

Die Geologie des Smaragdorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich)

Von GÜNTER GRUNDMANN und GIULIO MORTEANI*)

Mit 35 Abbildungen, 2 Tabellen und 3 Beilagen (Tafeln)

*Ostalpen
Tauernfenster
Penninikum
Habachserie
Smaragd
Beryll
Scheelit
Granat
Petrogenese
Metamorphose
Geochemie*

*Österreichische Karte 1 : 50 000
Blatt 152*

Inhalt

| | |
|---|----|
| Zusammenfassung, Summary | 72 |
| 1. Einleitung | 73 |
| 1.1 Problemstellung | 73 |
| 1.2 Geographische Lage des Untersuchungsgebietes | 73 |
| 1.3 Geologischer Rahmen | 73 |
| 1.4 Bisherige Bearbeitungen des Smaragdorkommens | 75 |
| 1.5 Geschichte des Smaragdbergbaues | 75 |
| 2. Tektonik | 75 |
| 2.1 Überblick | 75 |
| 2.2 Makrogefüge | 76 |
| 2.2.1 s-Flächen | 76 |
| 2.2.2 B-Achsen, Faltengefüge | 76 |
| 3. Seriengliederung | 78 |
| 3.1 Habachzunge | 78 |
| 3.1.1 Augen- und Flasergneisserie | 78 |
| 3.1.1.1 Augen- und Flasergneise | 78 |
| 3.2 Habachserie | 79 |
| 3.2.1 Bändergneisserie | 79 |
| 3.2.1.1 Amphibolgneise (z. T. Scheelit-führend) | 79 |
| 3.2.1.2 Biotit-Plagioklas-Gneise (z. T. Scheelit-führend) | 79 |
| 3.2.1.3 Biotit-Muskovit-Schiefer (Scheelit-führend) | 80 |
| 3.2.1.4 Feinkörnige Plagioklasgneise | 80 |
| 3.2.1.5 Biotitblastenschiefer, Biotit-Chlorit-Prasinite | 80 |
| 3.2.1.6 Amphibolite | 80 |
| 3.2.2 Serpentin-Talkschieferserie | 80 |
| 3.2.2.1 Serpentine | 80 |
| 3.2.2.2 Talkschiefer | 81 |
| 3.2.2.3 Aktinolithschiefer, Tremolitschiefer | 81 |
| 3.2.2.4 Biotitschiefer | 81 |
| 3.2.2.5 Chloritschiefer | 81 |
| 3.2.2.6 Muskovitschiefer | 82 |
| 3.2.2.7 Gangquarz, Kluffquarz | 82 |
| 3.2.2.8 Biotitschiefer-Gangquarz-Brekzie | 82 |
| 3.2.3 Granatglimmerschieferserie | 83 |
| 3.2.3.1 Graphitglimmerschiefer (Granat-führend) | 83 |
| 3.2.3.2 Chloritglimmerschiefer (Granat-führend) | 84 |
| 3.2.3.3 Biotit-Plagioklas-Gneise (Granat-führend) | 84 |
| 3.2.3.4 Schwarzphyllite (Granat-führend) | 84 |

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. GÜNTER GRUNDMANN, Prof. Dr.-Ing. GIULIO MORTEANI, Institut für angewandte Geophysik, Petrologie und Lagerstättenforschung, Fachgebiet Petrologie EB 311, Technische Universität Berlin, Straße des 17. Juni 135, D-1000 Berlin 12.

| | |
|--|-----|
| 3.2.4 Amphibolitserie | 84 |
| 3.2.4.1 Grobkornamphibolite | 85 |
| 3.2.4.2 Mittel- bis feinkörnige Amphibolite | 85 |
| 3.2.4.3 Quarz-Plagioklas-Lagengneise | 86 |
| 3.2.4.4 Amphibolgneise (z. T. Scheelit-führend) | 86 |
| 3.2.4.5 Biotit-Plagioklas-Gneise (z.T. Scheelit-führend) | 86 |
| 4. Geologische Kartierung des Smaragdbergwerkes | 87 |
| 4.1 „A“-Stollen | 87 |
| 4.2 „B“-Stollen | 90 |
| 4.3 „C“-Stollen | 91 |
| 4.4 „D“-Stollen | 92 |
| 5. Petrogenese | 94 |
| 5.1 Kristallisation (Kr) und Deformation (Fm) | 94 |
| 5.1.1 Granat | 96 |
| 5.1.2 Plagioklas | 97 |
| 5.1.3 Turmalin | 98 |
| 5.1.4 Andalusit | 98 |
| 5.1.5 Beryllium-Mineralie | 98 |
| 5.1.5.1 Beryll | 99 |
| 5.1.5.2 Chrysoberyll | 99 |
| 5.1.5.3 Phenakit | 100 |
| 5.1.5.4 Beryllium-Margarit | 101 |
| 5.1.6 Erzminerale | 101 |
| 5.1.6.1 Magnetit | 101 |
| 5.1.6.2 Chromit | 101 |
| 5.1.6.3 Ilmenit | 101 |
| 5.1.6.4 Scheelit | 101 |
| 5.1.6.5 Sulfide, Sulfosalze | 102 |
| 5.2 Metamorphose | 103 |
| 6. Geochemische Untersuchungen | 105 |
| 7. Schlußbemerkungen | 105 |
| 8. Literaturverzeichnis | 105 |

Zusammenfassung

Von der weiteren Umgebung des Smaragdorkommens an der Leckbachscharte im Habachtal (Land Salzburg, Österreich) wurde eine geologisch-petrographische Karte im Maßstab 1 : 10 000 angefertigt. Der unmittelbare Bereich des Vorkommens wurde im Maßstab 1 : 1 000 aufgenommen. Das aufgelassene Smaragdbergwerk wurde im Maßstab 1 : 100 kartiert.

Das kartierte Gebiet umfaßt den tektonischen Kontaktbereich der Augen- und Flasergneissserie (Habachzunge) und Habachserie (Untere Schieferhülle) im zentralen Tauernfenster. Die Gesteine der Habachserie wurden in eine Bändergneissserie, eine Serpentin-Talkschieferserie, eine Granatglimmerschieferserie und eine Amphibolitserie gegliedert.

Biotit-, Chlorit-, Aktinolith-, Tremolit- und Talkschiefer als die Produkte einer Reaktion und Metasomose zwischen den Serpentiniten und den z. T. eng verzahnten Gesteinen der Granatglimmerschiefer- und Amphibolitserie sind die wichtigsten Smaragd-Trägergesteine. Der ehemalige Smaragdbergbau ging auf der SE-Seite der Leckbachrinne in der Zone zwischen den Talkschiefern und den Granatglimmerschiefern und Amphiboliten um.

Die Gesteine der Habachserie sind aufgrund der chemischen Zusammensetzung und des Gefüges teilweise als alkalitrachytische und basaltische Metavulkanite zu erkennen. Die alkalitrachytischen Metamorphite sind z. T. durch erhöhte Beryllium-Gehalte (meist zwischen 5 und 50 ppm) gekennzeichnet. Sie können als mögliche primäre Beryllium-Lieferanten angesehen werden.

Neben den in der Leckbachrinne lokal konzentrierten Be-Mineralisationen wurden s- und stoffkonkordante Scheelit-Chalkopyrit- und Molybdänit-Anreicherungen in den Gesteinen der Habachserie festgestellt. Diese Be-, W-, Cu- und Mo-Mineralisationen können aufgrund paragenetischer Analogien zur benachbarten Scheelit-Lagerstätte Felbertal dem Typus zeit- und schichtgebundener Mo-führender Scheelit-Vererzungen („Typus Felbertal“) zugeordnet werden.

Anhand von Andalusit-Formrelikten und über die chemische Zusammensetzung und die Gefügeentwicklung der Granate, Plagioklase, Turmaline und Berylle konnten mindestens zwei thermische Ereignisse (Kr₁ und Kr₂) und mindestens fünf Deformationen (Fm₁

bis Fm₅) erkannt werden. Die Sprossung von Granat I und II, von Andalusit, von Plagioklas II und von Kernberyll I geschah im ersten thermischen Ereignis (Kr₁).

Die Bildung von Granat III, von Muskovit aus Andalusit, von Plagioklas III und IV sowie von Randberyll I, II und III erfolgte im zweiten Ereignis (Kr₂). Kr₂ ist mit der alpidischen Regionalmetamorphose (= Tauernkristallisation) gleichzusetzen. Das erste thermische Ereignis (Kr₁) ist vermutlich herzynisch. Die Bildung der z. T. mehrere cm-großen Andalusite erfolgte wahrscheinlich in einer herzynischen Regionalmetamorphose. Die alpidische Regionalmetamorphose erreichte in der Umgebung der Leckbachscharte Temperaturen von ca. 550° C und Drucke von mindestens 5 kb.

Summary

The wider surroundings of the emerald occurrence below the Leckbachscharte, Habachtal (Oberpinzgau, Salzburg Province, Austria) have been mapped at the scale of 1 : 10.000, the nearer surroundings at the scale of 1 : 1.000. The galleries of the disused emerald mine have been mapped at the scale of 1 : 100.

The geological maps cover parts of the area of the „Augen- und Flasergneissserie“ (Zentralgneis) and the „Habachserie“ (Lower Schieferhülle) in the central part of the Tauern Window (Penninic zone). These lithologies are separated by a tectonic contact. The rocks of the Habachserie have been subdivided into a "Bändergneissserie", a "Serpentin-Talkschieferserie", a "Granatglimmerschieferserie" and a "Amphibolitserie".

The talc-, actinolite-, tremolite-, biotite- and chlorite-schists of the Serpentin-Talkschieferserie are the most important emerald bearing rocks. They are products of a reaction and consequent metasomatism between serpentinites and adjoining and often intimately interdigitated rocks of the Granatglimmerschieferserie and of the Amphibolitserie.

The old emerald underground mining followed the zone between talc-schists and garnet-bearing mica-schists, biotite-plagioclase-gneisses and amphibolites.

The microstructures and the chemical compositions suggest that the rocks of the Habachserie are mainly metavolcanics of alkali-

trachytic to basaltic composition. The rocks of alkali-trachytic composition are generally characterised by high Be contents ranging from 1 to 50 ppm, the background in the investigated area being about 15 ppm Be. The metavolcanics high in Be content can therefore be considered as a possible primary source of beryllium.

In the rocks of the Habachserie the occurrence of locally enriched scheelite mineralization must be mentioned. From the mineralogical and geological similarities, the emerald occurrence in the Habachtal seems to belong to the same type of stratabound mineralization as the nearby big scheelite deposit in the Felbertal, which is also in the rocks of the Habachserie.

From the chemical zoning and the structural development of the garnets, plagioclases, tourmalines, beryls and from the occurrence of pseudomorphs of muscovite after andalusite (chiastolite) at least two thermal events (Kr_1 and Kr_2) as well as five deformations (Fm_1 to Fm_5) can be traced. Garnet I and II, andalusite, plagioclase II and beryl (core I) were formed during the first thermal event (Kr_1). Garnet III, plagioclase III and IV, beryl (rim I, II, III) and the muscovite pseudomorphs after andalusite grew during the Alpine regional metamorphism (Kr_2 = "Tauernkristallisation"), the first thermal event being probably of Hercynian age. The unusual size of the andalusite pseudomorphs (up to 20 cm in length) suggests a formation of the andalusite during a Hercynian regional metamorphism rather than in a thermometamorphic event. This question remains open. From mineral equilibria it can be deduced that the Alpine metamorphism reached temperatures of about 530°C and pressures of about 5 kb. A P-T estimate of the Hercynian metamorphism cannot be given.

1. Einleitung

1.1 Problemstellung

In der vorliegenden Arbeit sollen geologisch-petrographische Kartierungen in den Maßstäben 1 : 10.000 und 1 : 1.000 der weiteren und unmittelbaren Umgebung des Smaragdorkommens an der Leckbachscharte im Habachtal und eine spezielle Kartierung 1 : 100 des aufgelassenen Smaragdbergwerkes selbst Grundlage für eine Seriengliederung, insbesondere für den Bereich der Habachserie sein. Eine die Kartierungen ergänzende Gefügeaufnahme soll vor allem durch die Verbindung von Übertage- und Untertage-Aufschlüssen im Bereich des Smaragdorkommens ein räumliches Bild der Smaragd-führenden Serien geben.

Durch eine detaillierte mikroskopische Untersuchung sollen die Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation und damit die geologische Entwicklungsgeschichte der Gesteinsserien und die Stellung der Beryllium-Mineralisationen im zeitlichen Geschehen geklärt werden.

Weiterhin soll anhand der Mineralgleichgewichte und unter Auswertung von Literaturdaten eine Abschätzung der Druck- und Temperaturgeschichte der Gesteine versucht werden.

Die geochemischen Untersuchungen haben zum Ziel, die chemische Zusammensetzung der Gesteine zu definieren, zu prüfen, ob die mikroskopisch und geochemisch z. T. als Orthogesteine eingestuft Gesteine der Leckbachscharte eine kontinuierliche magmatologische Entwicklung erkennen lassen, und festzustellen, ob die Beryllium-Führung an bestimmte chemische Zusammensetzungen der Gesteine geknüpft ist.

1.2 Geographische Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet umfaßt die Umgebung des aufgelassenen Smaragdbergwerkes an der Leckbachscharte im Habachtal (Oberpinzgau, Land Salzburg, Österreich).

Die Abb. 1 zeigt die Lage des bearbeiteten Gebietes südlich von Bramberg und nördlich des Großvenedigers (Gv). Umrahmt ist das im Maßstab 1 : 10.000 geologisch-petrographisch kartierte Gebiet. In dessen Zentrum liegt das Smaragdorkommen im Habachtal.

1.3 Geologischer Rahmen

Als Bestandteile des penninischen zentralen Tauernfensters können im Untersuchungsgebiet zwei tektonisch-lithologische Einheiten unterschieden werden (Abb. 1):

- Die Augen- und Flasergneissserie der Habachzunge
- Die Metabasite der Habachserie

Die Augen- und Flasergneissserie beinhaltet im wesentlichen die Augen- und Flasergneise, die nach FRASL (1953, 1958) zur tektonischen Einheit der Habachzunge – einem Teil der zentralen granitischen und tonalitischen Gneise – gehören. Die Augen- und Flasergneise sind homogene Orthogneise mit meist normalgranitischer Zusammensetzung (KARL, 1959; MORTEANI, 1974).

Rb-Sr-Gesamtgesteinsaltersbestimmungen an Augen- und Flasergneisen aus dem nördlichen Großvenedigermassiv ergaben nach JÄGER et al. (1969) Schmelzbildungs- bzw. Intrusionsalter von 246 Mio. Jahren. K-Ar-Biotit-Abkühlungsalter von rund 20 bis 30 Mio. Jahren werden dem Ende der alpidischen Regionalmetamorphose (= Tauernkristallisation nach SANDER, 1911; 1921) zugeordnet (BE-SANG et al., 1968; JÄGER et al., 1969).

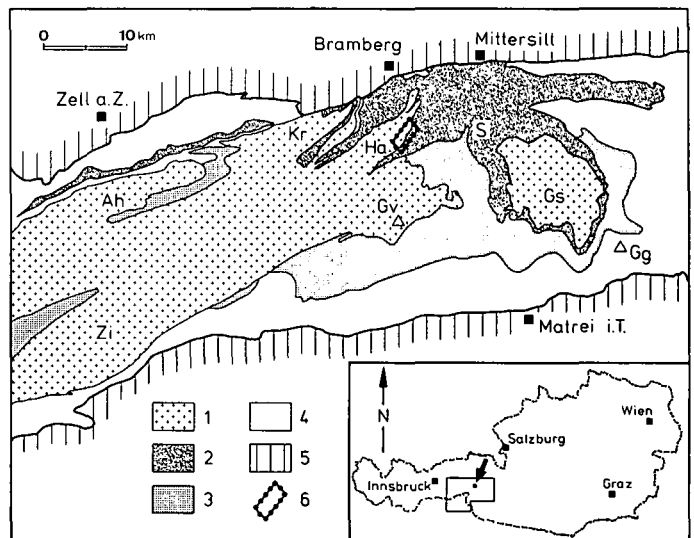


Abb. 1: Vereinfachte geologische Karte des mittleren Tauernfensters (nach MORTEANI & BARTH, 1974; in MORTEANI, 1974) mit der Lage des Untersuchungsgebietes.

1 = Zentrale granitische und tonalitische Gneise; 2 = Habachserie und Basisamphibolite (Untere Schieferhülle); 3 = Untere Schieferhülle (ungegliedert); 4 = Obere Schieferhülle (ungegliedert); 5 = Austroalpine Serien (ungegliedert); 6 = Untersuchungsgebiet (Umgebung Leckbachscharte, Habachtal); Ah = Ahornkern, Gg = Großglockner, Gs = Granatspitzkern, Gv = Großvenediger, Ha = Habachzunge, Kr = Krimmler Gneiswalze, S = Scheelittagerstätte Felbertal, Zi = Zillertalerkern.

Die Habachserie wurde als solche erstmals von FRASL (1958) definiert. Sie ist ein Teil der tektonisch-lithologischen Einheit der Unteren Schieferhülle und dürfte aus einer derzeit noch nicht Fossil-belegten, wahrscheinlich altpaläozoischen Geosynklinalserie hervorgegangen sein (FRASL & FRANK, 1966; SCHÖNLAUB, 1979).

Am Aufbau der Habachserie sind nach FRASL (1958) im wesentlichen Schwarze Phyllite (Habachphyllite) mit Lagen von Graphitquarziten (Lydite), Muskovitquarzite, Paragneise, Hellglimmerschiefer, Disthenglimmerschiefer, saure Metavulkanite einschl. Porphyrmaterialschiefer, intermediäre Magmatite (Tuffe, Tuffite), Metabasite (Grünschiefer und

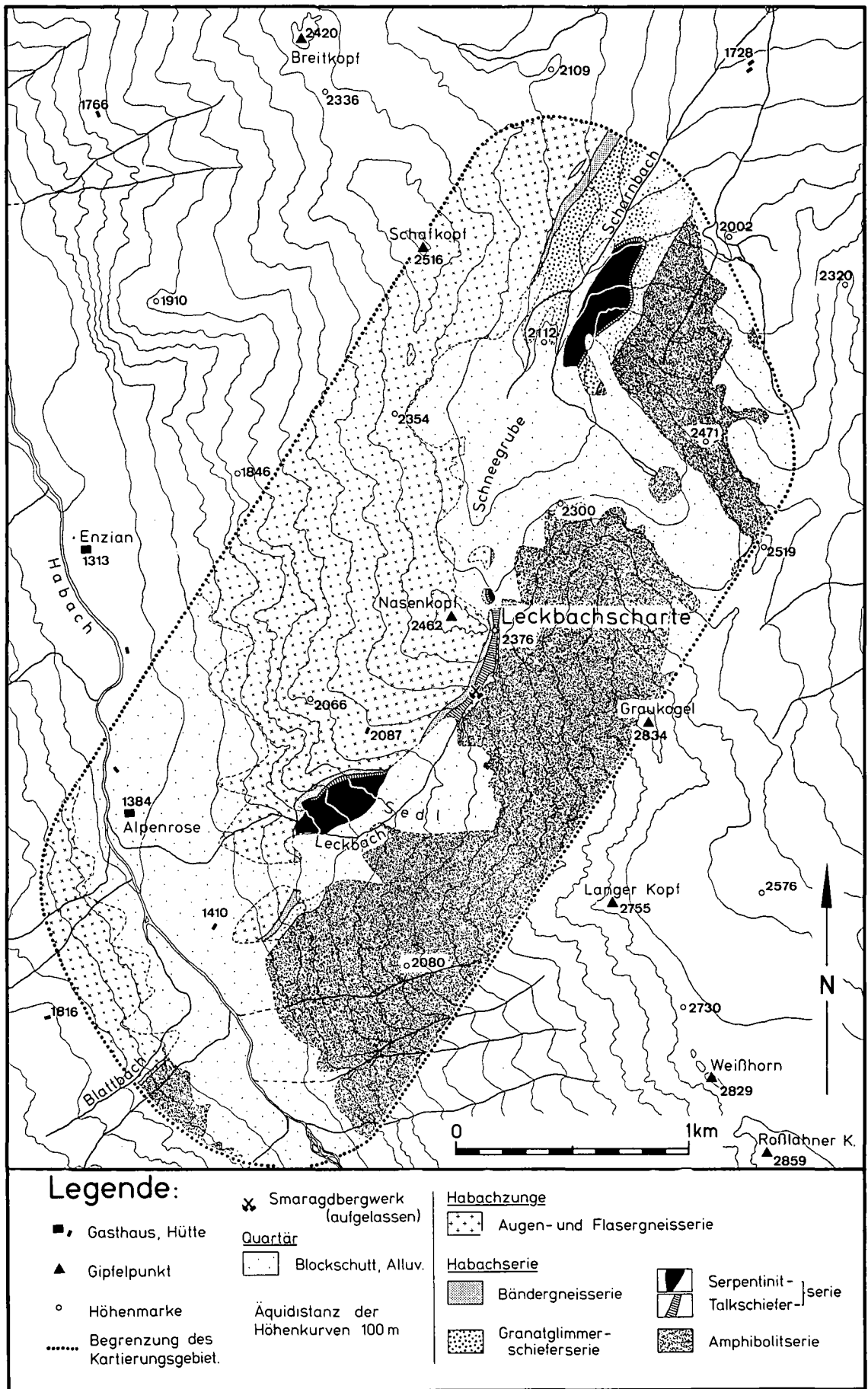


Abb. 2: Geologisch-petrographische Umgebungskarte des Smaragdorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich).
Aufnahmemaßstab 1 : 10.000.

Amphibolite) sowie Ultrabasite (Serpentine, Peridotite, Pyroxenite) beteiligt. Nach FRANK (1969) finden sich innerhalb der Habachphyllite noch Porphyroide und Metakeratophyre. Karbonatgesteine sind dagegen in der Habachserie nur sporadisch und äußerst geringmächtig vertreten.

Es fehlen bisher radiometrische Gesamtgesteinsaltersbestimmungen. Die K-Ar-Mineralalter liegen zwischen 17 Mio. Jahren und 30 Mio. Jahren. Es handelt sich hierbei um Abkühlungsalter (KREUZER et al., 1973; RAITH et al., 1978).

1.4 Bisherige Bearbeitungen des Smaragdorkommens

C. M. B. SCHROLL (1797) war der wahrscheinlich erste Autor, der Smaragd in Glimmerschiefern vom „Heubachtal“ im Pinzgau beschrieb. Erste Angaben über den Fundort und die geologischen Verhältnisse stammen von FRISCHHOLZ (1821). Weitere Hinweise finden sich bei PETERS (1862) und LIPOLD (1863). WEINSCHENK (1896) ordnete das Beryllorkommen des „Söllgrabens“ im Habachtal der Kontaktzone eines „Granitlagers“ bzw. „Beryllgranites“ zu. Die Entstehung der Beryllite und Smaragde brachte er mit kontaktmetamorpher Beeinflussung des Nebengesteins durch den benachbarten Granit in Verbindung. KÖNIGSBERGER (1913) erklärte hingegen die Smaragdmineralisation als eine Mineralbildung der alpinen Metamorphose; die „weitgehend unverletzten Beryllkristalle“ sollen erst „nach den tektonischen Vorgängen in dem noch warmen Gestein durch Sammelkristallisation“ entstanden sein.

Die detaillierteste Darstellung des Habachtaler Smaragdorkommens gab LEITMEIER (1937, 1942). In enger Anlehnung an die Vorstellungen FERSMAN's (1929) zur Entstehung der Gesteine der sogenannten Smaragdserie von Takowaja (Ural) sowie WEINSCHENK's (1896) und KÖLBL's (1932) brachte LEITMEIER (1937) die Entstehung der Berylliummineralisationen mit der Injektion von Be-reichen Lösungen aus einem alpidisch intrudierten granitischen Magma in die Hüllgesteine in Zusammenhang. NIGGLI, KÖNIGSBERGER & PARKER (1940) waren hingegen der Auffassung, daß „der relativ hohe Be-Gehalt in einzelnen Gesteinen des Habachtals vor der letzten Alpenfaltung vorhanden war“ und nicht von einem Granit geliefert worden war.

FRASL (1953) betonte die spät- bis posttektonische Mineralisation des Smaragdorkommens. Er definierte die Bildung der Smaragdserie als eine „metamorphe Reaktion unter den maximalen Bedingungen der Albit-Epidot-Amphibolitfazies, die am Kontakt zwischen einem Älteren Granit (oder Granitgneis?) und Amphibolit (oder Gabbro) sowie Peridotitmassen erfolgte“.

Die bis dahin recht widersprüchlichen Auffassungen über die Genese der Smaragd-führenden Serien waren wohl vor allem durch das Fehlen sowohl einer Übertage- als auch einer Untertage-Kartierung des Smaragdbergwerkes sowie einer genauen petrographischen und geochemischen Untersuchung bedingt.

MAUCHER & HÖLL (1968) und später LAHUSEN (1972) wiesen auf erhöhte Be-Gehalte in Scheelit-führenden Schichten des Paläozoikums der Ostalpen hin. Diese Autoren kamen zu dem Ergebnis, daß Scheelit (z. T. in Paragenese mit Molybdänit und Molybdoscheelit) als geochemisch-stratigraphisches Leitmineral innerhalb der von MAUCHER (1965) definierten Sb-W-Hg-Formation verwendbar ist. Einige geochemische und petrographische Daten zur Beryllführung der Gesteine der Leckbachscharte sind in den Arbeiten von CARDOSO (1973) und GÜRKAN (1972) zu finden.

NIEDERMAYER & KONTRUS (1973) wiesen erstmals Phenakit und Chrysoberyll und NIEDERMAYER (1978) auch Milarit

im Gebiet der Leckbachscharte nach. Anhand des ausgeprägten Zonarbaues und des Interngefüges der Beryll- und Smaragdporphyroblasten stellten MORTEANI & GRUNDMANN (1977) eine mehraktige Metamorphoseentwicklung für die Gesteine der Leckbachscharte fest. Eine polymetamorphe Entwicklungsgeschichte kann auch aus der Untersuchung der Granate, Plagioklase, Turmaline, Aeschnyten und Epidote von der Leckbachscharte (GRUNDMANN & KOLLER, 1979; GRUNDMANN, 1980) abgeleitet werden. LUCKSCHEITER & MORTEANI (1980) untersuchten die Flüssigkeitseinschlüsse in Quarzen, Beryllen und Phenakiten der Leckbachscharte.

Weitere Arbeiten, die zur Klärung von Metasomatosevorgängen (KOLLER et al., 1980) und der Genese des Smaragdorkommens allgemein beitragen sollen, sind in Vorbereitung (KOLLER et al., in Vorb.; GRUNDMANN, in Vorb.).

1.5 Geschichte des Smaragdbergbaues

Literaturangaben zur Entdeckungsgeschichte des Smaragdorkommens und seiner bergbaulichen Erschließung sind bedauerlicherweise sehr lückenhaft, zum Teil widersprüchlich und stellenweise falsch. Die wohl zuverlässigsten Angaben hierzu sind der Arbeit von LEITMEIER (1937) und dem Grundbuch in Mittersill (Land Salzburg, Österreich) zu entnehmen. Die ersten Versuche, einen geregelten Bergbau auf Smaragde einzurichten, unternahm der Wiener Juwelier S. GOLDSCHMIDT in den Jahren 1861 – 1862 mit dem Vortrieb von drei Stollen (LIPOLD, 1863). Um die Jahrhundertwende wurde der Bergbau in vier Stollen betrieben. Von den vier übereinanderliegenden Stollen „A“, „B“, „C“ und „D“ lieferte in dieser Abbauperiode vermutlich nur der oberste „D“-Stollen gewinnbringende Smaragde. In der Folgezeit änderten sich die Besitzverhältnisse mehrfach. Die Stollenanlagen wurden hierbei aber nur unwesentlich erweitert. Seit 1939 ist kein geregelter Smaragdbergbau mehr betrieben worden.

2. Tektonik

2.1. Überblick

Der tektonische Großbau im nördlichen Venedigergebiet ist im wesentlichen von alpidischer Einengungstektonik geprägt worden. Die Bewegungsrichtungen waren aber möglicherweise schon an präalpidisch vorgezeichneten Strukturelementen orientiert.

Vom alpidischen Nord-Süd-Zusammenschub sind die relativ starren Zentralgneismassen einerseits sowie dazwischen eingemuldet vorwiegend schiefrige paläozoische Gesteine andererseits erfaßt worden. Die Schiefermulden wurden dabei besonders stark eingengt und zum Teil in nordvergente Faltenzüge ausgepreßt (FRISCH, 1977). Bei diesen Bewegungen sind größtenteils die primären präalpidischen magmatischen Verbandsverhältnisse zwischen den Zentralgneismassen und den angrenzenden Hüllgesteinen verwischt worden. Die Zentralgneismassen selbst wurden in ihren zentralen Bereichen nur schwach, in den peripheren Bereichen dagegen stärker verschiefert. Die alpidische Tektogenese des mittleren Abschnittes der Hohen Tauern wurde von FRASL & FRANK (1964, 1966) in drei Teillakte zerlegt.

Im Kartierungsgebiet sind zwei in sich geschlossene tektonische Einheiten zu unterscheiden:

- a) Die Augen- und Flasergneissserie der Habachzunge (Zentralgneis); die Hauptmasse der Habachzunge bilden straff geschieferte Augen- und Flasergranitgneise. In ihrem zentralen Bereich zeigen diese Gesteine

zum Teil auch noch ein unregelmäßiges, ursprünglich magmatisches Korngefüge.

- b) Die Metabasite der Habachserie (Untere Schieferhülle); die Habachserie wurde aufgrund der Kartierungen 1 : 10.000 und 1 : 1.000 in eine Bändergneisserie, eine Serpentin-Talkschieferserie, eine Granatglimmerschieferserie und eine Amphibolitserie untergliedert (s. u. Kap. 3).

Die Bändergneisserie beinhaltet im wesentlichen Amphibolgneise, Biotit-Plagioklas-Gneise, Biotitblastenschiefer und Amphibolite. Die Serpentin-Talkschieferserie setzt sich überwiegend aus Antigorit-Serpentin, Talkschiefern, Biotitschiefern und Chloritschiefern zusammen. Die Granatglimmerschieferserie besteht hauptsächlich aus Graphitglimmerschiefern, Chloritglimmerschiefern, Biotit-Plagioklas-Gneisen und Schwarzphylliten. Grobkornamphibolite, mittel- bis feinkörnige Amphibolite, Quarz-Plagioklas-Lagengneise, Amphibolgneise und Biotit-Plagioklas-Gneise wurden zur Amphibolitserie zusammengefaßt.

Die Augen- und Flasergneisserie und die Habachserie sind als ein Teil der großtektonischen Einheit der Venedigerdecke (FRISCH, 1977) zu betrachten.

Die tektonische Grenze zwischen der Augen- und Flasergneisserie und der Habachserie verläuft im Kartierungsgebiet von WSW im Blattbachgraben, streckenweise im Leckbachgraben über die Leckbachscharte hinweg nach ENE nördlich des Scharnbachgrabens. Sie wird hier überwiegend von morphologischen Depressionen markiert, die aber meist mit Hangschutt oder Moränenschutt angefüllt sind. Der unmittelbare tektonische Kontakt kann daher nur lückenhaft im Anstehenden verfolgt werden. Aufschlüsse sind vorhanden im Blattbachgraben am Steilhang der Trogschulter des Habachtals in 1480 m, am Serpentinivorkommen im Leckbachgraben nördlich des Sedl sowie über mehrere hundert Meter entlang der oberen Leckbachrinne bis zur Leckbachscharte (Abb. 1).

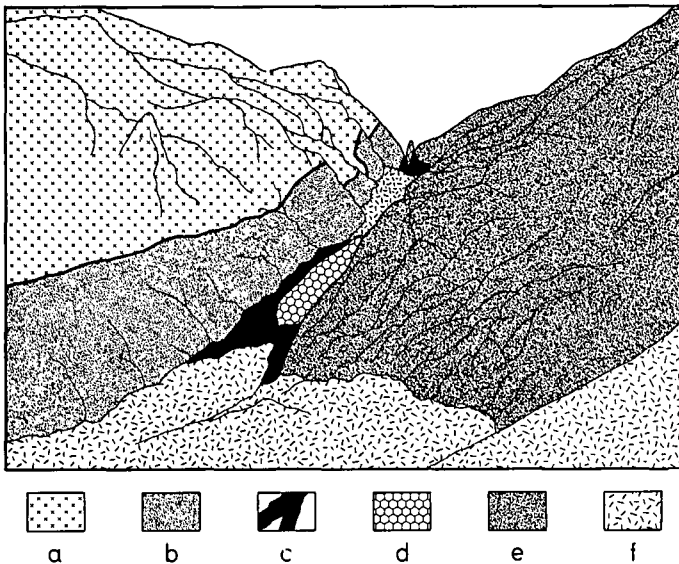


Abb. 3: Ansichtsskizze des obersten Teils des Leckbachgrabens (Längserstreckung etwa 500 m) mit dem Smaragdbergwerksgelände (teilweise verdeckt) und der Leckbachscharte im Hintergrund. Die Blickrichtung ist nach N auf das Gebiet der Kartierung im Maßstab 1 : 1.000.

a = Augen- und Flasergneisserie (Habachzunge) b = Bändergneisserie; c = Serpentin-Talkschieferserie; d = Gangquarz innerhalb der Serpentin-Talkschieferserie; e = Granatglimmerschieferserie und Amphibolitserie; f = Hangschutt, Blockschuttbedeckung.

Die gleiche Hauptstreichrichtung von Habachzunge, Habachserie und ihrer gemeinsamen Grenze läßt hier einen tektonischen Parallelkontakt erkennen. Es ist aber auch zu beobachten, daß das Streichen der Gesteine der Habachserie zwischen der Großen Gehralm und der Leckbachscharte lokal von den Gneisen der Habachzunge spitzwinklig abgeschnitten wird (CORNELIUS, 1944).

Aufgrund der hohen Teilbeweglichkeit der in dieser Kontaktzone gehäuft eingelagerten Talk-, Chlorit- und Glimmerschiefer entstand während der alpidischen Einengungstektonik im Grenzbereich zwischen den relativ kompakten homogenen Körpern der Augen- und Flasergneise und den Metabasiten eine Zone intensiver tektonischer Verformung. In dieser überwiegend aus Talkschiefern aufgebauten Ruschelzone innerhalb der Habachserie liegt das Smaragdorkommen unterhalb der Leckbachscharte im Habachtal (Abb. 3).

2.2 Makrogefüge

Das Areal der Detailkartierung 1 : 1.000 wurde in die Meßbereiche A = „Augen- und Flasergneisserie“, B = „Bändergneisserie“ und C = „Granatglimmerschiefer- und Amphibolitserie“ unterteilt. Der Vergleich der Gefügedaten aus den drei Teilbereichen ergab, daß das Gesamtgebiet der Detailkartierung ein relativ homogenes Gefügeinventar aufweist, das in den Sammeldiagrammen (Abb. 4a und 4b) dargestellt ist.

2.2.1 s-Flächen

Das Hauptmaximum der s-Flächenpole liegt bei etwa 120/40 SE (Abb. 4a); die Streuung entspricht Streichrichtungen zwischen etwa 20° NE und etwa 210° SW mit Einfallswinkeln zwischen etwa 0° und etwa 80°.

Gegenüber dem im mittleren Tauernfenster regionalen alpidischen Streichen von WSW nach ENE ist im Raum der Leckbachrinne ein deutliches Abweichen des generellen Streichens um 20° bis 30° nach N festzustellen.

Die schwach besetzten Streubereiche in Abb. 4a sind die in großen Wellenbewegungen verlaufenden s-Flächen der Granatglimmerschieferserie und Amphibolitserie im Bereich der Störungszone des oberen Leckbachgrabens.

Die Hauptschieferungsrichtung verläuft im wesentlichen parallel der lithologischen Wechsellagerung. Im Aufschluß- und Handstückbereich sind neben der vorherrschenden s_1 -Richtung noch weitere, meist spitzwinklig dazu liegende s_2 -Flächen in Form von Scherfugen zu erkennen (Abb. 5a und 5b).

Dieser Typ kann als jüngere Transversalschieferung gedeutet werden. Von s_1 abweichende Richtungen treten an einigen Stellen durch dunkle Glimmerbeläge nachgezeichnet deutlich hervor. Dies zeigt, daß entlang dieser s_2 -Richtungen in einigen Gesteinstypen eine durchgreifende syn- bis postkristalline einscharige Scherung wirksam war. Diese führte zu Versetzungsbeträgen von bereichsweise bis zu 1 m.

2.2.2 B-Achsen, Faltengefüge

Die regionalen B-Achsen-Richtungen im Raum der Habachzunge und der Habachserie nördlich des Großvenedigermassivs liegen sehr stabil bei 50°/15° NE und 230°/15° SW (SCHMIDEGG, 1961). Kontrollmessungen an Augen- und Flasergneisen, Metabasiten des Graukogelmassivs, Gesteinen der tektonischen Kontaktzone in den Talprofilen zu beiden Seiten des Habaches sowie im Bereich der Schwarzen Wand bestätigen diesen regionalen Trend.

Das Sammeldiagramm der B-Achsen aus dem Bereich der Kartierung 1 : 100 zeigt dagegen ein deutliches Pen-

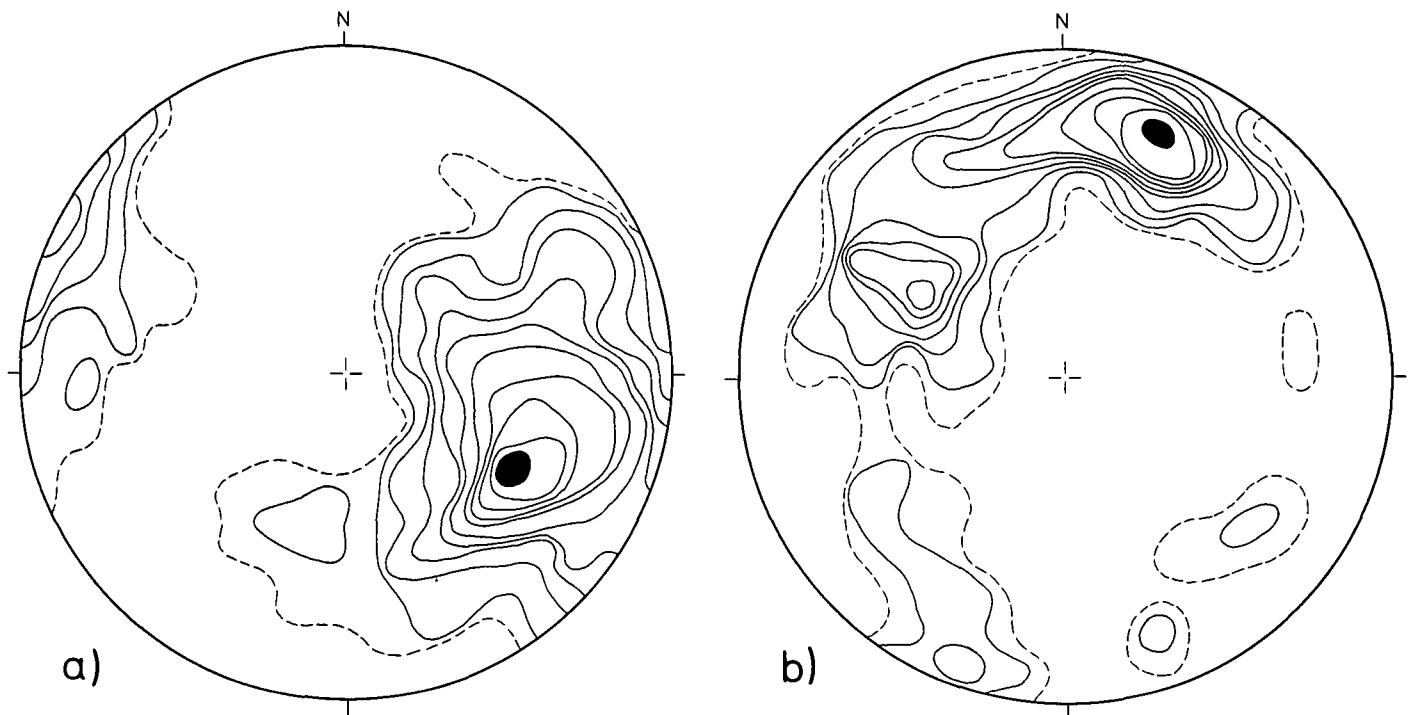


Abb. 4: Sammeldiagramme Überlage.

a) Sammeldiagramm der Schieferungsgefüge Überlage. 450 s-Flächenpole aus der unmittelbaren Umgebung des Smaragd-vorkommens im Habachtal; 0-1/4-1/2-1-2-3-4-5-6-8-10-12%

b) Sammeldiagramm der Faltenachsengefüge Überlage. 225 B-Achsen aus der unmittelbaren Umgebung des Smaragd-vorkommens im Habachtal; 0-1/2-1-2-3-4-5-6-8-10-12%

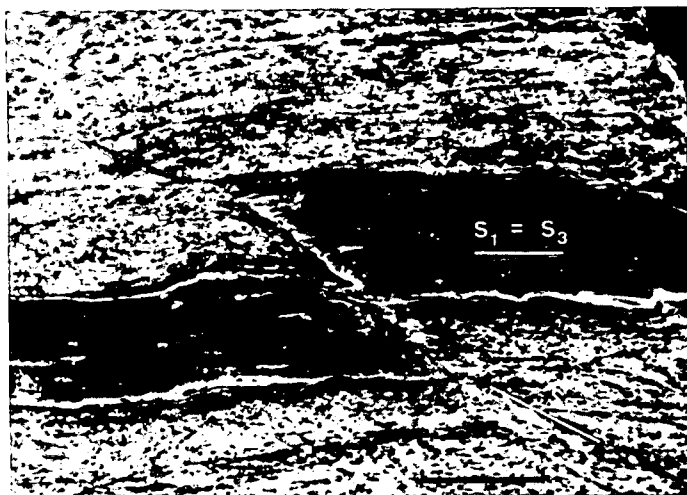


Abb. 5: Transversalschieferungen in Gneisen der Bändergneissserie.

a) Biotit-Epidot-Plagioklas-Gneis der Bändergneissserie; Lok. obere Leckbachrinne; Anschliff. Die dunkle, Biotit-Epidot-reiche Lage ist rupturrell zerschert. Deformationserscheinungen an dieser Scherfuge ($=s_2$) weisen auf eine erneute Schieferung (Fm_3) supparallel zum stofflichen Lagenbau hin (Länge des Maßstabes 2 cm).

b) Feinkörniger Plagioklasgneis der Bändergneissserie; Lok. obere Leckbachrinne. Das Gefüge zeigt subparallele, Hellglimmer-belegte Scherfugen ($=s_2$), die den durch Biotit-Blasen (schwarz) nachgezeichneten primären Lagenbau ($=s_1$) spitzwinkelig kreuzen (Länge des Maßstabes 1 cm).

deln der Achsen zwischen einem Hauptmaximum mit $22^\circ/22^\circ$ NE und einem etwas schwächer besetzten Teilmaximum mit $300^\circ/48^\circ$ NW. Das Einfallen ist hierbei zwischen 10° und 50° gehäuft. Die Haupt-B-Achsenlagen der Leckbachrinne sind demnach gegenüber dem regionalen B um etwa 20° bis 30° nach N verstellt.

Übereinstimmungen der Haupt-B-Achsenlagen ergeben sich beim Vergleich des Sammeldiagramms der Leckbachrinne mit denen der etwa 8 km entfernten Scheelit-Lager-

stätte Felbertal (HÖLL, 1975). Da die B-Achsen als ein tektonisch sehr stabiles Element gelten, ist aus der Ähnlichkeit des Gefügeinventars ein für beide Vorkommen ähnlicher Beanspruchungsplan abzuleiten.

Die Störungszone des oberen Leckbachgrabens ist durch eine Vielzahl an Faltenformen gekennzeichnet. Sie birgt darüber hinaus eine Fülle kleintektonischer Phänomene, von denen im folgenden nur eine kleine Auswahl vorgestellt werden soll.

Besonders intensive Verfallungen treten dicht unterhalb der Leckbachscharte auf der orographisch rechten Seite der Rinne in Höhe des großen Talkvorkommens auf. Dieser Bereich ist in der geologischen Detailkarte schematisch durch gewellte Linienführung dargestellt (Tafel 1). Insbesondere in Biotitschiefern und Biotit-Plagioklas-Bändergneisen entwickelten sich alle Übergänge zwischen Biege- und Scherfaltung (Abb. 6) mit oft mehreren spitzwinklig sich kreuzenden B-Achsenlagen.



Abb. 6: Biotit-Plagioklas-Gneis der Amphibolitserie. Lok. „D“-Stollen (2180 m). Maßstab 1 cm. Anschliff. Das feingebänderte Glimmer- und Plagioklas-Gefüge zeigt eine intensive Feinfältelung mit Übergängen zwischen Biege- und Scherfaltung.

Eine weitere charakteristische Erscheinung in den Gesteinsserien der Leckbachrinne sind die Formen der Boudinage. Sie bilden den Beanspruchungsplan sowohl der nach BRÜHL (1969) einengenden (Verkürzungsboudins) als auch der ausdehnenden Bewegungsrichtungen (Auslängungsboudins) ab. Boudinage-Strukturen als Ergebnis der inneren Deformation entwickeln sich, wenn eine Wechsellagerung kompetenter und inkompetenter Gesteinsbänke vorliegt. Eng verknüpft mit der Boudinage können Scherung und Rotation auftreten. Dies ist besonders deutlich in Amphiboliten aus der Amphibolitserie (Abb. 7).

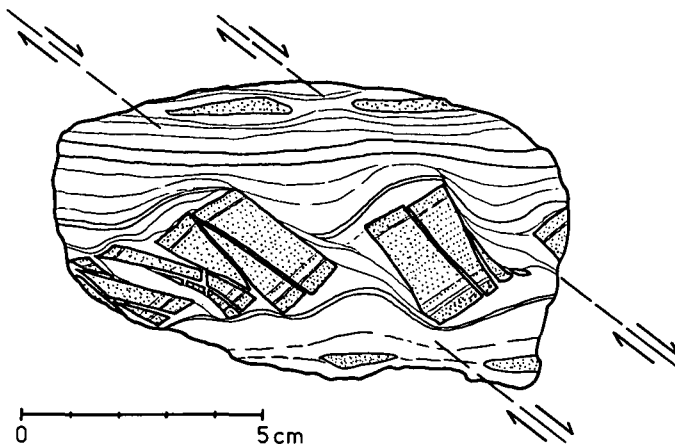


Abb. 7: Skizze eines Anschliffes von feinkörnigem Amphibolit der Amphibolitserie. Lok. obere Leckbachrinne (1980 m) Boudinagenähnliche Auflösung einer Epidot-Lage mit Scherungen und Rotationen.

Unter dem im Untersuchungsgebiet maximal erreichten Metamorphosegrad (s. u.) reagierten die Metamorphite auf tektonische Beanspruchung in unterschiedlicher Weise: Die Talk-, Biotit-, Muskovit-, Chlorit- und Tremolitschiefer reagierten hochplastisch und leicht verformbar, wogegen z. B. Augen- und Flasergneise, Amphibolite, Epidot-Hornblende-Gneise und Gangquarz zäh bis spröde reagierten und nur schwer verformbar waren. Die verschiedenen Quarz-, Plagioklas- und Biotit-reichen Bändergneise verhielten sich recht unterschiedlich. Sie zeigen sogar in einem Handstück neben Faltung auch Bruchverformung (Abb. 8).

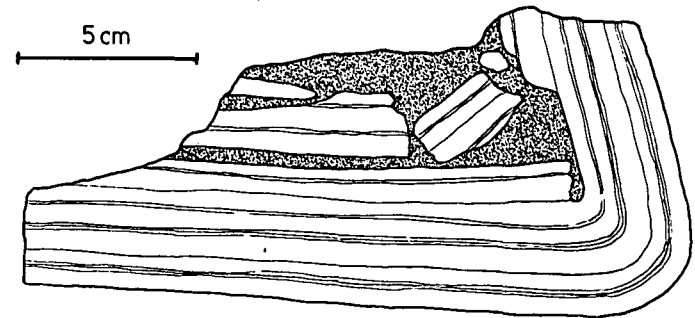


Abb. 8: Skizze eines Anschliffes von Biotit-Plagioklas-Gneis der Amphibolitserie. Lok. südl. Leckbachscharte (2300 m). Bruchverformung und bruchlose Verformung einer senkrecht B geschnittenen Plagioklas-Lage. Die dunkle Füllmasse zwischen den teilweise isolierten Gneis-Bruchstücken besteht aus feinkörnigem Biotit und Chlorit.

Die primäre Wechsellagerung von Gesteinen mit extrem gegensätzlicher Teilbeweglichkeit des Gefüges führte im Bereich der Störungzone der Leckbachrinne vielerorts zu chaotischen Verbandsverhältnissen, die sich nur bedingt auflösen lassen. Eindrucksvolle Beispiele dafür bieten die in Höhe der Stollenmundlöcher „B“, „C“ und „D“ anzutreffenden linsen- und walzenförmig verquetschten Biotit-Plagioklas-Gneiskörper sowie deren intensive Verfallung und Verschuppung mit Biotit-, Chlorit- und Talkschiefern (Tafeln 1 und 2).

Vor allem Untertage sind Störungsfugen häufig mit stark gefalteten Chlorit-, Talk-, Tremolit-, Biotit- oder auch mit Quarz- und Karbonat-reichen feinkörnigen Schieferen ausgefüllt. Die meist nur cm-dünnen Kluftfüllungen können sich aber auch im 10er m Bereich wiederholt linsenartig erweitern und sogar gangartigen Charakter annehmen. Dieser Wechsel von Ausdünnung zu Erweiterung ist auf tektonische Formgebung zurückzuführen. Auf s-Flächen und Kluftoberflächen treten gelegentlich Harnischstriemungen auf.

3. Seriengliederung

Aus den Übertage- und den Untertage-Kartierungen in den Maßstäben 1 : 10.000, 1 : 1.000 und 1 : 100 wurde eine Seriengliederung entwickelt.

Der im Untersuchungsgebiet erfaßte Teilbereich der Habachserie wurde in eine Bändergneisserie, eine Serpentin-Talkschieferserie, eine Granatglimmerschieferserie und eine Amphibolitserie unterteilt (vgl. Kapitel 2.1 und Abb. 2).

Die Gesteine der Habachzunge wurden zur Augen- und Flasergneisserie zusammengefaßt.

3.1 Habachzunge

3.1.1 Augen- und Flasergneisserie

3.1.1.1 Augen- und Flasergneise

Der Augen- und Flasergneis ist ein mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergneis und je nach Biotit-Chlorit-Gehalt

reinweiß bis graubraun gefärbt. Die Schieferungsflächen sind fleckig mit Glimmer belegt und stets durch die hervortretenden Quarz-Feldspat-Augen stark gerunzelt.

Die Augen- und Flasergneisserie nimmt den ganzen nordwestlichen Teilbereich des Untersuchungsgebietes ein. Die tektonische Grenze zur südöstlichen anschließenden Habachserie ist meist sehr scharf. Der Übergangsbereich besteht aus einer schmalen, selten 1 m überschreitenden, intensiv geschieferten biotitreichen Zone. Lokal kommt es in diesem Grenzbereich zu Ausbuchtungen und schwachen Verfaltungen zwischen dem Augen- und Flasergneis und den unmittelbar angrenzenden Gesteinen der Habachserie, die sich in erster Linie aus Biotitschiefern, Amphibolgneisen und Biotit-Plagioklas-Gneisen der Bändergneisserie zusammensetzen. Nahe des tektonischen Kontaktes zur Habachserie treten im Augen- und Flasergneiszug gelegentlich feinkörnige, stärker geschieferte Gneisvarietäten auf. Diese meist an Schieferungsdiskordanzen gebundenen Biotitgneise stellen hier posttektonisch rekristallisierte, glimmerreiche Mylonite dar, die aus tektonisch stark beanspruchten Bewegungsbahnen innerhalb des Augen- und Flasergneises hervorgegangen sind.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz, K-Feldspat, Plagioklas, Muskovit, Biotit. Nebengemengteile: Minerale der Epidotgruppe. Akzessorien: Apatit, Titanit, Zirkon, Allanit, Chlorit, Rutil, Pyrit, Calcit.

3.2 Habachserie

3.2.1 Bändergneisserie

Entlang der Südgrenze der Habachzunge streicht ein bis zu 100 m mächtiger, vorwiegend aus Biotit-, Epidot-, Amphibol- und Quarz-Plagioklas-Gneisen aufgebauter Bändergneiszug vom Kesselkar quer über das Habachtal nach E bis zur Leckbachscharte. Dessen nordöstliche Fortsetzung sind die in Höhe der Schwarzen Wand (Scharnbachtal) unter dem Hangschutt an der tektonischen Grenze zu den Augen- und Flasergneisen auftauchenden Grünschiefer und Gneise (vergl. Abb. 2).

WEINSCHENK (1896), KÖLBL (1932) und LEITMEIER (1937, 1942) interpretierten die Bändergneise noch als „Mischgesteine mit Aplit-Apophysen“ bzw. als „Injektionslagengneise“. Nach FRASL (1958) liegen diese Gesteine jedoch fast ausschließlich in Effusivform vor und sind als metamorphe intermediäre Magmatite aufzufassen.

Im Bereich der Kartierung 1 : 1.000 wird die Bändergneisserie maximal nur rund 35 m mächtig. Hauptgesteine sind Biotit-Plagioklas-Gneise, Amphibolgneise und Amphibolite. Diese werden im folgenden noch näher beschrieben. Untergeordnet treten karbonatreiche Glimmer- bzw. Amphibolschiefer, Plagioklas-freie K-Feldspat-Epidot-Gneise sowie Hellglimmer-reiche oder Quarz-reiche Gneise auf.

Der Wechsel von hellen zu dunklen Gesteinslagen verläuft innerhalb der Bändergneisserie generell schieferungskonkordant. In einigen Profilen beherrschen aber auch tektonische Ausdünnungen und Abscherungen (Boudinage) das Bild des Lagerungsverbandes. Hierbei können Biotit-reiche Lagen und Linsen sowie Kluffquarz-Anreicherungen auch quer zum allgemeinen Schieferungs-s eingelagert sein, was zuweilen ein migmatisches Schollengefüge vortäuschen kann. Die Dicke der einzelnen Gesteinslagen unterliegt großen Schwankungen. Als relativ beständige und langaushaltende Gesteine sind nur die Amphibolgneise und die Biotit-Plagioklas-Gneise zu bezeichnen. Die Grenzen zwischen den oben erwähnten Gesteinslagen sind vor allem zwischen untereinander ähnlichen Gesteinstypen verschwommen. Dementsprechend kann die meist sehr enge und komplizierte Wechsellagerung in der geologisch-

petrographischen Karte 1 : 1.000 (Tafel 1) nur vereinfacht wiedergegeben werden.

Für die prostratigraphische Einstufung der Bändergneisserie ist der Nachweis des Minerals Scheelit (bzw. Molybdoscheelit) von Bedeutung. Die Scheelit-Mineralisationen sind teils als Klufffüllungen, teils als s-konkordante Anreicherungen über die gesamte Länge des oberen Leckbachgrabens verfolgbar.

Mit diesen z. T. eng verknüpft treten Pyrit, Chalcopyrit und Molybdänit auf. Eigenständige Beryllium-Mineralen konnten innerhalb der Bändergneisserie nicht nachgewiesen werden.

Nach HÖLL (1975) ist das Auftreten von Scheelit typisch für die wahrscheinlich altpaläozoischen Metavulkanitserien der Habachserie.

3.2.1.1 Amphibolgneise (z. T. Scheelit-führend)

Die grün- oder braunweiß gefleckten Amphibolgneise sind ein Hauptbestandteil der Bändergneisserie. Sie grenzen meist unmittelbar an die Augen- und Flasergneisserie. Neben den Amphibolgneisen treten vereinzelt karbonatreiche Amphibolschiefer in geringmächtigen Lagen unregelmäßig verteilt innerhalb der Bändergneisserie auf.

Unter dem Sammelbegriff Amphibolgneise werden diejenigen Gesteine zusammengefaßt, die mit fließenden Übergängen zwischen den Amphibol-freien Gneisen und den Amphiboliten stehen. Die Amphibol-Führung, sowie ein entsprechend hoher Quarz-Feldspat-Gehalt (> 20 %) dienen bei der Gesteinsansprache im Gelände als Erkennungsmerkmale. Die Amphibol-Führung hängt aber entscheidend vom Grad der sekundären Biotitisierung bzw. Chloritisierung (Diaphthorese) der Amphibole ab. Die sehr ähnliche Farbe von Chloriten und Amphibolen in feinkörnigen Gesteinspartien kann im Gelände leicht zu Fehlbestimmungen führen.

Die Bandbreite der Amphibolgneise reicht von grobkörnig-massigen bis hin zu feinkörnig-geschieferten Varietäten. Vor allem Amphibol- und Epidot-reiche Lagen sind oft infolge von Boudinage-Verformungen in rundliche Schollen zerlegt.

Die Amphibolgneise führen sporadisch Scheelit. Es fehlen jedoch eindeutige Hinweise auf primär s-konkordant oder primär stoffkonkordant angelegte Scheelit-Mineralisationen.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Amphibol, Biotit, Plagioklas, Epidot, Klinozoisit, Chlorit. Nebengemengteile: Quarz, Karbonat. Akzessorien: Titanit, Rutil, Apatit, Karbonat, Chlorit, Pyrit, Chalcopyrit, Malachit, Talk, Dolomit, Allanit, Leukoxen, Feldspat, Limonit, Molybdänit, Scheelit, Muskovit, Turmalin (Einzelfund).

3.2.1.2 Biotit-Plagioklas-Gneise (z. T. Scheelit-führend)

Die Biotit-Plagioklas-Gneise bilden das Hauptgestein der Bändergneisserie. Sie setzen sich aus einer meist engständigen Wechsellagerung dunkler Biotit-reicher und heller Feldspat-Quarz-reicher Horizonte zusammen und wurden in der oberen Leckbachrinne als ein durchgehender Zug auskartiert. Das Gefüge ist überwiegend mittel- bis feinkörnig, dünngebankt oder plattig und generell straff geschiefert.

Die Bänderung ist im allgemeinen sehr scharf und bis in den mm-Bereich sehr lagenkonstant. Daneben finden sich aber auch grobkörnige, nur schwach geschieferte Bänke mit diffuser Bänderung. Unregelmäßig im Gefüge verstreute Biotit-Blasten verleihen diesen Gesteinen dann ein gesprenkeltes Aussehen.

Am Aufbau der Bänderung sind außerdem Epidot, Muskovit, Karbonat und sulfidische Erzminerale beteiligt. Vor

allem die sehr hellen Quarz- und Plagioklas-reichen Bänder sowie die dunklen lagigen Anreicherungen von Biotit sind im Gelände als Bezugshorizonte eine wichtige Orientierungshilfe.

Eine starke Zunahme des Muskovit-Gehaltes in den Biotit-Plagioklas-Gneisen leitet bei konstantem Biotit-Anteil und gleichzeitiger Abnahme des Quarz-Plagioklas-Anteils zu den Scheelit-führenden Biotit-Muskovit-Schiefern über. Feinkörnige Plagioklasgneishorizonte mit nur sehr geringen Beimengungen von Biotit, Muskovit, Epidot und Quarz sind ein weiterer wichtiger Bestandteil der Bändergneisserie.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Biotit, Epidot, Klinozoisit. Nebengemengteile: Muskovit, Karbonat, K-Feldspat. Akzessorien: Titanit, Zirkon, Allanit, Apatit, Pyrit, Chalcopyrit.

3.2.1.3 Biotit-Muskovit-Schiefer (Scheelit-führend)

Diese hellgrau bis dunkelgraubraun gefleckten, meist nur einige dm bis m mächtigen Gesteine treten in enger Verzahnung mit den Biotit-Plagioklas-Gneisen auf. Charakteristisch ist eine den s-Flächen oder einem stofflichen Lagerbau parallel verlaufende schwache Scheelit-Führung. Die Scheelit-Körner sind durchschnittlich etwa 0,1 bis 1 mm groß. Selten kommt es zu scharfen zeilen- oder linsenförmigen Scheelit-Anhäufungen von mehreren cm Größe. Neben den Scheelit-Mineralisationen konnten als Besonderheit Pyrit-Chalkopyrit-Molybdänit-Vererzungen in Form von langgestreckten dm-dicken Linsen nachgewiesen werden. Darüber hinaus fanden sich reliktsch erhaltene Dolomit-Knollen, die randlich Neubildungen von Calcit, Aktinolith und Talk zeigen. Molybdänit-Vererzungen wurden auch in Karbonat-besetzten Scherfugen, auf Klüften sowie feindispers im Gefüge von Karbonatglimmerschiefern festgestellt.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Muskovit, Biotit, Plagioklas. Nebengemengteile: Quarz, Epidot, Klinozoisit, Karbonat. Akzessorien: Titanit, Allanit, Scheelit, Zirkon, Apatit, K-Feldspat, Pyrit, Chalcopyrit, Molybdänit, Dolomit, Talk, Aktinolith, Chlorit.

3.2.1.4 Feinkörnige Plagioklasgneise

Diese hellgrauen bis weißen Gesteine zeichnen sich durch ein äußerst feinkörniges, meist straff geschiefertes Plagioklas-Korngefüge aus, in welchem z. T. mehrere mm große Mikrolithen-gefüllte Reliktplagioklasen und die sich in fließenden Zügen daran anschmiegende Matrix aus feinkörnigen Plagioklasen, akzessorischem Quarz und Epidot lassen vermuten, daß die feinkörnigen Plagioklasgneise ursprünglich Kristalltuffite gewesen sind.

Oft sind diagonal zur Hauptschieferungsrichtung (s_1) subparallele Systeme von Biotit- oder Hellglimmer-belegten Scherfugen (s_2) entwickelt, die das alte Gefüge meist in Form von Staffelbrüchen zerlegen können (Abb. 5b).

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Plagioklas. Nebengemengteile: Quarz, Epidot, Klinozoisit. Akzessorien: Biotit, Karbonat, Hellglimmer, Zirkon, Titanit, Rutil, Chlorit, Allanit, Pyrit, Apatit, K-Feldspat, Amphibol, Chalcopyrit.

3.2.1.5 Biotitblastenschiefer, Biotit-Chlorit-Prasinite

Die graugrünen bis graubraunen Biotitblastenschiefer und Biotit-Chlorit-Prasinite sind der Bändergneisserie in mehreren dm- bis m-mächtigen markanten Bänken meist konkordant eingeschaltet. Diese mittel- bis feinkörnigen, auffallend dunklen Gesteinshorizonte sind häufig boudiniert, und hierbei gelegentlich auch diskordant verquetscht.

Charakteristisches Merkmal sind die auf frischen Bruchflächen massenhaft einspiegelnden Spaltflächen von groben Biotit-Porphroblasten. Die Biotite liegen häufig in ei-

nem feinen Netzwerk aus Plagioklas und Chlorit oder Muskovit und Karbonat eingebettet. Neben richtungslos-körniger Textur kommt auch spindelförmig in s gelängtes, hauptsächlich syn- bis posttektonisch gesproßtes Biotit-Korngefüge vor.

Die Prasinite sind gegenüber den Biotitblastenschiefern durch die straffere Schieferung, den geringen Biotit-Gehalt sowie durch erhöhte Gehalte an Plagioklas und Chlorit gekennzeichnet. Die Biotit-Chlorit-Prasinite treten bevorzugt im tektonisch Liegenden der Amphibolitbänke meist unmittelbar an der Grenze zur Serpentin-Talkschieferserie auf.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Plagioklas, Biotit, Chlorit, Hellglimmer, Nebengemengteile: Epidot, Klinozoisit, Karbonat, z. T. Quarz. Akzessorien: Amphibol, Apatit, Titanit, K-Feldspat.

3.2.1.6 Amphibolite

Die Amphibolite der Bändergneisserie bilden nur im tiefer liegenden Teilbereich der oberen Leckbachrinne einen relativ mächtigen langgestreckten Zug. Die in Annäherung an die Leckbachscharte allgemein zu beobachtende Abnahme der Mächtigkeiten scheint hier tektonisch bedingt zu sein. In der oberen Leckbachrinne treten im tektonisch Liegenden der Bändergneisserie anstelle der Amphibolite gehäuft Biotitschiefer und Chloritschiefer auf.

Die Amphibolite der Bändergneisserie lassen in dem hier betrachteten eng begrenzten Raum eine beträchtliche Variationsbreite erkennen. Sie bestehen im wesentlichen aus dunkelgrünen mittel- bis feinkörnigen Plagioklasamphiboliten mit wechselnden Gehalten an Mineralen der Epidot-Zoisit-Reihe und Quarz, die das Gestein deutlich aufhellen können. Im Inneren oder am Rande der Plagioklasamphibolite wechsellagern einige dm- bis m-dicke Lagen meist sehr grobkörniger massiger Amphibolite. Diese setzen sich fast monomineralisch aus bis zu 10 cm großen Amphibol-Blasten zusammen. Das grobe Korngefüge ist verbreitet von sulfidischen Erzmineralen durchsetzt.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Amphibol, Biotit, Plagioklas. Nebengemengteile: Epidot, Klinozoisit, Orthozoisit, Chlorit. Akzessorien: Allanit, Karbonat, Quarz, Apatit, Titanit, Ilmenit, Pyrit, Chalcopyrit, Pyrrhotin, Magnetit.

3.2.2 Serpentin-Talkschieferserie

Die Serpentin-Talkschieferserie setzt sich im wesentlichen aus folgenden Gesteinstypen zusammen: Serpentin, Talkschiefer, Aktinolithschiefer, Tremolitschiefer, Biotitschiefer, Chloritschiefer, Muskovitschiefer und Gangquarz.

3.2.2.1 Serpentinite

An der Südflanke der Habachzunge liegen z. T. in unmittelbarer Nähe der tektonischen Grenze von Habachzunge und Habachserie die zwei großen linsenförmigen, in der Längserstreckung einige Hundert Meter messenden Serpentinistöcke der Schwarzen Wand am Scharnbach im Hollersbachtal und des Sedl am Leckbach im Habachtal sowie ein kleines Serpentinivorkommen in nördlicher Richtung etwa 100 m unterhalb der Leckbachscharte. Die Serpentinite sind größtenteils in den Gesteinsverband der Habachserie eingeschuppt und werden auch diesem vor-mesozoischen Kristallinkomplex zugeordnet (FRASL, 1958). Als magmatische Ausgangsgesteine dieser zuletzt alpidisch metamorphisierten Ultrabasite werden Peridotite und Pyroxenite genannt. (FRASL, 1958). Die an die Serpentinite der Schwarzen Wand gebundenen Mineralvorkommen wurden ausführlich schon von WEINSCHENK (1896) beschrieben.

Rodingitgänge im Serpentinikörper des Leckbachgrabens zeigen die Paragenese Grossular, Klinozoisit, Diopsid, Scheelit und Calcit (KOLLER, 1978; KOLLER & RICHTER, 1980).

Mineralbestand: Hauptgemengteil: Antigorit. Nebengemengteile: Magnetit, Magnesit. Akzessorien: Dolomit, Pyrit, Talk, Mg-Chlorit.

In Verbindung mit den Serpentiniten treten als sogenannte Serpentinrandserie Biotit-, Chlorit-, Muskovit-, Aktinolith-, Tremolit- und Talkschiefer auf. Die Hauptmasse dieser im Untersuchungsgebiet überwiegend stark verschieferten Serpentinrandgesteine nehmen die Biotitschiefer und die Talkschiefer ein. Ihre häufig mehrere m mächtigen Vorkommen sind generell an die tektonischen Flächen gebunden, auf denen auch die Serpentinittöcke angesiedelt sind. Über weite Strecken entlang dieser Störungs- und Ruschelzonen sind die ursprünglichen Serpentinite vollständig in Talkschiefer bzw. Talk-Karbonat-Schiefer und in andere Serpentinrandgesteine umgewandelt.

Die komplexe Serie der Serpentinrandgesteine verdient insbesondere Beachtung, da sie, als Hauptträger der lokal außergewöhnlich reichen Beryllium-Mineralisationen die zugleich wichtigste Gruppe der Smaragd-führenden Gesteine darstellt.

Mit den Serpentinrandgesteinen eng verbunden sind Biotitschiefer-Gangquarz-Brekzien, Quarzgänge, Kluffquarzbildungen, sowie kleine Linsen von Calcitmarmor. Sie werden daher in dieser Reihenfolge beschrieben (s. u.).

3.2.2.2 Talkschiefer

Die Lagerungsverhältnisse der Talkschiefer sind im Gebiet der Leckbachrinne relativ kompliziert. Linsig verschuppte und abgescherte Talk-Körper beherrschen das Bild. Deren Mächtigkeit entlang der Serpentin-Talkschieferserie schwankt zwischen 1 m und nahezu 50 m. Besonders starke Ausdünnungen sind in Höhe des unteren großen Quarzganges (2150 m) und an der Leckbachscharte zu beobachten (Tafel 1).

Die fein- bis mittelkörnigen Talkschiefer zeigen im Handstück eine zumeist deutlich sichtbare Regelung der Gemengteile. Massige Talk-Felse sind nur in tektonisch geschonten Bereichen zu finden.

Die weiße bis graugrüne Talk-Matrix ist oft von bräunlich angewitterten Karbonat-Blasten, Aktinolith oder Pyrit sowie seltener von Scheelit, Magnetit oder Pyrrhotin durchsetzt. Vereinzelt wurden insbesondere in mit Edeltalk besetzten Scherbahnen des großen Talk-Stockes farblose idiomorphe tafelige Phenakit-Kristalle sowie Beryll, Smaragd, Apatit, Scheelit und Molybdänit gefunden. Hinzu kommen alle möglichen lithologischen Übergänge in andere Serpentinrandgesteine.

Talk-Pseudomorphosen nach kluffständigen faserigen Aggregaten (Chrysotil?, Tremolit?) und nach Aktinolith-Kristallen weisen darauf hin, daß nicht nur eine Umwandlung von Serpentin in Talk, sondern auch eine Vertalkung von Mineralen der Tremolit-Aktinolith-Ferroaktinolith-Reihe stattgefunden hat.

Am Fuße des großen Talk-Vorkommens unterhalb der Leckbachscharte treten in Talkschiefer eingebettet sehr geringmächtige, meist linsenförmige Körper eines Dolomit-Calcit-Marmors auf, der die Paragenese

Dolomit + Calcit + K-Feldspat + Phlogopit + Chlorit zeigt.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Talk, Karbonat. Nebengemengteile: z. T. Chlorit, z. T. Pyrit, z. T. Aktinolith. Akzessorien: Magnetit, Chromit, Pyrrhotin mit Pentlandit, Apatit, Biotit; selten: Chalcopyrit, Scheelit, Molybdänit, Beryll, Phenakit.

3.2.2.3 Aktinolithschiefer, Tremolitschiefer

Die Aktinolithschiefer und Tremolitschiefer gehören im Gebiet der oberen Leckbachrinne eher zu den Ausnahmerscheinungen der sonst sehr verbreiteten Serpentinrandgesteine. Ihre enge Bindung an die Randbereiche der

Talkschiefer ist dabei überall deutlich sichtbar. Dort entwickelten sich oft im tektonisch ungestörten Zustand die typischen Aktinolith-Talk-Felse mit ihren z. T. auffällig großen dunkelgrünen radialstrahligen Aktinolith-Sonnen in der weißen Talk-Matrix. In tektonisch stark beanspruchten Bereichen nimmt dagegen die Korngröße erheblich ab. Hier herrschen hellgrüne bis weiße feinfällige, stark verruschelte und feingefaltete Biotit-reiche Tremolitschiefer vor. Kristallin regenerierte Deformationsspuren in grobkörnigen, oft verbogenen Aktinolith-Blasten sprechen für eine frühe tektonische Beanspruchung vor oder während der jüngsten Aktinolith-Blastese. Neben den in Bezug auf die letzte Kristallisationsphase prä- bis synkristallinen Deformationsspuren treten auch frische postkristalline Konzernbrechungen auf.

Die Mächtigkeiten der Aktinolith-Talk-Felse und der Tremolitschiefer überschreiten selten 1 m. Bevorzugt in Biotit-führenden Aktinolith-Talk-Schiefern und Tremolitschiefern findet man grün gefärbte Beryll-Blasten mit einer hohen Einschlußdichte aus Amphibolen. Als seltene Akzessorien wurden darüber hinaus Chalcopyrit, Scheelit und Molybdänit festgestellt.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Minerale der Tremolit-Aktinolith-Ferroaktinolith-Reihe. Nebengemengteile: Biotit, Chlorit, Talk, Calcit. Akzessorien: Beryll, Apatit, Epidot, Quarz, Pyrit, Chalcopyrit, Scheelit, Molybdänit, Turmalin.

3.2.2.4 Biotitschiefer

Über den gesamten Bereich der oberen Leckbachrinne sind Biotitschiefer verbreitet. Ihre enge Bindung an die Talkschieferzone ist überall deutlich. Die Biotitschiefer fallen dort gegenüber den Talkschiefern durch ihre meist dunkelbraune Farbe und den typischen Fettglanz auf. Sie zeigen überaus vielfältige Erscheinungsformen von grobkörnig massigem Biotitfels bis hin zu feinkörnigem, stark geschiefertem und feingefaltetem Biotitschiefer. Vereinzelt sind stark kompaktierte Biotitmylonite anzutreffen. Die Farben variieren von dunkelgrün über diverse Brauntöne bis hin zu tiefschwarz. Diese außergewöhnliche Bandbreite wurde schon von früheren Autoren hervorgehoben (z. B. LEITMEIER, 1937). Nach bestehenden Biotit-Analysen aus dem Bereich der Leckbachrinne überwiegen die Magnesium-reichen Glieder der Biotit-Reihe Phlogopit und Meroxen (LEITMEIER, 1937).

Häufige makroskopische Gemengteile der Biotitschiefer sind der Chlorit, gefolgt von Plagioklas, Hellglimmer, Mischkristallen der Epidot-Gruppe und Quarz. Die Biotitschiefer an der Südostflanke der oberen Leckbachrinne führen lokal starke Konzentrationen von Turmalin oder Aktinolith, die das Glimmergewebe dann regellos durchspießen. Die Turmalin-Kristalle weisen häufig einen scharfen Zonarbau mit unterschiedlichen Farbabstufungen auf. Die wichtigste akzessorische Komponente der Biotitschiefer der Leckbachscharte ist der Smaragd.

Übertage-Aufschlüsse, in denen Beryll oder Smaragd in Biotitschiefern heute noch anstehend zu finden sind, gibt es nur relativ wenige. Die an Beryll reichste Fundstelle liegt 50 m oberhalb des „D“-Stollen-Mundloches in etwa 2 220 m Höhe üNN. Bei sorgfältiger Suche sind noch Funde einige m westlich des „D“-Stollen-Mundloches möglich.

Mineralbestand: Hauptgemengteil: Biotit. Nebengemengteile: Muskovit, Chlorit, Epidot, Quarz, Albit, z. T. K-Feldspat, Dolomit, Calcit. Akzessorien: Aktinolith, Apatit, Zoisit, Rutil, Titanit, Allanit, Zirkon, Turmalin, Beryll, Uraninit?, Brannerit?

3.2.2.5 Chloritschiefer

Die Vorkommen der hellgrünen bis dunkelgrauen Chloritschiefer sind bei weitem nicht so mächtig und verbreitet

wie die der Biotitschiefer; sie können jedoch als eine wesentliche Komponente in zahlreichen Profilen der Serie der Serpentinrandgesteine angetroffen werden.

Eine weitere sehr junge Chlorit-Generation ist als Kluffüllung im Gefolge der großen Gangquarz-Trümer auskristallisiert. Diese stets sehr feinkörnigen, eng verfilzten Chlorit-Anhäufungen zeigen oft Beimengungen von Kluffeldspat und K-Feldspat mit Sanidin-Optik (Adular). Diese Vorkommen treten jedoch mengenmäßig gegenüber den Chloritschiefern weit zurück.

Innerhalb und am Rand des großen Talk-Vorkommens dicht unterhalb der Leckbachscharte befinden sich konkordante und diskordante Gänge und gangartige oder linsenförmige Erweiterungen aus graugrünen Chlorit-reichen Gesteinen. Die Ränder dieser Körper sind überwiegend stark verschiefert. Ihr Inneres besteht dagegen meist aus grobem regellosem Biotit-Chlorit-Korngefüge. In mehreren dieser Biotit-führenden Chlorit-Linsen wurden in neuester Zeit außergewöhnlich reiche Beryllium-Mineralisationen von Phenakit in Verwachsung mit Chrysoberyll und Beryll nachgewiesen (NIEDERMAYR & KONTRUS, 1973). Darüber hinaus fanden sich folgende z. T. sehr seltene akzessorische Minerale: Aeschynit, Zirkon, Chalcopyrit, Monazit, Ce-Gadolinit, Xenotim, Scheelit, Kassiterit, Apatit und Beryllium-Margarit (GRUNDMANN & KOLLER, 1979; GRUNDMANN, 1981). In einem Einzelfund konnte auch Milarit identifiziert werden (NIEDERMAYR, 1978).

Die Phenakite repräsentieren in den bis zu 3 Kubikmeter messenden Chlorit-Linsen Beryllium-Konzentrationen von mehreren kg/m^3 . Phenakit-Mineralisationen dieser Art und Größenordnung sind bislang nur von der paragenetisch sehr ähnlichen Smaragd-Lagerstätte Takowaya, Ural (UdSSR) bekannt geworden.

Mineralbestand: Hauptgemengteil: Chlorit. Nebengemengteile: Biotit, z. T. Karbonat. Akzessorien: Titanit, Rutil, Apatit, Epidot, Aktinolith, Ilmenit, Magnetit, Zirkon, Talk, Pyrit, Chalcopyrit, K-Feldspat mit Sanidin-Optik, Muskovit, Allanit, Karbonat; selten: Scheelit, Milarit, Phenakit, Beryll, Chrysoberyll, Monazit, Aeschynit, Aeschynit-(Y), Kassiterit, Beryllium-Margarit, Xenotim, Ce-Gadolinit, Turmalin.

3.2.2.6 Muskovitschiefer

In Talk- und Biotitschiefern stecken vereinzelt hellgraue bis weiße Lagen und Linsen von Hellglimmerschiefern. Weiterhin können Hellglimmerschiefer als dünne Auflage auf Biotit-Plagioklas-Gneisen beobachtet werden. Hellglimmer-reiche Gesteine sind z. T. auch regellos oder stark verschuppt in Zwischenräume kompetenter Gesteinskörper der Amphiboliteserie und der Granatglimmerschieferserie eingefügt.

Ihre Mächtigkeit ist meist sehr gering; sie beträgt maximal mehrere dm. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit sind die Hellglimmerschiefer in der Detailkarte 1 : 1.000 nicht dargestellt. Sie müssen jedoch bei der Beurteilung der metasomatischen Stoffverschiebung innerhalb der Serpentinrandgesteine berücksichtigt werden.

Hauptgemengteil ist stets der Muskovit mit wechselnden Beimengungen von Biotit, Chlorit, Albit, Epidot und Klinozoit. Die mittel- bis feinkörnigen Gesteine sind durch den Hellglimmer-Belag hellgrau-silbrig glänzend und häufig durch Biotit und Chlorit braun oder grün gefleckt. Bei fortgeschrittener posttektonischer Albit-Blastese erscheinen in der grauen Matrix oft mehrere mm-große weiße Albit-Putzen.

Muskovit-reiche Partien können farblose oder blaßgrau gefärbte Beryll-Kristalle führen. Sehr selten sind auch mehrere cm-große linsig in s geplättete derbe Beryll-Aggregate zu beobachten. Darüber hinaus treten cm-dicke

massive s-parallele Lagen aus pechschwarzem, überwiegend feinkörnigem Turmalin auf. Einzelne Turmalin-Blasten erreichen auch mehrere cm Länge.

Mineralbestand: Hauptgemengteil: Muskovit. Nebengemengteile: Biotit, Chlorit, Albit, z. T. Quarz. Akzessorien: Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit, Talk, Epidot, Zoisit, Orthit, Ilmenit, Karbonat, K-Feldspat, Beryll.

3.2.2.7 Gangquarz, Kluffquarz

In der Umgebung der Leckbachscharte ist eine Reihe von langgestreckten, linsenförmigen Quarz-Gängen von der Erosion freigelegt. Die meist schneeweißen Quarz-Trümer erreichen stellenweise bis zu 10 m Mächtigkeit bei einer Längserstreckung von weit über 100 m. Die großen Quarz-Vorkommen sind auch Untertage im „B“- und „C“-Stollen angefahren worden. In diesem Höhengniveau zerfällt sich der Übertage noch geschlossene Gang in mehrere Nebentrümer. Die angrenzenden Gesteine sind überwiegend Talk-, Biotit- und Chloritschiefer. Gelegentlich treten darin auch Talk-Aktinolith-Schiefer in Linsenform auf. Meist durchschlagen parallel oder auch diskordant zur Hauptschieferungsrichtung noch weitere geringmächtige Quarzgänge (max. 1 m) die umliegenden Gesteinsserien.

Aufgrund von ungünstigen Aufschlußverhältnissen und bereichsweise schlechter Begehbarkeit des Geländes konnten diese Quarz-Vorkommen vor allem in den sehr steilen Randbereichen der Leckbachrinne nicht durchgehend auskartiert werden.

Der Quarz ist fast immer trüb milchig-weiß und massig ausgebildet. Nur vereinzelt sind Hohlräume mit darin auskristallisierten idiomorphen Kristallen zu finden. Als häufige Begleiter des Kluffquarzes sind Biotit, Chlorit (geldrollenförmig) und Calcit, meist in Verwachsungen vorhanden. Als akzessorische Gemengteile kommen hinzu: Apatit, Adular, Epidot, Titanit, Aktinolith, Scheelit, Chalcopyrit und sehr selten farbloser, bläulicher oder blaßgrüner Beryll. Innerhalb der großen Quarz-Gänge sind lokal ungewöhnlich große Aggregate von Kappenquarz zu beobachten. Deren Kristallkanten können bis zu 1 m lang werden (LEITMEIER, 1937).

Sowohl der Quarz aus den Gängen als auch der Quarz aus den Klüften zeigen zwei- und dreiphasige Flüssigkeitseinschlüsse. Diese bestehen aus H_2O und CO_2 (flüssig und gasförmig). Der Vergleich dieser Einschlüsse mit Flüssigkeitseinschlüssen aus Kluffmineralparagenesen anderer Bereiche des Tauernfensters lassen auf eine Quarz-Kristallisation während der postdeformativen höher temperierten Phase der alpidischen Metamorphose schließen (LUCKSCHEITER & MORTEANI, 1980).

3.2.2.8 Biotitschiefer-Gangquarz-Brekzie

Eine außergewöhnliche Form der Quarz-Durchtrümerung stellt eine sich über mehrere 10-er Meter erstreckende Biotitschiefer-Gangquarz-Brekzie dar (Abb. 9). Dieses Vorkommen ist auf den zentralen Teilbereich der oberen Leckbachrinne beschränkt (Tafel 1). Das Gestein zeigt isolierte eckige Bruchstücke von Biotitschiefer und untergeordnet Chloritschiefer, die mit Quarz und z. T. auch mit einem Karbonat-Chlorit-Gemenge verbunden sind. An der unterschiedlichen Raumlage der s-Flächen ist abzulesen, daß die einzelnen Biotitschiefer-Bruchstücke regellos zueinander angeordnet sind.

Der Mineralbestand und das Gefüge der Brekzie zeigen, daß nach der letzten Schieferung der Biotitschiefer während der alpidischen Metamorphose weitreichende Hohlräume gebildet wurden. In diese durch Druckentlastung geöffneten Räume drangen Kieselsäure- und Karbonat-reiche fluide Phasen ein, füllten Spalten und Klüfte und schlossen

in einem Netzwerk von Quarz und Karbonat zerbrochene Gesteinsbruchstücke ein.

Das Karbonat stellt die jüngste Generation der Quarz-Karbonat-Klufffüllungen dar, da bei dem häufig symmetrischen Aufbau der gangförmigen Ausscheidungen das Karbonat stets die innerste Mineralisation bildet. Es besteht also kein zeitlicher Unterschied zwischen der Bildung der bis zu 10 m mächtigen Quarz-Gänge und der allgemein verbreiteten Bildung der alpinen Klüfte.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Biotit, Quarz. Nebengemengteile: Karbonat, Chlorit. Akzessorien: Plagioklas, Apatit, Muskovit.

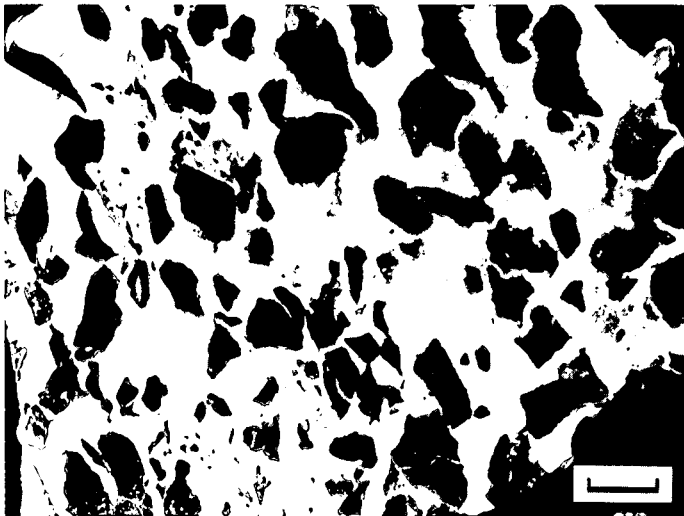


Abb. 9: Biotitschiefer-Gangquarz-Brekzie der Serpentin-Talkschieferserie. Lok. südl. Leckbachscharte (2280 m). Anschliff, Maßstab 1 cm.

3.2.3 Granatglimmerschieferserie

Unter diesem Sammelbegriff werden im folgenden alle lithologischen Übergänge von Helglimmer-, Chlorit- bis hin zu Biotit-reichen, meist auch Graphit- und lokal reichlich Turmalin-führenden Gesteinen mit schiefrigem bis gneisigem Gefüge zusammengefaßt, die als typisches Merkmal makroskopisch Granat führen. Die Granatglimmerschieferserie fand bislang im Zusammenhang mit der Erforschung und Beschreibung der Smaragd-führenden Gesteinsserien im Bereich der Leckbachrinne keine Beachtung, obwohl der Granat hier wertvolle Details zur Kristallisations- und Deformationsgeschichte des Gesteins liefern kann (s. u.).

Von den vielfältigen Varianten der Granat-führenden Glimmerschiefer und Gneise werden als Haupttypen die Graphitglimmerschiefer, die Chloritglimmerschiefer, die Biotit-Plagioklas-Gneise und die Schwarzphyllite beschrieben.

Die Granat-Führung dieser Gesteine kann in einigen Aufschlüssen stark zurücktreten (z. B. im Gebiet südlich unmittelbar unterhalb der Leckbachscharte). In diesem Fall sind die Granat-Körner nur bei sorgfältiger Betrachtung mit der Lupe erkennbar. Die umfangreichen Dünnschliffuntersuchungen haben bestätigt, daß die makroskopische und mikroskopische Granat-Führung im Kartiergebiet fast nur auf diese Gesteinstypen beschränkt ist und damit Verwechselungen mit anderen Gesteinen weitgehend ausgeschlossen sind. In diesem Zusammenhang muß darauf hingewiesen werden, daß graduelle Übergänge zu den lokal sehr ähnlichen Biotit-Plagioklas-Gneisen der Amphibolitserie bestehen.

Die Graphitglimmerschiefer und Chloritglimmerschiefer der Leckbachrinne sind den Schwarzphylliten (FRASL,

1958) der Schwarzen Wand (Scharnbachgraben, Hollersbachtal) sehr ähnlich.

Die Schwarzphyllite stehen um das Ostende der Habachzunge herum mit den Gesteinen der nördlich anschließenden Habachmulde (im wesentlichen „Habachphyllite“) in Verbindung. Die Serie der Granat-führenden Phyllite, Glimmerschiefer und Gneise ist in der Literatur auch als „Glimmerschiefer und ältere Gneise“ (SCHMIDEGG, 1961) bekannt.

Schmale Horizonte von Granat-führenden Graphitglimmerschiefern und Chloritglimmerschiefern sind im Untersuchungsgebiet an vier Stellen aufgeschlossen:

- 1) Als m-dicke Bänke treten sie oberhalb der Stollenmundlöcher „C“ und „D“ auf. Diese Horizonte dünnen in Richtung Leckbachscharte stark aus. Diese Vorkommen sind auch in der Detailkarte 1 : 1 000 dargestellt.
- 2) Sie bilden kleine, unscheinbare Ausbisse als dünne Auflage auf Amphibolit ca. 100 m in südlicher Richtung vom Stollenmundloch „A“ entfernt am Rand des oberen Blockfeldes (sehr helle Quarz-reiche Variante).
- 3) Dickbankige, meist steil stehende Horizonte sind entlang der Rinne östlich der Moaralm am Hang der Trogschulter (größtenteils von Vegetation und Schutt bedeckt) zwischen den Höhenmetern 1 500 m und 1 800 m aufgeschlossen. Auf dem Fußpfad zum Sedl oberhalb der Moaralm finden sich Lesesteine.
- 4) Ein ca. 5 m mächtiger Ausbiß konnte im Blattbachgraben etwa bei Höhenmeter 1 500 m kartiert werden. Dieses Vorkommen ist tektonisch stark verruscht und meist Graphit-reich.

Die Vorkommen sind in Tafel 1 und Abb. 2 eingezeichnet. Aufgrund der Geländebefunde ist zu vermuten, daß die einzelnen Teilstücke der Granat-führenden Glimmerschiefer und Gneise einer ursprünglich zusammenhängenden lithologischen Einheit angehören.

3.2.3.1 Graphitglimmerschiefer (Granat-führend)

Die Granat-führenden Graphitglimmerschiefer sind im frischen Bruch hellgrau bis dunkelbraun (z. T. auch grauschwarz) und wirken auf s-Flächen häufig seidenglänzend. Die Granate treten auf den s-Flächen als dunkle Knötchen deutlich hervor. Diese fein- bis mittelkörnigen Gesteine sind überwiegend plattig bis dünn gebankt und zeigen eine ausgeprägte Fältelung mit Amplituden in mm- bis cm-Bereich. Mitunter treten cm- bis dm-große, in s gelängte Quarz-Linsen auf. Parallel zur schiefrigen, oft feingefälten Textur kann ein durch Graphit-Pigment nachgezeichneter, vermutlich sedimentär bedingter Lagenbau sichtbar sein.

Als Ausnahmeerscheinungen sind cm-große, s-parallel eingefaltete linsenförmige Anreicherungen von feinkörnigem Turmalin zu erwähnen. Bei diesen Turmalin-Aggregaten, die Beimengungen von Pyrit enthalten, könnte es sich um primär gebildete Konzentrationen handeln, da aufgrund der Gefügerelationen eine sekundäre Stoffzufuhr von außen weitgehend auszuschließen ist. Die Verwitterungsprodukte von lokal in Form von Porphyroblasten angereichertem Pyrit und Magnetkies färben das Gestein rostbraun ein.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Helglimmer (überwiegend Muskovit), Biotit, Quarz, Plagioklas. Nebengemengteile: Granat, Chlorit. Akzessorien: Turmalin, Ilmenit, Apatit, Epidot, Pyrit, Graphit, Zirkon, Pyrrhotin, Markasit, Chalkopyrit.

3.2.3.2 Chloritglimmerschiefer (Granat-führend)

Die Chloritglimmerschiefer sind auf frischen Bruchflächen hellgrau bis graugrün und bei verstärkter posttektonischer Biotit- oder Chlorit-Sprossung deutlich braun- oder grünweiß gefleckt. Mehrere in s liegende Feinfältelungen können stark gewellte und gerunzelte Schieferungsflächen verursachen. Die überwiegend gut entwickelte Lagenstruktur ist oft von einer kräftigen, relativ groben posttektonischen Albit- und Biotit-Blastese verwischt worden. In Talkschiefer-nahen Bereichen gehen dann diese Biotit- und Plagioklas-reichen Varianten mit dem völligen Verschwinden von Graphit, Granat und Ilmenit und unter Zunahme von Biotit, Albit und Quarz graduell in die Gruppe der Biotit-Plagioklas-Gneise der Amphibolitserie über.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Chlorit, z. T. Albit, z. T. Quarz, Hellglimmer. Nebengemengteile: Biotit, Epidot. Akzessorien: Granat, Ilmenit, Apatit, Pyrit, z. T. Karbonat, Turmalin, Anatas ?, Pyrrhotin, Markasit, Chalkopyrit.

3.2.3.3 Biotit-Plagioklas-Gneise (Granat-führend)

In der östlichen Umgebung des „D“-Stollen-Mundloches treten helle, oft auf Kluffflächen tiefrostbraun verfärbte, mittel- bis feinkörnige Biotit-Plagioklas-Gneise auf, die makroskopisch sichtbar Granat-Porphroblasten führen. In diesem Gestein ist der seltene Fall verwirklicht, daß das äußere Erscheinungsbild schon annähernd dem eines Biotit-Plagioklas-Gneises der Amphibolitserie gleicht, das Mikrogefüge dagegen jedoch noch deutlich erkennbare Reliktgefüge eines ehemaligen Granat-führenden Glimmerschiefers oder Gneises zeigt. Dieser Gesteinstyp könnte somit als metasomatisch beeinflusstes Bindeglied zwischen die Biotit-Plagioklas-Gneise der Amphibolitserie und die pelitischen Gesteine der Granatglimmerschieferserie eingestuft werden. Für diese Deutung sprechen in erster Linie folgende Hinweise:

- 1) In den Biotit-Plagioklas-Gneisen treten stark resorbierte Granat-Relikte mit teilweise noch erkennbarem Interngefüge auf. In gut erhaltenen Granat-Körnern ist der Zonarbau sichtbar.
- 2) Der Granat ist zum Teil völlig aufgezehrt. Ungeregelt neugesproßter Albit, Biotit und Chlorit, seltener auch Pyrit und Pyrrhotin, füllen augenförmige Aggregate aus, die ursprünglich von Granat besetzt waren (Abb. 20b).
- 3) Im Gefüge finden sich im Gegensatz zu den Biotit-Plagioklas-Gneisen der Amphibolitserie s-konkordante Turmalin-Anreicherungen in Form dünner Lagen und Linsen.
- 4) Lokal ist eine verstärkte Pyrit- und Pyrrhotin-Führung in Form grober Porphyroblasten mit gerichtetem Interngefüge zu beobachten.
- 5) Die geologische Position der Biotit-Plagioklas-Gneise der Granatglimmerschieferserie an der tektonisch hängenden Grenze der Amphibolitserie im Kontakt der Talkschieferserie, teilweise im unmittelbaren Kontakt zu den Granat-führenden Glimmerschiefern und Gneisen.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Plagioklas, Biotit, Quarz. Nebengemengteile: Muskovit, Epidot, Klinozoisit. Akzessorien: Granat, Chlorit, Titanit, Apatit, Zirkon, Turmalin, Calcit, Beryll, Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit, Ilmenit.

3.2.3.4 Schwarzphyllite (Granat-führend)

Die hellgrauen bis grauschwarzen, stets sehr feinkörnigen Glimmerschiefer und Phyllite in der Umgebung des Serpentinistockes der Schwarzen Wand (Hollersbachtal) werden hier unter dem Begriff Schwarzphyllite zusammen-

gefaßt. Diese Gesteine sind meist intensiv feingefältelt. Granat-Einsprenglinge treten aus den s-Flächen als dunkle Knoten hervor. Das feinkörnige, straff geschieferte oder feingefältelte Glimmergefüge kann verstärkt von grobkörnigen Querbiotiten durchsetzt sein.

Der meist vorhandene, in Farbe und Korngröße wechselnde stoffliche Lagenbau (= s_1) wird oft von subparallelen Scherfugen (s_2) diagonal durchtrennt und daher ver-
setzt.

Eine erneute Schieferung (s_3) führt (vermutlich durch Reaktivierung von s_1) zur teilweisen Auflösung der quergreifenden zweiten Schieferungsebene (s_2).

In dunklen Granat-führenden Phylliten und Glimmerschiefern am Südwestende des großen Serpentinistockes der Schwarzen Wand treten oft mehrere cm große, meist sehr helle Formrelikte von Muskovit nach Andalusit auf (CORNELIUS, 1944). In bestimmten Schnittlagen wird ein typisches „chistolithisches“ Kreuz sichtbar, das, von dunklem Pigment (Graphit) umgrenzt, sich deutlich von der umliegenden dunkelgrauen Matrix abhebt (Abb. 10).

Das helle Muskovit-Gefüge im Innern des Kreuzes erweist sich als überwiegend regellos gesproßt.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Muskovit, Biotit, Quarz. Nebengemengteile: Granat, Chlorit. Akzessorien: Graphit, Albit, Apatit, Zirkon, Ilmenit, Turmalin.



Abb. 10: Schwarzphyllit (Granat-führend) der Granatglimmerschieferserie. Lok. südl. Schwarze Wand, Scharnbachgraben (2250 m).
Natürliche Bruchfläche, Maßstab 1 cm.

Ein aus Muskovit zusammengesetztes Andalusit-Formrelikt zeigt die charakteristischen Umrisse eines vollständig umgewandelten „Chistolith“-Metablasten.

3.2.4 Amphibolitserie

Die Untersuchungen beschränkten sich auf den Grenzbereich zu der Granatglimmerschieferserie bzw. der Serpentin-Talkschieferserie und damit nur auf den nordwestlichen Randbereich der Amphibolitserie.

Die Amphibolitserie besteht häufig aus gebänderten, fein- bis mittelkörnigen Amphiboliten. Diese Gesteine nehmen den südöstlichen Teilbereich des Kartierungsgebietes ein. Sie repräsentieren zugleich einen kleinen Ausschnitt des 2 500 m mächtigen „Ophiolithzuges“ (SCHMIDEGG, 1961), der im hinteren Habachtal zwischen der Habachzunge im Norden und dem Tonalitgranitgneis des Venediger-Massivs im Süden eingebettet liegt. Diese mächtige Metabasitserie wird als das Ergebnis eines intensiven basischen Magmatismus angesehen (FRASL, 1958; FRASL &

FRANK, 1966). Nach der lithostratigraphischen Untergliederung der Habachserie von HÖLL (1975) handelt es sich hierbei um eine besonders mächtige Entwicklung der Scheelit-führenden „Eruptivgesteinsfolge“. Es muß aber betont werden, daß die Suche nach ausgedehnt s-konkordanten Scheelitmineralisationen im Gebiet der Amphibolitserie negativ verlief. In feinkörnigen Amphiboliten an der Grenze zur Serpentin-Talkschieferserie fanden sich lediglich Spuren von Vererzungen mit hypidiomorphen Scheelit-Kristallen in Quarz-besetzten Klüften. Ohne den Nachweis von primär in s eingeregelter Scheelit ist eine sichere Zuordnung des hier untersuchten Teils der Amphibolitserie zu einem der drei von HÖLL (1975) vorgeschlagenen Glieder der Habachserie vorerst nicht möglich.

Die Morphologie orientiert sich im wesentlichen am SW - NE Streichen und am 45° NW Einfallen der überwiegend straff geschieferten Amphibolite. Besonders eindrucksvoll ragt die Nordwest-Wand des Graukogel- und Langer Kopf-Massivs auf.

Im Grenzbereich zur Serpentin-Talkschieferserie weisen die Gesteine der Amphibolitserie eine intensive Feinfältelung auf. Die durchgreifende posttektonische Blastese verwischte jedoch häufig das Fältelungsgefüge derart, daß nur noch im Dünnschliff anhand von feinkörnigen in s eingeregelter Mineralen das reliktsche Fältelungsgefüge erkennbar wird.

3.2.4.1 Grobkornamphibolite

Charakteristisch innerhalb der Habachserie – aber nur untergeordnet – treten grobkörnige bis riesenkörnige Amphibolit-Körper als unregelmäßige Einlagerungen in der Amphibolitserie auf. Die Übergänge zu feinkörnigen Amphiboliten sind meist fließend. Lokal finden sich aber auch isolierte riesenkörnige Einlagerungen, die scharf gegen das umliegende feinkörnige Gestein abgegrenzt sind. Vorkommen dieser Art sind in der Umgebung der Schwarzen Wand sowie nördlich der Leckbachscharte aufgeschlossen. Als Ausgangsgesteine werden „z. T. noch intrusiv erstarrte Gabbrokerne“ vermutet (KARL & SCHMIDEGG, 1964).

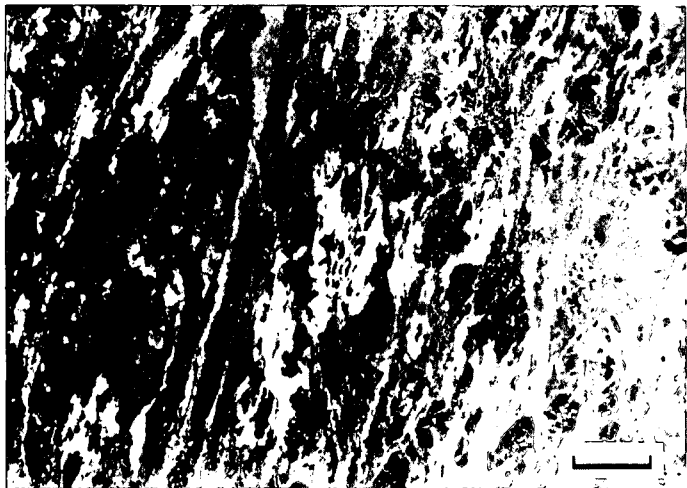


Abb. 11: Grobkornamphibolit der Amphibolitserie mit stark geschiefertem Korngefüge. Lok. nördl. Leckbachscharte (2350 m). Anschliff, Maßstab 1 cm.

Die grob- bis riesenkörnigen grün-weiß-gefleckten Amphibolite treten mit richtungslos körnigem oder mit deutlich gerichtetem, stark geschiefertem Gefüge auf (Abb. 11). Das grobschlächlige Gefüge der ungeschiefert Amphibolite ähnelt dann dem eines Gabbros. Für diese Gesteine wurde auch der Begriff „Gabbroamphibolit“ verwendet

(HAMMER, 1935, FRASL, 1958). Es soll jedoch an dieser Stelle die von genetischen Aussagen freie Bezeichnung „Grobkornamphibolit“ beibehalten bleiben.

In den Blockschuttmassen des Leckbachkares sind Fallstücke von grün-weiß- bis schwarz-weiß-gefleckten Amphiboliten anzutreffen, die das tektonisch unversehrte porphyrische Reliktgefüge eines ehemaligen basischen Vulkanits zeigen (Abb. 12). Deutlich heben sich die idiomorphen Umrisse von hellen, grobkörnigen Plagioklas-Einsprenglingen gegen die dunklere feinkörnige Grundmasse ab. Einige dieser Fallstücke enthalten Reste von cm-dünnen „Meta-Aplit-Gängen“ mit Aggregaten aus Quarz und cm-großen Reliktfeldspäten mit bereits makroskopisch erkennbarem Zonarbau.

Diese Amphibolite mit porphyrischem Reliktgefüge wurden im Arbeitsgebiet nicht anstehend gefunden. Als Herkunftsgebiet kommt jedoch nur die steile Nordwestwand des Graukogel- und Langer Kopf-Massivs in Betracht.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Amphibole, Plagioklas, Epidot. Nebengemengteile: z. T. Chlorit, Biotit, Orthozoisit. Akzessorien: Leukoxen, Titanit, Chrom-Phengit, Pyrit, Apatit, Rutil, Quarz, Karbonat.

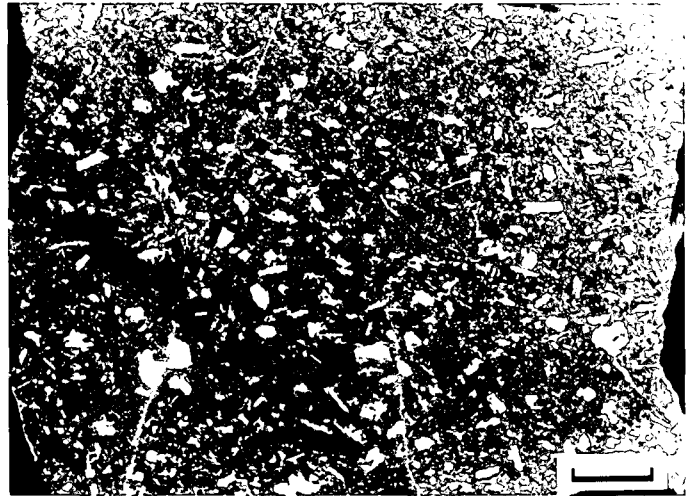


Abb. 12: Grobkornamphibolit der Amphibolitserie mit richtungslosem porphyrischem Reliktgefüge. Die hellen Einsprenglinge zeigen die Verteilung des präalpidischen Plagioklas-Altbestandes. Lokalität: Fallstück aus den Nordwänden des Graukogelmassivs. Anschliff, Maßstab 1 cm.

3.2.4.2 Mittel- bis feinkörnige Amphibolite

Wie schon erwähnt, sind die mittel- bis feinkörnigen Amphibolite die weitaus häufigsten Gesteine im südöstlichen Kartierungsgebiet.

Die Amphibolite sind in frischem Zustand dunkelgrün-grau und je nach Albit-, Quarz- oder Epidot-Gehalt heller oder dunkler. Die feinkörnigen Vertreter zeigen häufig eine äußerst scharfe s-parallele Regelung der Amphibol-Kristalle. Darüber hinaus sind auch s-Flächen oder verheilte Scherungsfugen mit Versatz zu beobachten, die die Haupt-s-Flächenschar spitzwinkelig durchkreuzen.

Bei mehrfach abruptem Wechsel von gröberen zu feineren oder helleren zu dunkleren Horizonten entsteht eine deutliche Bänderung (Bänderamphibolit). Eine mögliche Systematik in der Aufeinanderfolge von feineren zu gröberen Sequenzen konnte nicht ermittelt werden.

Fältelungen sind nur in Aufschlüssen des störungsnahen Bereichs ausgeprägt. Dort ist auch die Boudinage besonders typisch entwickelt. Weiterhin ist in Störungsnähe eine durchgreifende Biotit-Blastese zu verzeichnen. Dis-

kordante Klüfte sind häufig mit Epidot, Quarz, Plagioklas, seltener mit radialstrahligen Zeolithsonnen, Scheelit-Kristallen, Titanit oder Sulfiden gefüllt.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Amphibole, Plagioklas, Epidot. Nebengemengteile: Biotit, z. T. Chlorit. Akzessorien: Rutil, Ilmenit, Leukoxen, Apatit, Biotit, Pyrit, Karbonat, Chalkopyrit, Hellglimmer.

3.2.4.3 Quarz-Plagioklas-Lagengneise

In der Amphibolitserie treten fast ausnahmslos s-konkordant Wechselfolgen von sehr hellen, meist nur dm-dünnen Quarz-Plagioklas-Bändern auf. Diese vom Chemismus her sauren Gesteinslagen wurden früher als „aplitische Durchhädungen“ bzw. „Migmatite“ (WEINSCHENK, 1896; LEITMEIER, 1937, neuerdings als „tuffogene Abkömmlinge“ oder „Kieselgelabscheidungen“ in einer ehemals vulkanischen Serie gedeutet (KARL, 1961; FRASL, 1958; KARL & SCHMIDEGG, 1964; HÖLL, 1975).

Für ein tuffitisches Edukt oder rhythmische Kieselgelabscheidungen sprechen vor allem die langaushaltende Lagenkonkordanz und der interne Lagenbau der einzelnen Horizonte.

Die reinweißen bis gelblich- oder grünlichgrauen Gesteine sind stets sehr feinkörnig. Sehr häufig erkennt man einen ausgeprägten Lagenbau, der von geringen Farb- und Helligkeitsunterschieden der Matrix sowie von winzigen s-Flächen-bildenden, linienhaft aneinandergereichten Biotit-, Chlorit-, Pyrit- oder Amphibol-Körnern nachgezeichnet wird. Bei Verwitterung zerfallen die Quarz-Plagioklas-Lagen zu einem zuckerkörnigen Grus.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas. Nebengemengteile: Epidot, Biotit, z. T. Chlorit. Akzessorien: Titanit, Apatit, Rutil, Pyrit, Allanit, Zirkon, Karbonat, Granat max. 0,05 mm Ø, Amphibole, Chalkopyrit.

3.2.4.4 Amphibolgneise (z. T. Scheelit-führend)

Die z. T. Scheelit-führenden Amphibolgneise treten nur in einigen isolierten, relativ geringmächtigen Bänken als Einlagerungen zwischen Amphiboliten und Granat-führenden Glimmerschiefern sowie als tektonisch stark verschuppte Körper im Grenzbereich der Amphibolitserie und Serpentin-Talkschieferserie auf. Diese Gesteinsgruppe beinhaltet Epidot-, Albit- und Quarz-reiche Gesteine, die sich weder den Amphiboliten noch den Biotit-Plagioklas-Gneisen zuordnen ließen.

Obwohl die Amphibolgneise der Amphibolitserie nicht mit denen der Bändergneisserie korrelierbar sind, wurden sie aus Gründen der Vereinfachung mit der gleichen Signatur in die geologische Detailkarte eingetragen.

Die graugrünen, oft grün-weiß gebänderten Amphibolgneise der Amphibolitserie sind generell mittel- bis feinkörnig und meist Biotit-reich. Sie weisen häufig Feinfältelung auf und zeigen ausgeprägte Schieferung. Darüber hinaus ist für einen Teil dieser Gesteine ein spärlicher, aber verbreiteter Granat-Gehalt kennzeichnend. Die Granat-Körner sind nur mikroskopisch klein. Vereinzelt steigt der Pyrit-Gehalt enorm an und bringt z. T. idiomorph-würfelige Porphyroblasten von mehreren cm Kantenlänge hervor. Lokal finden sich parallel einer engständigen stofflichen Wechsellagerung aus Amphibolen und Plagioklasen Anreicherungen von Scheelit-Porphyroblasten mit Korndurchmessern bis etwa 1 cm.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Amphibol, Albit, Quarz, Epidot. Nebengemengteile: z. T. Chlorit, z. T. Pyrit. Akzessorien: Titanit, Apatit, Zirkon, Karbonat, Granat, Ilmenit, Leukoxen.

3.2.4.5 Biotit-Plagioklas-Gneise (z. T. Scheelit-führend)

Die Biotit-Plagioklas-Gneise der Amphibolitserie sind neben den Serpentinrandgesteinen eine sehr wichtige und interessante Gesteinsgruppe. Ihre Bedeutung liegt in folgendem begründet:

- Sie wurden von WEINSCHENK (1896), LEITMEIER (1937) und KÖLBL (1932) als „Aplite“ bzw. „Injektionslagen-Gneise“ und in diesem Zusammenhang als die Beryllium-Lieferanten der Smaragd-Mineralisationen angesehen.
- Ihre Vorkommen sind an die nähere Umgebung der Talkschieferusschelzone gebunden und treten im Gebiet der Leckbachrinne gehäuft dort auf, wo in dem lithostratigraphisch gleichen Niveau die Horizonte der Granatglimmerschieferserie plötzlich aussetzen.
- Sie führen lokal Beryll, Smaragd und Scheelit; sie treten zudem sehr oft in unmittelbarer Nachbarschaft von Smaragd-Mineralisationen auf und zeigen direkte Übergänge zu Biotit- oder Muskovitschiefern sowie seltener auch zu Chloritschiefern, die z. T. reichlich Beryll führen können.
- Übertage und im Stollenbereich wurden in mehreren Ausbissen von Biotit-Plagioklas-Gneisen s-konkordante Scheelit-Vererzungen festgestellt.

Die Biotit-Plagioklas-Gneise der Amphibolitserie sind als eine sehr artenreiche Gesteinsgruppe aufzufassen. Sie bestehen – abgesehen von ausgefallenen Mineralassoziationen – im wesentlichen aus komplizierten Wechselfolgen meist lagiger Anreicherungen von Biotit, Epidot, Quarz, Albit, Muskovit oder Chlorit. Weiterhin kommen tektonisch isolierte linsen- und walzenförmig verquetschte Körper von mehreren m Länge vor. Diese können im Innern nur sehr schwach, an den Rändern dagegen sehr stark verschiefert sein und zudem eine Fülle von internen Faltengefüge zeigen.

Die auf Seiten der Amphibolitserie häufig zu beobachtende scharfe Lagentextur dieser Gesteine (Abb. 13) kann dem Aussehen nach den gebänderten Biotit-Plagioklas-Gneisen der Bändergneisserie sehr ähnlich sein. Eine sichere nomenklatorische Trennung und Kennzeichnung ist in diesem Fall nicht überzeugend möglich. Darüber hinaus ist meist nicht zu entscheiden, ob der komplexe Lagenbau auf primär stoffliche Unterschiede oder ausschließlich auf

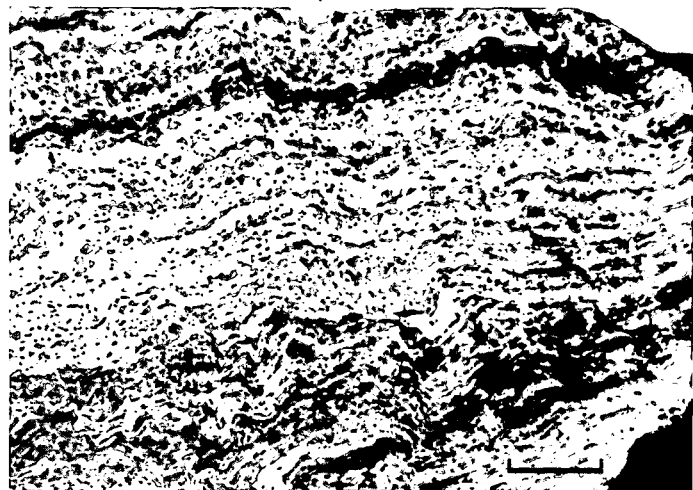


Abb. 13: Biotit-Plagioklas-Gneis der Amphibolitserie. Lok. südl. Leckbachscharte (2300 m). Anschliff, Maßstab 1 cm. Die feingefaltete Bänderung setzt sich aus dünnen Biotit-, Muskovit-, Plagioklas- und Quarz-Lagen zusammen.

Stoffumlagerung während einer Schieferung zu beziehen ist.

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Plagioklas, Biotit, Quarz. Nebengemengteile: Chlorit, z. T. Epidot, z. T. Klinozoisit. Akzesorien: Apatit, Rutil, Titanit, Orthit, Hellglimmer, Amphibol, Zirkon, Pyrit, Pyrrhotin, K-Feldspat, Karbonat, Beryll, Turmalin.

4. Geologische Kartierung des Smaragdbergwerkes

Die vier Mundlöcher der Stollen „A“, „B“, „C“ und „D“ des Smaragdbergwerkes im Habachtal liegen auf der orographisch linken Seite des oberen Leckbachgrabens südwestlich der Leckbachscharte (Abb. 14).

Die Stollen wurden ausschließlich in Gesteinen der Granatglimmerschiefer- und Amphibolitserie im Liegenden der Serpentin-Talkschieferserie oder in ihr selbst angelegt. Der Höhenunterschied zwischen dem untersten „A“-Stollen und dem obersten „D“-Stollen beträgt rund 100 m. Aufbrüche oder Verbindungsschächte bestanden (nach alten Grubenkarten) nur zwischen dem „C“- und „D“-Stollen sowie vom „D“-Stollen nach Übertage.

Die bislang einzige nähere Beschreibung der bergbaulichen Anlagen sowie der geologischen Verhältnisse Untertage gab LEITMEIER (1937). Seine Ausführungen beschränken sich auf den „C“- und den „D“-Stollen. Der Grubenrundriß dieser zwei Stollen wurde von LEITMEIER im Maßstab 1 : 1.000 nach einem von MÜLLER (1928) angefertigten Plan umgezeichnet (LEITMEIER, 1937).

Eine eigene trigonometrische Vermessung der Stollenanlagen ergab eine von der Skizze LEITMEIER's erheblich abweichende Grubenkarte (Abb. 14–18), die als Grundlage für die Firstkartierung im Maßstab 1 : 100 verwendet wurde. Neu eingemessen wurde auch die Lage der Stollenmundlöcher. Der Verlauf von verbrochenen Strecken und Aufhauen wurde z. T. aus den von A. WURNITSCH (Bramberg) zur Verfügung gestellten alten Skizzen übernommen und mit spezieller Signatur als „nicht nachgeprüft“ gekennzeichnet.

Die ursprünglichen Zielsetzungen des alten Bergbaus lassen sich aus der Lage der Grubenbaue rekonstruieren. Die Aufschlußarbeiten waren stets auf die Zone zwischen der Amphibolitserie und der angrenzenden Serpentin-Talkschieferserie ausgerichtet. Der Bergbau ging damit nicht an der unmittelbaren Grenze zwischen den Augen- und Flasergneisen (damalige Bezeichnung „Zentralgneis“) und den Gesteinen der Bändergneisserie sowie im Bereich zwischen Bändergneisserie und Serpentin-Talkschieferserie um; dies, obwohl die zur Zeit des Bergbaus herrschende Auffassung über die Genese der Lagerstätte den „Zentralgneis“ als den ursprünglichen Beryllium-Lieferanten und die unmittelbar daran angrenzenden Gesteinsserien als die potentiellen Beryll-Träger postulierte. An der Verteilung der Beryll-Fundpunkte fällt in diesem Zusammenhang auf, daß diese auf die Serpentin-Talkschieferserie und auf den Grenzbereich der südöstlich daran anschließenden Serien der Granatglimmerschiefer und Amphibolite beschränkt sind. Im Anstehenden der Bändergneisserie und in den unmittelbar daran angrenzenden Augen- und Flasergneisen konnten bislang keine Beryllite oder andere Beryllium-Mineralen nachgewiesen werden. Betrachtet man die von der Granatglimmerschieferserie, der Amphibolitserie und der Bändergneisserie begrenzte Serpentin-Talkschieferserie als zentrale Einheit der Leckbachrinne, so ergibt sich aus der Konfiguration der obigen Fundpunkte eine einseitig asymmetrische Häufung der Beryllium-Mineralisatio-

nen an der Südostflanke der Serpentin-Talkschieferserie (Tafel 1).

Recht Beryll-reich sind: a) Die Glimmerschieferausbisse vor dem „A“-Stollen-Mundloch; b) die Biotit-Plagioklas-Gneise unterhalb des „A“-Stollen-Mundloches; c) die graugrünen Biotit-Chlorit-Schiefer innerhalb des großen Talkvorkommens der oberen Leckbachrinne; d) die dunkelbraunen Biotitschiefer einige m westlich des „D“-Stollen-Mundloches; e) die grünweiß gefleckten Muskovit-Chlorit-Schiefer etwa 20 m westlich oberhalb des „D“-Stollen-Mundloches an einer kleinen abgescherten, isoliert liegenden Talk-Linse (vgl. Tafel 1). Diese ungewöhnliche einseitig asymmetrische Erstreckung der Beryll- bzw. Smaragd-Führung war demnach von den Bergleuten entgegen der „akademischen Meinung“ schon im vorigen Jahrhundert erkannt worden.

Vor allem die drei oberen Stollen „B“, „C“ und „D“ liegen weitgehend unter Blockschutt. Erst die Neuvermessung des Grubengebäudes erlaubt in der topographischen Detailkarte 1 : 1 000 (Abb. 14) trotz Schuttbedeckung eine Verbindung von Übertageausbissen zu den entsprechenden Untertage angefahrenen Gesteinen herzustellen. Die Gefügedaten der s-Flächenpole und B-Achsenrichtungen der Stollen „A“, „B“, „C“ und „D“ sind in den Sammeldiagrammen der Abbildung 16 a und b zusammengefaßt. Der geologische Bau im Bereich der Grubenbaue sowie die Lage der tektonischen Meßpunkte Untertage sind den Abbildungen 14 bis 18 zu entnehmen.

4.1 „A“-Stollen

Der „A“-Stollen ist der unterste der vier Stollen und verläuft annähernd NNE-SSW (2095 m üNN). Er ist nur 24 m lang. Direkt am Mundloch des „A“-Stollens stehen Muskovit-reiche Glimmerschiefer und gebänderte z. T. Epidot-führende Biotit-Plagioklas-Gneise an. In den Muskovit-Lagen sind vereinzelt farblose Beryllite zu finden. Darüber hinaus können cm-dicke s-koinkordante Lagen aus feinkörnigen dunkelbraunen bis pechschwarzen Turmalinen (Schörl) auftreten.

Die Gneise und Glimmerschiefer sind intensiv gefaltet. Die Faltenachsen dieser Gesteine streuen – bei einem konstanten Einfallen von 30° bis 40° – zwischen 330° NW und 90° E. Der „A“-Stollen durchfährt anfangs diese gefalteten Biotit-Plagioklas-Gneise und Glimmerschiefer. Nach etwa 7 m werden diese Gesteine abrupt von einer nach N einfallenden subparallelen Störungsschar abgeschnitten (Polpunkte bei etwa 170°/40° SE). Die Pole der s-Flächen dieses vorderen Stollen-Teilstückes zeigen gegenüber der allgemeinen s-Richtung der Amphibolitserie Übertage starke Abweichungen und pendeln hauptsächlich um Nord. Da die B-Achsen ähnlich stark streuen, ist zu vermuten, daß im Bereich des „A“ Stollens die lokal auftretenden Störungen das Haupt-Schieferungs-s erheblich verstellt haben.

Der hintere Teilbereich des Stollens besteht aus Amphibolit. Der mittel- bis feinkörnige Amphibolit wird hier z. T. von Quarz-Plagioklas-Lagengneisen durchzogen. Das anfänglich verstellte Schieferungs-s schwenkt am Ende des Stollens wieder annähernd in die generelle Streichrichtung ein.

4.2 „B“-Stollen

Das Mundloch des „B“-Stollens befindet sich nordöstlich vom „A“-Stollen in der orographisch linken Steilwand der Leckbachrinne in Höhe des unteren großen Quarz-Vorkommens (2135 m üNN). Der „B“-Stollen ist über einen schmalen Fußpfad erreichbar, der unterhalb des „C“-Stollen-Mundloches vom markierten Weg abzweigt.

Lageplan der Grubenbaue
des
Smaragd-Bergwerks
im
Habachtal
und

Lage der Profile zur geologisch-
petrographischen Karte

Entnahmepunkte von 16
chemisch analysierten
Gesteinsproben

Tektonische Daten:

↙ Hauptschieferung

↗ B - Achsen

▨ Seriengrenzen

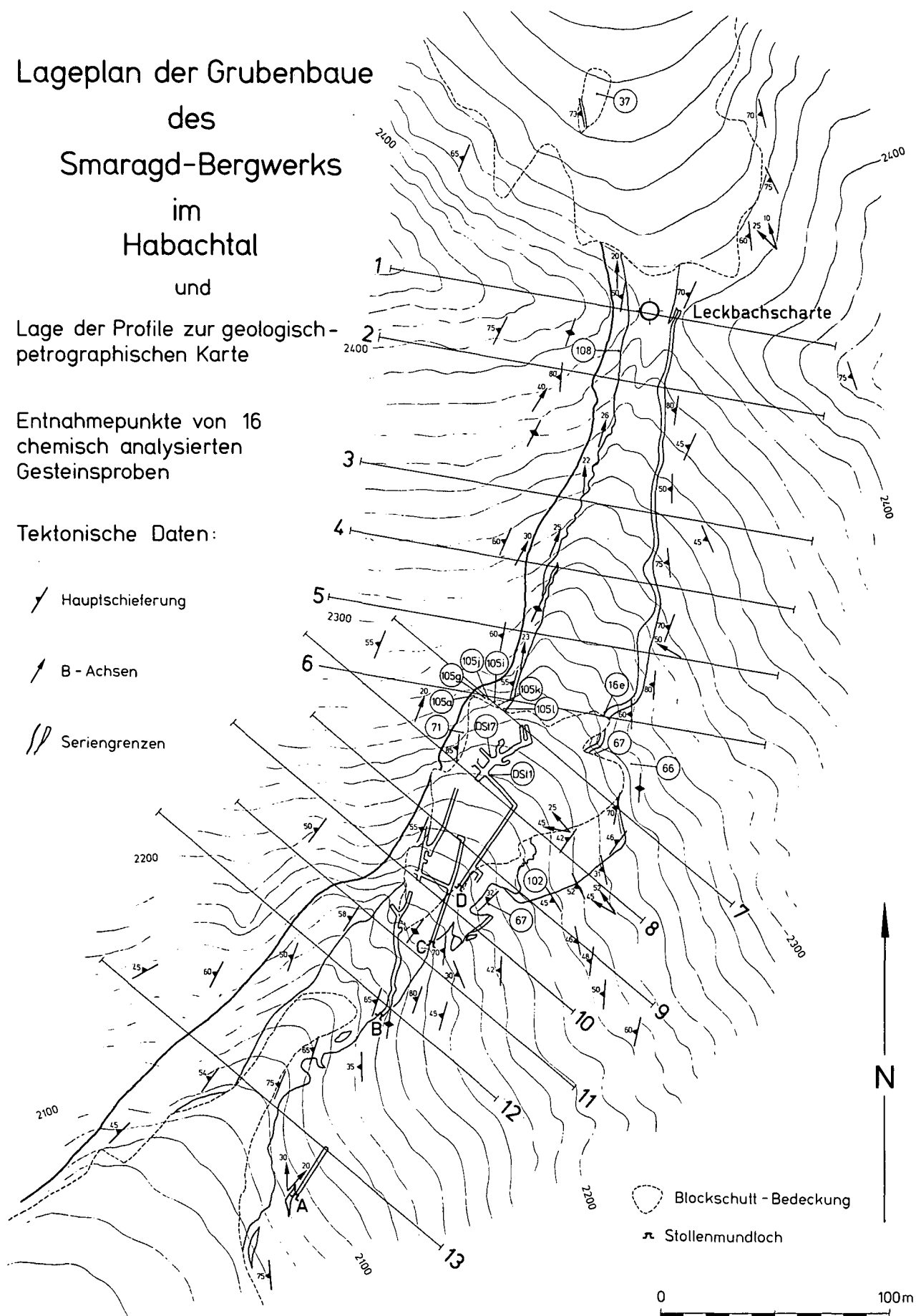
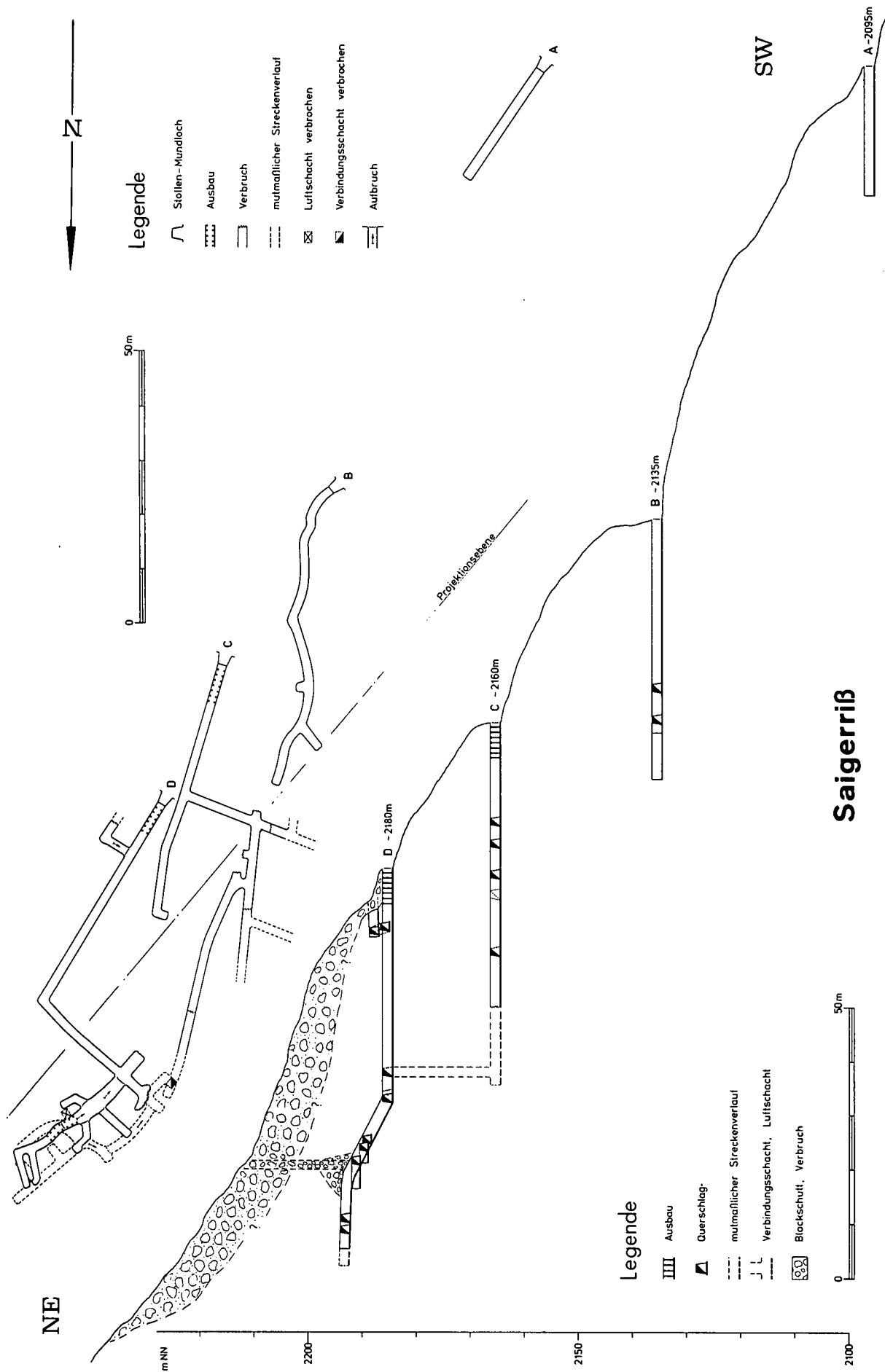


Abb. 14: Lageplan der Grubenbaue des Smaragdbergwerkes im Habachtal und Lage der Profile zur geologisch-petrographischen Karte der Tafel 1; Entnahmepunkte von 16 chemisch analysierten Gesteinen; tektonische Daten.



Legende

- Stollen-Mundloch
- Ausbau
- Verbruch
- unregelmäßiger Streckenverlauf
- Luftschacht verbrochen
- Verbindungsschacht verbrochen
- Aufbruch

Legende

- III Ausbau
- Querschlag
- unregelmäßiger Streckenverlauf
- Verbindungsschacht, Luftschacht
- Blockschutt, Verbruch

Abb. 15: Smaragdbergbau Habachtal, Plan der Grubenbaue.

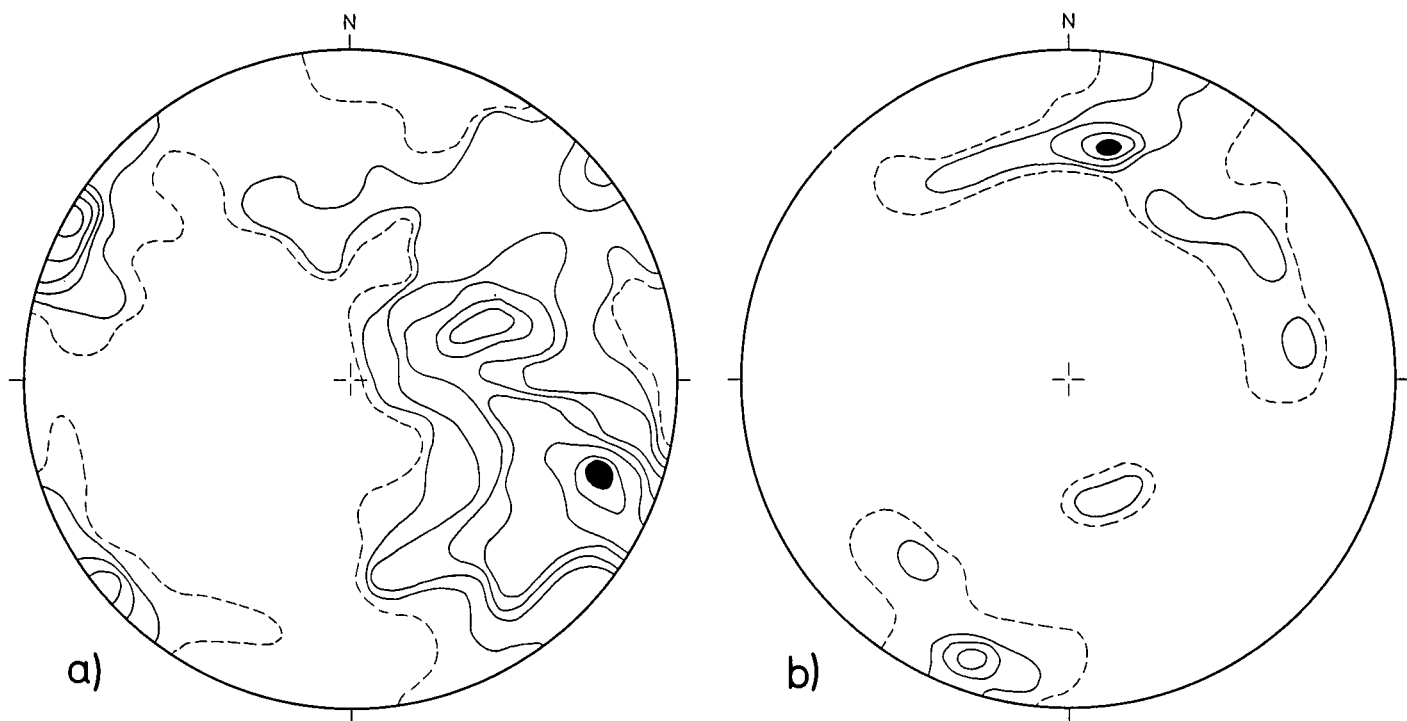


Abb. 16: Sammeldiagramme Untertage.

a) Sammeldiagramm der Schieferungsgefüge Untertage. 200 s-Flächenpole aus den Stollen „A“, „B“, „C“ und „D“ des Smaragdbergwerkes im Habachtal.
0-½-1-2-3-4-5-6-7%

b) Sammeldiagramm der Faltenachsengefüge Untertage. 30 B-Achsen aus den Stollen „A“, „B“, „C“ und „D“ des Smaragdbergwerkes im Habachtal.
0-3-7-10-13-17%

Am Stolleneingang stehen rechter Hand Amphibolite und linker Hand gebänderte, von Kluftquarz durchschwärmte Biotit-Plagioklas-Gneise und Biotitschiefer an.

Die Eingangsstrecke fährt überwiegend im Amphibolit etwa parallel zur Hauptstreichrichtung. Nach ca. 15 m sind zwei bis zu 0,5 m mächtige Quarz-Gänge angeschnitten, die im Amphibolit diskordant aufsetzen. Hinter den Quarz-Gängen folgt weiterhin Amphibolit. Nach etwa 35 m Strecke trifft man auf intensiv gefaltete Biotit-Plagioklas-Gneise und Biotitschiefer, die z. T. von geringmächtigen Aktinolithschieferlinsen durchsetzt sind. Zwischen den Schiefen und Gneisen finden sich annähernd s-parallel Kluftquarzlinsen von wechselnder Mächtigkeit. Das Innere und die Ränder der Quarz-gefüllten Klüfte sind sporadisch mit weißblau fluoreszierendem Scheelit vererzt, wobei selten Scheelit-Kristallaggregate von mehreren cm Größe auftreten.

Im hinteren Teilstück des Stollens zweigt etwa 12 m vor dem Stollenende ein nur 5,5 km langer Querschlag in nordwestlicher Richtung ab. In diesem sind – sehr ähnlich den Verhältnissen am Mundloch Übertage – komplizierte Wechsellagerungen aus Biotit-Epidot-Plagioklas-Gneisen und Scharungen von milchig-weißem Gangquarz sowie geringmächtige Biotitschiefer und Aktinolithschiefer aufgeschlossen.

Das verbleibende nördlichste Streckenteilstück des „B“-Stollens durchörtert wiederum parallel zum Streichen eine Zone von Bändergneisen sowie einen kurz vor dem Stollenende auskeilenden Quarz-Gang. Nach 65 m Streckenlänge zeigt der Stoß vor Ort saiger stehende scharf gebänderte Biotit-Epidot-Plagioklas-Gneise. Beryllfunde sind aus dem „B“-Stollen bislang nicht bekannt.

4.3 „C“-Stollen

Das Mundloch des „C“-Stollens liegt in 2165 m üNN direkt am markierten Weg nördlich oberhalb des „B“-Stol-

lens. Der vordere Teil (Lauf I) des „C“-Stollens fährt einer subparallel zur s-Richtung verlaufenden, mit Biotitschiefern gefüllten Störungsfuge nach. Die hier durchfahrenen Amphibolite fallen steil nach WNW ein und sind lokal von diskordanten Störungen durchschlagen. Das restliche Teilstück von Lauf I fährt in meist stark zerklüftetem und tektonisch verstelltem Amphibolit und endet in einem kleinen Knick nach etwa 48 m; hinter dem Knick ist wiederum eine mit Biotit gefüllte Störungsfuge angeschnitten.

Rund 25 m vom Mundloch stolleneinwärts zweigt vom Lauf I in westlicher Richtung ein 15 m langer Querschlag fast rechtwinkelig ab. Dieser Querschlag verbindet den Lauf I mit zwei weiteren im gleichen Höhenniveau annähernd parallel dazu angelegten Strecken (Lauf II und III).

Der Querschlag fährt anfangs im Amphibolit mit sehr flachem Einfallen des Schieferungs-s. Nach etwa 9 m vom Abzweig des Laufes I entfernt trifft man dann auf eine markante, bis zu 30 cm mächtige, nunmehr steil einfallende Lage aus weißem Quarz-Plagioklas-Lagengneis. Der Gneis zeigt dunkle s-parallele Streifen aus Epidot und Biotit. Daneben sind Übergänge in hellgraue, feinkörnige, von groben Albit-Blasten durchsetzte Muskovitschiefer zu beobachten.

Im Anschluß an diese von LEITMEIER (1937) noch als „Aplit-Gang“ bezeichnete s-konkordante Lage folgt eine ca. 3,5 m mächtige Front aus überwiegend braunem Biotitschiefer. In den Biotitschiefern finden sich tektonisch isolierte linsenförmige Körper aus feingefältem Amphibolgneis mit deutlicher Bänderung. Im Gefüge dieses Gneises treten vereinzelt s-parallel angeordnete Scheelit-Körner auf.

Neben den relativ scharf abgegrenzten Gneislinsen sind mit grünlichem Biotit eng verfilzte Talk-Aktinolith-Schiefer eingelagert. In den umgebenden braunen Biotitschiefern wurden ähnlich wie im gebänderten Amphibolgneis perl-

schnurartig in s angeordnete Scheelit-Porphroblasten (bis zu 5 mm Korndurchmesser) mit Interngefüge und Kataklasten-Strukturen festgestellt.

Dort, wo der Querschlag den Lauf II kreuzt, wird die ca. 3,5 m mächtige Biotitschieferfolge von einem durchschnittlich 1 m mächtigen Milchquarz-Gang begrenzt. Der Quarz-Gang streicht annähernd parallel zum Lauf II und fällt etwa 55° nach Westen ein.

Die Verlängerung des Querschlages nach Westen, die südliche Fortsetzung des Laufes II sowie die nördlichen Enden von Lauf II und Lauf III waren wegen Schuttverfüllung nicht zugänglich.

Der mittlere Teil von Lauf II fährt unmittelbar im tektonisch Liegenden des Quarz-Ganges und trifft nach etwa 10 m auf einen nur 2 m langen, nach Osten führenden Durchbruch, der den Lauf II mit dem Lauf III verbindet. Einige m vor diesem Durchbruch ist an der Firste des Laufes II eine bis zu 0,5 m mächtige und über 4 m lange Linse aus Talk-Aktinolith-Schiefer angefahren. Diese Linse wird randlich von Biotitschiefern begleitet. Darüber hinaus setzen an dieser Stelle in breiter Front z. T. scharf gebänderte Biotit-Epidot-Plagioklas-Gneise ein. Deren nördliche Fortsetzung ist dann noch einige m im Lauf II sowie über 20 m im östlich anschließenden Lauf III verfolgbar.

4.4 „D“-Stollen

Der „D“-Stollen als derzeit oberster bekannter Einbau liegt in 2180 m Höhe üNN. Dieser Stollen wird auch als „Smaragd-Stollen“ bezeichnet.

Nach LEITMEIER (1937) wurden im Gebiet der Leckbachrinne Untertage nur in dem vom „D“-Stollen erschlossenen Höhnenniveau gewinnbringende Smaragde angefahren und abgebaut.

Da auch in unmittelbarer Umgebung des „D“-Stollen-Mundloches Beryll-führende Biotitschiefer ausbeissen, kann vermutet werden, daß die ursprüngliche Streckenführung des „D“-Stollens gezielt auf diese Zone angesetzt und unter der ausgedehnten Blockschuttbedeckung im Streichen weiter nach Norden ausgerichtet wurde. In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, daß zur Zeit des regulären Smaragdbergbaus der Abbauräum des „D“-Stollens über einen Luftschacht bewettert wurde. Der Luftschacht trat Übertage in einer derzeit von Blockschutt verdeckten Felsnische aus. In dieser sollen Beryll-führende Gesteine angestanden haben. Noch heute strömt die Bewetterung des „D“-Stollens unterhalb des großen Talk-Vorkommens als kühler Luftzug deutlich spürbar (und mit Hilfe von Untertage verursachtem Rauch sichtbar) aus den Blockschuttmassen hervor.

Das Mundloch des „D“-Stollens steht unmittelbar in Blockschutt der oberen Leckbachrinne. Die Stollensohle zeigt dicht vor dem Mundloch im Anstehenden eine mehr oder weniger saigere Wechsellagerung aus Biotit-Plagioklas-Gneisen, Biotitschiefern und untergeordnet Tremolit-Aktinolith-Schiefern.

Die ersten 7 m der Eingangsstrecke führen durch Verzimmerung. Hinter diesem nicht kartierbarem Abschnitt werden zu beiden Seiten des Stoßes Biotit-Plagioklas-Gneise sichtbar. In diesen Gesteinen ist an der Firste eine teilweise mit Biotitschiefern gefüllte, annähernd in s liegende Störungsfuge über einige m im Streichen verfolgbar.

Rund 10 m vom Mundloch entfernt zweigt ein 5,5 m langer Aufbruch („Fluchtstollen“) nach ESE ab, knickt dann kurz darauf nach SSW und endet bereits nach weiteren 4 m an einem Verbruch. Der Aufbruch durchörtert bis zum Knick eine Wechselfolge aus Biotit-Plagioklas-Gneisen. Darin sind linsenförmige Körper aus Talk-Aktinolith-Schie-

fern und Biotitschiefern eingeschaltet. Die Richtung des Schieferungs-s ist in den Schiefen und Gneisen relativ einheitlich und streut in einem großen Winkelbereich.

Kurz hinter dem sogenannten Fluchtstollen setzen die Biotit-Plagioklas-Gneise aus, und es folgen nun plattige bis dünnbankige Amphibolite, die wie Übertage auch z. T. von hellen feinkörnigen Quarz-Plagioklas-Lagengneisen durchzogen sind. Das Streichen und Fallen der Amphibolite wechselt – wahrscheinlich von Störungen und Ruscheln beeinflusst – in kurzen Abständen (Abb. 18). Dieses deutliche Umschwenken des Schieferungs-s auf engsten Raum unterstreicht einmal mehr die starke tektonische Beanspruchung der Amphibolite im unmittelbar Liegenden der Serpentin-Talkschieferreihe.

43 m vom Mundloch stolleneinwärts biegt der Stollen querschlällig nach Nordwesten, fährt etwa 20 m überwiegend parallel der Schieferungs NW-SE, der Spur einer Störungsfuge folgend, im Amphibolit und mündet an der sogenannten „Materialrutsche“ in den früheren Abbaubereich des „D“-Stollens. Dieser befindet sich (NE-SW streichend und halbsteil bis steil stehend) nunmehr im unmittelbar tektonisch Liegenden der Serpentin-Talkschieferreihe. Die lokale NW-SE Streichrichtung der Amphibolite schwenkt mit Annäherung an die Materialrutsche in die dort vorherrschende NE-SW Richtung wieder ein.

Die Firste der Materialrutsche zeigt an dieser Stelle eine linsig verschuppte Wechselfolge aus Biotitschiefern, gebänderten Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneisen und Talk-Aktinolith (Tremolit)-Schiefern. Darüber hinaus finden sich meist s-parallele, z. T. linsig aufgelöste dm-dicke Einlagerungen aus milchig-weißem Gangquarz oder seltener aus Rauchquarz.

Die geologische Firstkartierung der im Herbst 1978 zugänglichen Auffahrungen oberhalb der Materialrutsche ist in Abb. 18 dargestellt.

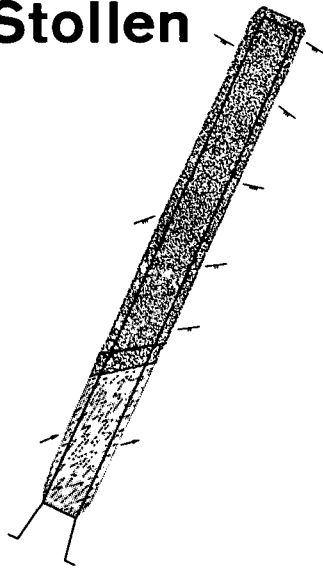
Zusammengefaßt ergibt die Kartierung der Smaragd-führenden Abbauräume des „D“-Stollens folgendes Bild:

Zwischen Amphiboliten und Granatglimmerschiefern (als dem tektonisch Liegenden) und Talkschiefern (als dem tektonisch Hangenden) erstreckt sich eine tektonisch intensiv verformte Zone aus gebänderten Biotit-Plagioklas-Gneisen, braunen Biotitschiefern und Aktinolithschiefern. Diese Gesteine zeigen im tektonisch Liegenden graduelle Übergänge zu hellgrünen Granat- und Turmalin-führenden Muskovit-Chlorit-Schiefern, die den Amphiboliten unmittelbar aufliegen. Im tektonisch Hangenden bestehen graduelle Übergänge zu grünen Biotitschiefern, feinfilzigen Aktinolith-Tremolit-Talk-Schiefern und Karbonat-Talk-Schiefern. Als meist nur sehr geringmächtige Einlagerungen wurden noch Chloritschiefer, Muskovitschiefer, Albitgneise, Epidotschiefer sowie z. T. Chlorit-reiche Quarz-Glimmer-Schiefer beobachtet.



















Die tektonisch kompetenten Gneiskörper inmitten dieser Abfolge unterliegen – ähnlich wie alle anderen weniger kompetenten Gesteine – dem Wechsel zwischen Aufweitung, Ausdünnung (Boudinage) oder gar der Auflösung zu isolierten Linsen oder Knauern.

An mehreren Punkten der soeben beschriebenen Abfolge wurden im Anstehenden Beryll und Smaragde gefunden. Die Fundpunkte sind in Abb. 18 eingetragen. Weiterhin wurden in Biotit-Schiefern und Quarz-Glimmerschiefern reiche Turmalin-Mineralisationen beobachtet. In gebänderten Epidot-Biotit-Plagioklas-Gneisen konnten s- bzw. stoffkonkordante Scheelit-Vererzungen nachgewiesen werden. Im Abbruchschutt der „Materialrutsche“ fanden sich Talkschiefer mit z. T. hochkonzentrierter diffuser Scheelit-Füh-

A - Stollen



Legende

-  Amphibolit, z.T. hell gebändert
-  Störungsfugen in Amphibolit
-  Amphibolit, z.T. chloritisiert
-  Chloritglimmerschiefer
-  Biotit-Plagioklas-Gneis
-  Bialitschiefer, z.T. Chloritschiefer
-  Gangquarz
-  Aktinolith-Tremolit-Schiefer
-  Talkschiefer
-  0 - 25°
-  26 - 45°
-  46 - 65° s-Flächen
-  66 - 85°
-  86 - 90°
-  Ausbau
-  Verbruch
-  mutmaßlicher Streckenverlauf
-  Fundpunkt für Smaragd



B - Stollen

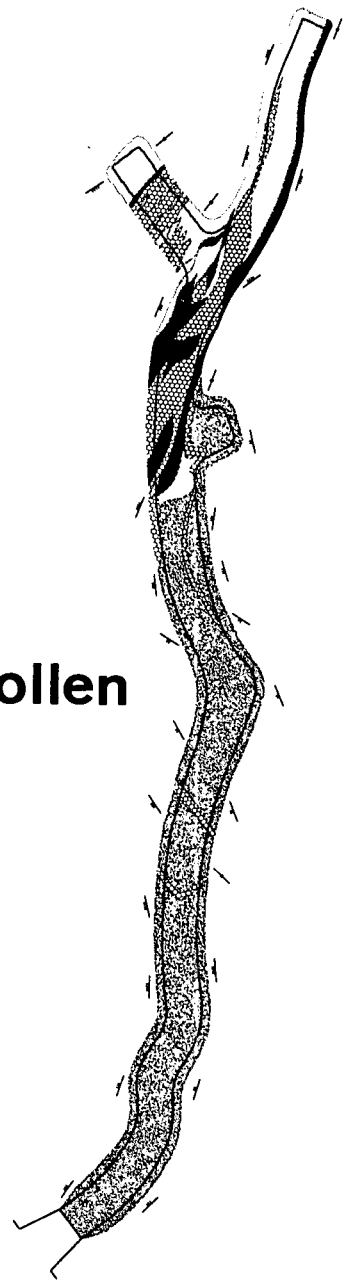


Abb. 17: Geologisch-petrographische Stollenfirstkartierung (Aufnahmemaßstab 1 : 100). „A“-Stollen, „B“-Stollen.

rung in Form von cm-großen hypidiomorphen bis idiomorphen Porphyroblasten.

Als in der Regel potentielle Beryll- bzw. Smaragd-Trägersteine sind zu nennen: Biotitschiefer, Aktinolithschiefer, Tremolitschiefer, Talkschiefer und Mischgesteine aus diesen; in Ausnahmefällen sind Smaragd-führend: Muskovitschiefer, Biotit-Plagioklas-Gneise, Chloritschiefer, Quarz-Glimmerschiefer oder Aktinolith-Quarz-Felse.

Diese Gesteine entstanden durch Metasomatose („black wall zoning“) am Kontakt zwischen dem tektonisch eingeschuppten Ultrabazitkörper und einer Wechsellagerung aus Metapeliten (Granat-führende Glimmerschiefer und Gnei-

se) und Metabasiten (Amphibolgneise, Amphibolite und Biotit-Epidot-Plagioklas-Gneise). Sehr selten treten in Kluffquarzlinsen oder in mittel-körnigem Kluffkarbonat farblose bis hellblau gefärbte Beryll-Kristalle auf.

5. Petrogenese

In diesem Kapitel werden unter 5.1 die zeitlichen Beziehungen zwischen der Kristallisation (Kr) und Deformation (Fm) der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale behandelt. Unter 5.2 wird anhand der Stabilitäts- und Kompatibilitätsbeziehungen einiger Minerale der Druck- und Temperaturverlauf der alpidischen Metamorphose diskutiert.

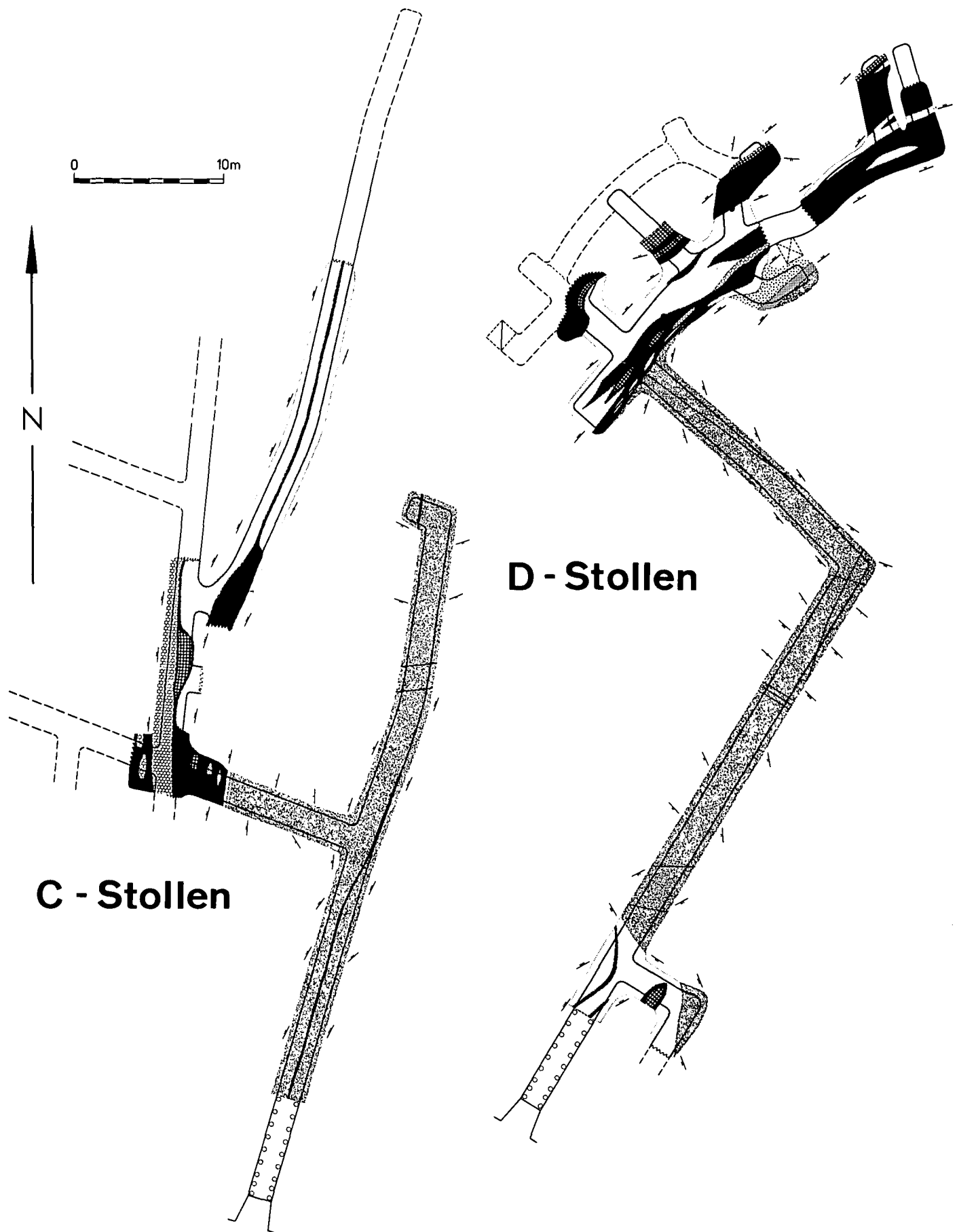


Abb. 18: Geologisch-petrographische Stollenfirstkartierung (Aufnahmemaßstab 1 : 100). „C“-Stollen, „D“-Stollen.

5.1 Kristallisation (Kr) und Deformation (Fm)

Das mit Abstand wichtigste Mineral zur Rekonstruktion der Kristallisations- und Deformationsgeschichte ist der Granat. Seine relative Widerstandsfähigkeit gegenüber Deformation, Rekristallisation und diaphthoritischer Umwandlung bedingen die teilweise hervorragende Erhaltung relikthischer Granate als Zeugen von zeitlich aufeinanderfolgenden tektonischen und metamorphen Ereignissen. Aus ähnlichen Gründen sind Plagioklas, Turmalin, Andalusit und Beryll wichtige Minerale zur Erkennung der sedimentären, magmatischen und metamorphen Entwicklungsgeschichte (MORTEANI & RAASE, 1974; VOLL, 1969; ACKERMAN & MORTEANI, 1977; MORTEANI & GRUNDMANN, 1977). Auf diese Minerale soll deshalb im Detail eingegangen werden. Besonders gut ist deren Entwicklung in den Granatglimmerschiefern und den Plagioklasgneisen der Granatglimmerschiefer- und Amphibolitserie dokumentiert.

Die zeitlichen Beziehungen zwischen dem Kristallisationsablauf und der mechanischen Formung sind für die Minerale Granat, Andalusit, Plagioklas und Beryll in Tafel 3 als schematisches Kristallisations- und Deformationsdiagramm und in schematischen Skizzen von Dünnschliffen dargestellt.

Wegen der regional oft zu beobachtenden Verknüpfung von syngenetischen Vererzungen, insbesondere Wolfram- und Molybdän-Vererzungen mit Beryllium-Mineralisationen, soll auch speziell auf die Beryllium-Träger Chrysoberyll, Phenakit, Beryllium-Margarit sowie auf die Erzminerale eingegangen werden.

5.1.1 Granat

Die in den Gesteinen der Granatglimmerschieferreihe auftretenden Granate sind durch einen dreifachen Zonarbau gekennzeichnet. Aus diesem Zonarbau und den Spuren synkristalliner Rotationen und rupturer postkristalliner Deformationen ist folgende Abfolge der Kristallisations- und Deformationsakte für die Gesteine und die sie enthaltenden Granat-Porphyroblasten abzuleiten:

- 1) Sedimentation eines sehr feinkörnigen Gesteins pelitischer Zusammensetzung; die Hauptgemengteile des Sediments waren wahrscheinlich feinkörniger Quarz, Karbonate und Tonminerale; Akzessorien waren Ilmenit,

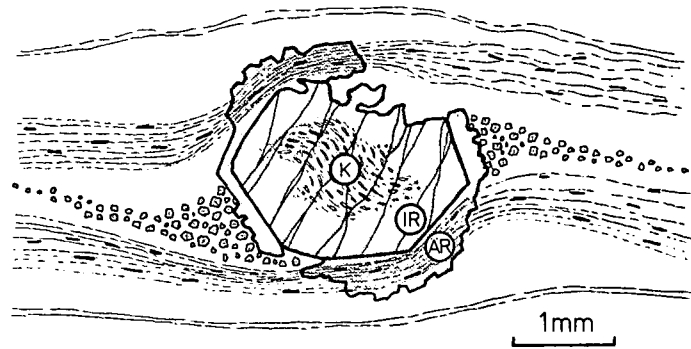


Abb. 19: Schemaskizze eines für die Granatglimmerschieferreihe repräsentativen Granat-Porphyroblasten mit einem helizitischen Interngefüge im Kernbereich (K), einer einschlußarmen inneren Randzone (IR) und einer scharf abgesetzten, einschlußreichen äußeren Randzone (ÄR). Das rotierte Interngefüge des Kernes (= s_1) wird hauptsächlich durch feinkörnigen Quarz und Ilmenit abgebildet. Die Spuren von rupturer Deformation (Fm_2) zeigen sich im Kern (K) und im inneren Rand (IR) in Form von subparallelen Rissen (= s_2). Das teilweise rotierte Interngefüge des äußeren Randes (= s_3) wird hauptsächlich durch Graphit und Ilmenit nachgezeichnet. Im Rotationsdruckschatten des großen Granates sind Quarz und feinkörnige Granatkristalle gesproßt.

nit, Apatit, Zirkon und organischer Detritus (kohlige Substanz). Die Feinkörnigkeit des Sediments ergibt sich aus der Feinkörnigkeit des opazitischen s_1 im Kern (K) der Granate (Abb. 19 und 20a). Der Mineralbestand ist mit Ausnahme des Karbonats und der Tonminerale aus den Einschlüssen abzuleiten.

- 2) Beginn einer ersten prograden Metamorphose (Kr_1) und Deformation (Fm_1); es kommt im Gestein zu einer Schieferung (s_1) und zur ersten syntektonischen Sprossung von Granat. Es bildet sich der Kern-Granat (K) mit sigmoidal verbogenem sehr feinem ($s.o.$) s_1 (Abb. 19 und 20a).
- 3) Stillstand der Deformation und Sprossung eines einschlußarmen bis einschlußfreien Rand-Granats (IR). Das Externgefüge wird hierbei vom Granat weitgehend aufgezehrt oder nach außen hin verschoben (Abb. 19 und 20a). In dieses Stadium ist wahrscheinlich die

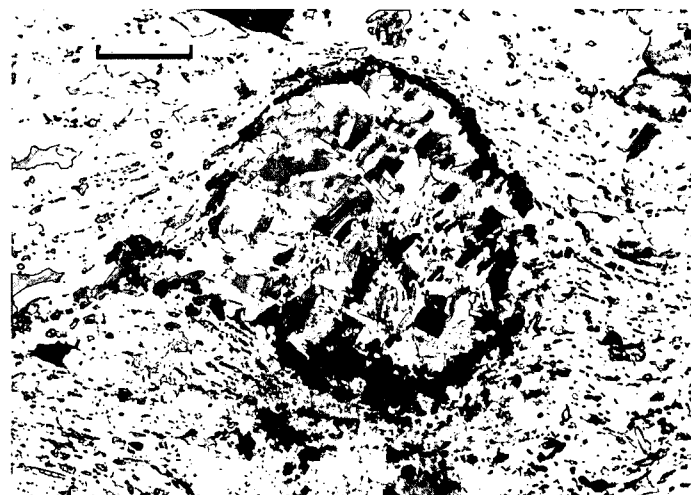
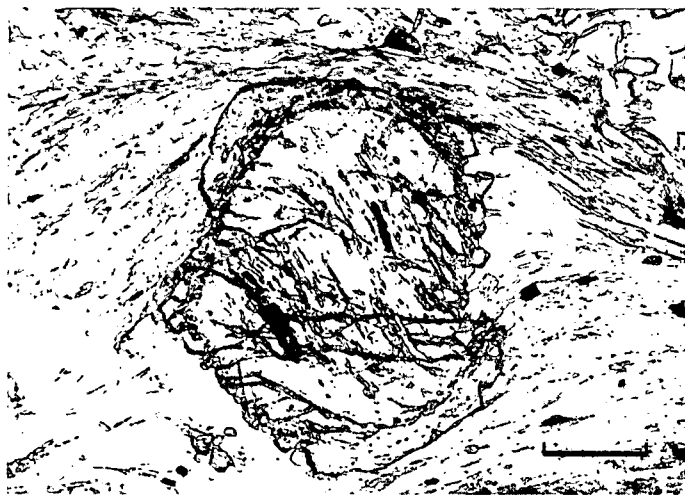


Abb. 20: Gefügebilder aus der Granatglimmerschieferreihe.

- a) Graphitglimmerschiefer (Granat-führend) der Granatglimmerschieferreihe; Lok. oberh. Moar Alm (1650 m); Dünnschliff, ein Polarisator; Maßstab 0,2 mm. Granat-Porphyroblast mit ausgeprägtem Zonarbau und rotiertem Interngefüge aus feinkörnigem Quarz und Ilmenit.

- b) Biotit-Plagioklas-Gneis der Granatglimmerschieferreihe; Lok. östl. „D“-Stollen-Mundloch (2180 m); Dünnschliff, ein Polarisator; Maßstab 0,2 mm. Formrelikt eines von Biotit, Chlorit, Albit und Quarz vollständig verdrängten Granat-Aggregats. Der dunkle Randsaum besteht aus Titanit und Epidot.

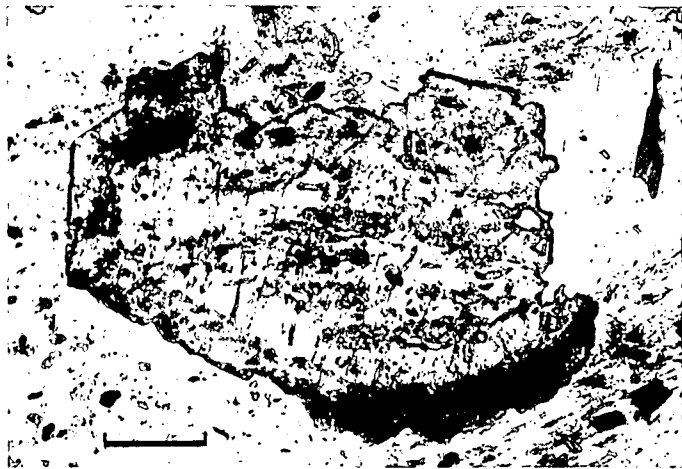


Abb. 21: a–b) Graphitglimmerschiefer der Granatglimmerschieferserie. Lok. obere Leckbachrinne, östl. „D“-Stollen-Mundloch (2180 m). Maßstab 0,2 mm. Dünnschliff, ein Polarisator. In den Kernzonen der Granat-Porphroblasten sind die Spuren rupturreller Deformation (Kataklaste) zu erkennen. Diese subparallelen Risse enden an der Grenze zum äußeren Rand. Der äußere Randgranat (ÄR) wurde erst nach der Kataklaste des Kern- und inneren Randgranates (K und IR) angelagert.

Sprossung der Andalusit-Porphroblasten aus der Umgebung der Schwarzen Wand zu stellen (s.u.).

4) Nach Abschluß dieser ersten Kristallisationsphase kommt es im Granat zu einer rupturrellen Deformation und zur Bildung von s_2 (Abb. 21a und 21b). Die Deformation in si war zu diesem Zeitpunkt zum Stillstand gekommen, denn si wird von s_2 in allen Granat-Kristallen im selben Winkel geschnitten. Die in s_1 eingeregeltten Phyllosilikate Chlorit, Muskovit und Biotit werden durch s_2 flexurartig verbogen, geknickt oder in feine Falten gelegt, Quarzlagen werden dabei oft glatt durchtrennt und versetzt (Abb. 22).

5) Syn- bis posttektonische Sprossung des zweiten Randgranates (ÄR) durch den Beginn einer zweiten prograden Metamorphose (Kr_2) unter Umschließung des bereits vorhandenen s -parallel eingeregeltten und teilweise mitrotierten feinstkörnigen Graphit-Gefüges. Die aus einem Kern (K) und einer inneren Randzone (IR) aufgebauten älteren Granat-Aggregate werden während der Sprossung des äußeren Randes (ÄR) durch Reaktivie-

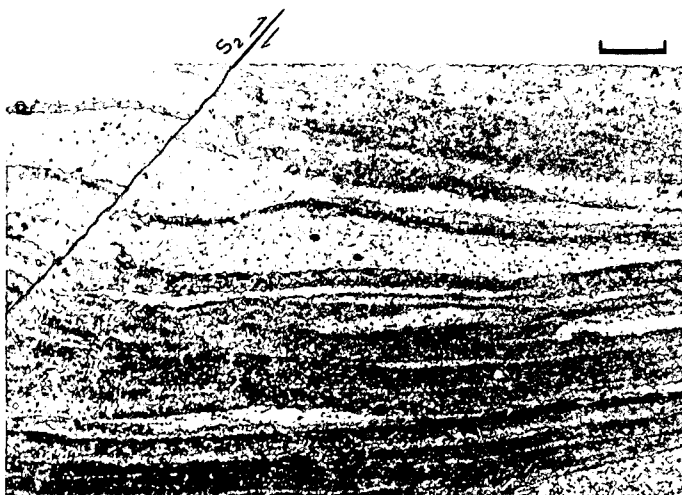


Abb. 22: Schwarzphyllit (Granat-führend) der Granatglimmerschieferserie. Lok. südl. Schwarze Wand, Scharnbachgraben (2250 m). Dünnschliff, ein Polarisator, Maßstab 1 mm.

Der von dunklem Graphit-Pigment nachgezeichnete stoffliche Lagenbau (= s_1) wird von einer Scherfuge (= s_2) diagonal durchschlagen. Die kompetente helle Quarz-reiche Lage ist zerbrochen, die inkompetenten Glimmer-reichen Lagen sind verbogen.

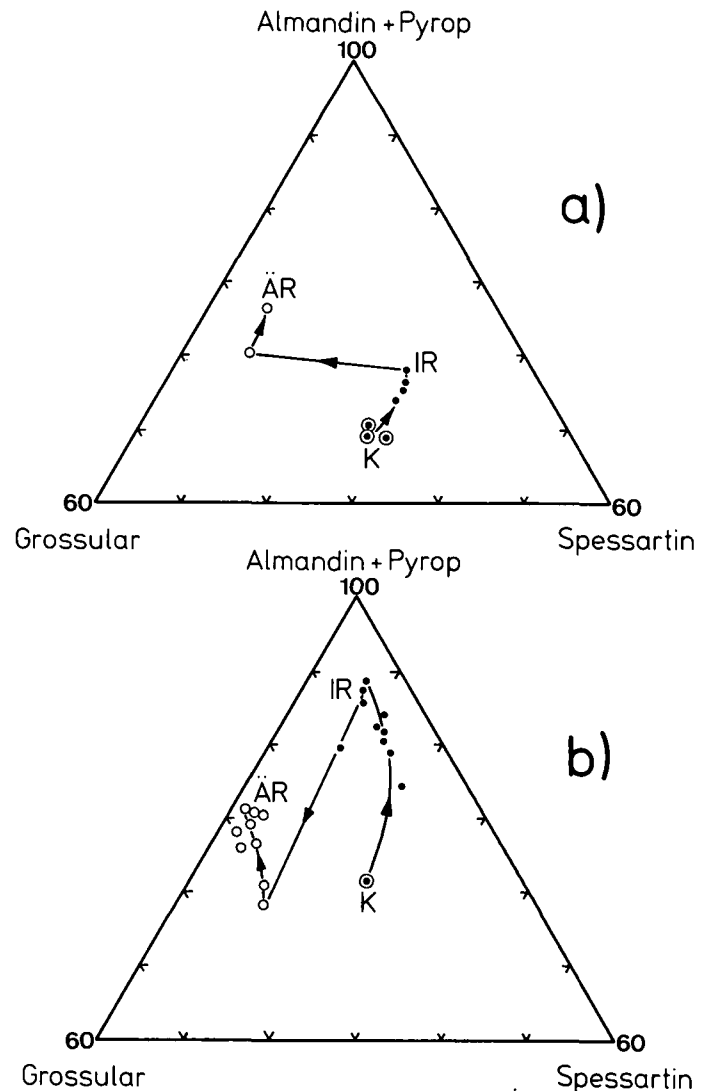


Abb. 23 a–b: Zusammensetzung zweier Granate der Granatglimmerschieferserie, dargestellt in der oberen Hälfte des Dreikomponentendiagramms Grossular-Almandin+Pyrop-Spessartin.

Diagramm a) Granat mit diskontinuierlichem Zonarbau aus einem Graphitglimmerschiefer.

Diagramm b) Granat mit diskontinuierlichem Zonarbau aus einem Chloritglimmerschiefer.

K = Kern, IR = Innererer Rand, ÄR = Äußerer Rand.

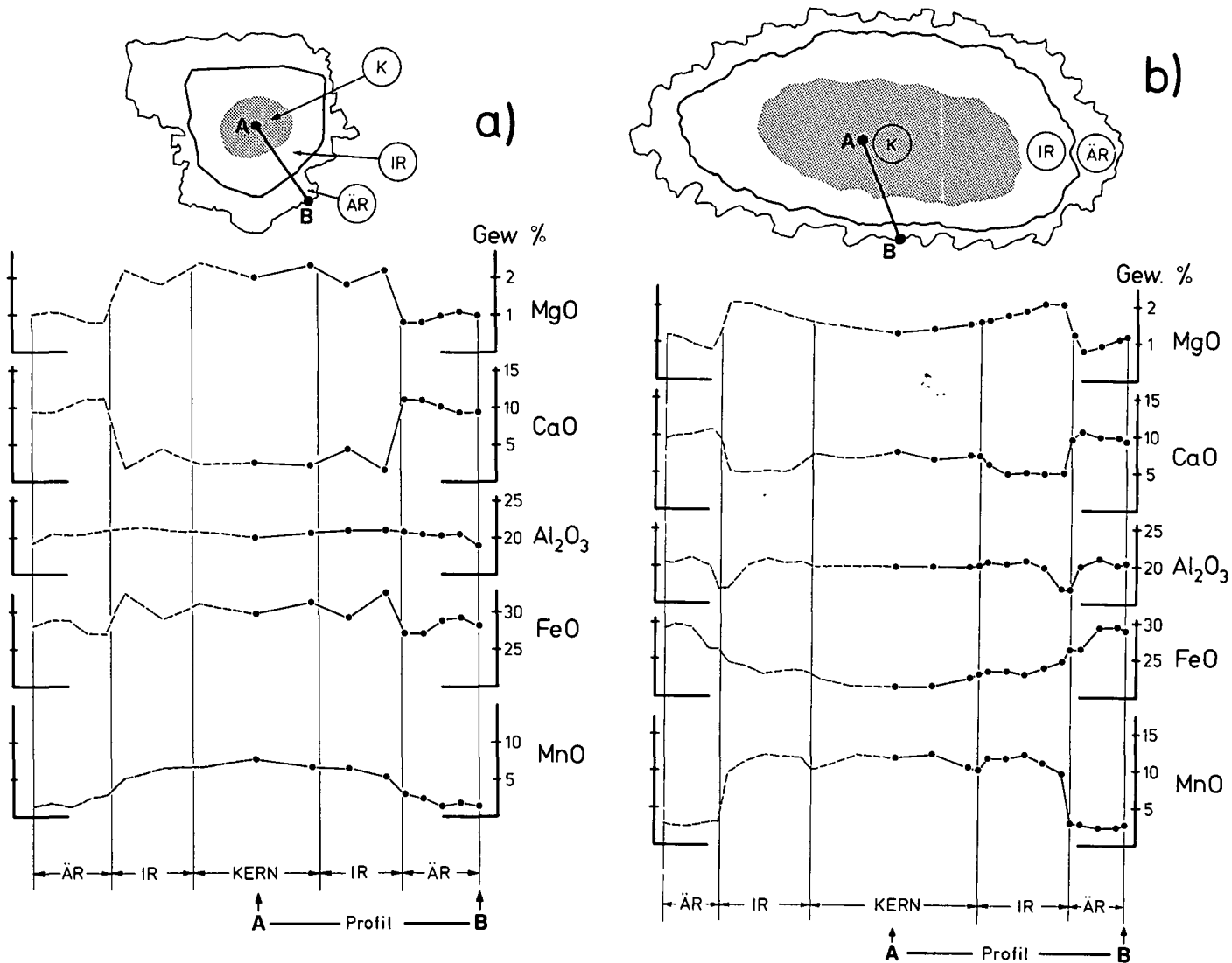


Abb. 24: a–b) Mikrosonden-Punktanalysen entlang einer Profillinie (A–B) vom Kern- zum Randbereich von Granat-Porphyroblasten der Granatglimmerschieferserie. Zur Verdeutlichung des vollständigen Zonarbaus sind die Profile „A–B“ spiegelbildlich wiederholt dargestellt.

a) Granat mit sprunghafter, diskontinuierlicher Änderung der Zusammensetzung an der Grenze zum äußeren Rand (vgl. Abb. 23a).

b) Granat mit sprunghafter, diskontinuierlicher Änderung der Zusammensetzung an der Grenze eines Mn-reichen älteren Kernbereiches (K und IR) zu einer schmalen äußeren Randzone (ÄR) mit glockenförmiger Elementverteilung (vgl. Abb. 23b).

Die Diaphthorese als jüngste und letzte Phase der Kristallisationsgeschichte der Granatglimmerschiefer wird durch die relativ starke bis völlige Biotitisierung und Chloritisierung der Kern- und Rand-Granate markiert (Abb. 20b). Ob hierbei in geringem Umfang erneut Granat sproßte, ist nicht sicher nachzuweisen.

- 6) Die Diaphthorese als jüngste und letzte Phase der Kristallisationsgeschichte der Granatglimmerschiefer wird durch die relativ starke bis völlige Biotitisierung und Chloritisierung der Kern- und Rand-Granate markiert (Abb. 20b). Ob hierbei in geringem Umfang erneut Granat sproßte, ist nicht sicher nachzuweisen.
- 7) Spuren letzter Deformationen sind Risse und Sprünge quer über alle Granat-Zonen hinweg. Im Biotit, Muskovit und Chlorit werden durch diese letzte Deformation (Fm₅) Zerknitterungslamellen erzeugt.

Die Gefügeentwicklung der Granate ist in Tafel 3 schematisch dargestellt. Mikrosondenuntersuchungen konnten zeigen, daß die mehrphasige Gefügeentwicklung einen entsprechend diskontinuierlichen chemischen Zonarbau erzeugt hat. In Abb. 23 ist diese Veränderung der Zusammensetzung vom Kern (K) zum inneren Rand (IR) und zum äußeren Rand (ÄR) in zwei Granat-Kristallen des Untersuchungsgebietes im Grossular-Spessartin-Almandin+Pyrop-Dreieck dargestellt. In Abb. 24a und b sind die entsprechenden Analysen in Form von Linienprofilen wiedergegeben.

5.1.2 Plagioklas

Die Plagioklase des Untersuchungsgebietes der weiteren Umgebung der Leckbachscharte können in Anlehnung an die Untersuchungen von KARL (1959) und MORTEANI & RAASE (1974) in mindestens drei verschiedenen Typen untergliedert werden:

- a) Prätauernkristalline mittel- bis grobkörnige Relikt-Plagioklase mit polysynthetischer Verzwilligung; diese prädeformativ gebildeten alten Plagioklase sind meist mittel- bis grobkörnig und dicht mit Mikrolithen (Hell-

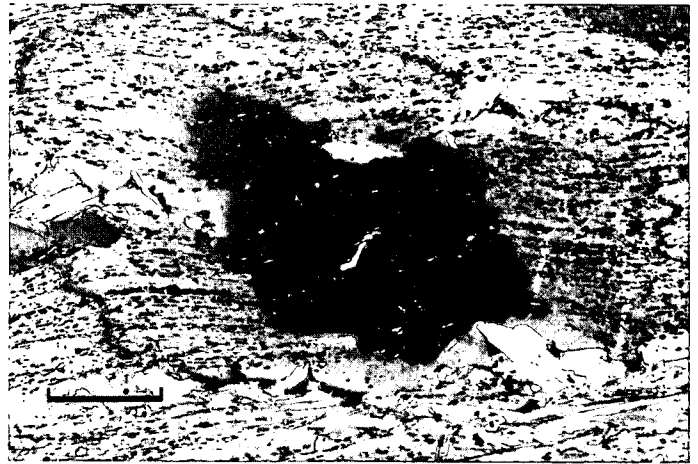
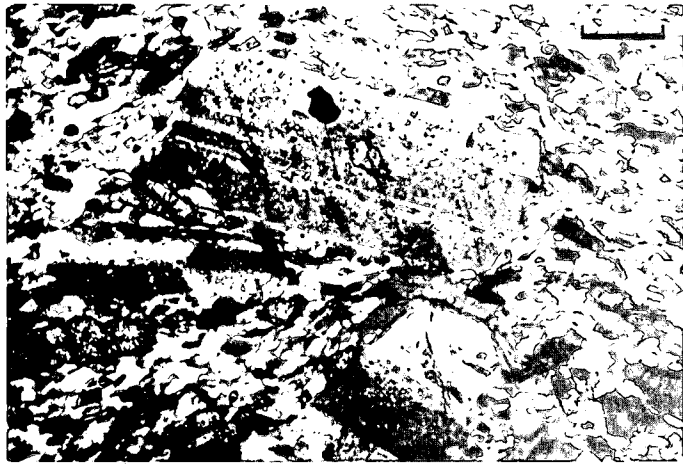


Abb. 25: Gefügebilder aus Plagioklas-führenden Gesteinen.

a) Feinkörniger Plagioklasgneis der Bändergneisserie; Lok. Leckbachscharte (2350 m); Dünnschliff, zwei Polarisatoren in Diagonalstellung; Maßstab 0,1 mm. Prätauernkristalliner, verzwillingter Reliktplagioklas mit idiomorphem Umriß. Der Kristall zeigt eine dichte Mikrolithen-Füllung und feine subparallele Risse, die in dem umgebenden, deutlich geregelten Albitkorngefüge fehlen.

b) Biotit-Muskovit-Schiefer der Serpentin-Talkschiefer-Serie; Lok. „D“-Stollen (2180 m); Dünnschliff, zwei Polarisatoren in Diagonalstellung; Maßstab 0,5 mm. Plagioklas-Porphroblast mit einem Kern aus Albit, einem breiten inneren Oligoklas-Randsaum und einer schmalen äußeren Albit-Randzone. Der xenomorphe Kristall hat ein zeilenförmiges Gefüge aus straff eingeregelt Titanit- und Epidot-Körnern übersproßt. An den inneren und äußeren Korngrenzen des Plagioklas-Blasten ist dieses Gefüge deutlich geknickt. Die Plagioklas-Kristallisation erfolgte demnach überwiegend syn- bis postdeformativ.

glimmer, Zoisit und Karbonat) gefüllt. Infolge zonar ungleicher Mikrolithendichte sind Hinweise auf einen magmatisch bedingten Zonarbau gegeben. Die Formrelikte zeigen meist idiomorphe Umrisse. In den Kernzonen der Reliktplagioklase können oft feine subparallele Risse (s_2) erhalten sein, die ähnlich wie in den Granat-Aggregaten an der Grenze zur äußeren dünnen, einschlußfreien Randzone abrupt enden und sich auch in der umgebenden feinkörnigen Matrix nicht fortsetzen (Abb. 25a).

b) Feinkörnige Plagioklase in der Grundmasse; diese sind generell syn- bis posttektonisch gesproßt, weitgehend einschlußfrei und unverzwillingt. Die Korngröße liegt meist unter 0,05 mm (Abb. 25a).

c) Den weitaus häufigsten Plagioklas-Typ bilden die fein- bis mittelkörnigen (selten auch grobkörnigen) deutlich zonierten Albit-Oligoklas-Porphroblasten als überwiegend syn- bis posttektonische Bildung der Tauernkristallisation. Es können drei Zonen unterschieden werden. Der Kern (An 0-6 %) zeigt häufig s-parallel eingeregelt, perlschnurartig aneinandergereihte Einschlüsse aus Epidot, Klinozoisit, Titanit und opaken Mineralen. Der Kern-Plagioklas ist oft einfach verzwillingt und hat überwiegend rundliche Umrisse. Die innere Randzone (An 15-20 %) umschließt den Kern; sie ist zuweilen einschlußarm und durch Fm_4 teilweise gegenüber dem Intergefüge des Kern-Plagioklas und dem Extergefüge synkristallin rotiert (Abb. 25b). Die schmale äußere Randzone besteht aus Albit. Das s_1 ist gegenüber dem s_0 nicht oder nur geringfügig verstellt (Abb. 25b).

5.1.3 Turmalin

Im Zuge der teilweisen Umkristallisation der Metapelite durch Metamorphose am Kontakt zu den Ultrabasiten wurde der Turmalin Gehalt der Metapelite an der SE-Flanke der Serpentin-Talkschieferserie mobilisiert und dort lokal angereichert.

Die gute Erhaltung eines z. T. äußerst feinstrukturierten Zonarbaus und interner Gefügerelikte in den Turmalinen des Untersuchungsgebietes erlaubt die Ergänzung der Beobachtungen an Granat und Plagioklas. Am Zonarbau des

Turmalins ist die Feinheit der Farbabstufungen innerhalb eines Kristalls bemerkenswert. In günstigen Schnittlagen durch das Zentrum eines Kristalls senkrecht zur c-Achse sind zuweilen nicht weniger als 12 Farbzonon deutlich voneinander zu trennen. Bis zu 6 Farbabstufungen zwischen gelbgrün, blaugrün, olivgrün und braun sind sehr scharf gegeneinander abgegrenzt, wobei ein einschlußreicher Kernbereich (Turmalin I, nach Mikrosondenanalysen Schörl-betont) gegen einen einschlußarmen Randbereich (Turmalin II, Dravit-betont) abgegrenzt werden kann (Abb. 26).

Der Turmalin reagiert nach diesen Beobachtungen offenbar äußerst empfindlich auf Schwankungen in den Wachstumsbedingungen. In welchem Umfang der Wechsel des Stoffangebots oder gar Änderungen der P-T-Bedingungen einen Einfluß auf den Zonarbau im Verlauf der Metamor-

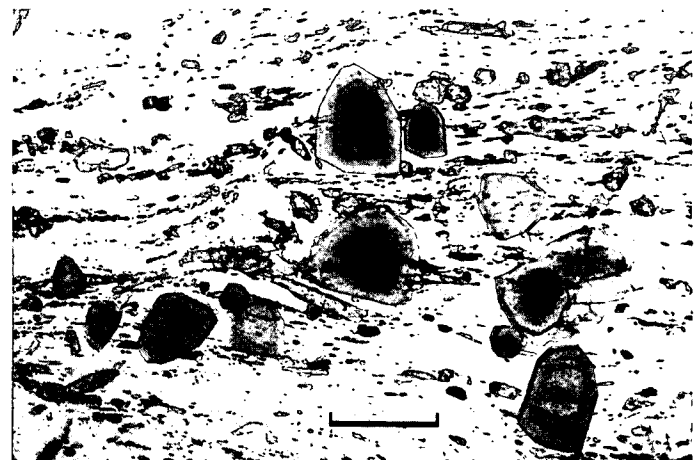


Abb. 26: Biotit-Muskovit-Schiefer der Serpentin-Talkschieferserie. Lok. oberh. „D“-Stollen-Mundloch (2220 m). Dünnschliff, ein Polarisator, Maßstab 0,2 mm.

Idiomorphe Turmalin-Kristalle mit mehrfachem Zonarbau als Einschlüsse in einem Beryll-Porphroblasten. Die s-parallel eingeregelt Einschlüsse sind Epidot, Rutil, Ilmenit, Titanit und Muskovit.

phose nehmen, ist noch nicht hinreichend geklärt. Nach VOLL (1969) wird oberhalb von etwa 560° C der Zonarbau durch Diffusion vernichtet. Aus der kompletten Erhaltung des Turmalin-Zonarbaus könnte daher geschlossen werden, daß das Temperaturmaximum der Tauernkristallisation im Gebiet der Leckbachscharte nicht höher als 560° C lag.

5.1.4 Andalusit

Als tauernkristallin gebildete Al_2SiO_5 -Modifikation sind in der Umgebung des Untersuchungsgebietes nur die Vorkommen von Disthen aus dem Untersulzbachtal bekannt (KARL, 1954). Anandalusit-Formrelikte von petrogenetisch großer Bedeutung finden sich lokal südlich der Schwarzen Wand im Hollersbachtal (CORNELIUS, 1944).

Die Abb. 10 zeigt ein solches Andalusit-Formrelikt in Form eines charakteristischen „Chistolithes“, der sich deutlich vom dunkleren graphitischen Glimmerschiefer (Schwarzphyllit) abhebt. Diese nach Diffraktometeraufnahmen hauptsächlich aus Muskovit bestehenden Aggregate haben meist einen Durchmesser von 1-3 cm und erreichen bis zu 30 cm Länge. Bereits makroskopisch sind heller gefärbte Kernbereiche von dunkler gefärbten Randbereichen zu unterscheiden. Im Dünnschliff ist das helle Muskovit-Korngefüge des Kernbereiches regellos gesproßt, einschlußarm und undeformiert. In den einschlußreicheren Randbereichen zeigen die Formrelikte dagegen Deformationserscheinungen, wobei das teilweise gerichtete Interngefüge gegenüber dem Externgefüge der umgebenden Schiefermatrix rotiert (bzw. verstellt) sein kann.

Aus diesen Gefügerelationen ist zu schließen, daß prä-tauernkristallin gesproßte und noch intakte Andalusit-Porphyroblasten durch (s_2) überwiegend ruptuell beansprucht wurden. Die darauffolgenden jüngeren alpidischen Durchbewegungen (Fm_3) und (Fm_4) führten erneut zu Auslängung und Rotation des noch als Knoten wirksamen Aggregats (Tafel 3). Granat-Porphyroblasten, die von den hellen Kernbereichen der Andalusit-Formrelikte vollständig umschlossen sind, zeigen einen nur einfachen Zonarbau mit den Gefügemerkmalen von Granat (K) und (IR). Außerhalb liegende Granate zeigen den verbreiteten dreifachen Zonarbau mit (K), (IR) und (ÄR).

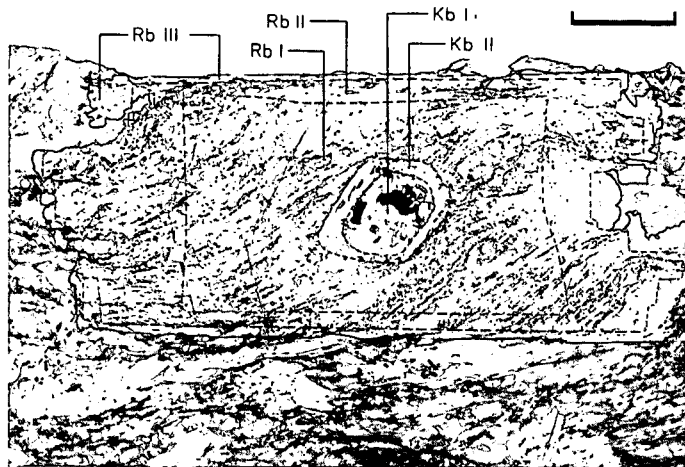


Abb. 27: Beryll-Porphyroblast in Biotitschiefer der Serpentin-Talkschieferserie. Lok. „D“-Stollen (2180 m). Maßstab 1 mm.

- a) Beryll-Porphyroblast mit mehrfachem Zonarbau und hoher Einschlußdichte; Dünnschliff, ein Polarisator. Im Zentrum des Kristalls befindet sich eine Zone mit regellos verteilten, feinstkörnigen Biotit-Einschlüssen (Kb I). Es folgen zwei dicht gefüllte innere Randzonen (Rb I und Rb II) und eine schmale, einschlußarme, äußere Randzone (Rb III).
Kb = Kernberyll; Rb = Randberyll.

Im Fall der einfach zonierten Granate wurde offenbar die Anlagerung von (ÄR) an die durch Andalusit gepanzerten Kerne (K) und (IR) noch im Frühstadium der Tauernkristallisation verhindert. Die vollständige Muskovitisierung des Andalusits erfolgte in Bezug auf die jüngeren alpidischen Durchbewegungen (Fm_3) und (Fm_4) während der Tauernkristallisation postdeformativ.

5.1.5 Beryllium-Mineralie

5.1.5.1 Beryll

Die Berylle zeigen in der Regel mindestens vier Wachstumsstadien (MORTEANI & GRUNDMANN, 1977; GRUNDMANN, 1979, 1981):

- Prädeformative Sprossung eines Beryll-Kernes. Das feinkörnige Interngefüge kann vorwiegend aus Biotit (Phlogopit), Tremolit und Aktinolith, untergeordnet auch aus Pyrit, Pyrrhotin oder Apatit bestehen (Abb. 27a und b, 28a und b). Dieser Keim bildet den meist kleinen, rundlichen inneren Kern (KB I). Wegen des Schnittlagenefekts ist dieser im Dünnschliff oder Anschliff nur selten vorhanden. In einem Ausnahmefall wurde um den inneren Kern (KB I) herum eine äußere Kernzone (KB II) mit überwiegend unregelmäßig, aber im Vergleich zum inneren Kern (KB I) etwas größerem Einschlußgefüge festgestellt. Die Einschlüsse im KB II sind hier Biotit (Abb. 28a und b).
- Syn- bis posttektonische Sprossung einer meist dicht gefüllten inneren Randzone (RB I) mit oft streng gerichtetem oder seltener sehr stark (isoklinal) feingefältelem Interngefüge (Abb. 29a und b), welches sich im wesentlichen aus Phyllosilikaten, Amphibolen, Epidot, Klinozoisit, Titanit oder Chrom-Eisen-Spinellen zusammensetzen kann. Diese Zone ist in den meisten Beryll-Kristallen besonders breit (Abb. 27a und b, Abb. 28a und b).
- Syndeformative Sprossung eines relativ schmalen Randsaumes (RB II). Diese erneute Anlagerung von Beryll während Fm_4 wird durch ein oft nur schwach ausgeprägtes Abknicken des gerichteten Interngefüges markiert (Abb. 27a und b). Darüber hinaus macht sich die Diskontinuität des Beryll-Wachstums an dieser Stelle auch in einer geringeren Einschlußdichte vor allem an Phyllosilikaten bemerkbar (Abb. 27b und 28b).



- b) Beryll-Porphyroblast in Schnittlage wie Abb. 27a, bei zwei Polarisatoren in Diagonalstellung aufgenommen. Im Inneren des Kristalls sind vor allem die hell erscheinenden Einschlüsse unterschiedlich dicht verteilt. Die Mehrphasigkeit der Beryll-Blase wird durch diese Konfiguration der Verdrängungsreste gut belegt.

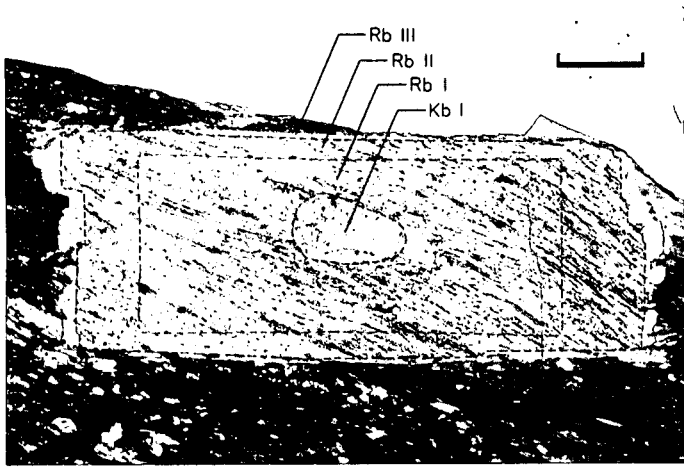


Abb. 28: Beryll-Porphyroblast in Biotitschiefer der Serpentin-Talkschieferserie. Lok. „D“-Stollen (2190 m).

a) Beryll-Porphyroblast parallel der C-Achse durch die Kristallmitte geschnitten; Dünnschliff, ein Polarisator; Maßstab 1 mm. Im Zentrum des Kristalls ist ein rundlicher, deutlich begrenzter Kern ohne ausgeprägte Regelung der Einschlüsse sichtbar.

b) Beryll-Porphyroblast in Schnittlage wie Abb. 28a, bei zwei Polarisatoren in Diagonalstellung aufgenommen. Die Zonenfolge ist von innen nach außen: Kb I – Rb I – Rb II – Rb III. Kb = Kernberyll, Rb = Randberyll.

d) Überwiegend posttektonische Sprossung eines meist klaren einschlußarmen bis einschlußfreien Randsaumes (RB III). Die im inneren Rand (RB I und RB II) noch reliktsch erhaltenen, feinkörnigen Einschlüsse fehlen weitgehend (Abb. 30a und b). Von der Verdrängung verschont können z. B. noch Apatit, Turmalin, Rutil, Pyrit und Chrom-Eisen-Spinelle auftreten.

größerer „Phantom-Kristalle“ erhalten. Innerhalb dieser Umriss liegen meist nur noch wenige von der Verdrängung verschonte Reste aus Chrysoberyll (Abb. 31). Vereinzelt können aber auch vollständige idiomorphe Chrysoberyll in Form von Durchwachungsdrillingen beobachtet werden. Aus den Verdrängungsstrukturen von Phenakit nach Chrysoberyll ist abzuleiten, daß der Chrysoberyll primär, der Phenakit dagegen überwiegend sekundär gebildet wurde. Eine Einstufung der Chrysoberyll-Sprossung in das oben beschriebene Kristallisations- und Deformationsschema ist jedoch mit dem für diese Untersuchungen zur Verfügung stehenden Material vorerst nicht möglich.

Viele Berylle des Untersuchungsgebietes zeigen ausgeprägte Kataklastenstrukturen, wobei die Bruchstellen der Kristallaggregate oft durch Biotit, Chlorit, Talk, Plagioklas, Quarz oder Karbonate gefüllt und wieder verheilt wurden. Es haben demnach nach Ablauf der Tauernkristallisation in Bezug auf Beryll durchgreifende, rupturale, postkristalline Deformationen stattgefunden. Die Berylle dokumentieren damit eine insgesamt sehr komplizierte polyphase Kristallisations- und Deformationsgeschichte.

5.1.5.3 Phenakit

5.1.5.2 Chrysoberyll

Über die ungewöhnlichen Phenakit-Mineralisationen der oberen Leckbachrinne wurde schon mehrfach berichtet (NIEDERMAYR & KONTRUS, 1973; NIEDERMAYR, 1978; GRUNDMANN & KOLLER, 1979; GRUNDMANN, 1981) (vgl. Kap. 3.2.2.5).

Die Chrysoberyll treten überwiegend als hypidiomorph bis xenomorph begrenzte Einschlüsse in Phenakit-Porphyroblasten auf. Sie sind hier häufig von Phenakit stark korrodiert. Im Phenakit sind z. T. die idiomorphen Umriss

Die Phenakit-Kristalle erreichen Größen bis zu 10 cm Durchmesser. Sie sind häufig dicht mit Chlorit-, Biotit- oder Talk Einschlüssen gefüllt und relativ rissig. Nur selten sind

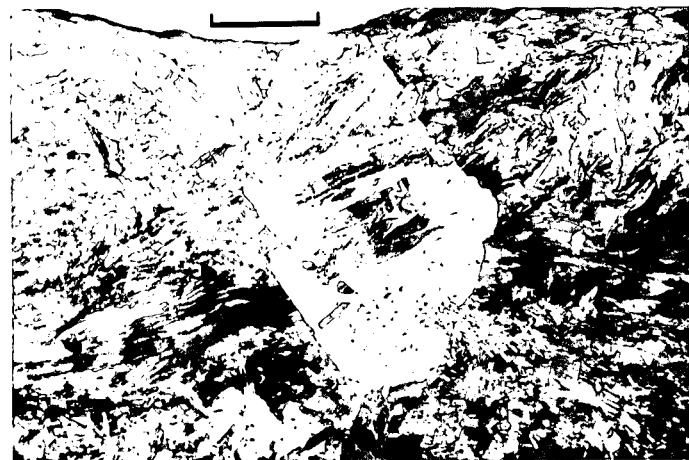


Abb. 29: a–b) Biotitschiefer der Serpentin-Talkschieferserie. Lok. „D“-Stollen (2180 m). Maßstäbe a) 2 mm, b) 0,5 mm. Dünnschliff, ein Polarisator. Smaragd-Porphyroblast mit einer einschlußreichen Kernzone und einer einschlußarmen Randzone. Der Kernbereich ist durch ein isoklinal-feingefältes Interngefüge aus feinkörnigen Tremolitfasern gekennzeichnet. Da Amphibole im Externgefüge des Smaragds fehlen, handelt es sich hierbei um ein gepanzertes Reliktgefüge eines (bereits vor Beginn der Blastese des Kernes) deformierten Tremolitschiefers.

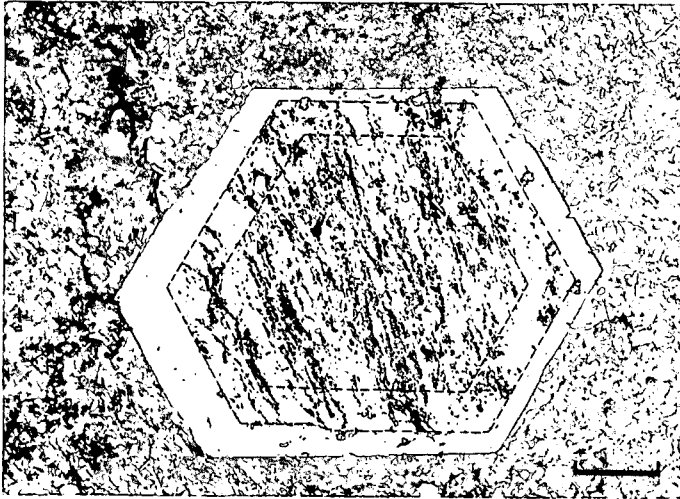


Abb. 30: Beryll-Porphyroblasten in Biotitschiefer der
a) Beryll-Porphyroblast senkrecht zur C-Achse geschnitten; Dünnschliff, ein Polarisator; Maßstab 1 mm. Dieser Kristall ist durch einen einschlußreichen Kernbereich und eine äußerst scharf abgegrenzte, fast einschlußfreie Randzone gekennzeichnet. Das im inneren Kernbereich noch streng gerichtete Feinkorngefüge löst sich nach außen hin zunehmend auf. Die grauen Einschlüsse sind Biotit, Muskovit, Chlorit, Quarz und Apatit; die schwarzen Einschlüsse sind Titanit und Epidot.

einschlußfreie Individuen zu finden. Die Eigenfarbe variiert zwischen farblos und schwach bräunlich. Sehr selten finden sich gelblich bis hellorange gefärbte Kristalle. Aufgrund des meist mittel- bis grobkörnigen und dabei überwiegend unregelmäßigen Korngefüges der Phenakit-Trägergesteine sind die Phenakit-Blasten im Gegensatz zu den Beryll-Blasten relativ arm an Interngefügedetails, so daß hieran eine vergleichbare Abfolge von Kristallisation und Deformation nicht abgeleitet werden kann. Bei den Phenakiten weisen aber Kataklyse-Strukturen, ähnlich wie dies bei vielen Beryllen der Fall ist, zumindest auf lokal stark wirksame postkristalline Deformationen im Verlauf der Tauernkristallisation hin.

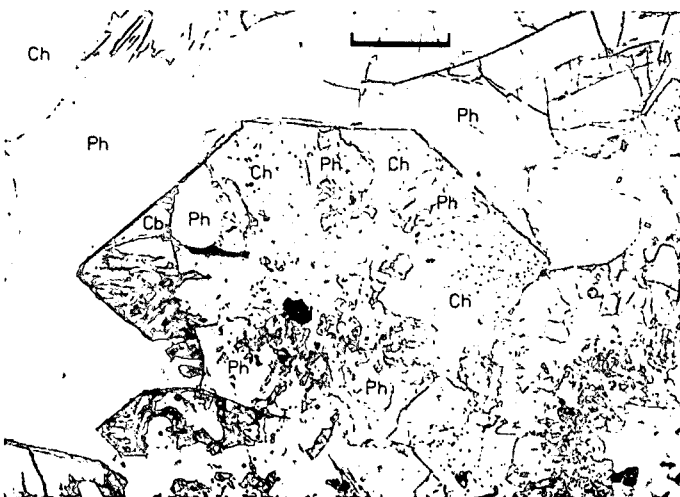
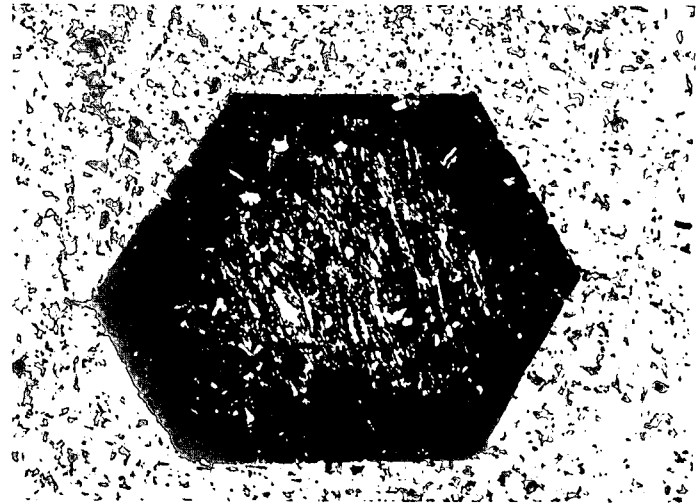


Abb. 31: Chloritschiefer (Phenakit- und Chrysoberyll-führend) der Serpentin-Talkschieferserie. Lokalität südl. Leckbachscharte (2290 m). Dünnschliff, ein Polarisator, Maßstab 0,5 mm. Ausschnitt eines Phenakit-Porphyroblasten (Ph) mit Verdrängungsresten aus Chrysoberyll (Cb) und Chlorit (Ch). Die ursprüngliche, idiomorphe Kornform des Chrysoberylls wird teilweise durch die Korngrenzen des neu gebildeten Chlorits nachgezeichnet.



Serpentin-Talkschieferserie; Lok. „D“-Stollen (2180 m).
b) Beryll-Porphyroblast in gleicher Schnittlage wie Abb 30a bei gekreuzten Polarisatoren. In der Dunkelstellung des Kristalls werden Unterschiede der Einschlußdichte sichtbar. Die hier hell erscheinenden Einschlüsse Biotit, Muskovit und Chlorit wurden während der Beryll-Blastese selektiv früher aufgezehrt als die übrigen, dunkel erscheinenden Titanit- und Epidot-Einschlüsse.

5.1.5.4 Beryllium-Margarit

In Biotit-Chlorit-Schiefen des großen Talk-Vorkommens unterhalb der Leckbachscharte wurde optisch Margarit in Paragenese mit Beryll, Klinozoisit, Allanit, Rutil, Apatit, Muskovit und Karbonat gefunden. Die Margarite dieses Vorkommens bilden idiomorphe bis hypidiomorphe, meist subparallel geldrollenförmig miteinander verwachsene Aggregate, die z. T. stark verzwilligt sind. Diese liegen in der Biotit-Chlorit-Matrix regellos verteilt (Abb. 32) und zeigen Korrosionserscheinungen. Lokal sind die Margarit-Kristalle in Beryll eingeschlossen und von diesem korrodiert.

Das Pulverdiagramm dieses Margarites zeigt erhebliche Abweichungen der d-Werte in Bezug auf den „Normal-Margarit“.

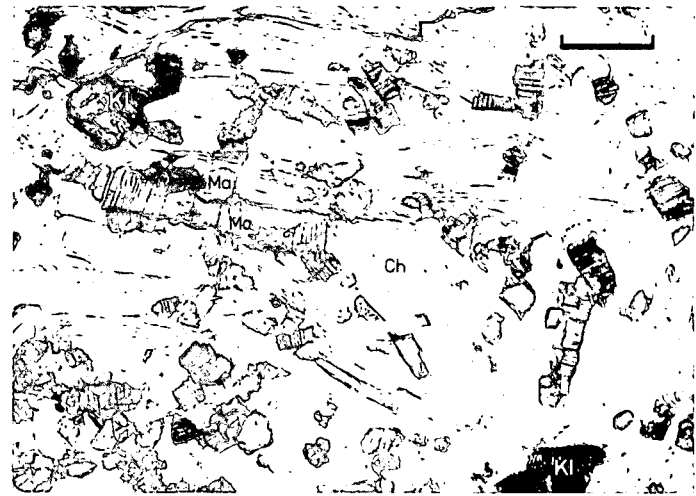


Abb. 32: Chloritschiefer (Beryll-führend) der Serpentin-Talkschieferserie. Lok. südl. Leckbachscharte (2250 m). Maßstab 0,2 mm. Dünnschliff, ein Polarisator. In einer grobkörnigen Chlorit-Matrix (Ch) sind neben Klinozoisit (Kl) hypidiomorphe, z. T. stark verzwilligte Beryllium-Margarit-Kristalle regellos gesproßt. Der Beryllium-Margarit (Ma) ist gegenüber dem Chlorit an der höheren Lichtbrechung und an der ausgeprägteren Spaltbarkeit zu erkennen.

Gute Übereinstimmungen ergeben sich dagegen mit den von GALLAGHER & HAWKES (1966) publizierten Daten zur Variabilität der optischen Eigenschaften, der d-Werte und der chemischen Zusammensetzung von Beryllium- bzw. Lithium-haltigen Margariten. Aus paragenetischen Gründen und nach Mikrosondenteilanalysen kann angenommen werden, daß es sich bei dem Untersuchungsmaterial von der Leckbachscharde um einen Beryllium-Margarit mit wahrscheinlich 5–7 Gew.-% Beryllium handelt. Dieses Material wird derzeit auf Be-, Li- und andere Spurenelementgehalte hin näher untersucht.

5.1.6 Erzminerale

5.1.6.1 Magnetit

Magnetit findet seine weiteste Verbreitung in den Serpentiniten und in den Talkschiefern des Kartierungsgebietes. Er ist hier überwiegend in xenomorphen Aggregaten schlierig im Gefüge verteilt. Lokal treten in den Randbereichen der Serpentinittkörper Chlorit- und Tremolitschiefer auf, die von cm-großen idiomorphen Magnetit-Kristallen durchsetzt sind. An der Unversehrtheit der in den straff geschieferten Serpentinrandgesteinen eingesprengten Magnetit-Kristalle ist abzulesen, daß die Sprossung hier posttektonisch erfolgt sein muß. Magnetit wurde unter anderem auch in Paragenese mit Scheelit, Pyrit, Chalkopyrit, Molybdänit, Titanit und Ilmenit in den Phenakit-führenden Gesteinen beobachtet.

5.1.6.2 Chromit

Das relativ seltene Vorkommen von Chromit ist auf die Serpentinite und auf einige Serpentinrandgesteine beschränkt. Im Anschliff sind keine signifikanten internen Strukturen erkennbar. Bemerkenswert ist die Feinkörnigkeit von Chromit-Einschlüssen in Beryll-Kristallen. Meist sind diese Einschlüsse in dünnen s-parallelen Lagen und Schlieren angeordnet. In der unmittelbaren Umgebung der Chromit-Einschlüsse sind Beryll-Kristalle meist intensiv grün gefärbt.

5.1.6.3 Ilmenit

Ilmenit ist ein häufiges akzessorisches Mineral in den Gesteinen der Granatglimmerschieferserie und Amphibolitserie. Idiomorph tafelige Ilmenite treten vor allem in den Metapeliten auf. Sie sind stets straff s-parallel eingeregelt. Diese Ilmenite sind ein alter prä- bis syntektonischer Bestandteil des Trägergesteins. Verdeutlicht wird dies durch Ilmenit-Kristalle, die als Einschlüsse in den Kernen vieler Granat-Körner gemeinsam mit dem feinkörnigen Interngefüge mitrotiert und so gegenüber dem Externgefüge gestellt wurden (Abb. 20a).

Als syn- bis posttektonische Bildung ist Ilmenit häufig in Scherfugen und auf Klüften oder im Lösungsdruckschatten von Boudinage-Strukturen ausgeschieden worden. Die Verdrängung durch „Leukoxen“ ist oft derart fortgeschritten, daß nur geringe Verdrängungsreste von Ilmenit erhalten sind.

Im Anschliff sind die noch nicht von der Verdrängung erfaßten Ilmenite stets weitgehend entmischungsfrei und einheitlich aufgebaut. In größeren Körnern ist eine schwache Felderteilung erkennbar. Sehr häufig zeigen die Ilmenite in den Amphiboliten in Form von Porphyroblasten typische Siebstruktur mit zerbuchteten Kornrändern. Im Korninnern läßt sich oft eine einschlußreiche Kernzone von einer einschlußarmen Randzone unterscheiden. Selten sind bei gekreuzten Polarisatoren Zwillingslamellen zu sehen. Diese dürften wahrscheinlich als Folge lokaler mechanischer Beanspruchung entstanden sein.

5.1.6.4 Scheelit

Der Scheelit tritt hauptsächlich in Form von s- und stoffkonkordanten Kornansammlungen in der Bändergneisserie und in der Amphibolitserie auf. Die durchschnittliche Korngröße liegt zwischen 0,1 und 1 mm. Dieser Scheelit-Typ ist meist xenomorph und enthält oft Verdrängungsreste des jeweils umgebenden Mineralbestandes. Ein zweiter Scheelit-Typ ist durch starke Deformationserscheinungen in Form von Deformationslamellierung und Kataklyse gekennzeichnet. Er tritt vorwiegend in Biotitschiefern und in älteren Kluffgenerationen innerhalb der Bändergneisserie und der Amphibolitserie auf. Er erreicht in Einzelfällen Korngrößen von ca. 5 cm. Ein dritter Scheelit-Typ erscheint als Durchläufer in allen Serien. Dieser ist hauptsächlich an Kluffbereiche und Bewegungszonen gebunden und dort in Bezug auf die jungen alpidischen Formungen (Fm₃ und Fm₄) postdeformativ kristallisiert. Die Kornform ist überwiegend idiomorph. Es sind Kristalle von mehreren cm Länge gefunden worden.

Die Fluoreszenzfarbe der Scheelite reicht von hellblau bis kanariengelb. Beziehungen zwischen den o. g. Scheelit-Typen und deren Fluoreszenzfarbe konnten nicht gefunden werden.

Im Gesteinsverband ist der Scheelit oft mit Chalkopyrit, Molybdänit, Pyrit, Phenakit und Beryll verknüpft. In Smaargden wurden mehrfach Einschlüsse von Scheelit beobachtet.

5.1.6.5 Sulfide, Sulfosalze

Das im Untersuchungsgebiet mit Abstand häufigste sulfidische Erzmineral ist der Pyrit, gefolgt von Chalkopyrit und Pyrrhotin sowie Molybdänit, Markasit und Pentlandit.

Der bereichsweise ungewöhnlich hohe Pyrit-Gehalt ist ein charakteristisches Merkmal der im Gebiet der Leckbachscharde anstehenden Gesteine der Habachserie. Hierbei ist auffallend, daß die Pyrit-Vererzungen in den Gesteinen der Bändergneisserie, der Granatglimmerschieferserie und der Amphibolitserie nicht, wie etwa in der Serpentinittalkschieferserie, überwiegend diffus verteilt, sondern oft streng lagenkonkordant parallel dem stofflichen Lagerbau oder auch schieferungskonkordant angeordnet sind.

Der Pyrit liegt meist in hypidiomorphen bis idiomorphen Porphyroblasten vor. Die in den Talkschiefern verbreiteten idiomorphen Pyrit-Kristalle erreichen gelegentlich mehr als 5 cm Kantenlänge (LEITMEIER, 1937). Nicht selten weisen die Pyrite xenomorphe Kernzonen aus Magnetit auf. Es sind damit Hinweise auf Sulfidierungsprozesse gegeben. Chalkopyrit und Pyrrhotin bilden vorzugsweise xenomorphe, polygonal-körnige oder stark zerlappte Aggregate.

Als relativ seltene Erzmineralvorkommen wurden im Kartierungsgebiet neuerdings nachgewiesen:

- Galenit, Chalkopyrit, Covellin, Bornit, Anglesit, Cerussit aus der Greinerrinne, östlich der Madl Alm im Habachtal (NIEDERMAYR et al., 1976);
- Friedrichit – aus losem Quarz-reichem Blockschutt des Sedl im Leckbachgraben (CHEN, et al., 1978);
- Antimonit zusammen mit Scheelit aus dem „C“-Stollen (HÖLL, 1975);
- Kassiterit zusammen mit Scheelit, Chalkopyrit, Ilmenit, Magnetit, Pyrit, Rutil, Aeschnit, Aeschnit-(Y), Phenakit, Chrysoberyll und Monazit (GRUNDMANN & KOLLER, 1979);
- Heyrovskyit, Cosalit, Galenit, Lillianit aus dem Gebiet Moaralm-Sedl nahe des Leckbachgrabens (PAAR et al., 1980).

Im Anschliff erweist sich die Mehrzahl der sulfidischen Erzminerale als überwiegend syn- bis posttektonisch ge-

sproßt. Spuren von postkristalliner Deformation in Form von Zerknitterungslamellen oder Kataklyse-Erscheinungen wurden nur vereinzelt gefunden. Vor allem die häufigen Sulfide wie z. B. Pyrit, Chalkopyrit und Pyrrhotin, gehören nach den auflicht-optischen Befunden zu den relativ spät, während der überwiegend postdeformativen höher-temperierten Phase der jüngsten Metamorphose gebildeten Mineralen.

5.2 Metamorphose

Aus der Gefügeentwicklung der Gesteine der Leckbachscharte ist, wie durch das Kristallisations- und Deformationsdiagramm belegt, eine mindestens dreiaktige und damit polymetamorphe Entwicklungsgeschichte abzuleiten. Radiometrische Gesamtsteins-Altersbestimmungen an den Gesteinen der Leckbachscharte liegen nicht vor. Aus den K/Ar-Altersbestimmungen von KREUZER et al. (1973) der weiteren Umgebung der Leckbachscharte ist aber abzuleiten, daß auch im Bereich der Leckbachscharte alpidische Biotit-Abkühlungsalter von etwa 25 Mio. Jahren zu erwarten wären. Das thermische Maximum der alpidischen Metamorphose dürfte nach OXBURGH et al. (1966), SATIR (1975) und KREUZER et al. (1980) etwa um 35 Mio. Jahren gelegen haben. Dieses Alter entspricht der jüngsten Phase der alpidischen Metamorphose (Tauernkristallisation). Bisher konnte in der Habachserie die eoalpidische Niedertemperatur-Hochdruck-Metamorphose radiometrisch nicht nachgewiesen werden. Es wären Bildungsalter von ca. 70 bis 65 Mio. Jahren zu erwarten (RAITH et al., 1978).

Eine Vorstellung über die maximalen Temperaturen während der jüngsten alpidischen Metamorphose geben die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Bestimmungen von HOERNES & FRIEDRICHSEN (1974). Aufgrund der Sauerstoffisotopen-Fraktionierung lag die maximale Metamorphosetemperatur im Bereich der Leckbachscharte bei ca. 530°C .

Eine Diskussion der P-T-Bedingungen der Tauernkristallisation im Untersuchungsgebiet aufgrund von Stabilitäts- und Kompatibilitätsbeziehungen setzt voraus, daß nur solche Minerale und Mineralparagenesen zur Diskussion herangezogen werden, die aus Gefügebetrachtungen als sichere alpidische Bildungen erkannt werden können.

Die P-T-Bedingungen der alpidischen Regionalmetamorphose (= Tauernkristallisation) lassen sich über die Stabilität des Antigorits (EVANS et al., 1976), des Margarits (CHATTERJEE, 1976), des Almandins (WINKLER, 1979), der Al_2SiO_5 -Modifikationen (ALTHAUS, 1967; RICHARDSON et al., 1969; HOLDAWAY, 1971) und über die Stabilität der Paragenese Almandin + Chlorit + Muskovit + Staurolith unter der Annahme $P_f = P_{\text{H}_2\text{O}}$ abschätzen (Abb. 33).

Antigorit (Kurve 1) bildet die Hauptmasse des Serpentin in den Serpentiniten des Untersuchungsgebietes; Disthen (Kyanit) (Kurven 2, 3 und 4) wurde von KARL (1954) im Untersulzbachtal beschrieben. Die Kurve 2 ist nach ALTHAUS (1967), die Kurve 3 ist nach RICHARDSON et al. (1969) und die Kurve 4 ist nach HOLDAWAY (1971) in die Abb. 33 eingetragen.

Bei dem in den Chloritschiefern der oberen Leckbachrinne nachgewiesenen Margarit handelt es sich um einen wahrscheinlich sehr Beryllium-reichen Margarit. Die Lage der Kurve 5 kann daher nur einen groben Hinweis auf die obere thermische Stabilitätsgrenze des Margarits geben.

Ein Almandin-reicher Granat bildet den äußeren Rand (ÄR = Granat III) der Granate des Untersuchungsgebietes (Abb. 23). Die Kurve 6 markiert nach WINKLER (1979) das erste Auftreten Almandin-reicher Granate. Sie steht daher für die untere thermische Stabilitätsgrenze dieses äußeren Randgranats.

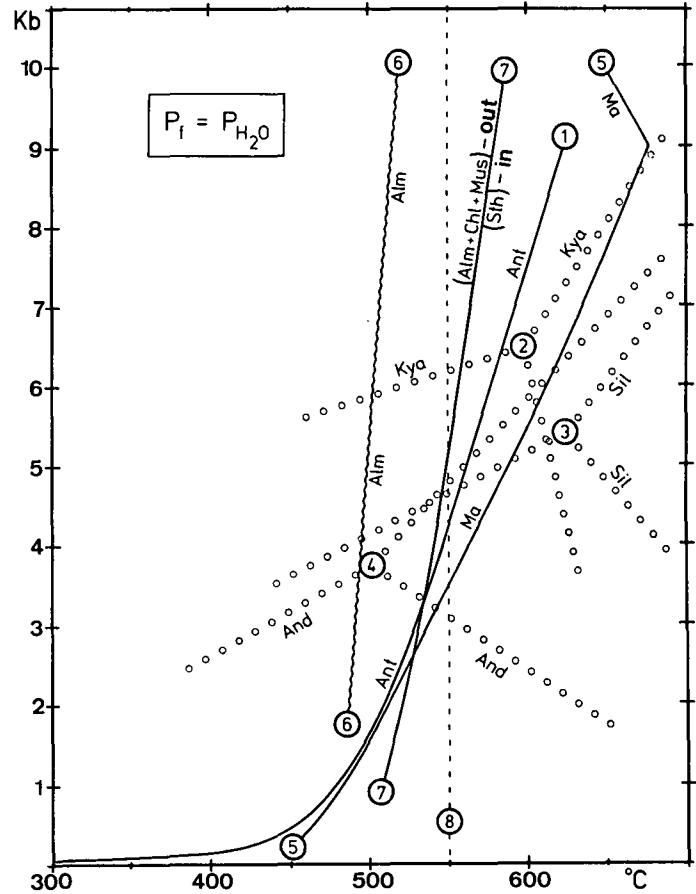


Abb. 33: Druck-Temperatur-Diagramm für die Stabilität des Antigorits (Kurve 1), der Al_2SiO_5 -Modifikationen Disthen (Kyanit), Andalusit und Sillimanit (je drei Linien mit Tripelpunkten 2, 3, 4), des Margarit (Kurve 5), des Almandins (Kurve 6), der Paragenese Almandin + Chlorit + Muskovit + Staurolith (Kurve 7). Zusätzlich ist die 550°C -Isotherme (Linie 8) eingetragen.

Die Kurve 7 stellt die untere Stabilitätsgrenze von Staurolith nach WINKLER (1979) dar. Staurolith konnte im Bereich der Leckbachscharte bislang nicht nachgewiesen werden. Nach HOSCHEK (1967) unterliegt die Bildung von Staurolith auch chemischen Limitationen. Eine Nachprüfung der chemischen Zusammensetzung der metapelitischen Gesteine zeigte, daß einige das Auftreten von Staurolith erlaubten. Es ist daher zu folgern, daß die P-T-Bedingungen gerade nicht ausreichten, um Staurolith kristallisieren zu lassen. Er wird in diesen Gesteinen vertreten durch die kennzeichnende Paragenese Biotit + Almandin + Chlorit + Muskovit + Quarz.

In Abb. 33 schneiden sich die Kurven 1, 3, 4 und 7 in einem sehr engen Bereich bei ca. 550°C und ca. 4,5 bis 5 kb. In diesem Bereich werden die Kurven auch von der 550°C Isotherme (Linie 8) geschnitten. Die Temperatur von 550°C kann daher nicht nur aufgrund von Sauerstoffisotopen-Gleichgewichten sondern auch aufgrund von Mineralgleichgewichten als eine gute Abschätzung der maximalen Temperatur der letzten prograden alpidischen Metamorphose angesehen werden. Eine P-T-Abschätzung mit dem gleichen Ergebnis wurde von GRUNDMANN (1980) anhand von Mineralgleichgewichten in Karbonat- und K-Feldspat-reichen Paragenesen vorgenommen.

Eine Voraussetzung für die Gültigkeit der Temperaturabschätzung aus den Mineralgleichgewichten OH-haltiger Minerale ist natürlich die Annahme von $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$. LUCKSCHEITER & MORTEANI (1980) konnten zeigen, daß in den Beryllen, Phenakiten und Quarzen von der Leckbachschar-

te Flüssigkeitseinschlüsse mit CO₂-Mengen bis zu 20 Vol.-% vorhanden sind. Das CO₂ hat in den Einschlüssen eine Dichte bis zu 0,55 und es errechnet sich daraus ein X_{CO₂} von ca. 0,03. Ein so niedriges X_{CO₂} ist ohne großen Einfluß auf die Mineralgleichgewichte. Das Auftreten von Karbonat-reichen Paragenesen in einigen Serien (s. o.) läßt aber erkennen, daß in diesen Gesteinen diese Bedingung nicht generell gelolten haben muß.

In den Amphibolgneisen, Biotit-Plagioklas-Gneisen, Amphiboliten und in diversen Gesteinen der Serpentin-Talkschieferserie finden sich z. T. erhebliche Mengen an Sulfiden. Es handelt sich vorwiegend um Pyrit, Pyrrhotin und Chalkopyrit. Untergeordnet wurden Molybdänit und Pentlandit festgestellt (Kap. 5.1.6). In den Granat-führenden Glimmerschiefern und Gneisen tritt häufig Graphit auf.

Mit dem Auftreten der Sulfide und des Graphites ist zu erwarten, daß neben H₂O und CO₂ auch H₂S, CO und Kohlenwasserstoffe in der fluiden Phase enthalten waren. Die Bedeutung des H₂S ist an der Verteilung von Fe-Sulfiden und Fe-haltigen Silikaten in den Biotit-Plagioklas-Gneisen der Leckbachscharte abzulesen. Um Pyrrhotin-Porphroblasten tritt oft ein mehrere mm breiter Hof auf, der deutlich an Fe-haltigen dunklen Mineralen (Biotit und Chlorit) verarmt ist. Durch die Anwesenheit von H₂S in der fluiden Phase wurde das Eisen hier bevorzugt sulfidisch und nicht silikatisch gebunden. Weiterhin wird ein merklicher Anteil an H₂S in der fluiden Phase durch eine randliche Pyritisierung von Magnetit-Blasen in Biotit-Chlorit-Schiefern der Leckbachscharte belegt. Eine Abschätzung der H₂S-, CO- und Kohlenwasserstoff-Partialdrucke sowie auch möglicher HF- oder HCl-Gehalte in der fluiden Phase ist vorerst nicht möglich.

Aus den Untersuchungen von LUCKSCHEITER & MORTEANI (1980), HOEFS & MORTEANI (1979) und FRIEDRICHSEN & MORTEANI (1979) geht hervor, daß die Bildung der silikatischen Kluffminerale in das Temperaturmaximum der alpidischen Regionalmetamorphose (= Tauernkristallisation) fällt. Über Pb-Bi-(Cu-) Sulfosalzparagenesen in Kluffmineralisationen des Untersuchungsgebietes ermittelten PAAR et al. (1980) Mindesttemperaturen von etwa 400° C und Maximaltemperaturen von etwa 500° C. Die von diesen Autoren abgeschätzte obere Temperatur stimmt recht gut mit den oben angegebenen T-Abschätzungen überein. Die recht niedrige minimale Temperatur von ca. 400° C erklärt sich wahrscheinlich aus einer retrograden Gleichgewichtseinstellung oder einer sehr späten Bildung der Sulfosalzparagenesen während der Abkühlungsphase der alpidischen Metamorphose.

6. Geochemische Untersuchungen

Von 40 Gesteinsproben wurden die Haupt- und Spurenelementgehalte bestimmt. Die Entnahmepunkte von 16 Proben sind in Abb. 14 eingetragen.

SiO₂, Al₂O₃, Fe-total, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, MnO, P₂O₅, SO₃ und BaO sowie die Spurenelemente Rb, Sr, Zr, V, Cr, Co, Ni, Sc, Ce, La, Nb, Y, Pb, Zn, Cu, U, Th wurden mittels Röntgenfluoreszenz bestimmt (Analytik S. HOERNES, Tübingen), FeO wurde colorimetrisch bestimmt (Analytik P. K. HÖRMANN, Kiel), Be wurde mit flammenloser Atomabsorption (Analytik F. KUBANEK, Berlin) und mit n-gamma Spektrometrie (Analytik P. NEY, Köln) bestimmt.

Die oben dargelegten Feldbefunde und die mikroskopische Beobachtung von magmatischen Reliktgefügen lassen erkennen, daß ein Teil der Gesteine (Proben: 16 e, 37, 66, 67, 69, 71, 102, 105 a, 105 g, 105 i, 105 j, 105 k, 105 l, 108, Dst 1, Dst 7) wahrscheinlich ein magmatisches, möglicherweise vulkanogenes Edukt hat. Die Analysendaten dieser 16 Gesteine sind in Tabelle 1 dargestellt. Weitere 24 Analysen sind von den Autoren auf Anfrage zu erhalten.

Aufgrund der polymetamorphen Entwicklungsgeschichte ist ein direkter Rückschluß vom derzeitigen Mineral- und Modalbestand auf den prämetamorphen magmatischen Mineral- und Modalbestand unmöglich. Unter Zugrundelegung einer vulkanogenen Herkunft (ausgenommen Probe 37) wurde daher die Berechnung der Norm aus der chemischen Analyse vorgenommen. In der Tabelle 2 sind die Probennummern, Gesteinsbezeichnungen, Serienzugehörigkeit und die nach der Rittmann-Norm (volcanic facies) wählbaren Gesteinsbezeichnungen für das Edukt wiedergegeben. Die Rittmann-Norm (RITTMANN, 1973) wurde gewählt, da sie eine recht gute Annäherung an den unter Gleichgewichtsbedingungen zu erwartenden Modalbestand vulkanischer Gesteine dargestellt. Die CIPW-Norm erhebt diesen Anspruch nicht.

In Abb. 34 ist die nach RITTMANN (1973) berechnete Norm (Programm „AMSVOLC“, Rechenzentrum der Technischen Universität Berlin) in das QAPF-Diagramm nach STRECKEISEN (1978) eingetragen. Die Gesteine fallen mit zwei Ausnahmen (Proben 37 und 108) in das QAP-Dreieck und sind damit normativ frei von Foiden. Die Probe 108 enthält normativ 0,5% Nephelin, die Probe 37 ist normativ frei von Quarz und Plagioklas und kann daher im QAPF-Diagramm nicht dargestellt werden. Die Probe 37 (Antigorit-Serpentin) fällt im Olivin-Orthopyroxen-Clinopyroxen-Dreieck nach STRECKEISEN (1973) in das Feld der Harzburgite. Die weiteren nach STRECKEISEN (1978) resultierenden Gesteinsbezeichnungen sind in Tabelle 2 angegeben. Man

Tabelle 1: Chemische Analysen von 16 Gesteinen aus der unmittelbaren Umgebung des Smaragdorkommens im Habachtal.

| | 16 e | 37 | 66 | 67 | 69 | 71 | 102 | 105 a | 105 g | 105 i | 105 j | 105 k | 105 l | 108 | DSt 1 | DSt 7 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 60.19 | 41.50 | 46.65 | 47.89 | 48.17 | 53.10 | 55.96 | 51.65 | 62.46 | 53.82 | 51.02 | 58.37 | 50.49 | 63.26 | 49.70 | 53.09 |
| TiO ₂ | 0.09 | 0.02 | 2.18 | 1.11 | 1.22 | 0.57 | 1.03 | 0.72 | 0.05 | 0.55 | 0.69 | 0.39 | 0.72 | 0.14 | 1.35 | 0.85 |
| Al ₂ O ₃ | 18.93 | 1.12 | 16.13 | 15.80 | 14.23 | 19.38 | 20.33 | 16.58 | 20.86 | 14.30 | 15.84 | 16.66 | 14.54 | 19.96 | 16.09 | 18.05 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.18 | 4.06 | 6.07 | 2.32 | 4.05 | 2.33 | 0.76 | 3.35 | 0.72 | 1.87 | 1.54 | 0.74 | 1.77 | 0.94 | 3.75 | 2.52 |
| FeO | 0.95 | 3.36 | 6.32 | 6.13 | 5.30 | 3.42 | 3.05 | 4.28 | 0.22 | 5.07 | 5.85 | 1.28 | 5.87 | 0.31 | 5.86 | 4.51 |
| MnO | n.b. | 0.09 | n.b. | n.b. | n.b. | n.b. | 0.05 | n.b. | n.b. | n.b. | 0.10 | n.b. | 0.15 | 0.03 | n.b. | n.b. |
| MgO | 3.49 | 36.98 | 10.09 | 13.39 | 14.46 | 5.82 | 4.66 | 9.25 | 0.59 | 12.18 | 10.85 | 9.33 | 9.20 | 0.55 | 12.84 | 10.68 |
| CaO | 3.05 | 0.03 | 7.69 | 4.40 | 7.55 | 4.05 | 2.52 | 4.03 | 2.50 | 4.11 | 2.62 | 3.29 | 5.95 | 2.09 | 6.43 | 3.38 |
| Na ₂ O | 0.03 | — | 1.84 | 1.76 | 1.47 | 1.07 | 6.46 | 2.77 | 8.94 | 2.41 | 1.70 | 2.94 | 1.07 | 9.60 | 3.14 | 2.88 |
| K ₂ O | 1.16 | — | 0.43 | 1.85 | 0.66 | 5.88 | 2.36 | 3.20 | 0.98 | 2.45 | 4.86 | 3.90 | 3.71 | 0.73 | 0.69 | 3.39 |
| G.V. % | 1.00 | 12.12 | 1.80 | 4.22 | 1.94 | 4.79 | 1.44 | 3.75 | 1.68 | 3.05 | 3.55 | 3.61 | 5.54 | 1.20 | 1.71 | 1.62 |
| Summe | 99.69 | 99.28 | 99.20 | 98.87 | 99.05 | 100.41 | 98.62 | 99.58 | 99.00 | 99.81 | 98.62 | 100.51 | 99.01 | 98.81 | 101.56 | 100.97 |
| Be-Gehalt (in ppm) | 6.40 | 1.90 | 2.00 | 0.85 | 2.56 | 27.5 | 48.1 | 14.4 | 4.23 | 4.91 | 4.60 | 15.7 | 4.73 | 4.82 | 2.93 | 17.6 |

Tabelle 2: Probennummer, Serienzugehörigkeit und Gesteinsbezeichnungen von 16 chemisch analysierten Gesteinen aus der unmittelbaren Umgebung des Smaragdorkommens im Habachtal.

| Proben-Nr. | Serie | Gesteinsbezeichnung | Magmatisches Edukt Bezeichnung nach RITTMANN (1973) | Magmatisches Edukt Bezeichnung nach STRECKEISEN (1978) |
|------------|---------|--|---|--|
| 16 e | 3.2.4.5 | Biotit-Epidot-Plagioklas-Gneis | olivine-bearing alkali trachyte | alkali(-feldspar) trachyte |
| 37 | 3.2.2.1 | Antigorit-Serpentinit | peridotite | harzburgite |
| 66 | 3.2.4.2 | Amphibolit | olivine-bearing basalt | basalt |
| 67 | 3.2.4.2 | Biotit-Amphibolit | mela alkali trachyte | alkali(-feldspar) trachyte |
| 69 | 3.2.4.2 | Amphibolit | mela olivine andesite | basalt |
| 71 | 3.2.1.3 | Biotit-Muskovit-Schiefer (Scheelit-führend) | mela alkali quartz trachyte | quartz-alkali(-feldspar) trachyte |
| 102 | 3.2.4.5 | Biotit-Plagioklas-Gneis (Scheelit-führend) | olivine-bearing alkali trachyte | alkali(feldspar-) trachyte |
| 105 a | 3.2.1.2 | Amphibolgneis (Scheelit-führend) | mela alkali trachyte | alkali(-feldspar) trachyte |
| 105 g | 3.2.1.4 | Plagioklasgneis | leuco hawaiiite | andesite |
| 105 i | 3.2.1.6 | Plagioklas-Amphibolit | mela alkali quartz trachyte | quartz-alkali(-feldspar) trachyte |
| 105 j | 3.2.1.5 | Biotitblastenschiefer | mela alkali trachyte | quartz-alkali(-feldspar) trachyte |
| 105 k | 3.2.1.3 | Biotit-Muskovit-Schiefer (Scheelit-führend) | mela alkali quartz trachyte | quartz-alkali(-feldspar) trachyte |
| 105 l | 3.2.1.5 | Biotit-Chlorit-Prasinit | mela quartz trachyte | quartz trachyte |
| 108 | 3.2.1.4 | Plagioklasgneis | leuco hawaiiite | andesite |
| DSt 1 | 3.2.4.2 | Amphibolit | olivine andesite | basalt |
| DSt 7 | 3.2.4.5 | Biotit-Plagioklas-Gneis | mela latite | latite |

erkennt, daß sowohl aufgrund der nach RITTMANN (1973) wählbaren Bezeichnungen, als auch nach STRECKEISEN (1978), die analysierten Gesteine unter der Annahme vulkanogener Herkunft und isochemischer Metamorphose basaltische, andesitische, latitische und trachytische Zusammensetzung haben. Diese Abfolge von basischen bis hin zu intermediären Gesteinszusammensetzungen kommt auch in dem $K_2O + Na_2O$ gegen SiO_2 -Diagramm (Abb. 35) zum Ausdruck und läßt eine kontinuierliche magmatologische Entwicklung vermuten.

Der durchschnittliche BeO-Gehalt der Metamorphite liegt nach HÖRMANN (1969) zwischen 0,5 und 8 ppm, mit einem Mittelwert von 3,5 ppm. Aus 65 Beryllium-Analysen ergibt sich für die Gesteine der Leckbachscharte ein mittlerer Be-Gehalt von 18 ppm ($s = 24$). Dieser liegt mit 14,5 ppm über den von HÖRMANN (1969) angegebenen durchschnittlichen

Be-Gehalten für Metamorphite. Betrachtet man die Analysen der Leckbachscharte als repräsentativ, so ist der Bereich der Habachserie in diesem Teil des Untersuchungsgebietes insgesamt durch eine positive Beryllium-Anomalie gekennzeichnet. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen BÜHLING et al. (1979). Greift man nur diejenigen Gesteine heraus, die aus geochemischen Gründen und aufgrund ihrer Gefügemerkmale als Metavulkanite einzustufen sind, dann zeigt Tabelle 1, daß auch ein Teil der alkalitrachytischen Gesteine durch deutlich erhöhte Be-Gehalte, hier bis zu rund 50 ppm gekennzeichnet sind. Die metapelitischen Gesteine weisen dagegen nur geringe Be-Gehalte zwischen 0,5 und 3,5 ppm auf. Ein alkalitrachytischer Vulkanismus könnte daher einer der Hauptlieferanten für das Beryllium gewesen sein, aus dem im Zuge der Polymetamorphose die Smaragde und die anderen Be-Minerale gebildet wurden. Spezielle Untersuchungen zur Ge-

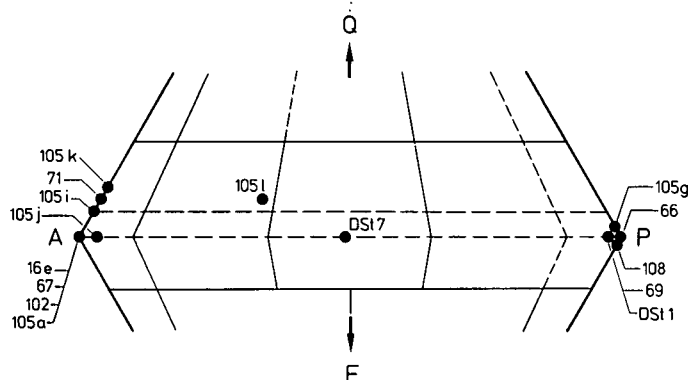


Abb. 34: QAPF-Diagramm (nach STRECKEISEN, 1978) mit den darstellenden Punkten für 15 Gesteine aus der unmittelbaren Umgebung des Smaragdorkommens im Habachtal. Die QAPF- bzw. APF-Werte wurden aus den chemischen Analysen nach der RITTMANN-Norm („volcanic facies“) berechnet.

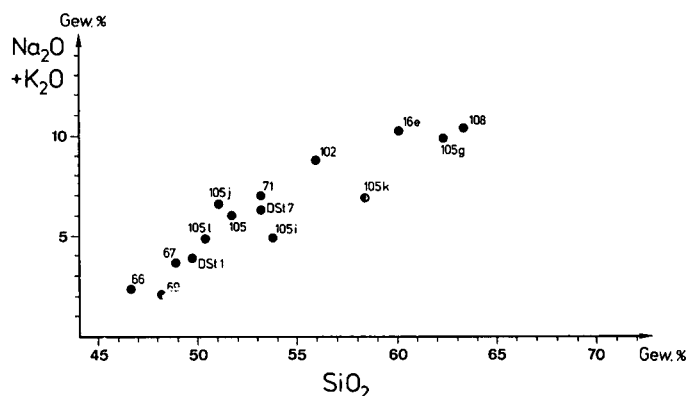


Abb. 35: Alkali-Gehalt in Abhängigkeit vom SiO_2 -Gehalt von 15 Gesteinen (wahrscheinlich vulkanogener Herkunft) aus der unmittelbaren Umgebung des Smaragdorkommens im Habachtal.

nese der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte werden von GRUNDMANN (in Vorb.) fortgesetzt.

7. Schlußbemerkungen

Durch die Kartierung konnte nachgewiesen werden, daß der Gesteinsaufbau im Bereich der Leckbachscharte und des Leckbachgrabens asymmetrisch ist. Diese Asymmetrie wird auch durch die Verteilung der Beryll- bzw. Smaragd-Führung und die Turmalin-Führung nachgezeichnet. Die reichsten Beryllium-Mineralisationen sind an die Randbereiche der mit der Granatglimmerschieferserie verzahnten Amphibolitserie gebunden. Diese Serien liegen an der SE-Flanke der Leckbachscharte und des Leckbachgrabens. Die wichtigsten Trägergesteine für die Smaragde sind Biotitschiefer, Aktinolithschiefer, Tremolitschiefer, Chloritschiefer und Talkschiefer. Diese Gesteine sind durch einen metasomatischen Stoffaustausch („blackwall-zoning“, BRADY, 1977) zwischen den Serpentiniten und den Gesteinen der Granatglimmerschiefer- und Amphibolitserie entstanden. Der Smaragdbergbau beschränkte sich dementsprechend auf diese Kontaktzone und somit auf den SE-Bereich des oberen Leckbachgrabens.

Geochemische Untersuchungen zeigten, daß vor allem die Gesteine mit alkalitrachytischer Zusammensetzung innerhalb der Bändergneisserie und der Amphibolitserie durch erhöhte Beryllium-Gehalte ausgezeichnet sind. Diese Gesteine, die der Habachserie angehören, können als mögliche primäre Be-Träger angesehen werden. Zu klären bleibt die Frage nach dem Mechanismus, der zur lokalen Konzentration des Berylliums und damit zur Bildung der Smaragde, Phenakite und Crysoberyll in den Gesteinen der Serpentin-Talkschieferserie geführt hat. Spezielle Untersuchungen hierzu laufen derzeit.

Für den Bereich der Leckbachrinne ist auch das Auftreten von Scheelit, Chalkopyrit, Molybdänit und Pyrit in lokal konzentrierten Mineralisationen kennzeichnend. Mit dieser Paragenese ergeben sich Analogien zur 8 km entfernten Scheelit-Lagerstätte Felbertal südlich Mittersill (HÖLL, 1975). Nach MAUCHER (1965), MAUCHER & HÖLL (1968) und HÖLL (1970, 1975) ist die Lagerstätte Felbertal und andere ähnliche Scheelit-Vorkommen in den Ostalpen der sog. Hg-Sb-W-Formation zuzuordnen. Für die Lagerstätte Felbertal vermutet HÖLL (1975), daß sialisch-palینگene Magmen Lieferanten für die Wertelemente waren.

Aufgrund der mikroskopisch-petrographischen Untersuchungen konnten in den Gesteinen des Gebietes zwischen Habachtal und Hollersbachtal zwei thermische Ereignisse (Kr_1 und Kr_2) und fünf Deformationen (Fm_1 bis Fm_5) abgeleitet werden. Die letzten drei Formungsakte und die damit verbundene Kristallisation (Kr_2) sind der alpidischen Regionalmetamorphose (= Tauernkristallisation nach SANDER, 1911, 1921) zuzuordnen. Das Alter der älteren Kristallisation (Kr_1) und die Formungen Fm_1 und Fm_2 sind möglicherweise herzynisch. Während dieses Zeitechnittes sproßte z. T. mehrere cm großer Andalusit mit eindeutig chistolithischem Gefüge. Der Andalusit wurde während der zweiten Metamorphose (Kr_2) muskovitisiert. Es ist fraglich, ob dieser Andalusit im Laufe einer herzynischen Regional- oder Kontaktmetamorphose sproßte. Wird eine kontaktmetamorphe Bildung angenommen, so kommen als Wärmespende nur die granitischen Edukte der Augen- und Flasergneisserie in Betracht. Dies setzt herzynisch autochthone Verbandsverhältnisse zwischen der tektonisch-lithologischen Einheit der Unteren Schieferhülle (Habachserie) und dem Gesteinsmassiv der Habachzunge voraus. Im Untersuchungsgebiet konnten aber keine überzeugenden Hin-

weise für einen solchen magmatischen Primärkontakt gefunden werden. Wird ein alpidischer Deckenbau mit entsprechenden Transportweiten vorausgesetzt, so ist das Auftreten des Andalusites als reliktsch erhaltene, transportierte Kontaktmetamorphose mindestens herzynischen Alters zu sehen. Die häufige Kristallisation von stark zonierten Almadin-reichen Granat-Porphroblasten mit deutlich mehrfacher syndeformativer Anlagerung im Innern und in der Umgebung der Andalusite spricht eher für eine regionalmetamorphe herzynische Bildung. Die Kristallisation von mehrere cm großen Chistolith-Aggregaten während einer Regionalmetamorphose erscheint recht ungewöhnlich. Allerdings sind Chistolith-Metablasten vergleichbarer Größe aus den regionalmetamorphen Andalusitschiefern der „Worcester Formation“ (New England, USA) bekannt (F. SPEAR, Boston, mündl. Mitteilung).

Danksagung

Herrn Rechtsanwalt K. GAAB (München) danken wir insbesondere für die Benutzung der Goldschmidthütte, wodurch während der mehrmonatigen Geländeaufenthalte eine detaillierte Bearbeitung des Vorkommens erst möglich wurde. Für die vielseitige Unterstützung der Geländearbeiten im Gebiet des Habachtales sind wir den Herren S. BERGER, F. BLAIKNER, H. HAMMERLE und F. SIEDER zu Dank verpflichtet. Gleichermaßen danken wir den Herren Dr. D. ACKERMAND (Kiel) und Dr. F. KOLLER (Wien) für Mikrosondenanaly-

8. Literaturverzeichnis

- ACKERMAND, D. & MORTEANI, G.: Der Chemismus der Granate, Chlorite, Biotite und Turmaline in den Steinkogelschiefern (Land Salzburg, Österreich). Ein Beitrag zur geologischen Geschichte des Mittelostalpins. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **154**, 3, 367–385, Stuttgart 1977.
- ALTHAUS, E.: The triple point andalusit-sillimanite-kyanite. — Contr. Mineral. Petrol., **16**, 29–44, Berlin–Heidelberg–New York 1967.
- BESANG, Cl., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P. & WENDT, J.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). — Geol. Jb., **86**, 835–844, Hannover 1968.
- BRADY, J. B.: Metasomatic zones in metamorphic rocks. — Geochim. et Cosmochim. Acta, **41**, 113–125, Oxford 1977.
- BRÜHL, H.-K.: Boudinage in den Ardennen und in der Nordeifel als Ergebnis der inneren Deformation. — Geol. Mitt., **8**, 263–308, Aachen 1969.
- BÜHLING, A., CARL, Cl., HERR, W. & NEY, P.: Investigations on the geochemistry and biochemistry of beryllium and other trace elements in the Hohe Tauern. — III. International Symposium on the Mineral Deposits of the Alps, Vortrag 5. 10. 1977, (als Zusammenfassung vervielfältigt), S. 40–41, Leoben 1977.
- CARDOSO, J.: Zeit- und Schichtgebundenheit des Berylliums im Paläozoikum der Ostalpen und dessen Beziehungen zu Wolfram (Scheelit). — Inaug.-Diss., Univ. München, 45 S., München 1973.
- CHATTERJEE, N. D.: Margarite stability and compatibility relations in the system $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ as a pressure-temperature indikator. — Americ. Mineral., **61**, 699–709, Washington D.C.
- CHEN, T. T., KIRCHNER, E. & PAAR, W.: Friedrichite, $Cu_5Pb_5Bi_7S_{18}$, a new member of the aikinite-bismuthinite-series, Canad. Mineral., **16**, 127–130, Montreal 1978.
- CORNELIUS, H. P.: Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge. — Ber. R.-A. f. Bodenf., **1944**, 25–31, Wien 1944.
- EVANS, B. W., JOHANNES, W., OTERDOOM, H. & TROMMSDORFF, V.: Stability of Chrysotile and Antigorite in the Serpentine Multisystem. — SMPM, **56**, 79–93, Zürich 1976.
- FERSMAN, A. E.: Geochemische Migration der Elemente. — Abh. prakt. Geol. u. Bergw., **18**, 1, 74–116, Halle 1929.
- FRANK, W.: Geologie der Glocknergruppe in „Neue Forschungen im Umkreis der Glocknergruppe“. — Wiss. Alpenvereinsh., 97–106, Innsbruck 1969.

- GALLAGHER, M. J. & HAWKES, J. R.: Beryllium minerals from Rhodesia and Uganda. – Bull. Geol. Surv. Great Britain, **25**, 59–75, London 1966.
- GRUNDMANN, G.: Geologisch-petrologische Untersuchung der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal (Land Salzburg, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arbeit, FB 16, Techn. Univ. Berlin, Textband u. Anlagenband, 315 S., 113 Abb., 10 Tab., Taf. 1–10, Berlin 1979.
- GRUNDMANN, G.: Polymetamorphose und Abschätzung der Bildungsbedingungen der Smaragd-führenden Gesteinsserien der Leckbachscharte, Habachtal, Österreich. – Fortschr. Miner., **58**, 1, 39–41, Stuttgart 1980.
- GRUNDMANN, Die Einschlüsse der Beryllite und Phenakite des Smaragd-vorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). – Der Karinthin, **84**, 227–237, Salzburg 1981.
- GRUNDMANN, G. & KOLLER, F.: Die Aeschnyne und ihr Zonarbau aus Beryllium-Mineralparagenesen des Smaragd-vorkommens an der Leckbachscharte im Habachtal, Land Salzburg (Österreich). – N. Jb. Miner. Abh., **135**, 1, 36–47, Stuttgart 1979.
- GÜRKAN, A.: Geochemische Untersuchungen an basischen und ultrabasischen Metamorphiten im Bereich der Leckbachrinne (Habachtal – Hohe Tauern). – Unveröff. Dipl.-Arbeit, math.-naturw. Fak., Univ. Köln, 134 S., Köln 1972.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachungen (Oberpinzgau, Salzburg). – Jb. Geol. B.-A. Wien, **96**, 143–192, Wien 1953.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 223–472, Wien 1958.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Exkursion I/2: Mittlere Hohe Tauern (Epibis mesozonales Kristallin aus Altkristallin bis Mesozoikum, Per-trogenese, Seriengliederung und Tektonik). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, H. 1, 17–31, Wien 1964.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Der Aufschluß, Sonderheft **15**, 30–58, Heidelberg 1966.
- FRIEDRICHSEN, H. & MORTEANI, G.: Oxygen and Hydrogen Isotope Studies on Minerals From Alpine Fissures and Their Gneissic Host Rocks, Western Tauern Window (Austria). – Contrib. Mineral. Petrol., **70**, 149–152, Berlin-Heidelberg-New York 1979.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977** (11), 675–696, Stuttgart 1977.
- FRISCHHOLZ, J.: Über den Salzburger Smaragd. – N. Jb. Berg- und Hüttenk., hrsg. v. K. E. Freih. von MOLL, **4**, 382–385, Nürnberg 1821.
- HAMMER, W.: Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. – Jb. Geol. B.-A. Wien, **85**, 1–19, Wien 1935.
- HOEFS, J. & MORTEANI, G.: The carbon isotopic composition of fluid inclusions in Alpine fissure quartzes from the western Tauern Window (Tyrol, Austria). – N. Jb. Miner. Mh. **1979**, 3, 123–134, Stuttgart 1979.
- HÖLL, R.: Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg/Österreich. – Chemie d. Erde, **28**, 185–203, Jena 1970.
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl. Abh. N. F., **157**, 114 S., München 1975.
- HÖRMANN, P. K.: Beryllium. – Section 4 in Handbook of Geochemistry, Vol. II/1 – Berlin-Heidelberg-New York: Springer Verlag 1969, 4-B to 4-O.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H.: Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **54**, 2–3, 769–788, Zürich 1974.
- HOLDAWAY, M. J.: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. – Amer. Journ. Sci., **271**, 97–131, New Haven 1971.
- HOSCHEK, G.: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. – Contr. Mineral. Petrol., **14**, 123–162, Berlin-Heidelberg-New York 1967.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskovit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenediger-Bereich. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **13**, 251–272, Wien 1969.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. Ein Beitrag zur Altersfrage der zentralen granitischen Massen in den Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 1–192, Wien 1959.
- KARL, F.: Aufnahmen 1954 auf Blatt Krimml (151) und Großglockner (152). – Vh. Geol. B.-A. **1955**, 39–43, Wien 1954.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Exkursion I/1: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich (Stoffbestand, Alter und Tektonik der zentralen Granite und der Schieferhüllgesteine im weiteren Bereich des Großvenedigers). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, H. 1, 1–15, Wien 1964.
- KÖLBL, L.: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl. Abt. 1, **141**, 39 S., Wien 1932.
- KOENIGSBERGER, J.: Versuch einer Einteilung der ostalpinen Mineralagerstätten. – Z. Krist., **52**, 151–174, Leipzig und Berlin 1913.
- KOLLER, F.: Mineralvorkommen im Habachtal. – Lapis, **3**, H. 7 & 8, 39–45, München 1978.
- KOLLER, F. & RICHTER, W.: Rodingites in ultramafic rocks of the Eastern Alps. – Ofioliti, **5**, 1, 73–78, Bologna 1980.
- KOLLER, F., WEINKE, H. H. & KLUGER, F.: Metasomatosevorgänge am Rand von Ultrabasiten der Habachserie (Tauernfenster). – Fortschr. Miner., **58**, 1, 74–75, Stuttgart 1980.
- KREUZER, H., HARRE, W., MÜLLER, P., RAASE, P. & RAITH, M.: K/Ar mineral ages for the Venediger Area and the eastern Zillertal Alps (Hohe Tauern). – SPP der DFG: „Geodynamik des mediterranen Raumes“, Colloquium 9. 10. 1973, (als Ms. Vervielf.) München/Salzburg 1973.
- KREUZER, H., MORTEANI, G. & ROEDER, D.: Geodynamic Evolution of the Eastern Alps along a Geotraverse. – In: CLOSS, H., v. GEHLEN, K., ILLIES, H., KUNTZ, E., NEUMANN, J. & SEIBOLD, E. (ed.): Mobile Earth, International Geodynamics Project. – Final Report of the Federal Republic of Germany, 51–64, Boppard (Harald Bold Verlag) 1980.
- LAHUSEN, L.: Schicht- und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zonobervererzungen in Kärnten und Osttirol/Österreich. – Mineral. Deposita, **7**, 31–60, Berlin-Heidelberg-New York 1972.
- LEITMEIER, H.: Das Smaragd-vorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. – Z. f. Krist. Miner. u. Petrogr. Abt. B, Min. u. petrogr. Mitt., **49**, H. 4 und 5, 245–368, Wien 1937.
- LEITMEIER, H.: Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentral-Granitgneise der Hohen Tauern. – Tschermaks Min. u. Petrogr. Mitt., **53**, 271–329, Wien 1942.
- LIPOLD, M. V.: Bericht über das Vorkommen von Smaragden im Habachthale des Ober-Pinzgaues im Salzburgischen. – Sitzber. vom 15. 12. 1863, in: Verh. K. K. geol. Reichsanst., Jb. K. K. geol. Reichsanst. Wien, **13**, H. 4, 147–148, Wien 1863.
- LUCKSCHEITER, B. & MORTEANI, G.: Microthermometrical and chemical studies of fluid inclusions in minerals from Alpine veins from the penninic rocks of the central and western Tauern Window (Austria/Italy). – Lithos, **13**, 61–77, Oslo 1980.
- MAUCHER, A.: Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. – Freiburger Forschungsh., C **186**, 173–188, Freiberg 1965.
- MAUCHER, A. & HÖLL, R.: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonit-Lagerstätte von Schlaining im Burgenland, Österreich. – Mineral. Deposita, **3**, 272–285, Berlin-Heidelberg-New York 1968.
- MORTEANI, G.: Excursion B 9, Petrology of the Tauern Window, Austrian Alps. – Fortschr. Miner., **52**, 1, Excursion Guidebook, 195–220, Stuttgart 1974.
- MORTEANI, G. & RAASE, P.: Metamorphic plagioclase crystallization and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the western Tauernfenster, eastern Alps. – Lithos., **7**, 101–111, Oslo 1974.
- MORTEANI, G. & GRUNDMANN, G.: The emerald porphyroblasts in the penninic rocks of the central Tauern Window. – N. Jb. Miner. Mh., **1977**, 11, 509–516, Stuttgart 1977.
- MÜLLER, W.: Exposé über die beabsichtigten Arbeiten der Deutsch-Österreichischen Edelsteinbergwerksgesellschaft n. b.

- R. zu München 1929. – zitiert in LEITMEIER, H.: Das Smaragd-vorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. – Z. f. Krist. Miner. u. Petrogr. Abt. B, Miner. u. petrogr. Mitt., **49**, H. 4 u. 5, 245–368, Wien 1937.
- NIEDERMAYR, G.: Berylliumminerale aus dem Pinzgau. – Lapis, **3**, H. 7 u. 8, 60–62, München 1978.
- NIEDERMAYR, G. & KONTRUS, K.: Neue Funde von Phenakit, Bertrandit und Chrysoberyll aus Salzburg, Österreich, und über die Verbreitung von Be-Mineralfundstellen in den Ostalpen. – Ann. Naturhist. Museum Wien, **77**, 7–13, Wien 1973.
- NIEDERMAYR, G., KIRCHNER, E., KOLLER, F. & VETTERS, W.: Über einige Mineralfunde aus den Hohen Tauern. – Ann. Naturhist. Museum Wien, **80**, 57–66, Wien 1976.
- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. & PARKER, R. L.: Die Mineralien der Schweizer Alpen. – 1. Aufl. – Basel: B. Wepf & Co. 1940, 2 Bände 661 S., 251 Abb., 21 Taf.
- OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. St., BAADSGARD, H. & SIMONS, H. G.: Potassium-argon age studies across the south-east margin of the Tauern Window, the Eastern Alps. – Verh. Geol. B.-A. Wien, **1966**, 17–30, Wien 1966.
- PAAR, W. H., CHEN, T. T. & MEIXNER, H.: Pb-Bi-(Cu)-Sulfosalze in paläozoischen Gneissen und Schists von Oberpinzgau, Salzburg Province, Austria. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **27**, 1–16, Wien 1980.
- PETERS, K. F.: Brief von Herrn KARL F. PETERS an Herrn G. ROSE, Wien, den 10. Mai 1862. – in Z. Dt. Geol. Ges., **14**, H. 2, 248–250, Berlin 1862.
- RAITH, M., RAASE, D., KREUZER, H. & MÜLLER, D.: The Age of the Alpidic Metamorphism in the Western Tauern Window, Austrian Alps, according to Radiometric Dating. – in CLOOS, H., ROEDER, D. H., SCHMIDT, K. (Ed.): „Alps, Apennines, Hellenides“, Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. **38**, 140–148, Stuttgart 1978.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C. & BELL, P. M.: Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminium silicate triple point. – Americ. Journ. Sci., **267**, 259–272, New Haven 1969.
- RITTMANN, A.: Stable mineral assemblages of igneous rocks. A method of calculation. – XIV. – Berlin-Heidelberg-New York: Springer 1973, 262 S.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (1. Bericht). – Denkschr. d. mathem.-naturwiss. Kl. d. K. Akad. d. Wiss. Wien, **82**, 257–320, Wien 1911.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (2. Bericht). – Jb. Geol. B.-A. Wien, **70**, 273–296, Wien 1921.
- SATIR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **30**, 1–84, Padova 1975.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Übersicht der Venediger-Gruppe (nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. KARL und O. SCHMIDEGG). – Verh. Geol. B.-A. Wien, **1961**, H. 1, 35–56, Wien 1961.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A. Wien, **33**, 1–124, Wien 1979.
- SCHROLL, K. M.: Grundriß einer Salzburgerischen Mineralogie, oder kurzgefaßte systematische Anzeige der bis jetzt bekannten Mineralien des Fürstenthums und Erzstifts Salzburg. – Jb. Berg- und Hüttenk., hrsg. v. K. E. Freih. von MOLL, **1**, 95–196, Salzburg 1797.
- STRECKEISEN, A. unter IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – N. Jb. Miner. Mh., **1973**, 149–164, Stuttgart 1973.
- STRECKEISEN, A. unter IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks, Recommendations and Suggestions. – N. Jb. Miner. Abh., **134**, 1, 1–14, Stuttgart 1978.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – Habil.-Schr., Techn. Univ. Berlin, 206 S., Berlin 1969.
- WEINSCHENK, E.: Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. – Z. Krist., **26**, 337–508, Leipzig und Berlin 1896.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks, – Fifth Edition. – New York-Heidelberg-Berlin: Springer 1979, 348 S.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. August 1981.