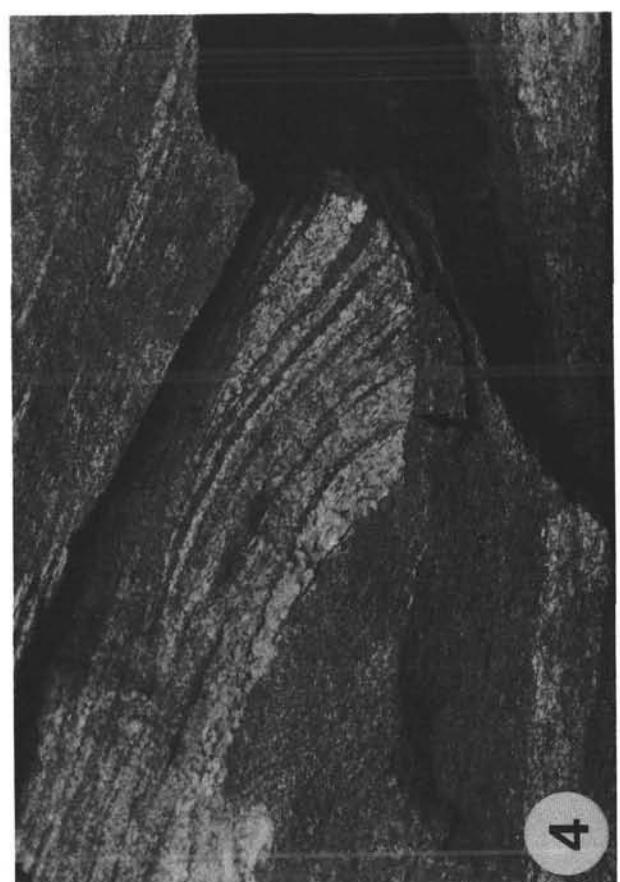
2



3



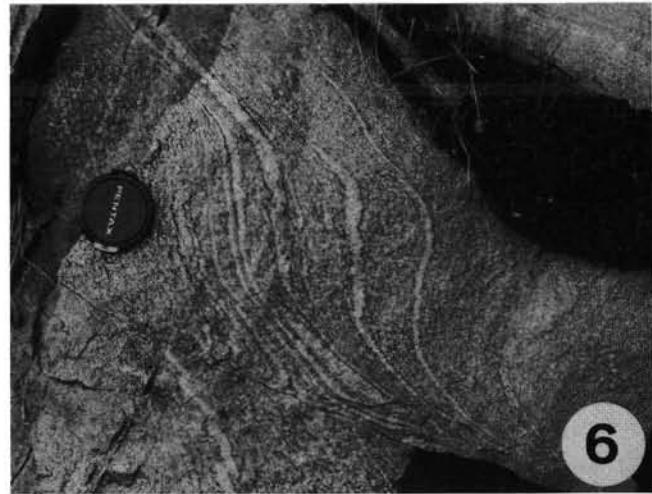
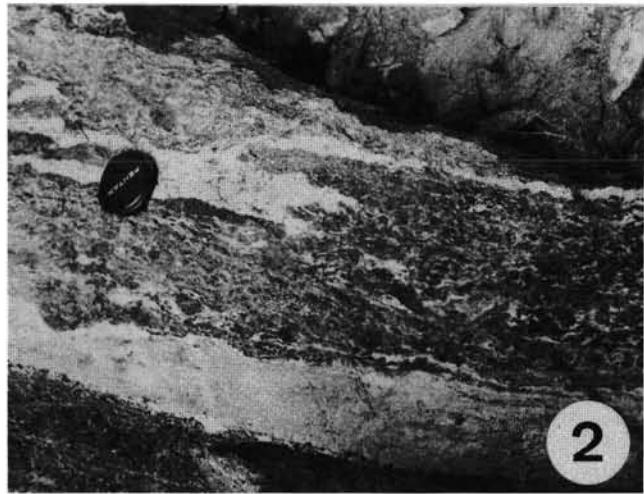
1



4

Tafel 7

- Fig. 1: Verschieferter gabbroider Amphibolit in grobkörnigem, metablastischem Mugelgneis (augiger Biotitplagioklasgneis). Utschgraben, neue Forststraße 650 m nördlich Wh. Kaiser.
- Fig. 2: Grobkörniger, restitartiger Hornblendefels in trondhjemitischem Gneis. Forststraße in Seehöhe 1010 m, 1700 m westlich Rennfeld.
- Fig. 3: Bildung von Boudins durch Dehnung in Richtung der Lineation im feinkörnigen Orthogneis. Die Bildung der Boudins erfolgt gleichzeitig mit der Bildung der Schieferungsfläche. X-Y-Schnitt. Pöllagraben, Forststraße 1,2 km NNW Fuchskogel.
- Fig. 4: Zwei Leukosomgenerationen. Konkordant zur Schieferung der Nebengesteine liegender Aplitgang wird von granitischem Leukosom geschnitten. Forststraße in Seehöhe 1000 m, 2 km westlich Rennfeld.
- Fig. 5,6: Pegmatoide Lagen in granodioritischem Gneis. Charakteristisch ist der Wechsel von grobkörnigen Quarz-Feldspat-Lagen mit feinkörnigen Lagen. Die Ränder der grobkörnigen Lagen sind mit Glimmer (v.a. Biotit) tapeziert. Die Entstehung dieser Lagen kann durch mechanische Differentiation während einer Scherdeformation erklärt werden. Dieser Lagenbau ist verfaltet (Fig. 5, oben) und duktil verformt (Fig. 6). Forststraße in Seehöhe 1000 m, 2 km westlich Rennfeld.



Aspekte der Deformation des Humpelgrabengranitgneises. Alle Aufnahmen im Südteil des Steinbaches im Kumpelgraben, zentrale Gleinalm.

Fig. 1: Verfalteter Kontakt zwischen Biotitplagioklasgneis (dunkel) und geschiefertem Granitgneis. Parallel zum Kontakt und zur Schieferung liegt eine Aplitgneislage. Im Granitgneis sind pegmatoide Lagen parallel zur Schieferung zu erkennen.

Fig. 2: Ca. 10 m rechts vom Faltenscheitel in Fig. 1 bilden verfaltete pegmatoide Lagen Falten im Granitgneis ab. Man beachte Scheitelverdickung und scheitelwärtige Asymmetrie von Parasitärfältchen. Etwa parallel zur Achsenfläche der Falte liegen diskordante Pegmatoidgängchen (zweite Pegmatoidgeneration?). Dies wird als Hinweis auf eine synintrusive Deformation gewertet.

Fig. 3: Pegmatoidgängchen (Pfeil) in Achsenflächenschieferungsorientierung.

Fig. 4: Verfaltete Aplitlage. Brekzierung der Nebengesteine und pegmatoides Nest (Pfeil) mit Turmalin.

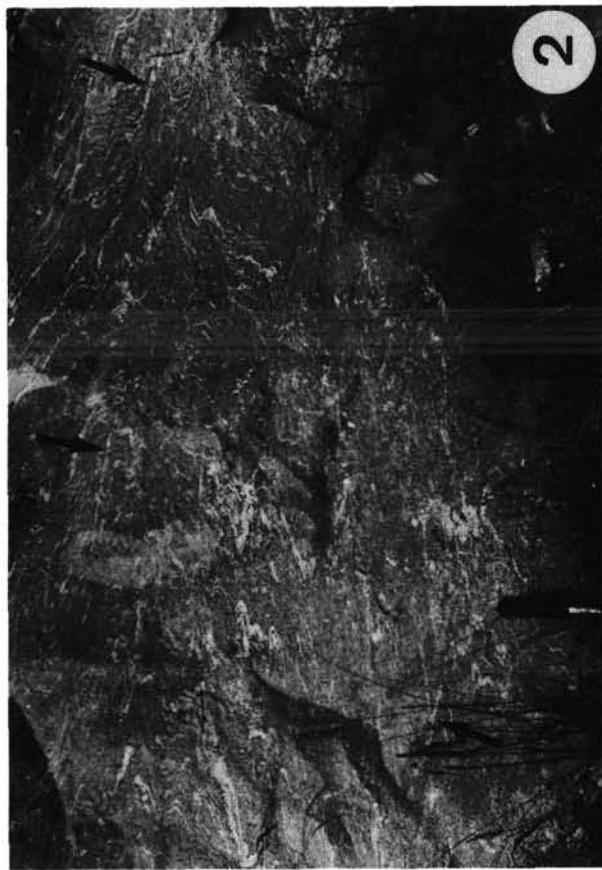


Fig. 1: Einschlußreicher Granat und deformierte, randliche, rekristallisierte Biotite (Pfeil) in einem Granatglimmerschiefer des Neuhof-Glimmerschiefer-Komplexes.

Nordhang des Fuchskogels.

Polaristoren +; lange Bildkante ca. 3,6 mm.

Fig. 2: Biotit im Kern von Granat.

Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex. Nordhang des Fuchskogels.

Polaristoren ||; lange Bildkante ca. 3,6 mm.

Fig. 3: Zonar gebauter Granat in deformiertem Granatglimmerschiefer des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes. Im Druckschattenthof Chlorit.

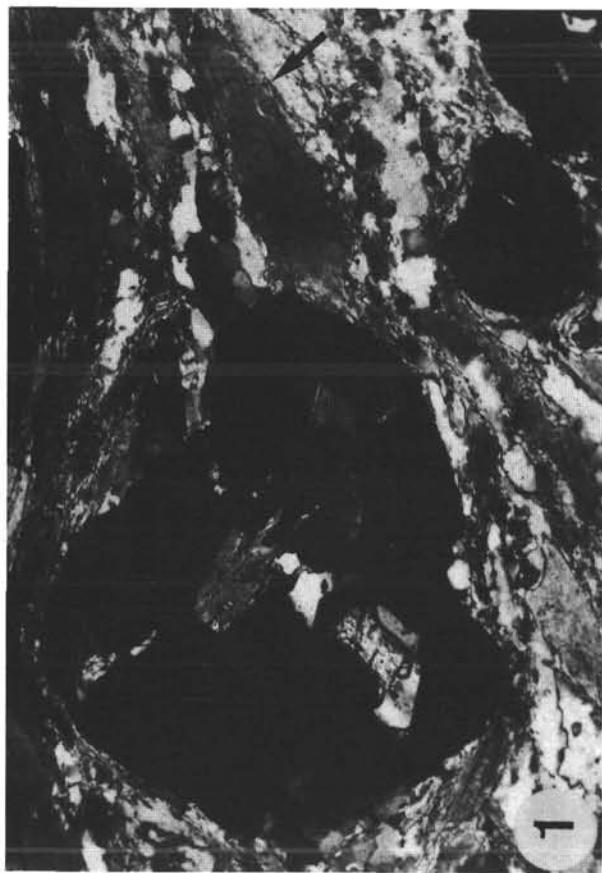
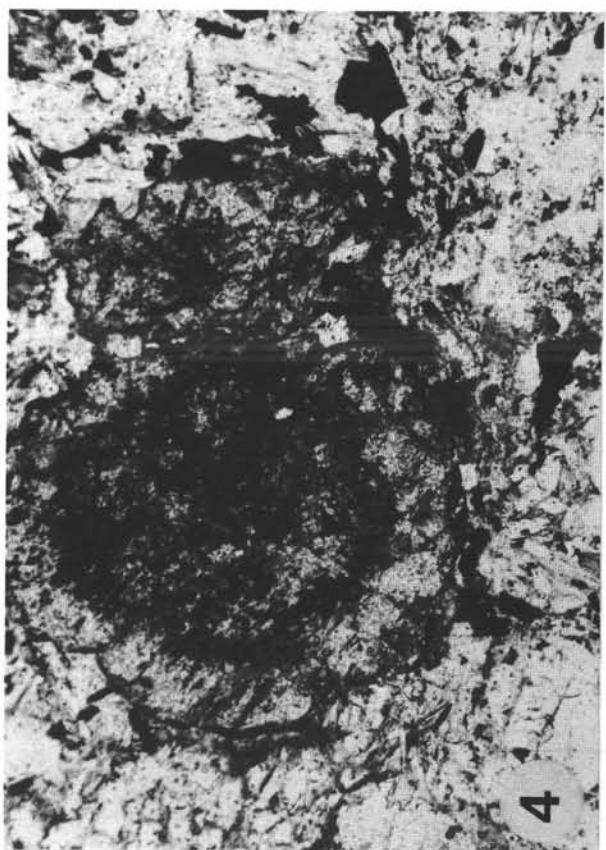
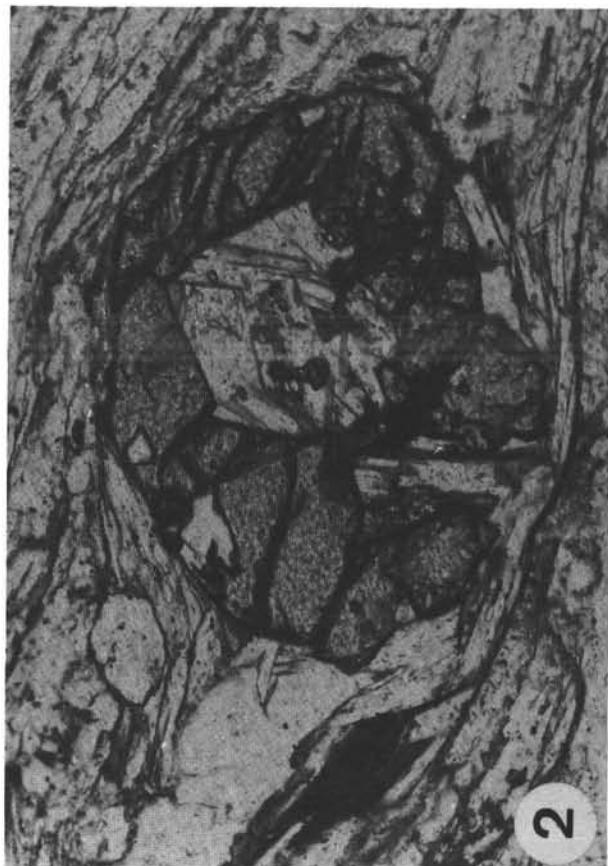
Laufnitzgraben, Straße Richtung Schiffal, Seehöhe ca. 750 m.

Polaristoren ||; lange Bildkante ca. 3,6 mm.

Fig. 4: Zonarbau in Granat. Einschlußreicher Kern ist mit Erz pigmentiert, der Rand ist einschlußarm.

Westhang des Meißlgrabens, Forststraße 700 m NNW Gehöft Meißl, zentrale Gleinalm.

Polaristoren ||; lange Bildkante ca. 3,6 mm.



Tafel 10

Fig. 1,2,3: Mikrotexturelle Hinweise auf Scherverformung in Serpentiniten.

Asymmetrische Höfe um Erz, s-c-Gefüge (Fig. 1,2).

Streckung von Amphibol I mit Neuwachstum von Amphibol II (Fig. 3) in den Streckungshöfen.

Südrand des Traföß-Serpentinites, Steig SE Harter Kögerl.

X-Z-Schnitt. Fig. 1: Polarisatoren +; Fig. 2,3: Polarisatoren ||; lange Bildkanten ca. 3,2 mm.

Fig. 4,5: Rekristallisation von Amphibolen der Generation I in Plagioklasamphiboliten am Rand des Traföß-Serpentinites.

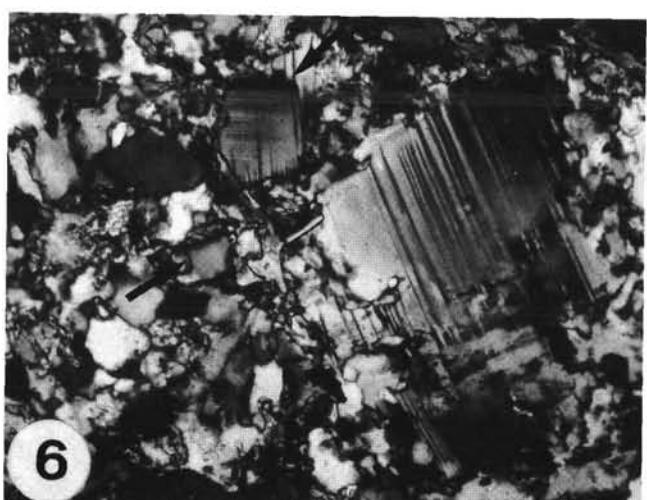
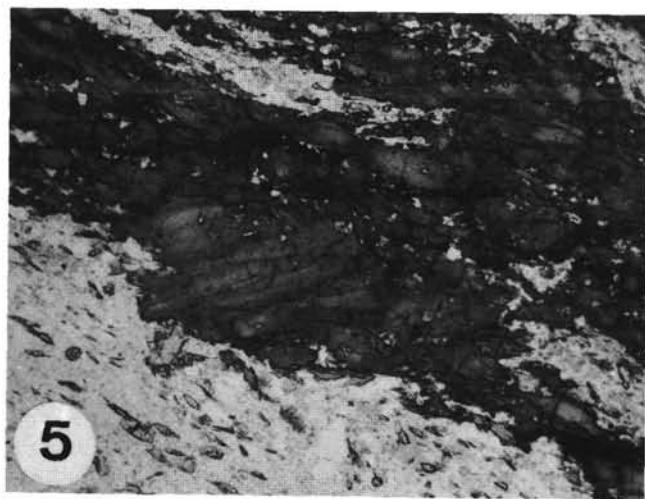
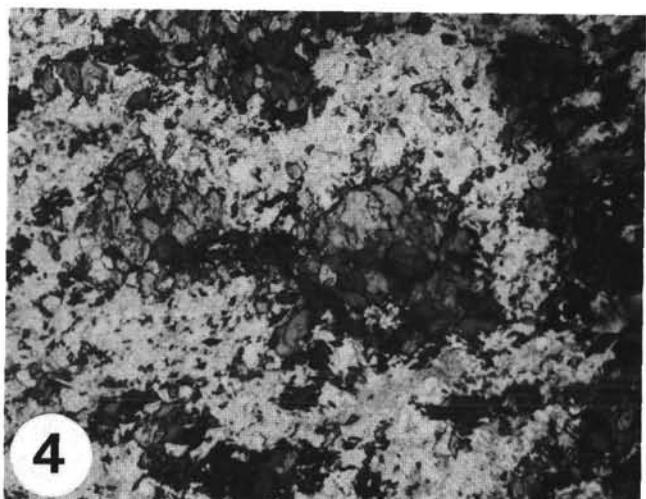
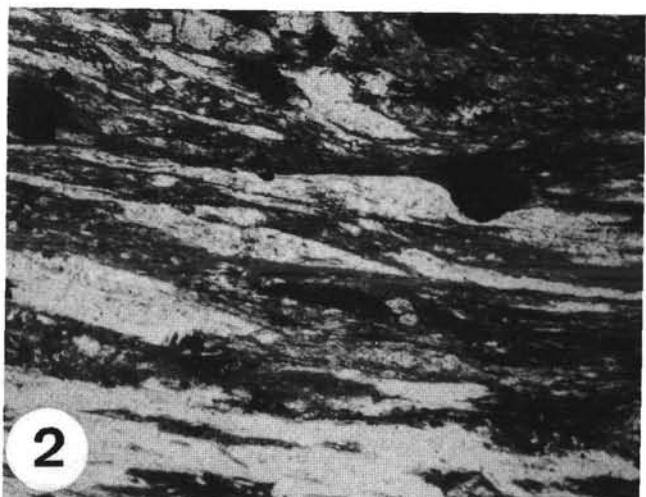
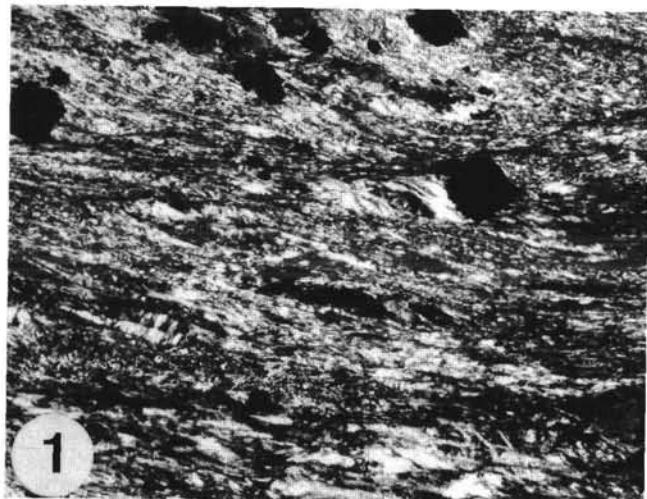
Mulde nördlich des Kirchkogels.

Fig. 4: X-Y-Schnitt; Fig. 5: X-Z-Schnitt; Polarisatoren ||; lange Bildkanten ca. 3,2 mm.

Fig. 6: Plagioklasrekristallisation und Zonarbau von Plagioklas in Amphibolitmyloniten.

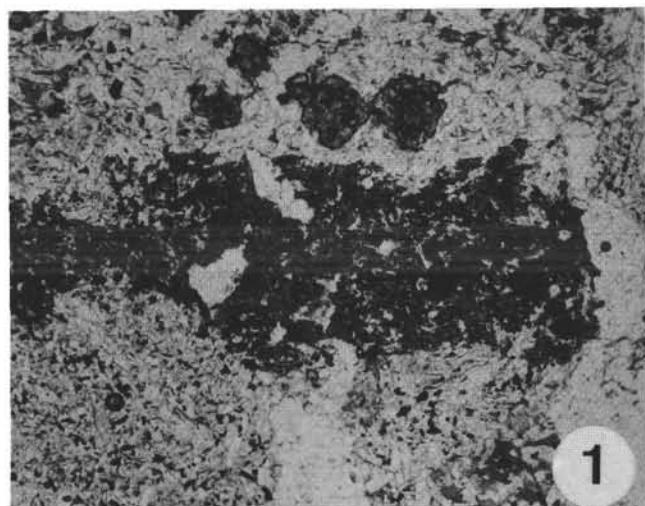
Lokalität wie in Fig. 4,5.

Polarisatoren +; lange Bildkante ca. 3,2 mm.

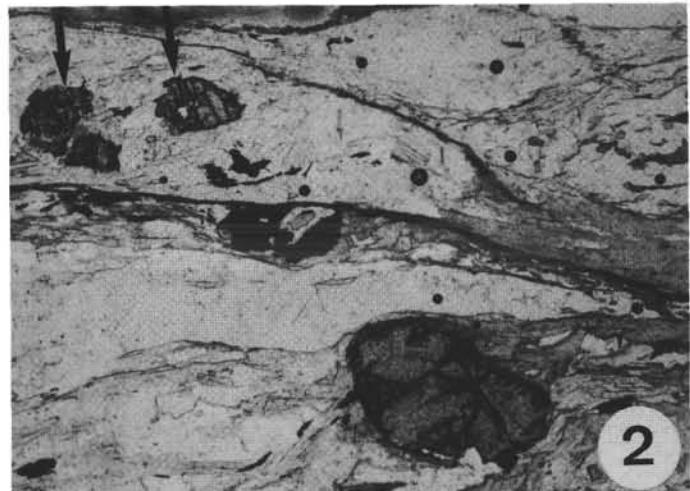


Tafel 11

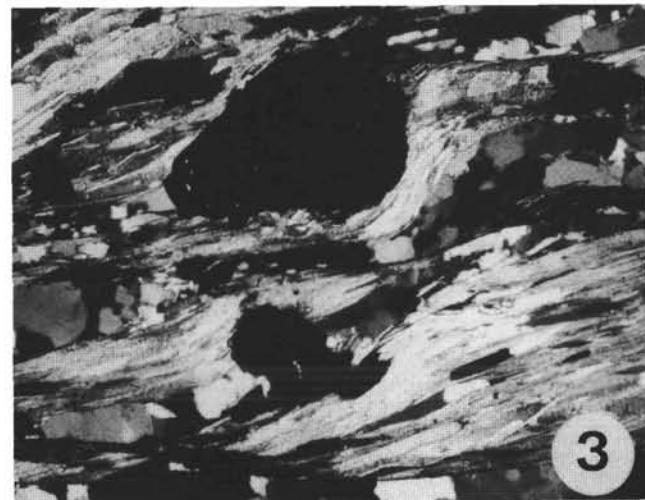
- Fig. 1: Disthenmultikristallpseudomorphose nach Andalusit(?) aus disthenführenden Glimmerschiefern im Zusammenhang mit Augengneisen.
Westhang des Meißlgrabens, Forststraße 700 m NNW Gehöft Meißl, zentrale Gleinalm.
Polarisatoren ||; lange Bildkante ca. 3,2 mm.
- Fig. 2: Granat mit asymmetrischen, chloritgefüllten Höfen. Staurolith ist gedehnt und zerbrochen.
Neuhof-Glimmerschiefer; Meißlgraben, NNE Gehöft Meißl, zentrale Gleinalm.
X-Z-Schnitt; Polarisatoren ||; lange Bildkante ca. 3,2 mm.
- Fig. 3: S-c-Gefüge und Granatkristalle mit asymmetrischen Höfen aus Quarz.
Lokalität wie Fig. 2.
Polarisatoren +; lange Bildkante ca. 3,2 mm.
- Fig. 4: Asymmetrische, chloritisierte Granatporphyroklasten und schlecht entwickelte s-c-Gefüge.
Glimmerschiefer-Marmor-Komplex; Meißlgraben, 450 m NE Meißl, zentrale Gleinalm.
X-Z-Schnitt; Polarisatoren +; lange Bildkante ca. 3,2 mm.
- Fig. 5: Granat mit (dextral) rotiertem Interngefüge aus Quarz und Klinozoisit. In den Druckschattenhöfen Umwandlung des Granats in Plagioklas (Pfeile).
400 m westlich Gmoanalmhütte (W Fuchskogel), zentrale Gleinalm.
X-Z-Schnitt; Polarisatoren +; lange Bildkante ca. 7,2 mm.



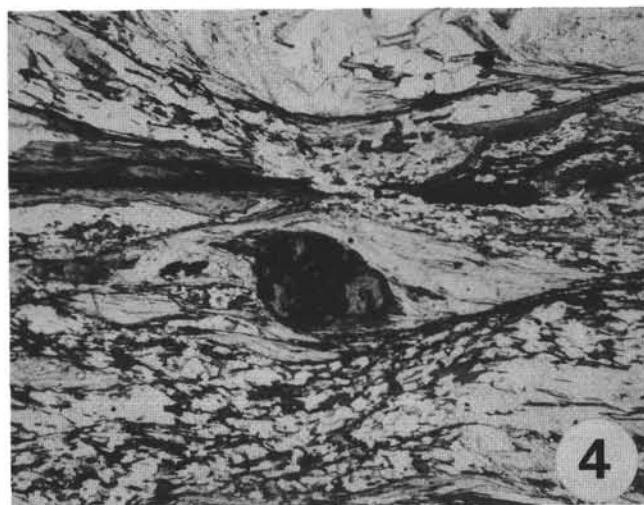
1



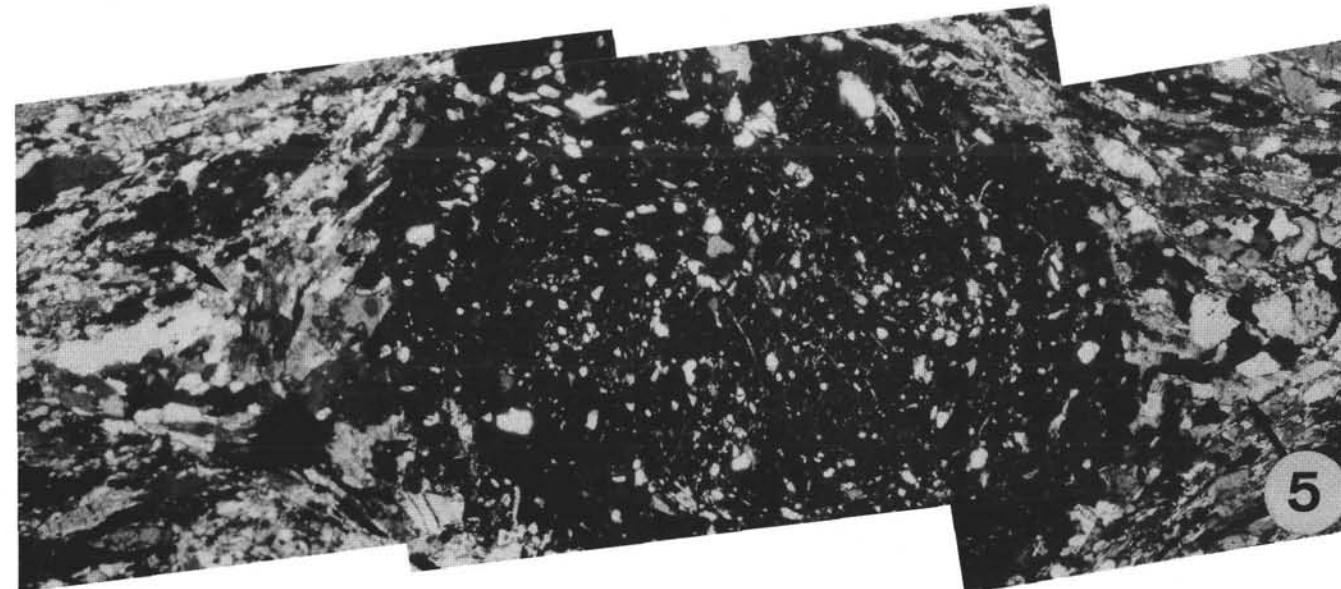
2



3



4



5

Tafel 12

Fig. 1: Kataklastisches Verhalten von Granat; s-c-Gefüge in Granatamphibolit.
Westhang Rennfeld, Forststraße ca. 1 km NNE Pischkalm.
X-Z-Schnitt.

Fig. 2: Kataklastisches Verhalten von Amphibol; s-c-Gefüge in Granatamphibolit.
Lokalität wie Fig. 1. X-Z-Schnitt.

Fig. 3: Deformierter, staurolithführender Paragneis. Staurolith wird während der Deformation passiv zerrissen (Pfeile).
Gabraun, Ende der Forststraße NW Gehöft Huber (südlich des Rennfeldes).
Polarisatoren ||.

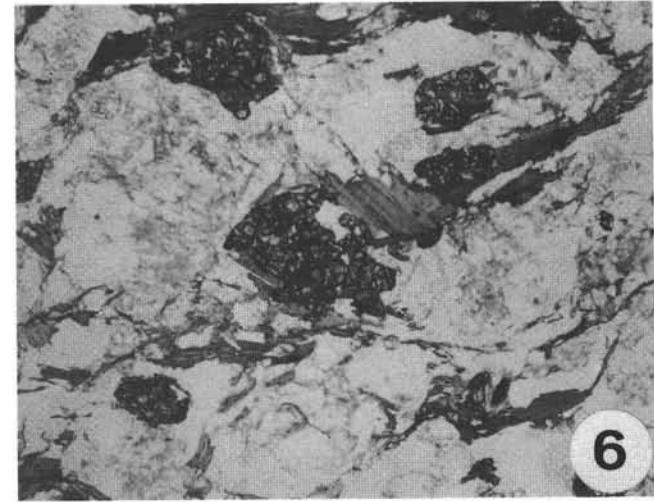
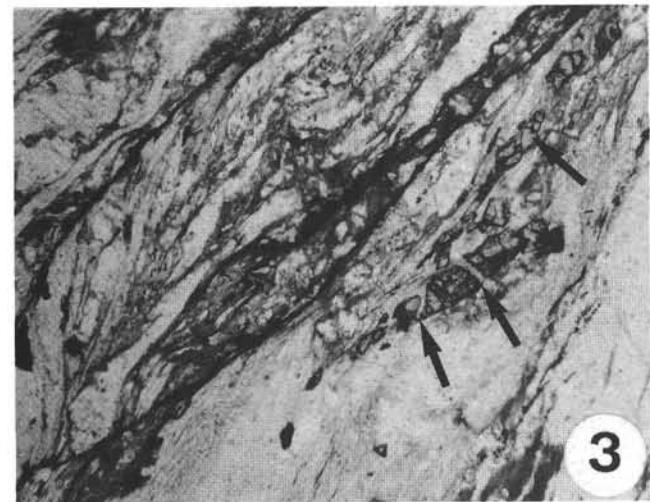
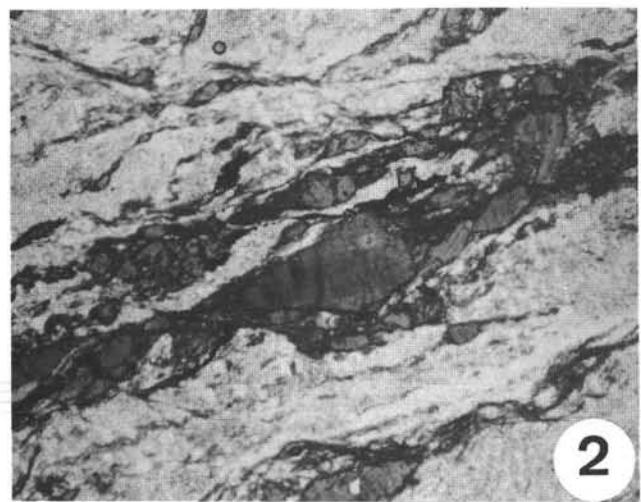
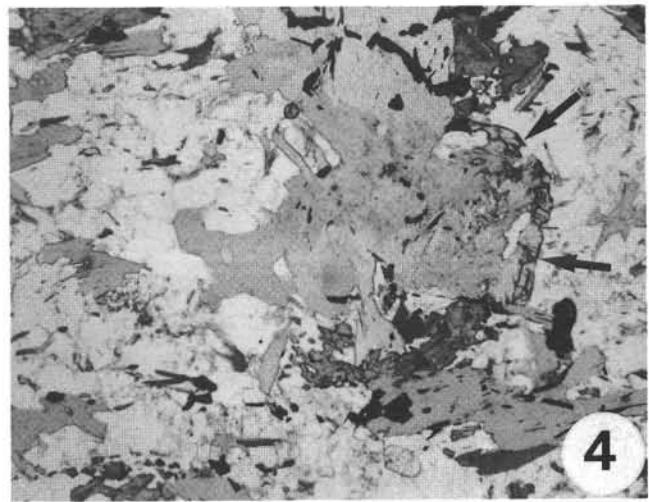
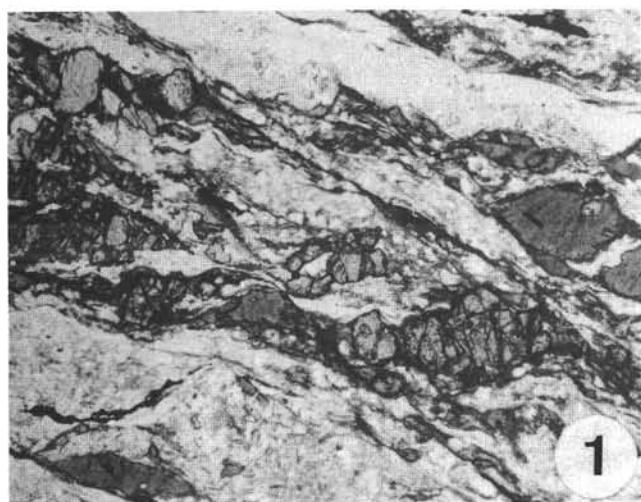
Unterschiedliche Mineralparagenesen durch rückschreitende Metamorphose in Biotitplagioklasgneisen.

Fig. 4: Fast vollständige Umwandlung von Granat (Pfeile) über Biotit in Chlorit unter statischen Bedingungen.
Steinbruch bei Wh. Glatz östlich Kleinlobming.

Fig. 5: Paragenese mit Biotit – Klinozoisit/Zoisit – Granat. Chlorit fehlt.
Steinbruch Kumpelgraben.

Fig. 6: Paragenese mit teilweise chloritisiertem Granat, Biotit und Chlorit. Die rückschreitende Metamorphose erfolgt unter Deformation.
Forststraße südlich Übelsteinberg (SW Rennfeld).

Bei allen Figuren entspricht die lange Bildkante 3,2 mm im Schliff. In allen Schliffen parallele Polarisatoren.



Tafel 13

Fig. 1,2: Protomylonitisches Gefüge. Die Feldspäte zeigen kataklastisches Deformationsverhalten (Zergleitung längs Spaltflächen), während Quarz durch intrakristalline Plastizität deformiert wird. Hinweise auf Rekristallisation fehlen.
Kataklasit-Zone, Schenkenberg, Südrand des Gleinalmkristallins.

Fig. 1: Polarisatoren ||.

Fig. 2: Polarisatoren +.

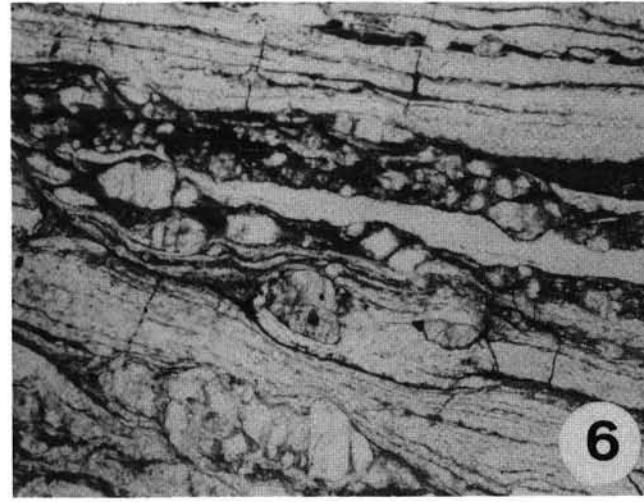
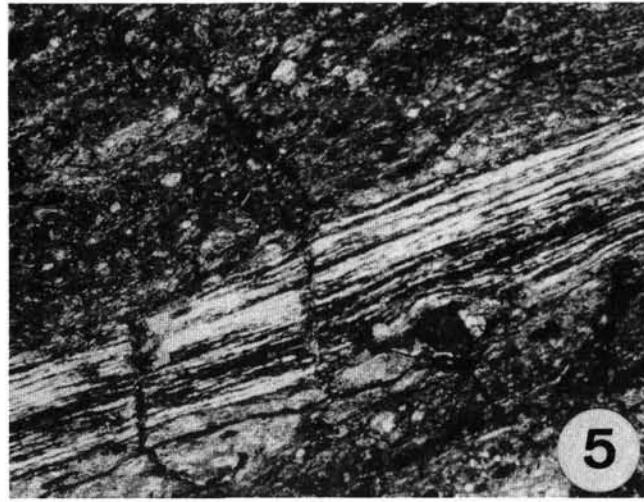
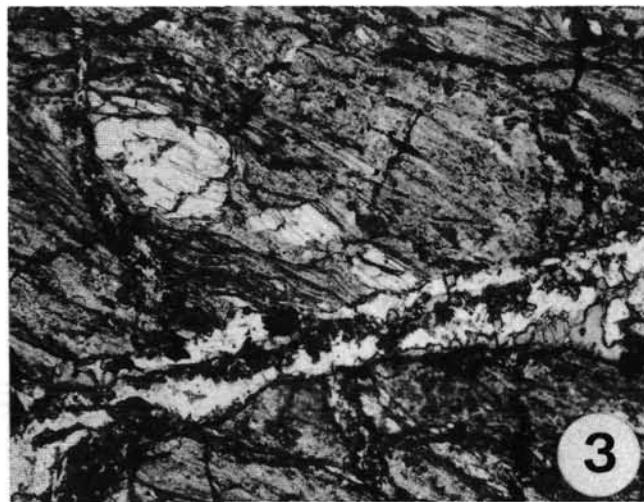
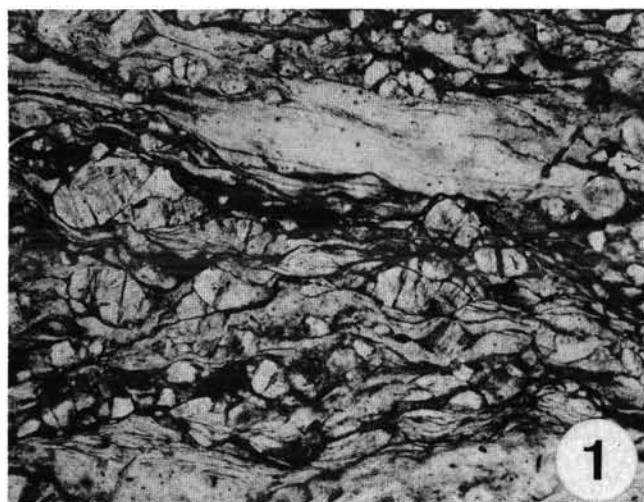
Fig. 3: Mikroboudinage von großen Hellelimmerklasten; Karbonat-Chlorit-Gang etwa im Winkel von 45° zur Schieferung.
Kataklasit-Zone, Schenkenberg, Südrand des Gleinalmkristallins.
Polarisatoren ||.

Fig. 4: Chloritisierung von Granat und Streckungshöfe um Granat.

Glimmerschiefer-Marmor-Komplex, Laufnitzdorfgraben, Straße Richtung Schiffal, Seehöhe ca. 750 m.
Polarisatoren ||.

Fig. 5: Unterschiedliches rheologisches Verhalten von Quarz und Feldspat. „Ribbon“-Quarzlagen durch dynamische Rekristallisation und kataklastisches Verhalten von Feldspat.
Granatglimmerschiefer, Hangkante nördlich Gabraunbachmündung.
Polarisatoren +.

Bei allen Figuren entspricht die lange Bildkante 3,2 mm im Schliff. Bei allen Schliffen handelt es sich um X-Z-Schliffe.



Literatur

- ALKER, A. & POSTL, W.: Scheelite in Kor- und Stubalmgebiet. – *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **2**, 5–6, Wien 1982.
- ANDRAE, K.: Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 9. Sektion der Generalquartiermeisterstabskarte von Steiermark und Illyrien. – *Jb. Geol. R.-A.*, **5**, S. 437, Wien 1854.
- ANDREWS, J. R.: Fracture controlled feldspar shape fabrics in deformed quartzo-feldspathic rocks. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 183–188, 5 Fig., Oxford 1984.
- ANGEL, F.: Petrographisch-geologische Studien im Gebiet der Gleinalpe (Steiermark). – *Jb. Geol. B.-A.*, **73**, 63–98, 13 Abb., Taf. 4–5, Wien 1923.
- ANGEL, F.: Gesteine der Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **60**, 302 S., 52 Tab., 19 Taf., Graz 1924.
- ANGEL, F.: Das Gleinalpengebiet als metamorphe Einheit. – *N. Jb. Miner., Beil.-Bd.*, **51**, 213–239, Stuttgart 1924.
- ANGEL, F.: Magmenentfaltung im Gleinalpengebiet (Steiermark). – *N. Jb. Miner., Beil.Bd.*, **54**, 423–467, Stuttgart 1928.
- ANGEL, F.: Der Kraubather Olivin- bis Serpentinitkörper als Glieder der metamorphen Einheit der Gleinalpe. – *Fortschr. Miner.*, **23**, XC–CIV, 2 Abb., Berlin 1939.
- ANGEL, F.: Petrographische Studien der Ultramafit-Masse von Kraubath (Steiermark). – *Miner. Mittbl. Joanneum*, 1964, H. **2**, 1–125, 53 Abb., Graz 1964.
- ANGEL, F. & BIRNBAUM, N.: Glimmeramphibolit aus dem Kainachtal. – *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, **37**, 113–140, Wien 1923.
- ANGEL, F. & LASKOVIC, F.: Beitrag zur Kenntnis der Enstatit-Bronzitfelse der Ultramafit-Masse von Kraubath (Steiermark). – *Sitz.Ber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, (I), **175**, 35–55, Wien 1966.
- ANGEL, F. & MARTINY, G.: Die Serpentiniten der Gleinalpe. – *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, **38**, 353–375, 5 Fig., Wien 1925.
- ANGEL, F. & RUSCH, A.: Chemisch-petrographische Untersuchungen an Gesteinen der Stubalpe (Steiermark). – *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, **39**, 255–303, 1 Abb., Wien 1928.
- ANGEL, F. & SCHENK, W.: Chemisch-petrographische Studien über den Gleinalmkern. – *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, **39**, 8–27, 5 Abb., Wien 1928.
- ANGEL, F. & SCHNEIDER, E.: Die Amphibolite des Gleinalpengebietes. – *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, **36**, 1–24, Wien 1925.
- ARTH, J. G. & HANSON, G. N.: Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths. – *Contr. Miner. Petr.*, **37**, 161–174, Heidelberg 1972.
- ASHWORTH, J. R.: Introduction. – In: ASHWORTH, J. R. (Ed.): *Migmatites*, 1–35, 4 Fig., 1 Tab., Glasgow (Blackie) 1985.
- ASHWORTH, J. R. & MC LELLAN, E. L.: Textures. – In: ASHWORTH, J. R. (Ed.): *Migmatites*, 180–203, 9 Fig., 3 Tab., Glasgow (Blackie) 1985.
- BAK, R.: Die Geologie des Mugel-Nordabhangs und des Raumes Kaisersberg – Fressenberg. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 214 S., Graz 1978.
- BARKER, F. & PETERMANN, Z. E.: Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early precambrian crust. – *Precambrian Research*, **1**, 1–2, Amsterdam 1972.
- BARR, D.: Migmatites in the Moines. – In: ASHWORTH, J. R. (Ed.): *Migmatites*, 225–264, 13 Fig., 2 Tab., Glasgow (Blackie) 1985.
- BATEMAN, R. J.: On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. – *Tectonophysics*, **110**, 211–231, 2 Fig., Amsterdam 1984.
- BATEMAN, R.: On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas – reply. – *Tectonophysics*, **127**, 167–169, Amsterdam 1986.
- BEARD, J. S.: Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. – *Geology*, **14**, 848–851, 2 Fig., 1 Tab., Boulder 1986.
- BECKER, L. P.: Beiträge zur Gesteinskunde des Stub-/Gleinalpenzuges, Steiermark. – *Miner. Mittbl. Joanneum*, **1973/1**, 51–81, 13 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Graz 1973.
- BECKER, L. P.: Beitrag zur Geologie des nördlichen Stubalpenrandes. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **104**, 19–29, 12 Abb., Graz 1974.
- BECKER, L. P.: Weitere Ergebnisse zur Geologie des nordöstlichen Stubalpenrandes. – *Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum*, **35**, 83–90, 2 Abb., 1 Beil., Graz 1975.
- BECKER, L. P.: Gefügetektonische Studien an pegmatoiden Gneisen mit Plattengneistextur aus dem Gebiet östlich des Wölker Kogels (Stubalm, Steiermark). – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **106**, 39–49, Graz 1976.
- BECKER, L. P.: Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Stmk.) mit einem Vergleich seiner Position zur NE-Saualpe (Ktn.). – *Carinthia II*, **87**, 113–125, 34 Abb., Klagenfurt 1977.
- BECKER, L. P.: Über das Bruchverhalten und Bruchgefüge bei einfacher Druckbeanspruchung in der tektonischen Geologie. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **25**, 63–79, 15 Abb., Wien 1978.
- BECKER, L. P.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 162 Köflach. – Wien (Geol. B.-A.) 1979.
- BECKER, L. P.: Erläuterungen zu Blatt 162 Köflach. – 57 S., 18 Abb., 2 Beil., Wien (Geol. B.-A.) 1980a.
- BECKER, L. P.: Geologie entlang der Fahrtstrecke Graz – St. Michael – Murau. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **41**, 107–114, 5 Abb., Graz 1980b.
- BECKER, L. P.: Zur Gliederung des obersteirischen Altkristallins (Muriden). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1981**, 3–17, 4 Abb., Wien 1981.
- BECKER, L. P.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 163 Voitsberg (Steiermark). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, S. 320, Wien 1983.
- BECKER, L. P.: Bericht 1980 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 163 Voitsberg (Steiermark). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1981/1**, A93–A94, Wien 1984.
- BECKER, L. P. & SCHUMACHER, R.: Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Stmk. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **65** (1972), 1–32, 5 Abb., 5 Tab., Taf. 1–5, Wien 1973.
- BEHRMANN, J. H.: Sind die Orientierungen von Scherbändern zuverlässige Anzeiger des Rotationssinns bei nicht koaxialer Verformung? – *Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik*, 10.–12.4.1986, Kurzfassungen S. 103, Tübingen (Attempto) 1986.
- BEHRMANN, J. H. & FRISCH, W.: Alpine linksseitige Scherung zwischen den Tuxer und Zillertaler Zentralgneisen im Tauernfenster. – *Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik*, 10.–12.4.1986, Kurzfassungen, S. 49, Tübingen (Attempto) 1986.
- BELL, T. H.: Deformation partitioning and porphyroblast in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. – *J. metamorphic Geol.*, **3**, 109–118, 6 Figs., Oxford 1985.
- BELL, T. H. & HAMMOND, R. L.: On the internal geometry of mylonite zones. – *J. Geol.*, **92**, 667–686, Chicago 1984.
- BERTHE, D. & BRUN, J. P.: Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear Zone (France). – *J. Struct. Geol.*, **2**, 127–133, 13 Fig., Oxford 1980.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZOU, P.: Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. – *J. Struct. Geol.*, **1**, 31–42, Amsterdam 1979.
- BEST, M. G.: Igneous and Metamorphic Petrology. – 630 S., San Francisco (Freeman) 1982.
- BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1975**, 163–199, Wien 1975.
- BÖGEL, H., MORTEANI, G., SASSI, F. P., SATIR, M. & SCHMIDT, K.: The Hercynian and pre-Hercynian Development of the Eastern Alps. Report on a Meeting. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **159**, 87–112, 1 Fig., Stuttgart 1979.
- BORRADALE, G. J., BAYLY, M. B. & POWELL, C. MCA.: Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics. – 537 S., Berlin (Springer).

- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the austroalpine rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). Radiometric and geopetrologic data. – *Mem. soc. Geol. Ital.*, **12**, 549–571, 6 Abb., 10 Tab., 1 Taf., Pisa 1973.
- BOUCHEZ, J. L., LISTER, G. S. & NICOLAS, A.: Fabric Asymmetry and shear Sense in Movement Zones. – *Geol. Rdsch.*, **72**, 401–419, 7 Fig., Stuttgart 1983.
- BREEMEN, O. v. & DALLMEYER, R. D.: The scale of the Sr isotopic diffusion during post-metamorphic cooling of gneisses in the Inner Piedmont of Georgia, southern Appalachians. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **68**, 141–150, 5 Fig., 1 Tab., Amsterdam 1984.
- BRÖCKER, C.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 133. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 287–288, Wien 1985.
- BRUNEL, M.: Ductile thrusting in the Himalayas: shear sense criteria and stretching lineations. – *Tectonics*, **5**, 247–265, 18 Figs., 1986.
- BUCHROITHNER, M. F.: Quantitative evaluation of the major fracture pattern in Austria. – *Geol. Rdsch.*, **74**, 399–418, 9 Figs., Stuttgart 1984a.
- BUCHROITHNER, M. F.: Erläuterungen zur Karte der Landsat-Bildliniamente von Österreich 1:500.000. – 16 S., 1 Abb., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1984b.
- BUCHROITHNER, M. F.: Karte der Landsat-Bildliniamente von Österreich 1:500.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1984c.
- BULETTI, M.: Zur Geochemie und Entstehungsgeschichte der Granat-Amphibolite des Bambarnognogebietes, Ticino, Südalpen. – *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **63**, 233–247, 12 Fig., Basel 1983.
- CHAPPEL, B. W. & WHITE, A. J. R.: Two contrasting granite types. – *Pacific Geol.*, **8**, 173–174, Tokyo 1974.
- CLAR, E.: Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **64/65**, 178–214, 1 Karte, Graz 1929.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A., Sdh. G*, 11–35, 2 Abb., Taf. 1–4, Wien 1965.
- CLAR, E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **122** (1970), 161–167, 1 Abb., Hannover 1970.
- CLAR, E.: Vom Variscischen Gebirge im Raum der Ostalpen. – *Nova Acta Leopoldina (Franz Kossatz-Symposium)*, 111–135, 7 Abb., Halle/Saale 1976.
- CLAR, E., CLOSS, A., HERITSCH, F., HOHL, O., KUNTSCHNIG, A., PETRASCHECK, W., SCHWINNER, R. & TURNER, A.: Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **64/65**, 3–28, 3 Beil., Graz 1929.
- CLIFF, R. A.: U-Pb isotopic evidence from zircons for lower Paleozoic tectonic activity in the Austroalpine nappe, the Eastern Alps. – *Contr. Mineral. Petr.*, **71**, 283–288, Heidelberg 1980.
- COBBOLD, P. R. & QUINQUIS, H.: Development of sheath folds in shear regimes. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 119–1265, Oxford 1980.
- COLEMAN, R. G.: Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere? – IX+229 S., 72 Abb., Berlin (Springer) 1977.
- COLEMAN, R. G., BEATTY, L. B. & BRANNOCK, W. W.: Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76**, 483–508, 12 Fig., 8 Tab., Boulder 1965.
- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H.: Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**, 343–378, 17 Abb., 4 Tab., Wien 1980.
- DA PAOR, D. G.: A new technique of strain analysis using three-dimensional distributions of passively deformed linear markers. – *Tectonophysics*, **76**, T13–T16, Amsterdam 1981.
- DAVIDSON, D. M. JR.: Strain analysis of deformed granitic rocks (Helikian), Muskwa District, Ontario. – *J. Struct. Geol.*, **5**, 181–195, 15 Figs., 6 Tab., Oxford 1983.
- DAVIS, G. H.: Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. – *Geology*, **11**, 342–347, 8 Fig., Boulder 1983.
- DEWEY, J. F.: Continental margins and ophiolite obduction: Appalachian Caledonian system. – In: BURK, C. A. & DRAKE, C. L. (Eds.): *The Geology of Continental margins*, 933–950, New York (Springer) 1974.
- DICKINSON, W. R. & SUCZEK, C. A.: Plate tectonics and sandstone compositions. – *Amer. Assoc. Geol. Bull.*, **63**, 2164–2182, Boulder 1979.
- DODSON, M. H.: On “spurious” correlations in Rb-Sr isochron diagrams. – *Lithos*, **15**, 215–219, Oslo 1982.
- DONATH, F. A.: Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**, 985–990, Boulder 1961.
- DURNEY, D. W. & RAMSAY, J. G.: Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. – In: DE JONG, K. A. & SCHOLTEN, R.: *Gravity and Tectonics*, 67–96, New York (Wiley) 1973.
- DUSEL-BACON, C. & ALENIKOFF, J. N.: Petrology and tectonic significance of augen gneiss from a belt of Mississippian granitoids in the Yukon-Tanana terrane, east-central Alaska. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 411–425, 13 Fig., 2 Tab., Boulder 1985.
- EBNER, F.: Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1:50.000 der Naturraumpotentialkarte „Mittleres Murtal“. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **29**, 99–131, 1 Tab., 2 Kartenblätter, Wien 1983.
- ECKHOUT, B. V.D., GROCOTT, J. & VISSERS, R.: On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas – a discussion. – *Tectonophysics*, **127**, 161–169, Amsterdam 1986.
- EL AGEED, A.: The Hochgrößen Ultramafic-mafic Association, its Associated Mineralization and petrogenetic Significance. – *Inaugural-Dissertation Math.-Naturw. Fak. Univ. Köln*, 244 S., 91 Abb., 33 Tab., Köln 1979.
- EL AGEED, A., SAAGER, R. & STUMPFL, E. F.: The Hochgrößen Ultramafic Rocks and Associated Mineralization, Rottenmann Tauern, Austria. – *Verh. Geol. B.-A. (Third Ismida vol.)*, **1979**, 13–22, Wien 1979.
- EL AGEED, A., SAAGER, R. & STUMPFL, E. F.: Pre-Alpine Ultramafic rocks in the Eastern Central Alps, Styria, Austria. – *Proc. Int. Ophiolite Symposium*, 601–606, Nicosia 1980.
- ERKAN, E.: Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **120**, 343–400, 15 Abb., Taf. 1, Wien 1977.
- FLOYD, P. & WINCHESTER, J.: Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, 211–218, Amsterdam 1975.
- FLOYD, P. & WINCHESTER, J.: Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. – *Chem. Geol.*, **21**, 291–306, Amsterdam 1978.
- FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Altkristallins“ östlich der Hohen Tauern. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1960**, 202–220, 1 Abb., Stuttgart 1960a.
- FLÜGEL, H.: Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1960b.
- FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – *Mitt. Mus. Bergbau, Geol. Technik Landesmus. Joanneum*, **23**, 212 S., Graz 1961.
- FLÜGEL, H.: Das steirische Randgebirge. – *Samml. Geol. Führer*, **42**, 153 S., 15 Abb., 4 Taf., Berlin (Bornträger) 1963.
- FLÜGEL, H.: Versuch einer geologischen Interpretation einiger absoluter Altersbestimmungen aus dem ostalpinen Kristallin. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1964**, 613–625, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1964.
- FLÜGEL, H.: Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. – *Geol. Rdsch.*, **64**, 1–62, 13 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1975a.
- FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – 2. Aufl., Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum, Sdh. 1, 288 S., 6 Abb., 47 Tab., Graz 1975b.

- FLÜGEL, H. W.: Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970–1975). – *Zbl. Geol. Paläont.*, Tl. I, **1975**, 656–684, Stuttgart 1976.
- FLÜGEL, H. W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1977**, 659–674, 4 Abb., Stuttgart 1977.
- FLÜGEL, H.: Some Remarks to the Postvariscic Transgressions and the Age of the Variscic Phases in the Alps. – *Österr. Akad. Wiss. Erdwiss. Komm.*, **3**, 171–177, 1 Tab., Wien 1978.
- FLÜGEL, H. W.: Zur variszischen Verbindung von Ober- und Mittelostalpin. – *Carinthia II*, **90**, 133–141, Klagenfurt 1980.
- FLÜGEL, H. W.: Die paläozoische Tethys: Fakten, Fiktionen, Fragen. – *Mitt. österr. Geol. Ges.*, **74/75** (1981/82), 83–100, 2 Abb., 3 Tab., Wien 1981.
- FLÜGEL, H.: Berichtigung zu W. MORAUF: Rb-Sr- und K-Ar-Evidenz für eine intensive alpidische Beeinflussung der Paragesteine in Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. – *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, **30**, 141–142, Wien 1982.
- FLÜGEL, H. W., FAUPL, P. & MAURITSCH, H. J.: Implications on the Alpidic Evolution of the Eastern Parts of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 407–414, 1 Fig., 1 Tab., Wien (Deutikke) 1987.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: Steiermark, Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1:200.000. – 127 S., 28 Abb., 5 Tab., Wien 1984a.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: Geologische Übersichtskarte der Steiermark 1:200.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1984b.
- FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J.: Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. – Die frühlalpine Geschichte der Ostalpen, **4**, 263–293, 10 Abb., 9 Tab., Graz 1983.
- FRANK, W., FREY, I. & JUNG, G.: Strukturgeologische und geochronologische Neuergebnisse aus Stub- und Koralpe. – Die frühlalpine Geschichte der Ostalpen, **2**, 11–18, 2 Abb., Graz 1981.
- FRANK, W., FREY, I., JUNG, G., ROETZEL, R. & THÖNI, M.: Wie intensiv war die altalpine Metamorphose und Strukturprägung im SE-Teil des ostalpinen Kristallins. – Die frühlalpine Geschichte der Ostalpen, 13–20, Graz 1980.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. & SCHARBERT, S.: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. – *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, **23**, 191–203, 3 Abb., Wien 1976.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierte Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrgranite, Porphyrogranitgneise und Augengneise Österreichs. – *Jb. Geol. B.-A.*, **97**, 71–132, 3 Abb., 3 Taf., Wien 1954.
- FRIMMEL, H.: Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **32**, 39–65, Wien 1986.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F.: Gneis-Amphibolitfolgen und kaledonische Orogenese im ostalpinen Kristallin. – *Fortschr. Min.*, **62**, Beih. 1, 67–68, Stuttgart 1984.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER, M., BRÜCKMANN, W. & HAISS, N.: Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex. – *Mineralia Slovakia* (IGCP No. 5, Reg. Vol.) (im Druck).
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – *Geol. Rdsch.*, **73**, 47–68, 4 Figs., Stuttgart 1984.
- FRITZ, H., GSELLMANN, H., NEUBAUER, F., RATSBACHER, L., AGNOLI, F., FLÜGEL, H. W., REISINGER, J. & SCHLAMBERGER, J.: Strukturanalyse in einem heterogen deformierten Terrain: Das Grazer Paläozoikum (Ostalpin). – Kurzfassungen, Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik, 146–148, Tübingen (Attempto) 1986.
- GAPAIS, D. & WHITE, S. H.: Ductile Shear Bands in a Naturally Deformed Quartzite. – *Textures and Microstructures*, **5**, 1–17, 10 Figs., 1 Tab., New York – London – Paris (1982).
- GALE, N. H.: Numerical dating of Caledonian times (Cambrian to Silurian). – In: ODIN, G. S.: *Numerical Dating in Stratigraphy*, 467–486, 4 Fig., 1 Tab., Chichester (Wiley) 1982.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: U-Pb zircon and Rb-Sr whole rock dating of low-grade metasediments. Example: Montagne Noire (Southern France). – *Contr. Mineral. Petrol.*, **59**, 13–32, Heidelberg 1976.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: U-Pb zircon dating of alpine-type peridotites example: Val Ultimo (Eastern alps, Northern Italy). – *U.S. Geol. Surv., Open-file Rep.*, 78–101, 135–137, Boulder 1978.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: U-Th-Pb Dating of Minerals. – In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Eds.): *Lectures in Isotope Geology*, 104–131, 15 Fig., 1 Tab., Berlin (Springer) 1979.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: On the oldest rocks of the Central European Hercynides – rock chemistry, REE-, Sm-Nd- and U-Pb zircon data. – *Terra Cognita*, **3**, H. 2–3, S. 198, Straßburg 1983.
- GIRARDEAU, J., DUBUSSON, G., MERCIER, J.-C. C.: Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, ouest du Massif Central français. – *Bull. Soc. geol. France*, **1986** (8), t. II, no. 5, 849–860, Paris 1986.
- GOSEN, W. v.: Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten – Österreich). – *Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **53**, 33–149, 21 Abb., Taf. 1–10, Hamburg 1982.
- GRANT, J. A.: Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. – In: ASHWORTH, J. R. (Ed.): *Migmatites*, 86–114, 26 Fig., Glasgow (Blackie) 1985.
- GRAUERT, B.: Das Alter der Schlingentekonik im Silvretta-Ötzalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – *Fortschr. Min.*, **59**, Beih. 1, 54–56, 1 Abb., Stuttgart 1981.
- GRAUERT, B. & ARNOLD, A.: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvretta-Decke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). – *Contr. Miner. Petr.*, **20**, 34–56, 6 Abb., 2 Tab., Berlin 1968.
- GREEN, T. H.: Island arc and continent-building magmatism – a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. – *Tectonophysics*, **63**, 367–385, 2 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1980.
- GREGG, W. H.: The texture of cross-micas in rocks affected by schistosity-parallel displacements. – *J. Struct. Geol.*, **2/3**, 333–340, 11 Abb., Oxford 1980.
- GRÜNENFELDER, M. H., WILLIAMS, I. S. & COMPSTON, W.: Use of the ion-microprobe in deciphering complex U-Th-Pb systems in zircons from the pre-Alpine basement, Switzerland. – *Terra Cognita, Spec. Issue “ECOG VIII, Braunlage”*, 26–27, Braunlage 1984.
- GUPTA, L. N. & JOHANNES, W.: Effect of metamorphism and partial melting of host rocks on zircons. – *J. metamorphic Geol.*, **3**, 311–323, 11 Fig., 1 Tab., 1985.
- HADITSCH, J. G.: Geological and geochemical investigation of the Kraubath ultramafic massif (Styria, Austria). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **10/7**, 243–255, Innsbruck 1981.
- HAMMERSCHMIDT, K.: Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rein in Taufers, Südtirol. – *Mem. Sci. Geol.*, **XXXIV**, 273–300, 9 Abb., 4 Tab., Taf. 1–2, 1 Karte, Padua 1981.
- HANCOCK, P. L.: Brittle microtectonics: principles and practice. – *J. Struct. Geol.*, **7**, 437–457, 19 Fig., 2 Tab., Oxford 1985.
- HANMER, S.: Asymmetric pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. – *J. Struct. Geol.*, **8**, 111–122, Oxford 1986.
- HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICTON, C. A. G., SMITH, A. G. & WALTERS, R.: A geological time scale. – 128 S., Cambridge (Cambridge University Press) 1982.

- HARRIS, L. B. & COBBOLD, P. R.: Development of conjugate shear bands during bulk simple shearing. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 37–44, 10 Fig., Oxford 1984.
- HARRIS, N. B. W., PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G.: Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. – In: COWARD, M. P. & RIES, A. C. (Eds.): *Collision Tectonics*; *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 67–81, 12 Fig., 3 Tab., London 1986.
- HAUSER, L.: Petrographische Studien und Profile aus dem Gebiet der Mugel (Mugel-Rennfeldzug, Steiermark). – *N. Jb. Min. Geol. Paläont.*, A, **70**, 356–384, Stuttgart 1936.
- HAUSWIRTH, W.: Die Westbegrenzung des Seckauer Kristallins zwischen Pöls und Gaal. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 177 S., Graz 1950.
- HAYDOUTOV, I.: Precambrian Ophiolites, Cambrian Island Arc and Variscan Suture in the S. Carpathian-Balkan Region. – IGC No. 5, final Meeting, May 25–31, Abstracts, 28–29, Cagliari 1986.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 459–482, 9 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1976.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Augengneise im Altkristallin in den Ostalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1982**, 211–239, Stuttgart 1982.
- HEJL, E.: Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **30/31**, 289–318, 2 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 1 Beil., Wien 1984.
- HERITSCH, F.: Granit aus der Umgebung von Übelbach in Mittelesterreich. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1908**, 295–297, Wien 1908.
- HERITSCH, F.: Geologie von Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, B, **57**, 224 S., 60 Abb., 5 Photos, 1 Karte, Graz 1921.
- HERITSCH, F.: Die Gliederung des Altkristallins der Stubalpe in Steiermark. – *N. Jb. Miner., Geol., Paläont., Beil.Bd.*, **51**, 73–117, Stuttgart 1925.
- HERITSCH, F. & CZERMAK, F.: Geologie des Stubalpengebietes in Steiermark. – 56 S., geol. Karte 1:37.500, Profiltaf., Graz (Moser) 1923.
- HERITSCH, H.: Exkursion in das Kristallingegebiet der Gleinalpe, Fensteralpen-Humpelgraben, Kleinthal. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **93**, 159–177, 5 Abb., 4 Tab., Graz 1963.
- HERITSCH, H.: Kristallingegebiet der Gleinalpe, Fensteralpen-Humpelgraben, Kleinthal. – *Fortschr. Miner.*, **42**, 155–157, Stuttgart 1965a.
- HERITSCH, H.: Die Anwendung des Magnetkies-Geothermometers auf einige Fundpunkte in den östlichen Ostalpen (Gleinalm, Koralpe, Rabenwald). – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **1965**, 194–199, Wien 1965b.
- HERITSCH, H.: Pyroxene mit Entmischungslamellen in gabbroartigen Gesteinen des steirischen Randgebirges. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **1966**, 136–139, Wien 1966.
- HERITSCH, H.: Die Bildungsbedingungen des Granat-Disthen-Paragonit-Muskowitz-Glimmerschiefers vom Gaberl, Stubalpe, Weststeiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **113**, 5–14, 3 Abb., 3 Tab., Graz 1983.
- HERITSCH, H. & TEICH, T.: Zur Genese des Augengneiszuges von der östlichen Gleinalpe in die westliche Stubalpe. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, **112** (1965), 115–119, Wien 1976.
- HERMANN, U.: Die Umwandlung eines gabbroiden Gesteines aus dem Utschgraben bei Bruck an der Mur, Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **102**, 15–23, Graz 1972.
- HERTOGEN, J. & GIJBELS, R.: Calculations of trace element fractionation during partial melting. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 313–322, 1976.
- HERZOG, U.: Zur Gewinnung von Conodonten aus Lyditen. – *Carinthia II*, **173/93**, 363–369, 2 Abb., 1 Taf., Klagenfurt 1983.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F.: An Outline of Structural Geology. – 571 S., New York (John Wiley & Sons) 1976.
- HÖLLER, H.: Skolezit auf Klüften von Amphibolit im Granitbruch Fensteralpen-Humpelgraben/Gleinalpe. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **94**, 89–91, Graz 1964.
- HOLLISTER, L. S. & CRAWFORD, M. L.: Melt-enhanced deformation: A major tectonic process. – *Geology*, **14**, 558–561, 4 Fig., Boulder 1986.
- HOLM, P. E.: Non-Recognition of Continental Tholeiites Using the Ti-Y-Zr Diagram. – *Contr. Miner. Petr.*, **79**, 308–310, 2 Abb., 1 Tab., Heidelberg 1982.
- HOMANN, O.: Der geologische Bau des Gebietes Bruck a.d. Mur – Stanz. – Mitt. Mus. Bergbau Landesmus. Joanneum, **14**, 47 S., 1 Karte, Graz 1955.
- HOMANN, O.: Aufnahmsbericht über Kristallinanteile auf Blatt 134 Passail (1959). – *Verh. Geol. B.-A.*, A42–A45, Wien 1960.
- HÖTZL, H.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Kristallin, Paläozoikum und Mesozoikum auf Blatt 134, Passail. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, A139–A140, Wien.
- HÖTZL, H.: Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Mesozoikum auf Blatt 134, Passail. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1977**, A117–A118, Wien 1977.
- HÖTZL, H.: Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 164, Passail. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**, A125–A126, Wien 1981.
- HÖTZL, H.: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Paläozoikum auf Blatt 134 Passail. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980/1**, A98–A99, Wien 1983.
- HUGHES, C. J.: Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. – *Geol. Mag.*, **109** (1972), 513–527, 5 Figs., 1973.
- HUGHES, C. J.: Igneous Petrology. – *Developments in Petrology*, **7**, 551 S., 79 Figs., 56 Tab., Amsterdam (Elsevier) 1982.
- INGLES, J.: Termination of ductile shear zones. – *Tectonophysics*, **127**, 87–95, 5 Fig., Amsterdam, 1986.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A.: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523–548, Ontario 1971.
- JAKES, P. & WHITE, A.: Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 29–40, 2 Fig., 3 Tab., Boulder 1972.
- JÄGER, E.: The age of the continental crust of Central, Southern and Western Europe – arguments from geochemistry and isotope geology. – *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **63**, 339–346, Basel 1983.
- JÄGER, E. & METZ, K.: Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein – Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **51**, 411–414, Basel 1971.
- JORDAN, P.: Schersinn-Indikatoren in natürlichen und experimentell deformierten Gesteinen. – *Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik*, 10.–12. 4. 1986, Kurzfassungen, 99–102, Tübingen (Attempto) 1986.
- JORDAN, P. G.: The deformational behaviour of bimimetic limestone-halite aggregates. – *Tectonophysics*, 28 S., 5 Fig., Amsterdam 1987.
- JUNG, G.: Geologische und geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein- und Stub- und Koralpe. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 180 S., Wien 1982.
- KANTOR, J. & FLÜGEL, H.: Altersbestimmungen an Gesteinen des Steirischen Kristallins. – *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, **1964**, 225–226, Wien 1964.
- KLEINSCHMIDT, G.: Die „Plankogelserie“ in der südlichen Koralpe unter besonderer Berücksichtigung von Manganquarziten. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**, 351–362, Wien 1975.
- KLEINSCHMIDT, G. & RITTER, U.: Geologisch-petrographischer Aufbau des Koralmkristallins südlich von Söboth/Stiermark – Kärnten (Raum Hühnerkogel- Loochen). – *Carinthia II*, **166/86**, 57–91, 20 Abb., Klagenfurt 1976.
- KLEINSCHRODT, R.: Die Entwicklung des Quarzkorngefüges im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters, demonstriert in einem Profil nordwestlich Bruneck (Südtirol). – *Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik*,

- 10.-12. 4. 1986, Kurzfassungen, 52-54, Tübingen (Attempto) 1986.
- KOLLER, F., GÖTZINGER, M. A., NEUMAYER, R. & NIEDERMAYR, G.: Beiträge zur Mineralogie und Geochemie der Pegmatite des St. Radegunder Kristallins und der Gleinalpe. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **3**, 47-65, Wien 1983.
- KOLLER, F. & WIESENEDER, H.: Gesteinsserien und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Oststeiermark. – Fortschr. Miner., **59**, Beih. 2, 167-178, 1 Abb., Stuttgart 1981.
- KÖPPEL, V.: Summary of Lead Isotope Data from Ore Deposits of the Eastern and Southern Alps: Some Metallogenetic and Geotectonic Implications. – In: SCHNEIDER, H. J.: Mineral Deposits of the Alps and the Alpine Epoch in Europe, 162-168, 2 Figs., Berlin (Springer) 1983.
- KÖPPEL, V., GÜNTHER, A. & GRÜNENFELDER, M.: Patterns of U-Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Alps. – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **61**, 97-119, 6 Abb., 3 Tab., Basel 1980.
- KÖPPEL, V. & SCHROLL, E.: Lead Isotopes of Paleozoic strata-Bound to Stratiform Galena Bearing Sulfide Deposits of the Eastern Alps (Austria): Implications for their Geotectonic Setting. – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **63**, 347-360, 2 Fig., 2 Tab., Basel 1983.
- KROHE, A.: Kristallindecken in der Koralpe und ihre Kinematik während der alpidischen Orogenese. – Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik, 10.-12. 4. 1986, 42-45, Tübingen (Attempto) 1986.
- KUNO, H.: Differentiation of basalt magmas. – In: HESS, H. & POLDERVERAART, A. (Eds.): Basalts, Vol. 2, 623-688, New York (Interscience) 1968.
- KURZE, M., LOBST, R. & MATHE, G.: Zur Problematik der Unterscheidung von Ortho- und Paragneisen. – Z. angew. Geol., **26**, 63-73, Berlin 1980.
- LADURNER, J.: Das Gefüge der Mugelgneise. – Verh. Geol. B.-A., **1949**, 99-118, Wien 1949.
- LISLE, R. J.: Estimation of tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. – Geol. Mijnbouw, **56**, 140-144, 1977.
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W.: S-C Mylonites. – J. Struct. Geol., **6**, 617-638, 19 Fig., Oxford 1984.
- LISTER, G. S. & WILLIAMS, P. F.: The partitioning of deformation in flowing rock masses. – Tectonophysics, **92**, 1-33, 13 Fig., 1 Tab., Amsterdam 1983.
- LITSCHER, H.: Die Geologie des Raumes Schwarzenbach – Größenberg – St. Georgen/Obdachegg. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 135 S., Graz 1967.
- LODEMANN, W.: Durchbewegung und Metamorphose in den zentralen Ostalpen. 1. Bewegungsspuren an Porphyroblasten des Saualpen-Kristallins. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1966**, 338-352, Stuttgart 1966.
- LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlich geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. – Z. dt. Geol. Ges., **128**, 185-207, Hannover 1977.
- MAGER, D.: Vergleichende morphologische Untersuchungen an Zirkonen des altkristallinen Augengneises von Sand in Taufer (Südtirol) und einiger benachbarter Gesteine. – N. Jb. Miner. Abh., **1981**, 385-397, Stuttgart 1981.
- MAGGETTI, M. & GALETTI, G.: Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz). – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **64/3** (1984), 423-450, Basel 1985.
- MAINPRICE, D., BOUCHEZ, J.-L., BLUMENFELD, P., & TUBIA, J. M.: Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. – Geology, **14**, 819-822, 4 Fig., 1 Tab., Boulder 1986.
- MARSH, B. D.: Island Arc Development: Some Observations, Experiments, and Speculations. – J. Geol., **87**, 687-713, 9 Abb., Chicago 1979.
- MATTE, P.: Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of western Europe. – Amer. Geophys. Union, Geodynamics Ser., **10**, 53-81, Boulder 1983.
- MATTE, P.: La chaîne varisque parmi les chaînes paleozoïques périatlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. – Bull. Soc. géol. France, **1986** (8), t. II, no. 1, 9-24, 9 Fig., Paris 1986a.
- MATTE, Ph.: Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. – Tectonophysics, **126**, 329-374, Amsterdam 1986b.
- MC KERR, W. S., LAMBERT, R. St. J. & CHAMBERLAIN, V. E.: The Ordovician, Silurian and Devonian time scales. – Earth Planet. Sci. Lett., **51**, 1-8, Amsterdam 1980.
- MEHNERT, K. R.: Migmatites. – 393 S., Amsterdam (Elsevier) 1968.
- MEHNERT, K. R. & BÜSCH, W.: The Ba-content of K-feldspar megacrysts in granites: a criterion for their formation. – N. Jb. Miner. Abh., **140**, 221-252, Stuttgart 1981.
- MEHNERT, K. R. & BÜSCH, W.: The formation of K-feldspar megacrysts in granites, migmatites and augengneisses. – N. Jb. Miner. Abh., **151**, 229-259, Stuttgart 1985.
- MENOT, R. P., PEUCAT, J. J., PIBOULE, M. & SCARENZI, D.: Cambro-Ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabro (Belledonne massif, French external Alpine domain). – Third ann. meet. work. group Mediterranean ophiolites, Abstracts, S. 43, Nancy 1984.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 165-193, Wien 1938.
- METZ, K.: Geologische Karte der Republik Österreich. – Oberzeiring-Kalwang, Karte 1:50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- METZ, K.: Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus Joanneum, **33**, 4-33, 12 Abb., Graz 1973.
- METZ, K.: Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 151-205, Wien 1976a.
- METZ, K.: Der geologische Bau der Wölzer Tauern. – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **106**, 51-75, 2 Abb., 1 Beil., Graz 1976b.
- METZ, K.: Bruchsysteme und Westbewegungen in den östlichen Zentralalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **69** (1976), 27-47, 2 Abb., Wien 1978.
- MILLER, C. & FRANK, W.: Das Alter der Metamorphose von Metabasiten und Eklogiten in Kor- und Saualpe. – Die frühalpine Geschichte der Ostalpen, **4**, 229-236, Leoben 1983.
- MILLER, D. M.: Strain on a gneiss dome in the Albion Mountains metamorphic core complex, Idaho. – Amer. J. Sci., **283**, 605-632, 8 Fig., 3 Tab., 1983.
- MIYASHIRO, A.: Classification, characteristics, and the origin of ophiolites. – J. Geol., **83**, 249-281, Chicago 1975.
- MOODY, J. B., MEYER, D. & JENKINS, J. E.: Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. – Amer. J. Sci., **283**, 48-92, 1983.
- MOORES, E. M.: Origin and Emplacement of Ophiolites. – Reviews Geophysics Space Physics, **20**, H. 4, 735-760, 1982.
- MORAUF, W.: Die permische Differentiation und alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen. – Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **27**, 169-185, 5 Abb., 2 Tab., Wien 1980.
- MORAUF, W.: Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenalter an Pegmatiten aus Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. – Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **28**, 113-129, 3 Abb., Wien 1981.
- MORAUF, W.: Rb-Sr- und K-Ar-Evidenz für eine intensive alpidische Beeinflussung der Paragesteine in Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. – Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **29**, 255-281, 3 Abb., 7 Tab., Wien 1982.
- MORLOT, A. v.: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte (1:576.000) der nordöstlichen Alpen. – 213 S., 1 Profiltaf., Wien (Braumüller) 1847.
- MULLEN, E. D.: MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant diagram for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. – Earth Planet. Sci. Lett., **62**, 53-62, Amsterdam 1983.

- NAJDENOVSKI, J.: Lineamenti savske potoline. – *Nafta Broj*, 178–181, 1 Fig., Zagreb 1975.
- NEUBAUER, F. R.: Die geodynamische Entwicklung des Rennfeldkristallins (Muriden, Ostalpin). – *Kurzfassungen 73. Jahrestagung Geol. Ver.*, S. 38, Berchtesgaden 1983a.
- NEUBAUER, F. R.: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Rennfeldkristallin auf Blatt 134 Passail. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980/1**, A96–A98, Wien 1983b.
- NEUBAUER, F. R.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Rennfeld- und Gleinalmkristallin und in der Grauwackenzone auf Blatt 134 Passail. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 315–316, Wien 1983c.
- NEUBAUER, F. R.: Bericht 1980 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1981/1**, A77–A79, Wien 1984a.
- NEUBAUER, F.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Rennfeld- und Gleinalmkristallin auf Blatt 134 Passail. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/2**, S. 240, Wien 1984b.
- NEUBAUER, F. R.: Bericht 1981 über geologische Aufnahmen im Rennfeldkristallin auf Blatt 134 Passail. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982/1**, A69–A70, Wien 1984c.
- NEUBAUER, F.: Eine präoberordovizische Transgression in der Grauwackenzone (Ostalpen) und ihre Bedeutung für paläozoische Geodynamik und alpidischen Deckenbau. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1985**, 46–64, 6 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1985a.
- NEUBAUER, F.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Paläozoikum auf Blatt 133 Leoben. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 288–290, Wien 1985b.
- NEUBAUER, F.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Rennfeldkristallin und Grauwackenzone auf Blatt 134 Passail. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 294–295, Wien 1985c.
- NEUBAUER, F.: Die strukturelle und metamorphe Entwicklungsgeschichte eines mehrfach deformierten Hochkristallins – das Gleinalm-Rennfeld-Kristallin (Ostalpin). – *Kurzfassungen Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik*, 32–34, Tübingen (Attempto) 1986a.
- NEUBAUER, F.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Gleinalm-Rennfeld-Kristallin auf Blatt 133 Leoben. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, S. 432, Wien 1986b.
- NEUBAUER, F.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Rennfeldkristallin auf Blatt 134 Passail. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 433–434, Wien 1986c.
- NEUBAUER, F.: The Gurktal Thrust System Within the Austroalpine Region – Some Structural and Geometrical Aspects. – In: FAUPL, P. & FLÜGEL, H. W. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 132–139, Wien (Deuticke) 1987.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B. T.: Zur Entwicklungsgeschichte des Altkristallins in der Grauwackenzone (Ostalpen) – Hinweise auf die fröhpaläozoische Geodynamik der Alpen. – *Kurzfassungen Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik*, S. 18, Tübingen (Attempto) 1986.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B. T.: Time relations between eo-Alpine Metamorphism and Thrusting: Evidence from the Crystalline Basement of the Greywacke Zone. – In: FAUPL, P. & FLÜGEL, H. W. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 263–271, 6 Figs., Wien (Deuticke) 1987.
- NEUBAUER, F. & HERZOG, U.: Das Karbon der Stolzalpdecke Mittelkärtens. – Implikationen für die variszische Paläogeographie und Orogenese im Ostalpin. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **1985/6**, 105–109, Wien 1985.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographische Beziehungen. – *Geol. Rdsch.*, **73**, 149–174, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1984.
- NICOLAS, A.: *Principes de tectonique*. – 200 S., Paris (Masson) 1984.
- NIEVOLL, J.: Gefügekundliche Untersuchungen an der Trofaiachlinie (Steiermark). – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **119** (1982), S. 63, Wien 1983a.
- NIEVOLL, J.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, S. 316, Wien 1983b.
- NIEVOLL, J.: Die bruchhafte Tektonik entlang der Trofaiachlinie (Östliche Zentralalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 643–671, 15 Abb., 13 Taf., Wien 1985.
- NOWY, W.: Die Geologie des Gleinalmautobahntunnels. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 187 S., Wien 1976.
- NOWY, W.: Die Geologie des Gleinalm-Autobahntunnels. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **24**, 59–123, 46 Abb., Taf. 12a-b, Wien 1977.
- ODIN, G. S.: The Phanerozoic time scale revisited. – *Episodes*, **1982/3**, 3–9, 5 Fig., Ottawa 1982.
- ODIN, G. S. & GALE, N. H.: Numerical dating of Hercynian times (Devonian to Permian). – In: ODIN, G. S.: *Numerical Dating in Stratigraphy*, 487–500, 4 Fig., London (Wiley) 1982.
- OLSEN, S. E.: Mass balance in migmatites. – In: ASHWORTH, J. R.: *Migmatites*, 145–179, 21 Fig., 1 Tab., Glasgow (Blackie) 1985.
- PALMER, A. R.: The Decade of North American Geology. 1983 Geologic Time Scale. – 2 S., 1 Tab., Boulder (Geol. Soc. Amer.) 1983.
- PAQUETTE, J. L. & PEUCAT, J. J.: Geochemical and isotope study of the eclogites of the Chamoiseaux complex, southern Armorican massif, France. – *Terra Cognita*, p. 435, Straßburg 1985.
- PASSCHIER, C. W.: The generation of ductile and brittle shear bands in a low-angle mylonite zone. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 273–281, 7 Fig., 1 Tab., Oxford 1984.
- PASSCHIER, C. W.: The reliability of asymmetric c-axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity. – *Tectonophysics*, **99**, T9–T18, 5 Fig., Amsterdam 1985.
- PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C.: Porphyroblast systems as kinematic indicators. – *J. Struct. Geol.*, **8**, 831–843, 9 Fig., Oxford 1986.
- PEARCE, J. A.: Statistical analysis of major element patterns in basalts. – *J. Petrol.*, **17**, 15–43, Oxford 1976.
- PEARCE, J. A.: A users guide to basalt discrimination diagrams. – In: TARNEY, J. (Hrsg.): *Oceanic Basalts (im Druck)*.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R.: Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**, 339–349, 1971.
- PEARCE, J. A. & CANN, J.: Tectonic setting of basic volcanic rocks determinated using trace element analysis. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290–300, Amsterdam 1973.
- PEARCE, J. A. & NORRY, M. J.: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. – *Contr. Miner. Petrol.*, **69**, 33–47, Heidelberg 1979.
- PEARCE, T. M., GORMANN, B. E. & BIRKETT, T. C.: The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 -Diagram: A Method of Discriminating between Oceanic and Non Oceanic Basalts. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 419–426, Amsterdam 1975.
- PETIT, J.-P., PROUST, F. & TAPONNIER, P.: Critères de sens de mouvement sur les miroirs des failles en roches non calcaires. – *Bull. Soc. geol. France*, **XXV**, 589–608, 8 Fig., 7 Taf., Paris 1983.
- PETRASCHECK, W.: Braunkohlenlager der österreichischen Alpen. – *Berg. hüttenmänn. Jb.*, **72**, 5–48, Abb. 62–101, Wien 1924.
- PEUCAT, J.-J., BERNARD-GRIFFITHS, J., PAQUETTE, J. L., MENOT, R. P., IGLESIAS, M. & CORNICHE, J.: U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and REE systematic of Hercynian eclogites. – *Terra Cognita*, S. 435, Straßburg 1985.
- PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R.: Geologie der Saualpe. – *Clausthal. Geol. Abh.*, Sbd. 1, XV+232 S., Clausthal-Zellerfeld 1975.
- PIN, C. & LANCELOT, J.: U-Pb Dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its Further Metamorphic Evolution. – *Contr. Miner. Petrol.*, **79**, 1–12, 8 Fig., 2 Tab., Heidelberg 1982.
- PITCHER, W. S.: A commentary on the nature, ascent and emplacement of granitic magmas. – *J. Geol. Soc.*, **136**, 627–662, 1 Abb., 2 Tab., London 1979.

- PLANDEROVA, E. & PAHR, A.: Biostratigraphical evaluation of weakly metamorphosed sediments of Wechsel Series and their possible correlation with Harmonia Group in Male Karpaty Mts. – *Mineralia Slovakia*, **15** (1985), 385–436, 10 Abb., 33 Taf., Bratislava 1983.
- PLATT, J. P.: Extensional crenulation cleavage. – *J. Struct. Geol.*, **1**, 95–96, Oxford 1979.
- PLATT, J. P.: Secondary cleavages in ductile shear zones. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 439–442, 3 Fig., Oxford 1984.
- PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M.: Extensional structures in anisotropic rocks. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 397–410, 12 Fig., Oxford 1980.
- POHL, W.: Metallogenetic evolution of the East Alpine Paleozoic basement. – *Geol. Rdsch.*, **73**, 131–147, Stuttgart 1984.
- PRESTVIK, T.: Basic volcanic rocks and tectonic setting. A discussion of the Zr-Ti-Y discrimination diagram and its suitability for classification purposes. – *Lithos*, **15**, 241–247, Oslo 1982.
- PROSSNIG, W.: Untersuchungen an granitoiden Gesteinen und Amphibolithen der Gleinalpe (Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 244 S., Graz 1969.
- PUPIN, J. P.: Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Bases de la méthode typologique. Applications. – These, Université de Nice, 393 S., Nizza 1976.
- PUPIN, J. P. & TURCO, G.: Application des données morphologiques du zircon accessoire en pétrologie endogène. – *C. R. Acad. Sci., Paris, D*, **275**, 799–802, Paris 1975.
- QUADT, A. v.: Geochemische und U-Pb-Untersuchungen der Unteren Schieferhülle (Ostalpen). – *Fortschr. Miner.*, **62**, Beih. 1, 191–193, Stuttgart 1984a.
- QUADT, A. v.: Pb-Pb and U-Pb data from the Habachserie of the lower Penninic unit (Eastern Alps). – *Terra Cognita, Spec. Issue, "Ecog VIII Braunlage"*, p. 23, Braunlage 1984b.
- RAMSAY, J. G.: Folding and Fracturing of Rocks. – 568 S., New York (McGraw-Hill) 1967.
- RAMSAY, J. G.: Shear zone geometry: a review. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 83–99, Oxford 1980.
- RAMSAY, J. G.: Rock Ductility and its Influence on the Development of Tectonic Structures in Mountain Belts. – In: HSÜ, K. J.: Mountain Building Processes, 111–127, 20 Fig., 1 Tab., London (Academic Press) 1982.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I.: The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 1: Strain analysis. – 307 S., London (Academic Press) 1983.
- RATSCHBACHER, L.: Ein Modell zur alpidischen Deckgebirgsdeformation im Ostabschnitt der Ostalpen, basierend auf einer vollständigen Gefügeanalyse: ein Vorbericht. – *Anz. Österr. Akad. wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **1983**, 69–73, Wien 1983.
- RATSCHBACHER, L.: Kinematische Analyse der Deckenbewegungen und assoziierter Deformation im Deckgebirge der Östlichen Ostalpen (Obersteiermark – Österreich). – Die frühalpine Geschichte der Ostalpen, **5**, 67–200, Graz 1984.
- RATSCHBACHER, L.: Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark – Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 423–453, 14 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 14 Prof., Wien 1984b.
- RATSCHBACHER, L.: Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due the transposition. – *Tectonophysics*, **125**, 335–356, 10 Fig., Amsterdam 1986.
- RAU, A. & TONGIORIO, M.: Some problems regarding the Paleozoic paleogeography in Mediterranean western Europe. – *J. Geol.*, 663–673, Chicago 1981.
- RAUMER, J. F. v.: The External Massifs, relics of Variscan Basement in the Alps. – *Geol. Rdsch.*, **73**, 1–31, 15 Fig., 1 Tab., Stuttgart 1984.
- RICHTER, W.: Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. – *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, **19**, 1–50, Wien 1973.
- RICKARD, M. J. & RIXON, L. K.: Stress configurations in conjugate quartz-vein arrays. – *J. Struct. Geol.*, **5**, 573–578, 4 Fig., Oxford 1983.
- ROCHE, H. DE LA, LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHOL, M.: A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analysis – its relationship with current nomenclatures. – *Chem. Geol.*, **29**, 183–210, Amsterdam 1980.
- ROSENFELD, J. L.: Rotated garnets in Metamorphic rocks. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **129**, 105 S., 19 Fig., 18 Taf., Boulder 1970.
- RÖSSNER, H.: Über Radiumgehalt der Gesteine des Gleinalpen-Kernes. – *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*,
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. – Band 1: 215 S., Band 2: 409 S., Wien (Springer) 1948/1950.
- SASSI, F. P., CAVAZZINI, G. & VISONA, D.: Radiometric geochronology in the Eastern Alps: results and problems. – *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, **40**, 187–224, 1985.
- SASSI, F. P. & SCHMIDT, K.: The "Caledonian" event in the Eastern Alps: Guide-Lines for its geodynamic interpretation. – In: SASSI, F. P. & VARGA, I. (Ed.), *IGCP No. 5, Newsletter*, **4**, 78–81, 1982.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Aspetti dinamici dell'evento "Caledoniano" nell'Astroalpino a sud della Finestra dei Tauri. – *Mem. mus. Tridentino Sci. Nat.*, **20**, 3–32, Trento 1974.
- SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Pre-Variscan acidic magmatism in the Eastern Alps. – *IGCP No. 5, Newsletter*, **1**, 111–121, 1979.
- SATIR, M.: Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Ötztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 394–410, Stuttgart 1976.
- SCHANTL, J.: Anthophyllit in Ultramafititen des Gleinalpenkristallins. – *Karinthin*, **87**, 383–393, 6 Abb., Klagenfurt 1982.
- SCHARBERT, S.: Stub- und Gleinalpe sowie die südwestlichen Fischbacher Alpen und das Kristallingebiet von Anger. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 392–396, 2 Abb., Wien (Springer) 1980.
- SCHARBERT, S.: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **27**, 163–188, 7 Abb., 4 Tab., Wien 1981.
- SCHARBERT, S. & FRIEDRICHSEN, H.: Magmatism and metamorphism of the Austroalpine crystalline units east of the Taurian window in the light of isotopic data. – *Terra Cognita*, **3**, H 2/34, 202–203, Straßburg 1983.
- SCHARBERT, S. & SCHÖNLAUB, H.-P.: Das Prävariszikum und Variszikum. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 3–20, 8 Abb., 1 Tab., Wien (Springer) 1980.
- SCHEDL, A.: Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostalpinen Altikristallin der Schladminger Tauern. – Unveröff. Diss. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 209 S., Wien 1981.
- SCHERMERHORN, L. J. G., WALLBRECHER, E. & HUCH, K. M.: Der Subduktionskomplex, Granitplutonismus und Scher tektonik im Grundgebirge des Sirwa-Doms (Anti-Atlas, Marokko). – *Berliner geowiss. Abh.*, (A), **66**, 301–332, 22 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 18 Diagramme, Berlin 1986.
- SCHMEROHL, R.: Die Plankogel-Serie im ostalpinen Kristallin (Kärnten, Steiermark) als ophiolithische Sutur. – *Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik*, 10.–12. 4. 1986, 35–38, Tübingen (Attempto) 1986.
- SCHIMANA, R.: Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich*, **33**, 221–233, 5 Abb., 3 Tab., Wien 1986.
- SCHMID, S. M.: Microfabric Studies as Indicators of Deformation Mechanisms and Flow Laws Operative in Mountain Building. – In: HSÜ, K. J.: *Mountain Building Processes*, 95–110, 8 Fig., London (Academic Press) 1982.

- SCHMIDT, K.: Das „kaledonische Ereignis“ in Mittel- und Südwesteuropa. – *Nova Acta Leopoldina*, N. F. 224, 45, 381–401, Halle 1976.
- SCHMIDT, K. & SÖLLNER, F.: Proposals for the geodynamic interpretation of the “Caledonian event” in central and southern Europe, with special reference to the Eastern Alps. – *IGCP No. 5, Newsletter*, 4, 82–93, 7 Fig., Padua 1982.
- SCHMIDT, K. & SÖLLNER, F.: Towards a Geodynamic Concept of the “Caledonian Event” in Central- and SW-Europe. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, 251–268, Wien 1983.
- SCHMIDT, W.: Bewegungsspuren in Porphyroblasten krystalliner Schiefer. – *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, I, **127**, 293–310, Wien 1918.
- SCHMIDT, W.: Zur Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens. – *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien*, 539–557, Wien 1920.
- SCHMIDT, W.: Gefügestatistik. – *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, **38**, 392–423, 5 Fig., Wien 1925.
- SCHONENVELD, C.: A study of some typical inclusion patterns in strongly paracristalline-rotated garnets. – *Tectonophysics*, **39**, 453–471, Amsterdam 1977.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 124 S., 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 361–423, Wien 1982.
- SCHÖNLAUB, H. P. & SCHARBERT, S.: The early history of the Eastern Alps. – *Ztschr. dt. Geol. Ges.*, **129**, 473–484, 9 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Hannover 1978.
- SCHUMACHER, R.: Beiträge zur Gesteinskunde des Stub-/Gleinalpenzuges, Steiermark, II. – *Min. Mittbl. Joanneum*, **41**, 12–36, Graz 1974.
- SHAW, D. M.: Trace element fractionation during anatexis. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 237–243, 3 Fig., 1970.
- SIEWERT, W.: Der Werdegang der Karawanken – stratigraphischer Abriß und Strukturgegeschichte. – *Jb. Geol. B.-A.*, 29–133, 29 Abb., 1 Tab., 16 Taf., Wien 1984.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. M.: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, 1281–1288, 11 Fig., Boulder 1983.
- SLACK, J. F., HERRIMAN, N., BARNES, R. G. & PLIMER, I. R.: Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. – *Geology*, **12**, 713–716, 4 Fig., Boulder 1984.
- SMITH, R. E. & SMITH, S. E.: Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 114–120, Amsterdam 1976.
- SÖLLNER, F. & HANSEN, B. T.: Erste Hinweise auf ein panafranisches anatektisches Ereignis im Altkristallin der Ostalpen. – 76. Jahrestagung Geol. Vereinigung, 26. 2.–1. 3. 1986, Kurzfassungen, S. 66, Gießen 1986.
- SÖLLNER, F. & SCHMIDT, K.: Rb/Sr- und U/Pb-Datierungen am Winnebach-Migmatit (Ötztaler Alpen, Österreich). – *Fortschr. Miner.*, **59**, Beih. 1, S. 188, Stuttgart 1981.
- SÖLLNER, F., SCHMIDT, K., BAUMANN, A. & HANSEN, B. T.: Zur Alterstellung des Winnebach-Migmatits im Ötztal (Ostalpen). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, 95–106, Wien 1982.
- SPENGLER, E.: Ein neues Vorkommen von Serpentin auf der Gleinalpe. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **50**, 80–93, Graz 1913.
- STEPHENS, M. B.: The use of less mobile elements in elucidating paleotectonic environment – a critical review. – *Geol. Föreningens i Stockholm Forhandlingar*, **103**, 139–140, 1 Fig., Stockholm 1981.
- STILLE, P.: On the genesis of the amphibolites and hornblende-felses in the Berisal complex (Simplon; Italy – Switzerland). – *Mem. Sci. Geol.*, **34** (1980), 205–246, 28 Fig., 9 Tab., 1 Beil., Padua 1981.
- STILLE, P. & TATSUMOTO, M.: Precambrian tholeiitic-dacitic rock-suites and Cambrian ultramafic rocks in the Pennine nappe system of the Alps: Evidence from Sm-Nd isotopes and rare earth elements. – *Contr. Miner. Petrol.*, **89**, 184–192, 11 Fig., 4 Tab., Heidelberg 1985.
- STINY, J.: Neue und wenig bekannte Gesteine aus der Umgebung Bruck/Mur. – *N. Jb. Miner.*, **1915/1**, 91–111, Stuttgart 1915.
- STINY, J.: Gesteine aus der Umgebung von Bruck a.d. Mur. – 59 S., Feldbach 1917.
- STINY, J. & CZERMAK, F.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Leoben und Bruck a.d. Mur. – Wien (Geol. B.-A.) 1932.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – *Geol. Rdsch.*, **63**, 773–786, 6 Fig., 1 Tab., Stuttgart 1974.
- STUMPFL, E. F. & EL AGEED, A.: Hochgrößen und Kraubath – Teile eines paläozoischen Ophiolith-Komplexes. – *Mitt. Abt. Geol. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **42**, 161–169, 5 Abb., 1 Tab., Graz 1981.
- STUR, D.: Geologie von Steiermark, – 654 S., Graz (Geognostisch-montanist. Ver. Steiermark) 1871.
- SUPPE, J.: Principles of Structural Geology. – 538 S., Englewood Cliffs (Prentice Hall) 1985.
- SY, E.: Neuaufnahmen im Grazer Paläozoikum 1955/56: 2. Das Paläozoikum und Kristallin nördlich vom oberen Breitenauer Tal. – *Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **94**, 115–120, Wien 1957a.
- SY, E.: Die Geologie nördlich vom oberen Breitenauer Tal. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Graz, 192 S., Graz 1957b.
- TAPONNIER, P., PEITZER, G., LE DAIN, A. Y., ARMIJO, R. & COBOLD, D.: Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. – *Geology*, **10**, 611–616, Boulder 1982.
- TEICH, T.: Die Genese des Augengneiszuges in der Gleinalpe, Steiermark. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, **198**, 55–69, 4 Abb., 5 Tab., Graz 1978.
- TEICH, T.: Die Genese des Augengneiszuges in der zentralen und südlichen Stabalpe mit einer Zusammenfassung über den Augengneiszug der Hochalpe-Gleinalpe-Stabalpe, Steiermark-Kärnten. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **109**, 39–54, 7 Abb., 5 Tab., Graz 1979.
- TEICH, T.: Ein Chlorit vom Ochsenkogel aus der Gleinalpe, Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **114**, 57–62, 1 Abb., 2 Tab., Graz 1984.
- TEICH, T.: Ein ultramafitisches Gesteinsfragment aus der Gleinalpe, Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **115**, 47–51, Graz 1985a.
- TEICH, T.: Genetische Überlegungen zum Metablastischen Amphibolit der Gleinalpe und Dioritporphyrit der Hochalpe in der Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **115**, 37–45, Graz 1985b.
- TEICH, T.: Zum Chemismus eines Plagioklasgneises aus dem Bereich der Stub-/Gleinalpe in der Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **116**, 57–61, 1 Abb., 1 Tab., Graz 1986a.
- TEICH, T.: Chemische Untersuchungen an Amphiboliten der Gleinalpe und Stabalpe, Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **116**, 63–70, Graz 1986b.
- TEICH, T.: „Gesteinsassoziationen“ im Stub- und Gleinalpengebiet. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **116**, 71–77, 1 Abb., 1 Tab., Graz 1986c.
- THALHAMMER, O.: Das Paläozoikum nördlich der Breitenau (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 251 S., Graz 1982.
- THALHAMMER, O.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen nördlich der Breitenau (Grazer Paläozoikum) auf Blatt 134 Passail. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 316–317, Wien 1983.
- THALHAMMER, O.: Bericht 1980 über geologische Aufnahmen nördlich der Breitenau (Grazer Paläozoikum) auf Blatt 134 Passail. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1981/1**, A80–A81, Wien 1984.
- THIERRIN, J.: Les eclogites et le complexe gabbroïque du val Sarsura (Silvretta). – *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **63**, 479–495, Basel 1983.
- THÖNI, M.: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 111–174, 12 Fig., 16 Tab., 2 Beil., Wien 1981.

- THÖNI, M.: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich, **28**, 17–34, 5 Fig., 1 Tab., Wien 1982.
- THÖNI, M. (mit Beiträgen von G. HOINKES): The thermal climax of the early alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. – Mem. Sci. Geol., **XXXVI**, 211–238, 7 Fig., 4 Tab., Padua 1983.
- THORPE, R. S.: Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. – 724 S., New York (Wiley-Interscience) 1982.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – VIII+256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153**, 1–27, Taf. 1, Stuttgart 1977a.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – XVI+766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977b.
- TOLLMANN, A.: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – Geotekt. Forsch., **64**, 1–91, 24 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Stuttgart 1982.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band 3. Gesamtübersicht. – 718 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1986.
- TRACY, R. J.: Migmatite occurrences in New England. – In: ASHWORTH, J. R. (Ed.): Migmatites, 204–245, 5 Fig., Glasgow (Blackie) 1985.
- TROLL, G., FORST, R. & SÖLLNER, F. (mit einem Beitrag von BRACK, W., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNIES, D.): Über Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schöbergruppe, Osttirol. – Geol. Rdsch., **65**, 483–511, 15 Abb., 9 Tab., Stuttgart 1976.
- TSCHELAUT, W.: Die Geologie des Gebietes zwischen Röthelstein und Gams bei Frohnleiten (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 155 S., 63 Abb., 4 Taf., 8 Tab., Graz 1984.
- TSCHELAUT, W.: Über das Alter der Arzberger Schichten und der Blei-Zink-Vererzungen im Grazer Paläozoikum. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 241–243, 1 Abb., Wien 1985.
- TULLIS, J., SNOKE, A. W. & TODD, V. R.: Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. – Geology, **10**, 227–230, Boulder 1982.
- TULLIS, J. & YUND, R. A.: Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. – J. Struct. Geol., **2**, 439–451, Oxford 1980.
- TULLIS, J. & YUND, R. A.: Grain growth kinetics of quartz and calcite aggregates. – J. Geol., **90**, 301–318, 7 Fig., Chicago 1981.
- TULLIS, J. & YUND, R. A.: Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. – Geology, **13**, 238–241, 3 Fig., Boulder 1985.
- UNGER, F.: Topographisch-geognostische Karte der Umgebung von Gratz. – Graz (Ferstl) 1843.
- VAI, G. B. & COCOZZA, T.: Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – Bull. Soc. geol. France, **1986** (8), t. II, No. 1, 95–114, Paris 1986.
- VERNON, R. H.: K-feldspar megacrysts in granites – phenocrysts, not porphyroblasts. – Earth-Sci. Rev., **23**, 1–63, Amsterdam 1986.
- VOLL, G.: New work on petrofabrics. – Liverpool Manchester Geol. J., 2/3, 503–567, Liverpool 1960.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – Habilitationsschrift Techn. Universität Berlin, 169 S., Berlin 1969.
- VOLL, G.: Recrystallization of Quartz, Biotit and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance. – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **56**, 641–647, Basel 1976.
- VOLL, G.: Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstätter See zur Wurzelzone – Strukturen und ihre Entstehung durch Deformationsmechanismen wichtiger Minerale. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **160**, 321–335, Stuttgart 1980.
- WAGER, L. R. & BROWN, G. M.: Layered igneous rocks. – 788 S., San Francisco (Freeman) 1968.
- WALLBRECHER, E.: Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. – 244 S., 200 Abb., Stuttgart 1986.
- WEBER, C., BARBEY, P., CUNNEY, M. & MARTIN, H.: Trace element behaviour during migmatization. Evidence for a complex melt-residuum-fluid interaction in the St. Malo migmatic dome (France). – Contr. Miner. Petrol., **90**, 52–62, 9 Fig., 2 Tab., Heidelberg 1985.
- WEBER, K. & BEHR, H.-J.: Geodynamic Interpretation of Mid-European Variscides. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W.: Intra-continental Fold Belts, 427–469, Berlin (Springer) 1983.
- WEBER, L.: Die Stellung der stratiformen Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum, beleuchtet an Hand der Lagerstätten Schrems – Rechberg sowie Kaltenberg – Burgstall Oststeiermark. – Mitt. Abt. Geol. Bergbau Landesmus. Joanneum, **38**, 269–287, 3 Abb., Graz 1977.
- WEDEPOHL, K. H.: The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. – Fortschr. Miner., **52**, 141–172, 9 Fig., 4 Tab., Stuttgart 1975.
- WEDEPOHL, K. H.: Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: the growth of the oceanic crust. – Naturwissenschaften, **68**, 110–119, 3 Fig., 2 Tab., 1981.
- WEINZEDL, F.: Die Paragenese des Serpentin-Reaktionshofes von Traföß. – Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **46**, 73–48, Wien 1935.
- WEISS, L. E.: The Minor Structures of Deformed Rocks. – 431 S., Berlin (Springer) 1972.
- WETZEL, A.: Cyclic and Dyscyclic Black Shale Formation. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A.: Cyclic and Event Stratification, 431–455, 5 Fig., Berlin 1982.
- WHITE, S.: Fault rocks of the Moine Thrust Zone: A guide to their nomenclature. – Textures and Microstructures, **4**, 211–221, New York – London – Paris 1982.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J.: On mylonites in ductile shear zones. – J. Struct. Geol., **2**, 175–187, 7 Fig., Oxford 1980.
- WHITE, S. H., EVANS, D. J. & ZHONG, D.-L.: Fault rocks of the Moin Thrust Zone: Microstructures and Textures of Selected Mylonites. – Textures and Microstructures, **5**, 33–61, 10 Fig., New York – London – Paris 1982.
- WIESENEDER, H.: Der Eklogitamphibolit von Hochgrößen, Steiermark. – Joanneum Min. Mittbl., **1969**, 156–164, 6 Abb., 1 Tab., Graz 1969.
- WILLIAMS, H. & MCBIRNEY, A.: Volcanology. – 391 S., San Francisco (Freeman, Cooper & Co.) 1979.
- WILLIAMS, P. F.: Multiply deformed terrains – problems of correlation. – J. Struct. Geol., **7**, 269–280, 11 Fig., Oxford 1985.
- WILSON, C. J. L.: Shear zones in a pegmatite: a study of albite-mica-quartz deformation. – J. Struct. Geol., **2**, 203–209, 4 Fig., Oxford 1980.
- WINCHESTER, A. F. & FLOYD, P. A.: Geochemical magma type discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. – Earth Planet. Sci. Lett., **28**, 459–469, Amsterdam 1976.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 5. Aufl., 348 S., New York (Springer) 1979.
- WINKLER, H. G. F. & SCHULTES, H.: On the problem of alkali feldspar phenocrysts in granitic rocks. – N. Jb. Min. Mh., **1982**, 558–564, 1 Fig., 2 Tab., Stuttgart 1982.
- WINTSCH, R. P. & KNIFE, R. J.: Growth of a zoned plagioclase porphyroblast in a mylonite. – Geology, **11**, 360–363, 5 Fig., 1 Tab., Boulder 1983.
- WISE, D. U., DUNN, D. E., ENGELDER, J. T., GEISER, P. A., HATCHER, R. D., KISH, S. A., ODOM, A. L. & SCHAMEL, S.: Fault-related rocks: Suggestions for terminology. – Geology, **12**, 391–394, 2 Fig., Boulder 1984.

- WOODCOCK, N. H. & NAYLOR, M. A.: Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. – *J. Struct. Geol.*, **5**, 539–548, Oxford 1983.
- WONG, H. K. & DEGENS, E. T.: Geotektonische Entwicklung des variszischen Faltungsgürtels im Paläozoikum. – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **50**, 17–44, 8 Abb., Hamburg 1981.
- WYLLIE, P. J.: Plate Tectonics and Magma Genesis. – *Geol. Rdsch.*, **70**, 128–153, Stuttgart 1981.
- YODER, H. S.: Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. – *Amer. Miner.*, **58**, 153–171, 15 Fig., 1 Tab. 1973.
- ZECK, H. P.: & MORTHORST, J. R.: Continental tholeiites in the Ti-Zr-Y discrimination diagram. – *N. Jb. Miner. Mh.*, 93–200, 5 Fig., Stuttgart 1982.
- ZIEGLER, P. A.: Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. – *Tectonophysics*, **126**, 303–328, Amsterdam 1986.

Manuskript bei der Schriftleitung eingegangen im Februar 1987.