

Exkursionen E1, E2, N1 und N2: HISTORISCHE KUPFERLAGERSTÄTTE "HOCHFELD" UND EPIDOT- FUNDSTELLE "KNAPPENWAND", UNTERSULZBACHTAL

SEEMANN*, R., KOLLER**, F., GRUNDMANN***, G., BRANDSTÄTTER*, F.,
STEININGER****, H.

- * Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien
- ** Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl-Luegering 1, A-1010 Wien
- *** Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching
- **** Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Operngasse 21, A-1040 Wien

EINLEITUNG UND GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Im Rahmen des Forschungsprojektes Knappenwand der Mineralogisch-Petrographischen Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien (SEEMANN 1987) werden einerseits Epidot und Kluftmineralvergesellschaftung der weltbekannten Fundstelle "Knappenwand" und andererseits die Erzparagenesen des eng benachbarten historischen Kupferbergbaues "Hochfeld" erfaßt. Darüber hinaus wird auch die gesamte umrahmende Gesteinsserie behandelt, um über deren Herkunft, Entstehungsbedingungen und Metamorphoseentwicklung bessere Aussagen machen zu können.

Die Gesteine sind Inhalt der sogenannten "Knappenwandmulde" (FRASL, 1953), die sich als Anteil der Habachformation (FRASL & FRANK, 1966), am Nordrand des Tauernfensters befindet (Abb. 1). Die oft im engsten Bereich stark variierenden Gesteinsabfolgen weisen im Abschnitt des Untersulzbachtales eine Gesamt-Schichtmächtigkeit von ca. 500 - 700 m auf.

Nach Grundlagen unter anderem von FRASL (1958), FRASL & FRANK (1966), HÖLL (1975) sowie nach petrographischen, geochemischen und geochronologischen Daten von STEYRER (1982), PESTAL (1983) und QUADT (1985) ist man zur Auffassung gelangt, daß ein Großteil der Habachformation in diesem Abschnitt als Relikt eines altpaläozoischen "Inselbogen-Vulkanismus" mit einer Vielfalt an basischen, intermediären bis sauren Vulkaniten anzusehen ist. Damit in Wechsellagerung werden marin bis terrestrisch beeinflusste Sedimente, beziehungsweise Vulkanite und Tuffe in Kontinentalrandbereichen angenommen.

Im Ablauf von möglicherweise zwei Metamorphosezyklen (variszisch?, alpidisch) erfolgte eine Umwandlung des ursprünglichen Gesteinsbestandes: Einerseits in Prasinite und helle, albitreiche Lagen mit allen möglichen Übergängen, andererseits in diverse, zum Teil albitreiche Gneise bis Quarzite und zwischengeschaltete, meist geringmächtige Amphibol-, Chlorit- und Biotitschiefer (SEEMANN & KOLLER, 1988). Gelegentlich treten dabei linsige, meist schichtgebundene Quarz- und in geringem Umfang auch Epidotmobilisate auf. In den basischen bis metabasischen Lagen, bevorzugt in Biotit-Chloritschiefern, treten Vererzungen auf, die in historischer Zeit vorwiegend auf Kupfer abgebaut wurden (SEEMANN & BRANDSTÄTTER, 1987). Durch die Nordverschiebung des Tauernkomplexes, im Rahmen der alpidischen Orogenese, ergab sich unter anderem eine starke N-S-Einengung an der Stirnfront und starke tektonische Beanspruchungen.

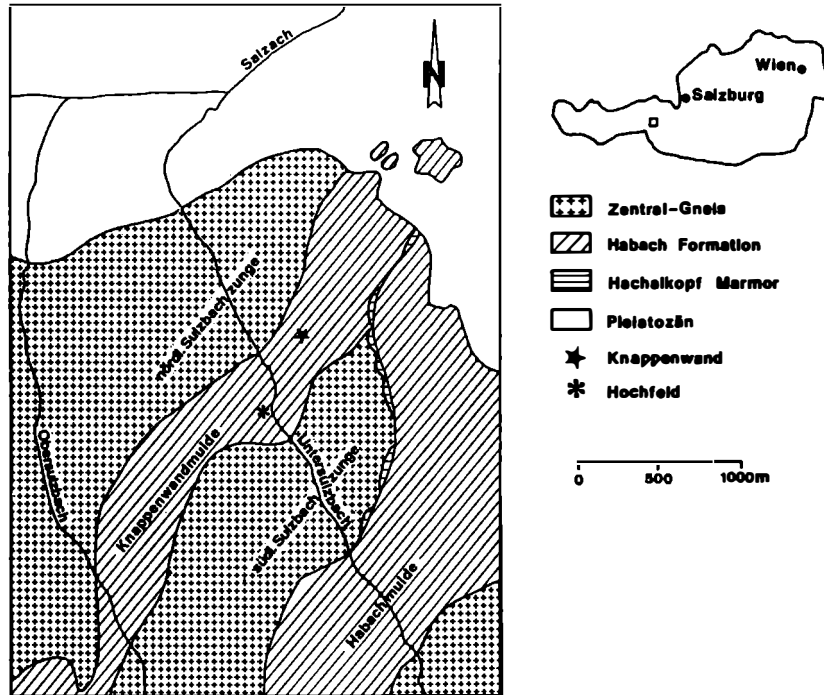


Abb. 1: Schematische und vereinfachte topographische und geologische Karte der Habachformation im Bereich zwischen dem vorderen Habachtal und Obersulzbachtal. Nach FRASL (1953), STEYRER (1983) und SEEMANN & KOLLER (1988).

Dabei erfolgte an der Aufwölbung der "Krimmler Gneiswalze" die Einschuppung der "Knappenwandmulde" in den Zentralgneis. Die im Aufschlußbereich annähernd senkrecht stehenden, beziehungsweise leicht nach N überkippten Gesteinsschichten streichen etwa NE-SW und trennen die nördliche von der südlichen "Sulzbachzunge", beide, nach FRASL (1953), Anteile der Zentralgneismasse (Abb. 2). Der dabei in dieser Zone erreichte Metamorphosegrad entspricht unter anderem nach STEYRER (1982) der Grünschieferfazies (450 - 500 °C, 2-5 kb).

BESCHREIBUNG DER GESTEINSABFOLGEN IM EXKURSIONSBEREICH

In der nachfolgenden Beschreibung werden alle Grüngesteine, vermutlich von basischen oder intermediären Magmatiten abstammend, und alle sauren, gneis-ähnlichen Gesteine sowie alle Metasedimente in Gruppen zusammengefaßt.

1) Grüngesteine: Grünschiefer, Prasinite bis Amphibolite mit stark variierender mineralogischer Zusammensetzung. Als Hauptgemengteile, mit allen möglichen Übergängen, sind Amphibole (Aktinolith bis Hornblende), Feldspat (überwiegend Albit), Chlorit und Epidot/Klinozoisit sowie Biotit, Quarz, almandinreicher Granat und Titanit festzustellen. Das Gefüge ist je nach Ausgangsmaterial, Mineralzusammensetzung und Tektonik fein geschiefert bis massig dicht oder in seltenen Fällen fast ungeschiefert körnig. Folgende Gruppenuntergliederungen wurden durchgeführt:

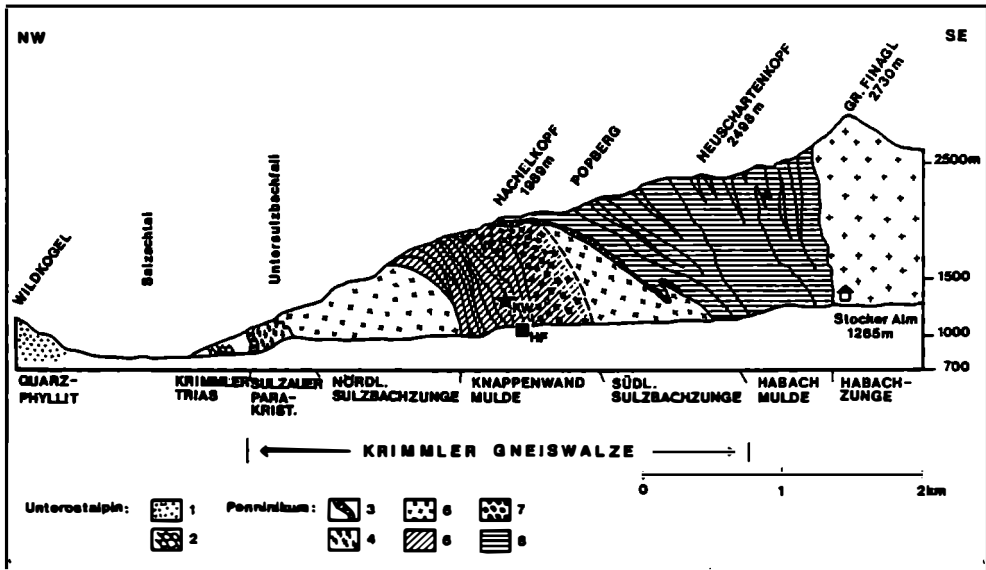


Abb. 2: Schematisierter Längsschnitt (ca. NW-SE) durch das vordere Untersulzbachtal (nach FRASL (1953) und STEYRER (1983)). Legende: Unteroostalpin: 1= Quarzphyllit; 2= Krimmler Trias und Begleitgesteine. Penninikum: 3= Hachelkopfmarmor; 4= diverse Paragneise bzw. Porphyrmaterialschiefer des "Sulzauer Parakristallins"; 5= Granitgneise, Flasergneise (Anteil der Zentralgneismasse); 6= diverse Gneise, Schiefer, Amphibolite, Quarzite der "Knappenwandmulde"; 7= Knappenwandgneis, Schiefer, Amphibolite, Quarzite der "Habachmulde".

1a) Amphibolschiefer: feinkörnige, dünngeschichtete, meist mit stark wechselndem Lagenbau, zum Teil sind die einzelnen Schichten auch flaserig oder schlierig ineinander verzahnt. Nur gelegentlich sind Einschlüsse von tektonisch stark deformierten Formrelikten alter mafischer Komponenten oder Plagioklase zu beobachten. Daneben sind auch linsige Anreicherungen von neugebildetem Quarz oder Albit vorhanden. In tektonisch aktiven Zonen neigen die Amphibolschiefer zu markanten Verformungen und einer intensiven Feinfältelung. Der häufigste Mineralbestand ist Amphibol, Albit, Chlorit, Biotit, Epidot und Quarz. Als Erzphasen sind, oft lokal angereichert, Magnetit, Ilmenit, Pyrit und Chalkopyrit festzustellen.

1b) Amphibolschiefer mit makroskopischen Formrelikten: In einer nicht mehr so gleichmäßig feinkörnigen und dünnenschichtigen Matrix sind zahlreiche, auffallend große Amphibol- und Plagioklasformrelikte eingestreut, diese können zum Teil lagig angereichert sein. Die Amphibole sind im Durchschnitt bis 5 mm groß, die Plagioklasrelikte sind üblicherweise etwas kleiner. Allfällige Inerengefüge der Formrelikte sind diskordant zur vorliegenden Schieferung. Die formreliktreichen Amphibolschiefer treten gelegentlich als geringmächtige Bankungen in den feinkörnigen Amphibolschieferlagen auf. Im Bereich der Knappenwand sind sie vor allem in der Langwinkel-Abfolge (SEEMANN & KOLLER, 1988) zu beobachten. Der Mineralbestand unterscheidet sich von den feinkörnigen Amphibolschiefern durch einen höheren Anteil an Amphibol, die Plagioklase sind im Kern stark mit Epidot gefüllt und besitzen einen Albit-Anwachsraum. Weiters findet man noch Epidot, Chlorit und Erz. Biotit und Quarz sind relativ selten.

1c) Massige Amphibolite: Diese weisen eine annähernd isogranulare Struktur auf, Schieferung oder Lagenbau sind nicht zu beobachten. Textuell entsprechen sie Gabbroamphiboliten (SEEMANN & KOLLER, 1988; HÖCK et al., 1982; STEYRER, 1982, 1983; STEYRER & HÖCK, 1985) und kommen nur im Hangendanteil der Abfolge (Pochergrabenabfolge nach SEEMANN & KOLLER, 1988) vor. Der Mineralbestand dieses mittelkörnigen Gesteins besteht überwiegend aus Amphibol und Albit, daneben finden sich noch geringe Gehalte an Chlorit, Epidot und Biotit.

1d) Epidotamphibolit: Diese bilden zumeist geringmächtige, lagige oder linsige Körper. Nur in Ausnahmefällen (Epidotfundstelle, Blauwandabfolge nach SEEMANN & KOLLER, 1988) werden Dimensionen von 30 m Höhe und 10 m Breite erreicht. Das Gestein ist sehr feinkörnig und kompakt. Nur undeutlich sind primäre Schichtungen festzustellen. Markante Schichtungen sind meist tektonischen Ursprungs (Scherungs-zonen). Dazwischen sind an charakteristischen Positionen die kluffmineralführenden alpinen Zerrklüfte angelegt. Der typische Epidotamphibolit besteht aus einer feinverfilzten Grundmatrix mit unterschiedlichen Gehalten an Epidot und Amphibol, wobei der Epidot meist wolzig angereichert ist. Daneben findet man häufig linsige und lagige Anreicherungen mit wechselnden Gehalten von Albit, Granat und Quarz. Auffällig sind, meist diskordante, junge Mobilisate von Epidot, Quarz und Calcit. Als Erzphasen sind geringe Mengen von Pyrit und Magnetit zu beobachten.

2) Helle, quarzreiche Gneise: In dieser Gruppe sind vor allem alle Metarhyolithe und möglichen sauren Intrusiva zusammengefaßt.

2a) Albitgneise: Hier sind diverse fein- bis mittelkörnige Augen- bis Flasergneise mit variabler mineralogischer Zusammensetzung zusammengefaßt. Die Variation reicht von intermediären bis stark sauren, teilweise quarzreichen Gneisen. Mit Ausnahme einiger kalifeldspatführender Flasergneisen in der Langwinkelabfolge (SEEMANN & KOLLER, 1988) ist eine generelle Albitdominanz festzustellen, als Extremfall sind dünnlagige Albitschiefer ("Albitite") aus der Blauwandabfolge anzuführen. Als Nebengemengteile sind Biotit, Amphibol, Chlorit, Epidot sowie selten Granat und Muskovit charakteristisch. Die Feldspatformrelikte sind stark gefüllt und geben wichtige Argumente für eine Einstufung als Orthogneis. Mit Ausnahme der Schiefergneise sind die Gneiskörper sehr mächtig, aber in ihrer Schichtbreite stark schwankende Lagen und bilden manchmal auch nur isolierte linsige Körper.

2b) Knappenwandgneis: Der Knappenwandgneis ist ein grauer porphyrischer Gneis und bildet kompakte und meist sehr mächtige Schichtpakete, deren Vorkommen auf die Pochergrabenabfolge beschränkt ist (SEEMANN & KOLLER, 1988). STEYRER (1982, 1983) interpretiert den Knappenwandgneis als Metarhyolith bis -dazit, SEEMANN & KOLLER (1988) lassen diese Frage offen. Die chemische Zusammensetzung weist einen relativ breiten Streubereich auf (SEEMANN & KOLLER, 1988; STEYRER, 1982, 1983). Der Knappenwandgneis ist durch eine hell- bis dunkelgraue Matrix gekennzeichnet, die vorwiegend aus Biotit, Hellglimmer, Albit und Quarz besteht. Auch hier findet man gefüllte alte Plagioklase mit dünnem albitischen Anwachsraum. In dieser Grundmasse eingebettet schwimmen bis 2 cm große, meist idiomorph ausgebildete Kalifeldspatkristalle. Lokal kann man in diesen massigen Komplexen eine undeutliche Schichtung erkennen, Regelungen und Schieferungen sind nur an den Schichtgrenzen oder in tektonisch aktiven Zonen zu beobachten.

3) Metamorphe Sedimentabfolgen: Diese Gesteine sind in enger Wechselfolge mit den oben genannten Gruppen anzutreffen, teilweise sind auch geringmächtige Einschaltungen von Tuffen und Tuffiten sehr typisch für diese Gesteinsgruppe.

3a) Hellglimmergneise bis Muskovitquarzite: Diese stark geschieferten, quarzischen Hellglimmergneise treten ausschließlich in der Hangenden Pochergrabenabfolge auf und wurden von SEEMANN & KOLLER (1988) als "Weißschiefer" bezeichnet. In mächtigen Lagen sind sie vor allem in der Nähe oder im Kontaktbereich des "Knappenwandgneises" zu beobachten. Weiters bilden sie häufig die Nachbargesteine der Erzschieferfolge. Diese Gesteine sind durch ein tektonisch stark beanspruchtes Gefüge aus phengitischen Hellglimmern, teilweise zerscherten alten Plagioklasen und viel Quarz charakterisiert.

3b) Blotit-Chloritschiefer: Diese treten vorwiegend in Form geringmächtiger und tektonisch stark beanspruchter Lagen in feinkörnigen Albitgneisen der Blauwandl-abfolge (SEEMANN & KOLLER, 1988) auf. Das Gestein besteht hauptsächlich aus dunkelgrünem Chlorit (Ripidolith) und variablen Gehalten an Biotit. Neben quarzreichen Lagen findet man auch lokale Anreicherungen von almandinbetontem Granat mit Porphyroblasten bis 3 cm Größe. Untergeordnet sind inhomogen verteilter Albit, Quarz und Epidot. Diese Chlorit-Biotitschiefer sind Trägergestein für die historisch zum Teil abgebaute Kupfervererzung "Hochfeld". Die wichtigsten Erzminerale sind Chalkopyrit, Pyrit und Pyrrhotin, sowie Sphalerit, Galenit und Magnetit. Als Besonderheiten wurden bisher Altait und Glaukodot von SEEMANN & BRANDSTÄTTER (1987) beschrieben. Als für den Verzugsbereich typisch sind große, schlierige bis linsige Mobilisate von Quarz zu beobachten. Seltener findet man gering mächtige, feldspatreiche Lagen, die als saure Tuffeinschaltungen in diesem Metasediment angesehen werden.

GEOCHEMISCHE CHARAKTERISTIK DER GESTEINE DER KNAPPENWAND-MULDE

Die Metabasite, vor allem die Amphibolschiefer, weisen SiO_2 -Gehalte in einem Bereich von 45 - 51 Gew.% SiO_2 auf, bei gleichzeitig relativ hohen CaO- und MgO-Werten. Ihre Ti-Gehalte variieren zwischen 0,8 - 1,7 Gew.% TiO_2 . Davon abweichend tendieren die Epidotamphibolite eher zu andesitischen Zusammensetzungen. Eine generelle Na-Vormacht ist festzustellen, jedoch für einzelne Bereiche (z.B. Profil Pochergraben-Abfolge) sind höhere K_2O -Gehalte in Epidotamphiboliten und Amphibolschiefern durchaus möglich. Die massigen Amphibolite sind durch geringe Gehalte an Ti, Zr, Y und Nb charakterisiert. Dies entspricht einer Interpretation als Metagabbro.

SiO_2 -reiche Magmatite zeigen eine Gruppenbildung um 60 Gew. % SiO_2 , die Albitgneise selbst besitzen SiO_2 -Gehalte von 65-78 Gew.%. Eine Na-Vormacht gegenüber K ist typisch. Auffallend ist eine Zunahme von K_2O , Rb, Ba und Nb mit steigendem SiO_2 . Alle magmatischen Gesteinsgruppen zusammen repräsentieren im AFM-Dreieck einen mehr oder weniger typischen Kalkalitentrend, wie er von BROWN (1982) beschrieben wurde. SEEMANN & KOLLER (1988) haben gezeigt, daß die einzelnen Profile unterschiedlich sind, so läßt das Profil Langwinkel eine leichte Fe-Anreicherungstendenz erkennen.

Die sehr komplexe und rasch wechselnde Abfolge unterschiedlichster Gesteine ist für diesen Teil der Habachformation typisch (HÖCK et al., 1982; SEEMANN & KOLLER, 1988). KRAIGER (1988) gliedert die Habachformation im Felbertal in Basisschieferfolge, in eine untere Magmatitabfolge, die er als "sheeted dike complex" deutet, und in eine

obere Magmatitabfolge, die einer Inselbogenentwicklung entspricht. Für die Knappenwandmulde ist derzeit eine ähnliche Gliederung nicht möglich. Erste Bearbeitungen und Einstufung in ein geotektonisches Environment geben STEYRER (1982, 1983) und SEEMANN & KOLLER (1988).

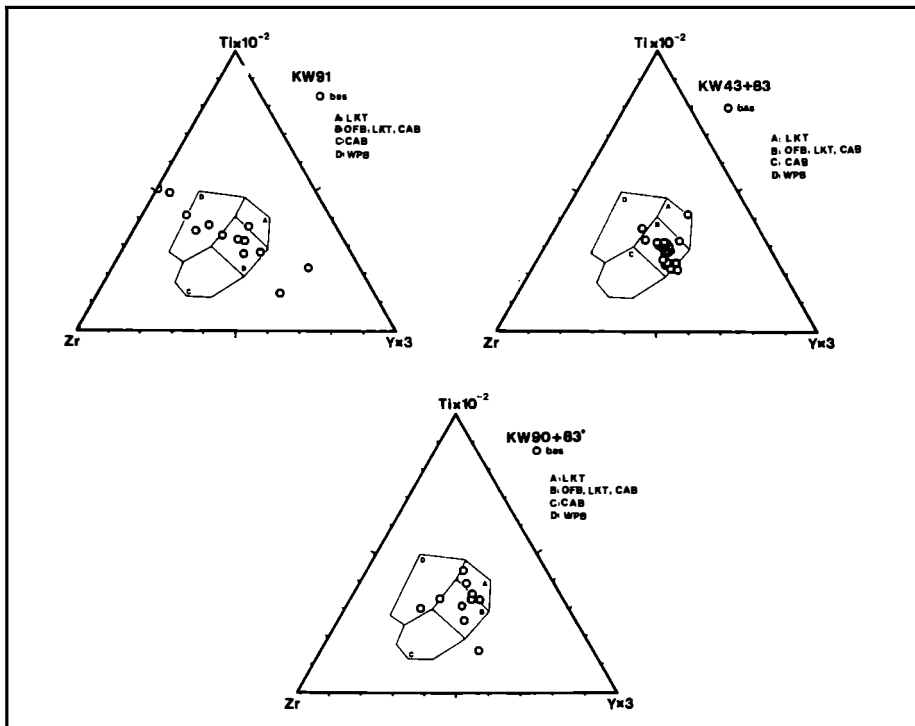


Abb. 3: $Ti/100-Zr-3*Y$ Dreieck nach PEARCE & CANN (1973) für die Metabasite der Knappenwandmulde, Untersulzbachtal. Legende: \circ für basischen Chemismen, Proben nach den einzelnen Profilen unterteilt: Profile Pochergrabenabfolge (PGA) - links oben, Profile Blauwandlabfolge (BWA) - rechts oben und Profile Langwinkelabfolge (LWA) - unten Mitte.

Im Basaltdiskriminationsdiagramm nach PEARCE & CANN (1973) konnten SEEMANN & KOLLER (1988) für die Amphibolite der Pochergrabenabfolge (Abb. 3a) eine unsignifikante Streuung der Datenpunkte feststellen und führten dies auf die Herkunft der Metabasite, sowohl aus vulkanoklastischen Metasedimentserien als auch aus Metagabbros, zurück. Die Blauwandlabfolge (Abb. 3b) läßt sich gut mit einer Kalkalkalientwicklung vereinbaren, dies entspricht auch der Tendenz zu andesitischen Zusammensetzungen für die hier so häufigen Epidotamphibolite und der Trendentwicklung im AFM-Dreieck (SEEMANN & KOLLER, 1988). Für die Langwinkelabfolge (Abb. 3c) ist eine Tendenz zu "Low K-tholeiite"-Chemismen zu beobachten, die mit einer leichten Fe-Anreicherung im AFM-Dreieck übereinstimmt.

Betrachtet man die gut entwickelte Metavulkanitsequenz in der Blauwandlabfolge, so läßt sich nach PEARCE & NORRY (1979) eine typische Inselbogenentwicklung in den Zr vs Y - und Zr vs TiO_2 -Diagrammen (Abb. 4) darstellen. Dabei zeigen die Metabasite

eine kontinuierliche Zunahme für alle drei Elemente, dies läßt sich am besten mit Ol-Kpx-Plag-dominierter Fraktionierung (z.B. $ol_{0,2}cpx_{0,3}plag_{0,5}$) erklären. Die TiO_2 -Abnahme bei steigendem Zr- und Y-Gehalten der intermediären Chemismen entspricht eher einer Magnetit-beeinflußten Fraktionierung (z.B. $plag_{0,5}cpx_{0,3}ol_{0,1}mt_{0,05}$). Für die sauren Metavulkanite nimmt nur mehr der Y-Gehalt zu, Zr und TiO_2 nehmen beide ab, dies ist am besten mit einer Biotit- und Amphibol-dominierter Fraktionierung erklärbar, wie sie für derartige Gesteine von PEARCE & NORRY (1979) beschrieben wurde (z.B. $(ksp,plag)_{0,6}bi_{0,15}am_{0,2}mt_{0,05}$). Abschließend kann festgehalten werden, daß die Gesteine der Knappenwandmulde mit einer klassischen Inselbogenentwicklung gut übereinstimmen und die beschriebenen Unterschiede der einzelnen Abfolgen sich auf einen unterschiedlichen Entwicklungsgrad des Inselbogens zurück führen lassen (BROWN, 1982; PEARCE, 1982; SEEMANN & KOLLER, 1988).

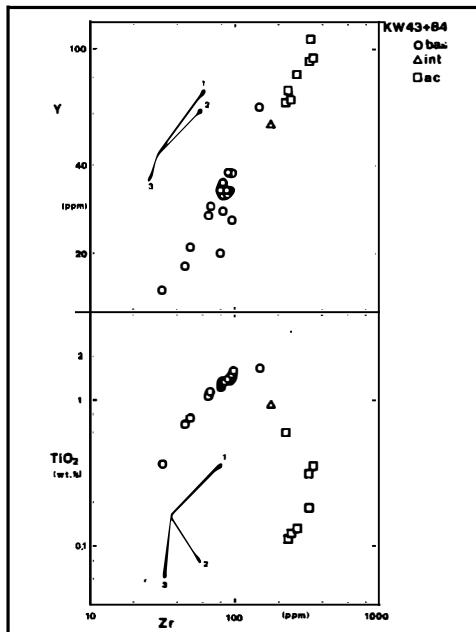


Abb. 4: TiO_2 vs. Zr und Y vs. Zr Diagramm für das Profil Blauwandlabfolge (BWA) gruppiert nach basischen, Intermediären und sauren Gesteinschemismen. Legende: \circ für basische, Δ für intermediäre und \square für saure Zusammensetzungen. Modellerte Fraktionierungsvektoren berechnet und dargestellt nach PEARCE & NORRY (1979):

- 1: $ol_{0,2}cpx_{0,3}plag_{0,5}$,
- 2: $plag_{0,5}cpx_{0,3}ol_{0,1}mt_{0,05}$ und
- 3: $(ksp,plag)_{0,6}bi_{0,15}am_{0,2}mt_{0,05}$

1. Exkursion E1/N1: Historische Kupferlagerstätte "Hochfeld"

1.1. Historische Entwicklung des Bergbaues im Untersulzbachtal/ Lagerstätte "Hochfeld"

Ca. 3000 v. Chr. (Späte Jungsteinzeit): Erste Anfänge der Kupfergewinnung in der Alpenregion; Anfangs nur Abbau von Malachit.

Um 1800 - 1200 v. Chr. Bronzezeit: Rascher Aufschwung des Bergbaues auf Kupferkies vorwiegend im Gebiet von Mühlbach-Bischofshofen; noch im Verlauf der frühen Bronzezeit auch auf den Pinzgau übergreifend. Der Bergbau erreicht am Mitterberg und Einöberg Tiefen bis zu 170 m (Arthurstollen).

- Ca. 1200 - 750 v. Chr. Urnenfelderperiode: Blüte des Kupferbergbaues im Bereich der Grauwackenzone. Intensive Besiedlung der inneralpinen Täler, zahlreiche Siedlungs- und Grabfunde, z.B. in Dorf i. Pinzgau.
- Ca. 750 - 500 v. Chr. Hallstattperiode: Der Kupferbergbau verliert stark an Bedeutung, damit verbunden ist ein Rückgang der Besiedlung des inneralpinen Raumes. In Uttendorf i. Pinzgau wird jedoch weiterhin Kupfererz abgebaut.
- Ca. 500 - 150 v. Chr. Jüngere Eisenzeit: Kelten siedeln im Pinzgau, neuerlicher Siedlungsaufschwung; der Kupferbergbau kommt zum Erliegen, die Nutzung der Eisenerz-Lagerstätten setzt ein. Ein Teil des berühmten "Norischen Eisens" scheint aus dem Pinzgau gekommen zu sein. Gewinnung von Gold aus dem Geschiebe der Bäche der Tauernregion.
- 15 n. Chr.: Die Römer erobern die Alpenregion, Siedlungsspuren vorwiegend im Saalfeldener Becken, jedoch auch im oberen Salzachtal (z.B. Wayern, Bramberg). Keine gesicherten Nachweise für eine Bergbautätigkeit in den Salzburger Gebirgsgauen.
- Vor ca. 1500 Jahren erfolgte eine kontinuierliche Besiedlung aus dem bayrischen Raum, alle Vorkulturen werden dabei überprägt. Über Bergbau aus dieser Zeit wird kaum berichtet.
- Ab ca. 1200 wird der Bergbau langsam wieder aktiviert.
- Im 15. und 16. Jahrhundert kommt der Bergbau wieder zu neuer Blüte: Schwerpunkte sind vorwiegend Kupfer, daneben Ag und Au.
- Ab 1500: Erste Erwähnung über Kupferbergbau im Untersulzbachtal.
- 1520: Bericht der Schmelzherren zu Mühlbach im Pinzgau über die bedrängende Konkurrenz der Berg- und Schmelzwerke am Sulzbach.
- 1537: Untersulzbach: erstmals Bezeichnung: Bergbaurevier "*Hochfeld*". Daneben: Brenntal (Mühlbach, Niedernsill), Gamskogel (Peitingalm, Habachtal).
- 1569: Die "*Prenthaller Gewerken*" arbeiten in den Gruben "*Phillip*" und "*Jakob*" im Untersulzbachtal (wenig, aber gutes Erz).
- Ab 1625 arbeiten die Weitmoser (aus Rauris), sowie die Rosenberger und Brenntaler Gewerken. Es waren schon "*Pucher*", Röstöfen und Bergstuben vorhanden, aber die Stollen waren verfallen. Erwähnungen über hartes Gestein: Arbeiten mit "*Prennat*" ("Feuer setzen"); starke Verrußung, sodaß Erz kaum zu finden war.
- 1748: Anselm Lürzer von Lend ist Berghauptmann. Erwähnungen über Mühlbach (Brenntal), das erst durch Zuschläge aus dem Unterbach knapp rentabel wird. Diverse Hinweise auf Umweltschäden im Umfeld der Erzaufbereitung im Raum Mühlbach, Niedernsill.
- 1755: Jahresförderung mit 34 Knappen im "*Hochfeld*": 10.000 "*Kübel*" (Zentner) Erz mit ca. 5 Pfund Cu und ca. 2 "*Quintel*" (= 8 g) Ag im "*Kübel*".
- 1758: Auf Grund von Gutachten erwarb der Erzbischof von Salzburg einen Anteil der Grube im Unterbach um 1.500 Gulden.
- 1781 wird durch Ankauf der Restanteile der Familie Reisigl die gesamte Grube Hochfeld Besitz des Salzburger Erzbischofs.
- 1805 geht der gesamte Bergbau samt Aufbereitung von Mühlbach und der Bergbau Unterbach an den österreichischen Staat.
- 1818 will der österreichische Staat den Bergbau wieder aufgeben und komplett um nur 600 Gulden verkaufen, es findet sich aber kein Käufer. So wird der Bergbau samt Aufbereitung mühsam weiterbetrieben.
- Ab 1860 werden mit 30 Mann pro Jahr ca. 8000 Zentner Erz mit ca. 7,5% Cu gewonnen.
- 1864: Endgültige Einstellung des Betriebes.
- 1895: Fa. Hagyi Risto & Co. schlägt eine Wasserkraftanlage im Untersulzbachtal mit ergänzendem Wasser aus dem Obersulzbachtal vor (Querschlag durch den Mitterkopf).

- Ca. 1909: Diverse positive Gutachten (Götting, Berlin und Isser, Hall in Tirol): es wird von bis zu 2 m mächtigen Erzgängen mit 10 km Längserstreckung gesprochen. Die "Höflichkeit" wird mit 175.000 bis 350.000 m³ Erz veranschlagt. Nur örtlich werden Au-Gehalte bis 70 ppm und Ag-Gehalte bis 150 ppm angegeben.
- 1909: Die Fa. Lingenhöhl & Jansen (Augsburg & München) plant die Wiederinbetriebnahme des Bergbaues in Kombination mit der Errichtung des Kraftwerkes. Weitere Initiativen werden aber durch den Ersten Weltkrieg unterbunden.
- 1926 - 1930 arbeitet die Hannoveranische Gewerkschaft "Undine" im Unterbach, aber wieder ohne wesentlichen Erfolg.
- 1938 - 1945: Im Dritten Reich wird die Lagerstätte als Reserve betrachtet, aber keine Bergbauaktivitäten gesetzt ("Hoffnungsbau").
- 1947 - 1948: Ing. L. Hubicki erhält vom österreichischen Staat die Schurfrechte für die Grube als Wiedergutmachung.
- 1950 - 1953: Neuerliche Versuche der Reaktivierung, aber keine Rentabilität. Endgültiges Ende für Gold- und Kupferbergbau im Untersulzbachtal.

1.2. Beschreibung der Gesteinsabfolge.

Im Profil am Westufer des Untersulzbaches stehen im Süden der Lagerstätte "Hochfeld" Knappenwandgneise an, es folgt die Erzschiefer-führende Serie mit Albitgneisen, vererzten Grünschiefern (Biotit-Chlorit-Schiefer und untergeordnet Quarzite) und Muskovitquarziten (Weißschiefer), im nördlichen Abschnitt folgt ein Amphibolit-reicher Komplex.

Der Bergbaubereich Martinstollen ist durch drei Mundlöcher befahrbar. Das älteste und nördlichste liegt direkt im Bereich der Erzschiefer und folgt diesem zusammen mit den im Süden anschließenden "Weißschiefern" etwa zwölf Meter in das Gebirge. Dieser Zugang des alten Stollens ist verstürzt, das zweite Mundloch ist etwa 2 Meter südlich in standfestem Gestein, im wesentlichen Gneise und Quarzite, angeschlagen und mündet nach etwa 1,5 m in den alten Stollen. Dieser alte Stollen hat vor Ort eine Verbindung mit dem Hauptstollen in Form eines engen Durchschlupfes.

Der Hauptstollen ist durch das südlichste und vermutlich jüngste Mundloch befahrbar. Die ersten neun Meter, die genau nach Westen führen, durchörtern die hier anstehenden Quarzite in einem spitzen Winkel. Diese bilden eine Synklinale mit erzfreien Chlorit-Biotit-Schiefern im Kern, die B-Achse ist nicht meßbar, dürfte aber mit der generellen Richtung der B-Achsen im Martinstollen, die mittelsteil nach ENE einfallen, übereinstimmen. Nach etwa neun Meter schwenkt der Martinstollen nach WSW ins generelle Streichen ein und folgt den hier anstehenden erzführenden Biotit-Chlorit-Schiefern. Hier und etwa in den folgenden zehn Metern sind einige Quarzit- und Albitgneis-Bänder anzutreffen, die aber jeweils nach einigen Metern auskeilen.

Über weite Strecken folgt der Martinstollen dem Erzschiefer mit dem "Weißschiefer" am rechten (Nord-) Ulm und sterilen Albitgneisen oder erzfreien Biotit-Chloritschiefern im linken (Süd-) Ulm. Die Begrenzung der Erzschiefer zu den kompetenteren Begleitgesteinen ist durchwegs gestört, ähnlich einer Kluffläche. Der Erzschiefer, der eine mittlere Mächtigkeit von etwa 20 cm besitzt, befindet sich zumeist im rechten Teil der Firste, die von Albitgneisen gebildet wird. Streckenweise, insbesondere in den Abbauzonen, kann die Mächtigkeit der Erzschiefer bis über 1 Meter erreichen. Dieser "Normalbauplan" ist häufig tektonisch gestört, wodurch die Bergleute den grünlichen Erzschiefer verloren. Dieser wurde in gesetzmäßiger Weise durch ein Verschwenken der Vortriebsachse nach SW wiedergefunden (der Stollen durchörtert

das taube Gestein im spitzen Winkel), um hier wieder ins Streichen nach WSW einzuschwenken. Diese Gesetzmäßigkeit erklärt sich aus dem tektonischen Bauplan. Die Lagerstätte ist von Falten tektonik geprägt, sowohl im m- als auch im cm-Bereich. Dies ist sowohl in Schnitten durch den Stollen als auch direkt im Aufschluß erkennbar. Fältelungen im cm-Bereich sind vor allem in den Paragneisen erkennbar, die eine deutliche Schieferung zeigen. Dem duktil stark deformierten Chlorit-Biotit-Schiefer wurde die äußere Form durch die kompetenteren Nebengesteine aufgeprägt. Die Erzschiefer wurden in die vorgegebenen Strukturen eingepreßt und insbesondere in den Falten-scheiteln angereichert. Die Tatsache, daß besonders auffällig große Faltenkerne der "Weißschiefer" im Nahbereich der Abbauzonen zu finden sind, deutet darauf hin, daß Mächtigkeiten der Erzschiefer von über 1 m tektonisch bedingt sind. Die ursprüngliche, "wahre" Mächtigkeit des Erz-führenden Horizontes dürfte etwa zwischen 10 und 30 cm betragen haben.

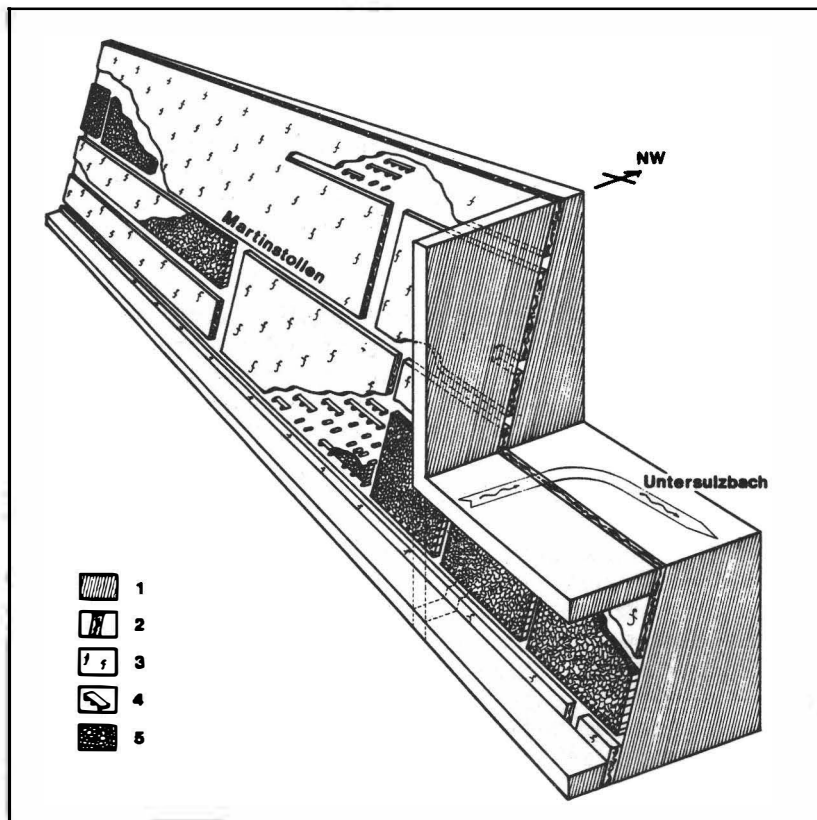


Abb. 5: Stark idealisiertes Blockbild des Eingangsbereiches des Martinstollens, als Ausschnitt aus dem Kupferbergbau Hochfeld. Legende: 1 = erzbegleitende Albitgneise, "Weißschiefer" und Quarzite, 2 = erzführende Biotit-Chloritschiefer, 3 = s-Fläche der erzführenden Lage, 4 = Arbeitsbühne für den nach oben gerichteten "Firstenstoßbau", 5 = Versatz mit Taubgestein.

Die Achsen der beobachteten Falten fallen generell nach ENE ein, die Fallwinkel streuen von flach bis steil im Bereich zwischen 15° und 80°. Als Ursache dieser

Streuung kommen mehrere Deformationsphasen in Betracht, wobei einer Variation der Fallwinkel kein Raum zur Verfügung stand, da die duktile Erz-führende Serie mit ihren relativ geringmächtigen Albitgneisen, Chlorit-Biotit-Schiefen und Muskovitquarziten als Bewegungshorizont zwischen den starren Blöcken der Knappenwandgneise im Süden und den gebänderten Amphibolitserien der Knappenwandmulde im Norden wirksam war.

Diesem Befund entspricht auch das straffe WSW-Streichen bei steilem SSE-Fallen des Erzschiefers. Aus dem Fallbild ergibt sich eine relative Linksbewegung, also eine Bewegung des Nordkomplexes nach WSW bei gleichzeitiger relativer Senkung gegenüber dem Südblock. Die Vererzung der Falten im oberen Blauwandstollen und im Epidotstollen weisen auf den gleichen Bewegungssinn hin. Der Martinstollen erschließt auf seine gesamte Länge von ungefähr 500 m den Erzschiefer im Streichen (Abb. 5).

Nach den Befunden der Untertage-Kartierung handelt es sich bei dem Erzschiefer um eine horizontgebundene Cu-Fe-Sulfidvererzung. Stoffwanderungen ins angrenzende Nebengestein spielten eine äußerst untergeordnete Rolle, sie führten lediglich zu einigen geringmächtigen, meist linsenförmigen Quarz-Sulfid-Mobilisaten und zur Sammelkristallisation der Sulfide im Erzschiefer, wobei der vermutlich primäre sedimentäre Lagenbau der Erze in den Schiefen generell noch gut zu erkennen ist.

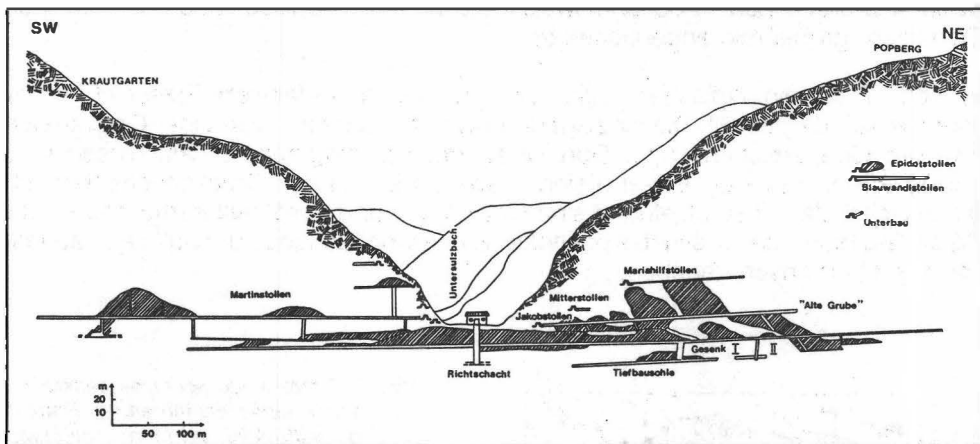


Abb. 6: Schematisierter, ca. schichtparalleler NE-SW-Schnitt durch den Kupferbergbau Hochfeld (Blickrichtung N). Die schrägschraffierten Felder im Grubengebäude sind ausgebaute und meist wieder mit Taubmaterial verfüllte Strecken (nach diversen alten Kartenvorlagen von 1785, 1822 und 1954).

Der Abbau erfolgte von unten nach oben, wobei das in handlichen Blöcken und Platten anfallende Taubmaterial als Versatz in der Sohle verschlichtet wurde (Abb. 5). Das Erz wurde durch freigehaltene Schächte in die tieferliegende Sohle gestürzt und unter dem Untersulzbach-Niveau über den Hieronymus-Stollen gefördert (Abb. 6). Im hinteren Bereich des Martin-Stollens nimmt die Mächtigkeit des Erzschiefers allmählich ab. Vor Ort beträgt die Mächtigkeit nur wenige cm. Dies war wohl einer der Gründe für die Einstellung des Erzabbaues.

1.3. Gefügemerkmale und Mineralparagenese der Vererzung

Ein besonderes Charakteristikum der Erzschieferhorizonte ist die extrem scharfe Abgrenzung und Horizontbeständigkeit ihrer Cu-Fe-Sulfidvererzung gegenüber den angrenzenden Gesteinsserien, die weitestgehend Sulfid-frei sind (siehe oben). Häufig finden sich innerhalb der Erzschiefer-führenden Serie zum Beispiel Muskovit-Chlorit-Schiefer, Albitgneise und "Weißschiefer" nur wenige cm vom Erzhorizont entfernt, die vollkommen steril sind.

Der Hauptvererzungsträger ist, wie oben ausgeführt, ein Biotit-Chlorit-Schiefer mit wechselnden Gehalten an dünnen, feinkörnigen Quarzlagen. Weiterhin tritt die Cu-Fe-Sulfid-Vererzung auch in überwiegend quarzitischen Lagen auf, die unmittelbar an den Biotit-Chlorit-Schiefer anschließen, in denen ein feinkörniger Lagenbau von den Sulfidmineralphasen nachgezeichnet wird. Nicht selten sind Formen von Boudinage (Auslängungs-Boudins) entwickelt, wie sie auch andernorts in den benachbarten Gesteinsserien zu beobachteten sind.

Im Mikrobereich sind crenulation-cleavage und Isoklinalfaltung mit Rotationen des Mineral-Altbestandes (Epidot, Granat, Biotit, Hellglimmer, Chlorit, Pyrit, Ilmenit, Apatit) reliktsch erhalten. Insbesondere die Druckschattenbereiche der gefalteten Erzschieferhorizonte weisen milchig-weiße, mittel- bis feinkörnige Quarzmobilisate auf. Diese sind meist linsenförmig mitdeformiert und zeigen nur sporadisch feinkörnige Sulfidmineralisationen. Ausnahmsweise können die Sulfide auch in cm-großen Erznestern grobkörnig angereichert sein.

In Abb. 7 ist ein typischer Ausschnitt aus einem gefalteten Erzschieferhorizont schematisch dargestellt. Dieser zeigt den Übergangsbereich von einer Chlorit-reichen zu einer Quarz-reichen Lage. Dort sitzen deutlich mitgefaltete Quarzlinsen in den Faltenkernen, die relativ Erz-arm sind. Insbesondere in den Druckschattenbereichen (Faltenscheiteln) dieses Gefüges sind Chalkopyrit und Pyrit nesterartig angereichert. Damit sind Hinweise auf syn- bis posttektonische Mobilisationen der Sulfide unabhängig von den Quarzlinsen gegeben.

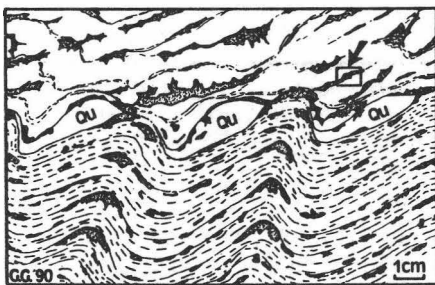


Abb. 7: Skizze eines Schnittes senkrecht zur Faltenachse eines Erz-führenden Horizontes der Lagerstätte Hochfeld, Martinstollen-Mundloch. Der Grenzbereich zwischen der Quarz-reichen Chloritschiefer-Lage (gestrichelt) und dem Biotit-Chloritschiefer (ohne Signatur) ist durch mitgefaltete und boudinierte Quarzlinsen (Qu) gekennzeichnet. Die Sulfid-Vererzung aus Chalkopyrit, Pyrit und Pyrrhotin (feinpunktiert) ist generell s-konkordant angeordnet oder in Druckschatten (Boudin-Zwickel, Falten-Scheitel) hinein mobilisiert.

In dem schematisch dargestellten Ausschnitt (Abb. 8) ist zu erkennen, daß auch im Mikrobereich der Quarz und die Sulfide weitestgehend getrennt voneinander in Druckschatten konzentriert sind. Die idiomorphen Pyrit-Kristalle sind oft zu einem

extrem feinkörnigen Mosaik kataklastisch deformiert, wogegen Chalkopyrit, Galenit, Pyrrhotin und Sphalerit und andere akzessorische Erzminerale in den Zwischenräumen Platz genommen und lokal durch Sammelkristallisation in ihrer Korngröße zugenommen haben. Offenbar haben dabei die P-T-X-Bedingungen nicht ausgereicht, um die Rekristallisation bzw. Sammelkristallisation des Pyrits einzuleiten.

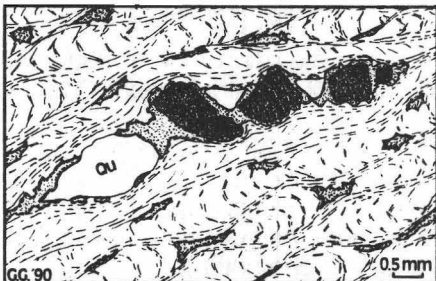


Abb. 8: Skizze eines Ausschnittes (siehe Pfeil) aus Abb. 7. In einem Gefüge aus Biotit und Chlorit (feingestrichnet) sind zwei s-Flächengenerationen erkennbar. Ein älteres Schieferungs-s mit Feinfältelung wird von einem jüngeren Schieferungs-s zerlegt. Die Sulfide Chalkopyrit (feinpunktiert) und Pyrit (dunkelparkettiert) treten überwiegend in Form von Mobilisaten subparallel zur jüngeren s-Fläche und in Druckschatten von Quarzlinsen (Qu) auf.

Die nachstehende Aufstellung gibt einen Überblick über die Erzmineralparagenese des Martinstollens, die während der systematischen Übertage- und Untertage-Kartierung und Probennahme festgestellt wurde:

Primäre Haupterzminerale: Chalkopyrit, Pyrrhotin und Pyrit. Sekundäre Alterationsprodukte: Markasit, Covellin, Digenit (?), Fe-S-"Zwischenprodukte", Goethit, Fe-Hydroxide.

Akzessorien bzw. in geringen Spuren: Magnetit, Ilmenit, Bornit, Galenit, Sphalerit, Cubanit, Molybdänit, Cosalit, Stützit, Hessit, Lillianit, Altait, Tellurobismuthit, Gold, Bismut und noch nicht identifizierte Pb-Bi-Sulfosalze.

Chalkopyrit bildet zusammen mit Pyrrhotin und Pyrit die Hauptmasse der Erzminerale. Die Korngröße variiert zwischen wenigen μm (ältere Generation von Einschlüssen in Quarz, Granat und Schichtsilikaten) und über 1 cm (jüngere Generation von Mobilisaten in Druckschatten von Quarzlinsen). Chalkopyrit kann in Form von Porphyroblasten sowohl die Silikate und Apatit als auch die Sulfide, Telluride und Gold einschließen. In der Lagerstätte weit verbreitet, aber nur spurenhafte sind die Einschlüsse von Sphalerit-Sternchen in Chalkopyrit. In alterierten Bereichen wird Chalkopyrit von Covellin und Fe-Hydroxiden verdrängt.

Pyrrhotin erscheint wie Chalkopyrit zum einen unregelmäßig, feindispers im Gefüge des Erzschiefers, zum anderen in grobkörnigen Aggregaten in Sulfidnestern angereichert. Seltene akzessorische Einschlüsse sind Altait, gediegen Bismut.

Pyrit tritt überwiegend in idiomorphen, bis zu cm-großen Porphyroblasten auf, die generell intensive Kataklastik zeigen (Abb. 8). Tropfenförmige Einschlüsse von Galenit, Pyrrhotin, Sphalerit, Chalkopyrit und den akzessorischen Pb-, Ag-, Bi- und Te-Mineralen sind keine Seltenheit. In den Zwischenräumen der mosaikartig zerbrochenen Pyrit-Porphyroblasten finden sich als zementative Erzmineralphasen Sphalerit, Chalkopyrit, Pyrrhotin und Galenit.

Galenit findet sich im gesamten Bereich der Lagerstätte nur in Spuren teils als winzige Einschlüsse, teils als cm-große Erzschiefer zusammen mit Sphalerit, Pyrrhotin, Pyrit und Chalkopyrit. Galenit ist als wichtigster Träger der Ag-Au-Bi-Te-Mineralisation erkannt worden.

Die Erscheinungsformen von **Sphalerit** sind denen von Galenit sehr ähnlich. Dennoch überwiegen die engen paragenetischen Bindungen an Chalkopyrit, in dem oft Verwachsungen in Form von Sphalerit-Sternchen zu beobachten sind.

Cubanit stellt einen Neufund im Bereich der Lagerstätte dar. Er bildet hauchdünne, langgestreckte Lamellen in orientierter Verwachsung mit gröberkörnigem Chalkopyrit.

Molybdänit findet sich äußerst spärlich, aber weit verbreitet in dem Erzschiefer-Horizont frei im Silikat-Gefüge. Die Korngröße erreicht max. 0,2 mm.

Cosalit tritt in Form ebener oder gebogener, langprismatischer Einschlüsse in Galenit auf. Die Kristalle werden max. 0,3 mm lang. Als Besonderheit wurden in dieser Cosalit-Galenit-Paragenese Einschlüsse von Gold gefunden (siehe unten).

Hessit und **Stützit** sind gleichermaßen Neufunde im Bereich des Martinstollens. Diese beiden Silbertelluride wurden in 10 bis 100 μ -großen Einschlüssen zusammen mit Galenit, Chalkopyrit, Pyrrhotin und Pyrit gefunden. Neben Gold und Galenit dürften Hessit und Stützit die wichtigsten Silberträger des Erzes sein.

Lillanit und noch nicht identifizierte **Pb-Bi-Sulfosalze** erweisen sich zusammen mit **Bismut**, **Cosalit** und **Tetradymit-Telluroblismuthit** als die wichtigsten Bi-Träger des Erzes. Diese über die gesamte Lagerstätte verbreiteten Neufunde belegen die signifikanten Bismut-Tellur-Gehalte der Lagerstätte. Die häufigste Erscheinungsform dieser seltenen Erzmineralephasen sind komplizierte Verwachsungen mit Galenit, Chalkopyrit, Pyrit und Pyrrhotin. Nicht selten deuten Myrmekit ähnliche Verwachsungen insbesondere mit Galenit auf komplexe Entmischungsvorgänge, wie sie auch in anderen Pb-Bi-Te-Cu-Paragenesen der weiteren Umgebung des Untersulzbachtales innerhalb der Habach Formation beschrieben wurden (siehe oben).

Altaït wurde nunmehr auch im gesamten Bereich des Martinstollens in ähnlicher Form wie im Blauwandstollen nachgewiesen. Die Paragenese Chalkopyrit-Pyrit-Markasit-Pyrrhotin-Sphalerit-Altaït entspricht den Beobachtungen an den Erzen aus dem Blauwandstollen. Altaït wurde bislang in bis zu 0,1 mm großen rundlichen Körnern gefunden.

Zu den interessantesten Neuentdeckungen zählt **Gold** als Einschluß in Pyrit, Galenit und Chalkopyrit. Der Nachweis gelang sowohl im westlichsten Bereich des Martinstollens als auch in Aufschlüssen im Bereich der Stollenmundlöcher. Das Gold hat Silber-Gehalte um 25 Gew.% Ag. Mit diesen Freigold-Funden und einer Erzkonzentrationsanalyse mit 0,21 ppm Au kann nunmehr bestätigt werden, daß die Lagerstätte Hochfeld, wie bereits von COTTA (1861) erwähnt, auf Kupfer und Gold abgebaut wurde.

Insgesamt führen die Mineralparagenesen und Makro- und Mikrogefüge-Merkmale der Vererzung des Hochfelder Erzschieferhorizontes einheitlich zu der Auffassung von einer syngenetischen, primär feindispersen, streng horizontgebundenen Cu-Fe-Vererzung mit geringen Beimengungen an Zink, Blei, Gold, Silber, Bismut, Tellur und Molybdän. Im Verlauf der starken tektonischen und metamorphen Überprägungen wurde der Erzinhalt nur unwesentlich mobilisiert. Eine Stoffwanderung der Erzphasen in Form einer epigenetischen Imprägnation des Erzschieferhorizontes ist weitestgehend

auszuschließen. Die hier erstmals beschriebenen Neufunde von gediegen Gold und gediegen Bismut sowie einer Reihe von seltenen Blei-Bismut-Sulfosalzen und Blei- bzw. Bismut-Telluriden in der Vererzung des Hochfelder Reviers unterstreichen die geochemische Charakteristik der Habachformation mit ihren zahlreichen Vorkommen von Pb-Bi-(Cu)-Sulfosalzen und Telluriden in der weiteren Umgebung des Untersulzbachtales (Habachtal, Hollersbachtal und Felbertal; PAAR et al., 1980).

1.4. Exkursionspunkte

Nach dem Abstieg über den "Alten Knappenweg", wird das Mitterstollen-Profil besucht (Chloritschiefer, Amphibolschiefer, Muskovitquarzite, Vererzung). Besichtigung der Reste der historischen Werksanlagen (alte Schmiede, Richtschacht). Profil entlang des Untersulzbaches mit Knappenwandgneis, erzführender Serie und Metabasitabfolge. Befahrung des Martinstollens und Besichtigung der Vererzung (Abb. 5).

2. Exkursion E2/N2: Epidotfundstelle Knappenwand

2.1. Historische Entwicklung des Epidotbergbaues

In der Mitte des 19. Jahrhunderts arbeitet Victor R. v. Zepharovich, Mineraloge aus Prag, über Tauernminerale und speziell auch über Epidot. Vorerst sind ihm aber nur zahlreiche kleine Vorkommen bekannt (ZEPHAROVICH, 1859).

1865: Alois WURNITSCH aus Prägraten, Schustermeister in Wald im Pinzgau, entdeckt die Epidotfundstelle Knappenwand.

1867: Andr  BERGMANN aus M hlau bei Innsbruck, Schneidermeister und Mineralienh ndler, beginnt mit den ersten Abbautätigkeiten an der Knappenwand (LAHNSTEINER, 1980). Im gleichen Jahr kommen bereits die ersten Epidote nach Wien an das Naturhistorische Museum.

1869: V.R. v. ZEPHAROVICH schreibt die erste wissenschaftliche Publikation über die sensationellen Epidotfunde in der Knappenwand (ZEPHAROVICH, 1869). Im gleichen Jahr besucht Aristides BREZINA, Mineraloge am Naturhistorischen Museum Wien, die Fundstelle und berichtet anschließend über diese Unternehmung (BREZINA, 1871).

1874 - 1881: Mit einigen Unterbrechungen setzt Andr  Bergmann seine Mineralabbauttigkeiten mit zum Teil großem Erfolg an der Knappenwand fort. Die Arbeiten werden über Pachtverträge mit der k.k. Forstverwaltung geregelt. Zum Teil müssen sie jhrllich erneuert werden. Der anfängliche Pachtzins von 30 Gulden pro Jahr klettert durch Versteigerungsverfahren bald bis auf 110 Gulden.

1881 - 1891: Die Fundstelle scheint ausgebeutet zu sein. Die nachfolgenden Pächter Carl STEINER aus Salzburg und Jakob VIEHHAUSER aus Gastein haben wenig Erfolg. In diesem Zeitraum wird die Fundstelle sogar im Amtsblatt zur Pacht und zum Abbau auf Mineralien ausgeschrieben.

1897 - 1922: In dieser Zeit sind wieder sehr viele und schöne Funde gemacht worden. In nahezu lückenloser Folge waren Albert SCHETT (Neukirchen), Alois HOLLAUS (Bramberg), Karl WURNITSCH (Bramberg) sowie Johann BRÄUER und Hannes SCHMIDT (Neukirchen) Pächter. Nach Überlieferungen hat in dieser Zeit auch ein gewisser NICOLUSSI aus Südtirol mitgearbeitet und mit professionellen Tunnelvortriebsmethoden mehr Schaden angerichtet als unbeschädigte Epidote gefördert. Der jhrlliche Pachtzins in diesem Zeitraum lag zwischen 40 und 60 Kronen.

- 1929 - 1946: In der Pachtzeit des Anton BERGER (Mödling bei Wien) sind noch schöne Mineralstufen geborgen worden. Über Erfolge seines Nachfolgers Hugo ULLHOFEN, Oberlehrer aus Mittersill, ist wenig bekannt (der jährliche Pachtzins betrug ö.S. 50,-).
- 1946 - 1956: In der letzten Phase der kommerziellen Epidotgewinnung sind durch vorsichtige Arbeit kleine aber schöne Stufen geborgen worden. Die Pächter waren Leo EITER (Bahnhofsvorstand in Wald) und als letzter Kajetan STOCKMAIER, Forstarbeiter aus Neukirchen.
- 1973 - 1977: Vorarbeiten des Naturhistorischen Museums Wien in Ausrichtung auf das "Forschungsprojekt Knappenwand".
- 1977 - 1987: 10 Jahre Forschungsprojekt des Naturhistorischen Museums Wien. Arbeiten an der Epidotfundstelle und im historischen Kupferbergbau "Hochfeld" (SEEMANN, 1987). In diesem Zeitraum wurden 70 Mineralklüfte aufgeschlossen und zum Teil sehr schönes Material gefunden.
- 1987 - 1992: Verlängerung des Projektes mit der Zielsetzung beide Fundstellen abschließend unter Schutz zu stellen und im Rahmen des Geolehrpfades "Knappenweg Untersulzbachtal" der Öffentlichkeit zu präsentieren.

2.2 Zur Geschichte der Bergbautätigkeiten im Blauwandlstollen

Erste Belege für den Kupferbergbau Hochfeld im Untersulzbachtal stammen aus dem Zeitraum 1520-1540 (siehe Kap.1.1). Aus dieser Phase stammt nach Unterlagen des Salzburger Landesarchives auch der Anschlag des Blauwandlstollens und des Blauwandl-Unterbaues, die beide vermutlich auf Grund oberflächlich auftretender Erzsprengen angelegt wurden. Entsprechend den blaugrünen Kupferverwitterungsmineralien erfolgte auch die Namensgebung.

Der Blauwandlstollen wurde zwischen 1701 und 1710 unter Leitung von Georg Perger (Berger) aus Dorf im Pinzgau weiter vorangetrieben. Zwischen 1758 und 1781, inzwischen landesfürstlicher Besitz, wurden die beiden Stollen zum Teil verbreitert und geringfügig verlängert, jedoch mangels geeigneter Erzvorräte wieder verlassen. Im Gegensatz zur Hauptgrube "Hochfeld", im Talniveau, fand im Blauwandlstollen kein weiterer Abbau mehr statt.

2.3. Beschreibung der Gesteinsserien im Exkursionsgebiet

Im Abschnitt des "Blauwandlstollen" beziehungsweise der Knappenwand sind zumindest drei tektonische "Einheiten" (Abfolgen) zu beobachten, die auch lithologisch markante Unterschiede aufweisen (Abb. 9). Die drei Schichtpakete, die "Pochergraben-", die "Blauwandl-" und die "Langwinkelabfolge" sind deckenartig von S nach N aufeinander geschoben, beziehungsweise geschuppt.

Die tektonischen Überschiebungsflächen entsprechen dabei nicht den mehr oder minder parallel orientierten Schichtflächen der Abfolgen.

a) Die "Pochergrabenabfolge" (PGA), als südliches und hangendes Paket, ist charakterisiert durch zahlreiche geringmächtige Amphibolschiefer, Albitgneise und Granat-Epidotamphibolite. Auffallend sind mächtige und massive "Knappenwandgneis"-Pakete, die meist begleitet sind von feingeschichteten Helglimmergneisbänken ("Weißschiefer"). Bemerkenswert ist, daß die Knappenwandgneise mehrmals in der Abfolge auftreten (zum Teil auch nur in 0,5-1 m mächtigen Lagen), am mächtigsten aber am Südrand entwickelt sind. Wie schon FRASL (1953) oder STEYRER (1982,

Geländebedingt fehlen die oberen, in der Wand befindlichen Schichtglieder dieser Abfolge. Die soweit ermittelte Gesamtbreite (senkrecht zur Schichtung) beläuft sich auf ca. 280 m. Bedingt durch den hohen Anteil an Knappenwandgneis sind die sauren und intermediären Gesteine mit ca. 80% vertreten. Auf die basischen Anteile entfallen nur ca. 20% (Abb. 9).

b) Die "Blauwandlabfolge" (BWA), als mittleres und kleinstes Paket, ist charakterisiert durch mächtigere, lagige und linsige Epidotamphibolite (mit der berühmten Kluft-Epidotmineralisation) und schmalen Chlorit-Albit-Amphibolschiefern in mächtigen, meist feinkörnigen Albitgneisen bis Quarziten. Die ebenfalls charakteristische sulfidische Kupfervererzung befindet sich in sehr gering mächtigen Biotit-Chloritschiefern (Probenserien: KW43, KW83, KW84 und KW120; Abb. 9, 10).

Die Gesamtmächtigkeit der Abfolge beläuft sich auf nur 100 m. Der Anteil der sauren und intermediären Gesteine auf dieser Profilstrecke liegt bei ca. 65%. Die basischen sind mit ca. 35% vertreten.

c) Die "Langwinkelabfolge" (LWA), als nördliches und liegendes Paket, weist ein markantes, breiteres Amphibolschieferpaket im Süden und eine mächtige, geschlossene Abfolge von Biotitgneisen bis Biotitschiefern im Nordabschnitt auf. Dazwischen sind meist mächtige Gneisbankungen diverser Zusammensetzung (fein- bis mittelkörnig oder flaserig, mit abwechselnd Amphibol, Chlorit, Biotit, Epidot oder Muskovit als Nebengemengteil, als Feldspat ist meist Albit vertreten). Wiederholt bis rhythmisch sind, als geringmächtige Einschaltungen, feinkörnige Chlorit-Amphibolschiefer festzustellen; vereinzelt treten dabei auch Lagen grobkörniger Amphibolite auf. Epidotamphibolit konnte hier keiner registriert werden (Probenserie: KW83, KW90 und KW134). Die Gesamtschichtbreite beträgt ca. 260 m. Im Profilineau entfallen davon auf saure Gesteine ca. 64%, auf basische 23% und auf intermediäre 13% (Abb. 9).

2.4. Mineralparagenesen in den alpinen Zerrklüften des Epidotstollens

Kluftbildung und Mineralisierung dieser Hohlräume erfolgte erst im Anschluß an den thermischen Höhepunkt der letzten, jungalpidischen Metamorphose. Die Kluftlösungen wurden im Ablauf des Abkühlungs- und Hebungsprozesses dem gleichen Temperatur- und Druckgefälle unterworfen wie die umgebenden Gesteine. Die Zusammensetzung der die Kluft begrenzenden Nebengesteine bestimmt den Chemismus der sich neubildenden Mineralphasen. Die P-T-Bedingungen der retrograden Metamorphose bestimmen die Mineralausscheidungsfolge.

Für die bisher im Epidotstollen aufgeschlossenen 70 Klüfte ist folgende, etwas vereinfachte Sequenz zu nennen: (Diopsid)-Aktinolith-Epidot-(Granat)-(Chalkopyrit-Galenit-Scheelit-Molybdänit)-Apatit-Quarz-Albit-Calcit-Adular-Titanit-Chlorit. Die Vollständigkeit der Abfolge ist nicht in jeder Kluft gegeben.

Anschließend folgt eine Beschreibung der wichtigsten und charakteristischen Erscheinungsformen der Mineralvergesellschaftung in der Knappenwand.

Gesteinsbildende Minerale:

Amphibole (Aktinolith, Hastingsit, Hornblende), Apatit, Biotit, Calcit, Chlorit (Klinochlor, Pennin, Ripidolith), Epidot, Feldspat (Albit, Kalifeldspat), Granat (Almandin, Andradit, Spessartin), Hämatit, Ilmenit, Klinopyroxen (Diopsid), Magnetit, Muskovit (Phengit), Quarz, Titanit, Turmalin und Zirkon.

Erzminerale (Im Nebengestein als Altbestand und als Neubildungen)

Bornit, Chalkopyrit, Galenit, Hämatit, Ilmenit, Magnetit, Markasit, Molybdänit, Pyrit, Pyrrhotin, Scheelit und Sphalerit.

Kluftminerale:

Amphibol: In den Varietäten Aktinolith bis aktinolithische Hornblende; spröde, graugrüne, sehr dünne haarförmige Nadeln, die 0,001 bis 0,3 mm Dicke und maximal 5 cm Länge erreichen. Sie konnten bisher in zwei Generationen, einer dunkelgrünen älteren und einer hellgrünen jüngeren Generation nachgewiesen werden. Aktinolith, auch Byssolith oder Amiant genannt, ist eine der ersten Ausscheidungen in der Paragenese und daher von vielen späteren Kristallbildungen umschlossen.

Apatit: Zum Teil wasserklare, glänzende, meist flächenarme Kristalle, die als eine der jüngeren Komponenten der Paragenese anzusehen sind. Die meist tafeligen Kristalle erreichen Durchmesser im mm-Bereich, in extremen Einzelfällen bis 8 cm. Sie sind vielfach mit Aktinolithnadeln durchwachsen. Auch hier treten zwei Generationen auf: Die primäre milchiggetrübte einschlußreiche und die sekundäre wasserklare idiomorph ausgebildete Form. Sie weisen F-Gehalte bis ca. 2 Gew.% auf.

Calcit: Weiße bis graue und gelbliche, zum Teil auch klare Kristalle und Kristallaggregate. Die Oberfläche ist fast durchwegs matt und stark korrodiert und vielfach von einem weichen, schwarzbraunen feinkörnigen Überzug aus Eisen- und Manganoxiden und -hydroxiden überzogen. Als Kristalltrachten sind überwiegend diverse Rhomboeder, selten auch Skalenoeder zu beobachten. Die Rhomboederkristalle können Kantenlängen bis zu 35 cm erreichen. Zusammen mit Chlorit stellt Calcit eine der jüngeren Generationen der Kluftparagenese dar.

Cerussit: Mikroskopisch kleine Kriställchen und Krusten als Oxidationsprodukt des Kluftgalenits.

Chalkopyrit: Im Bereich des Epidotstollens eher selten. Die mm-großen Kristallaggregate sind meist schon stark oxidiert und weisen kaum idiomorphe Formen auf. Oft vergesellschaftet mit Pyrit.

Chlorit: Feiner dunkelgraugrüner Belag oder Hohraumausfüllung. Die Korngröße liegt unter 0,2 mm. Dem Chemismus nach ist er der eisenreichen Varietät Ripidolith zuzuordnen. Als eines der jüngsten Kluftminerale tritt Chlorit meist in großen Mengen auf.

Diopsid: Nach WEINSCHENK (1896) sollen in den ersten Abbauphasen an der Knappenwand als Rarität auch Diopsid wie in den Vergleichsfundstellen "Seebachsee" und "Söllnkar" aufgetreten sein. Die dort in wesentlich größeren Mengen zu findenden Kristalle sind schwarz, nicht so hochglänzend wie Epidot, meist gedrängener und bilden zum Teil charakteristische treppenförmig angeordnete Verwachsungen. Erst in letzter Zeit sind wieder Diopside an der Knappenwand gefunden worden, aber nicht vergleichbar mit den genannten schönen idiomorphen und großen Ausbildungsformen. Als nur millimetergroße Kristallrelikte, die randlich u.a. in Epidot und Chlorit umgesetzt sind, treten sie in kleinen Klüften in granatreichen Gesteinspartien im massiven Epidotamphibolit auf.

Epidot: Bis 40 cm lange und bis armdicke Kristallstangen mit glänzenden vielfältigen Kristallflächen. Sie sind meist in wirrstrahligen Gruppen arrangiert, bilden aber auch sehr reizvolle bogenförmig verwachsene, kammartige Formationen. Typisch sind oft mehrfach geknickte und gebogene, wieder verheilte Kristalle. In einzelnen Klüften treten auch charakteristische dünnplattige Kristalle und Kristallaggregate auf, die bisweilen dachartig gegeneinander geneigt sind. Die flächenreichen Kristalltrachten weisen bis zu 183 Flächenkombinationen auf (BÜCKING, 1878). Epidot zählt nach dem Aktinolith zu einer der frühesten Kluftmineralausscheidungen. Zumindest 3 bis 4 Bildungen- generationen können unterschieden werden.

Feldspat, Varietät Albit: Kleine weiße, bis zu 5 mm große Kristalle, die fast durchwegs

vielfach verwachsene Kristallstöcke mit max. 2 cm Größe bilden. Sie sind meist auf Aktinolith oder Epidot aufgewachsen. Albit tritt, wenn auch nicht in großen Mengen, so doch fast in jeder Kluft auf. Die von TSCHERMAK (1872) an Knappenwandmaterial festgestellten "Adularalbite", als polysynthetische Verzwillingung von Adular mit Albit gedeutet, konnten nicht bestätigt werden.

Feldspat, Varietät Adular: Kleine, weiße bis farblose, glänzende, oft nur mm-große Kriställchen. Sie bilden meist dünne Krusten auf Albit, Epidot oder Calcit, oder sind als mikroskopisch kleine Einzelkristalle auf Aktinolithhärchen zu finden. In Abhängigkeit vom kaliumarmen Nebengestein ist Adular deutlich seltener als Albit.

Galenit: Kommt in mm-großen Kristallaggregaten auf Epidot sehr selten vor.

Granat: Hellbraune, meist mikroskopisch kleine Kristalle in kleinen Hohlräumen granatreicher Gesteinspartien, zusammen mit Calcit und Epidot. Die oft zonar gebauten Granate sind vorwiegend Andradite (sehr selten).

Ilmenit: Dünntafelige Kristalle mit Durchmesser bis 2 cm, die zum Teil auch rosettenartig verwachsen sind. Die einzelnen Tafeln können in Calcit eingewachsen sein, randlich sind sie teilweise zu Titanit umgewandelt.

Malachit: Als feinkristalline Krusten auf Kluftchalkopyrit.

Molybdänit: Sehr kleine dünne Kristallplättchen im Bereich unter 1 mm. Zusammen mit Scheelit in kleinen Klüften. Sehr selten.

Pyrit: Erscheint in mm-großen Kristallaggregaten, meist zusammen mit Chalkopyrit und Galenit; selten. Fast durchwegs stark limonitisiert.

Quarz: Farblos bis milchigtrüb, meist derbe Hohraumauffüllung mit eingewachsenem Chlorit, Epidot und Aktinolith; oft zusammen auch mit Calcit. Seltener auch idiomorphe wasserklare Bergkristalle und Kristallaggregate. Bergkristalle sind nur selten mit Epidot vergesellschaftet, meist mit Chlorit und Sphen. Die Kristalle, bisweilen auch als Doppelender ausgebildet, können Dimensionen bis 10 cm erreichen; zonar eingestreut ist oft Chlorit. Um 1900 konnten auch bis 20 cm große Skelett-Quarze gefunden werden, in denen Byssolithe eingewachsen sind.

Scheelit: Wasserklare bis milchigweiß und gelbbraun getrübt Kristalle und Kristallaggregate; die Oberfläche ist meist korrodiert. Die Größe der Aggregate liegt vorwiegend unter 1 cm. Aus alten Funden sind, als extreme Seltenheit, Kristalle zwischen 3 und 5 cm bekannt geworden. Im Gegensatz zu den im Nebengestein befindlichen Scheeliten, sind in den Klüften fast ausschließlich nur blaufluoreszierende Mo-freie Typen vertreten. Entsprechend dem W-Gehalt im Nebengestein, sind auch die Kluftscheelite nur an bestimmte Zonen im Stollenprofil gebunden.

Titanit: Hellgelbe bis gelbgrüne dünntafelige bis linsige Kristalle, die zum Teil charakteristisch verzwillingt sind. Meist nur in jenen Klüften, in denen der Epidot mehr oder minder stark zurücktritt. Kristallgrößen bis 2,5 cm. Als eine der jüngsten Kluftmineralisationen ist der Titanit vergesellschaftet mit Calcit, Quarz und Chlorit. Selten.

Verwitterungsminerale:

Anglesit, Azurit, Cerussit, Cyanotrichit, Gips, Limonit (Goethit, Lepidokrokit), Malachit und diverse Eisen- und Mangan-Hydroxid-Hydrat-Gele.

2.5. Mineral- und Erzparagenesen des Blauwandstollens

So wie im Hauptgrubengebäude am Talgrund (Martinstollen), ist die Vererzung vorwiegend an, zum Teil Granat-führende Biotit-Chloritschiefer gebunden. Als Begleitgesteine treten auch hier feingeschichtete, feinkörnige Albitgneise auf. Unmittelbar anstehender "Weißschiefer" konnte aber nicht festgestellt werden. In relativ mächtigen Bankungen ist er erst in der benachbarten Pochergrabenabfolge zu

beobachten (Abb. 10).

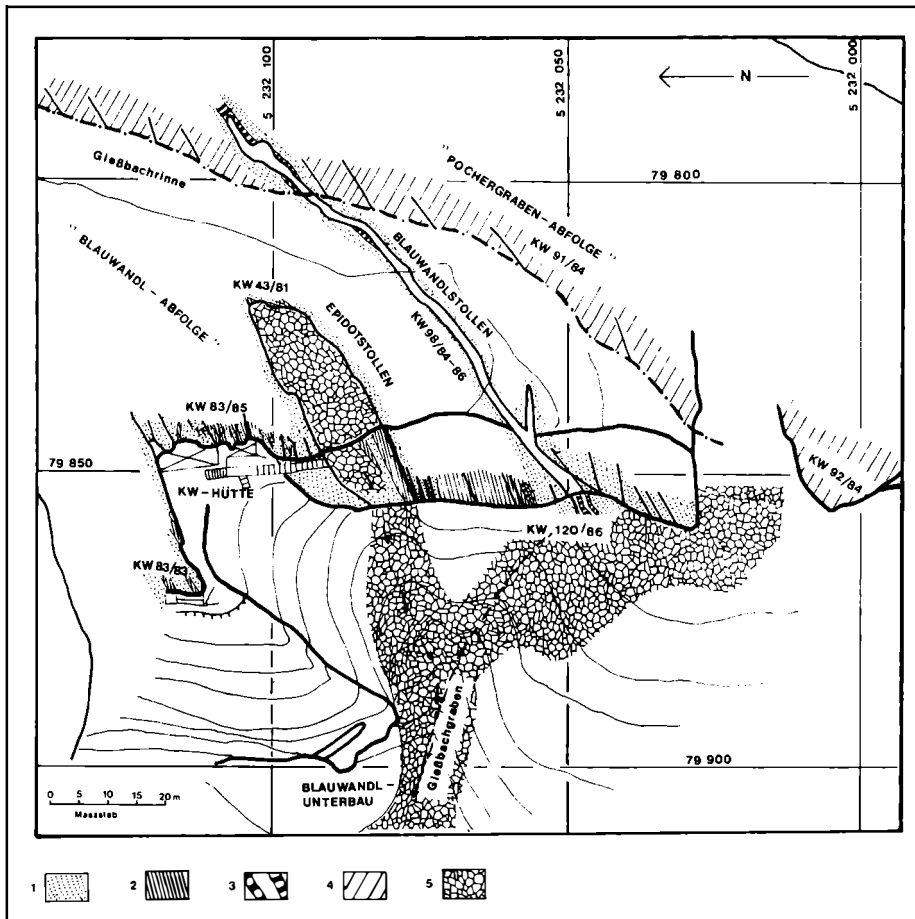


Abb. 10: Lageskizze (Grundriß) des Blauwandl- und Epidotstollens in der Knappenwand. Ausschnitt aus der Knappenwandmulde mit der Blauwandl- und Pochergrabenabfolge. Legende: 1 = diverse Albitgneise, 2 = diverse Metabasite, 3 = Biotit-Chloritschiefer mit Vererzung, 4 = Pochergrabenabfolge, 5 = Hangschutt und Abraumhalde.

Die folgende drei Erzparagenesen konnten im Blauwandlstollen registriert werden (SEEMANN & BRANDSTÄTTER, 1987):

- I: Viel Chalkopyrit und Pyrit, daneben Magnetit, Pyrrhotin und Markasit. In geringen Mengen Ilmenit, eisenarmer Sphalerit (ca. 3 Gew.% Fe), Galenit und Glaukodot. Sphalerit und Glaukodot befinden sich hauptsächlich im Chalkopyrit, Galenit tritt bevorzugt in und randlich von Pyriten auf.
- II: Hauptmenge: Chalkopyrit und Pyrit, daneben Markasit. Akzessorisch ist eisenreicher Sphalerit (ca. 9 Gew.% Fe) und Altait nachzuweisen. Beide befinden sich im Chalkopyrit.
- III: Neben Pyrit und Chalkopyrit ist nur Sphalerit als akzessorischer Gemengteil.

Mineralbestand der erzbegleitenden Silikate: Chlorit (Ripidolith), Biotit, Granat (Almandin mit schwachem Zonarbau) Feldspäte (Albit, in seltenen Fällen auch Adular). Als untergeordnete Gemengteile: Epidot, Zoisit, Turmalin und Apatit. Verwitterungsminerale: Cerussit, Anglesit, Cyanotrichit, Gips, Limonit.

2.6. Exkursionspunkte:

Aufstieg zur Knappenwand, Besichtigung der leicht erreichbaren Anteile der Pochergraben-, der Blauwandl- und der Langwinkelabfolge. Besuch des Blauwandlstollens und der historischen Epidotfundstelle.

Literaturverzeichnis:

- BREZINA, A. (1871): Die Sulzbacher Epidote im Wiener Museum. *Min.Mitt.* 1871/1, 49-52.
- BROWN, G.C. (1982): Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: R.S. THORPE (Editor): *Orogenetic Andesites and Related Rocks*. Chichester: Wiley & Sons, 437 - 464.
- BÜCKING, H. (1878): Über die Kristallformen des Epidot. *Z.Kryst.* 2, 321-415.
- COTTA, B.v. (1861): Die Erzlagerstätten Europas (Bd. 2 der "Lehre von den Erzlagerstätten"). Buchhdlg. J.G. Engelhardt, Freiberg, 2. Auflage, 744 S.
- FRASL, G. (1953): Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). *Jb. Geol.B.-A. Wien* 96, 143-192.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. *Jb.Geol.B.-A. Wien* 101, 323-472.
- FRASL, G. & FRANK, W., (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. *Der Aufschluß*, Sb. 15, 30-58.
- HÖCK, V., STEYRER, H.P., KOLLER, F. & PESTAL, G. (1982): Stratigraphic correlation form (SCF) of the Habach Formation, Hohe Tauern, Austria (*Geotraverse B*). *I.G.C.P. Nr. 5, Newsletter*, 4, 44 - 46.
- HÖLL, R. (1975): Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. *Abh.bayer.Akad.Wiss.math.-naturw. Kl., N.F.* 157, A-B, 114 S.
- KRAIGER, H. (1988): Die Habachformation - ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. *Mitt.Geol.Ges.* 81, 47-64.
- LAHNSTEINER, J. (1980): Oberpinzgau von Krimml bis Kaprun. Selbstverlag A.und M.Lahnsteiner, Hollersbach, Salzburg. 3.Auflg., 723 S.
- PAAR, W.H., CHEN, T.T. & MEIXNER, H. (1980): Pb-Bi-(Cu)-Sulfosalts in paleozoic gneisses and schists from Oberpinzgau, Salzburg province, Austria. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* 27, 1-16.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. THORPE (Editor): *Orogenetic Andesites and Related Rocks*. Chichester: Wiley & Sons, 437 - 464.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet.Sci.Lett.* 19, 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRIS, M.J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contrib.Mineral.Petrol.* 69, 33 - 47.
- PESTAL, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und Felbertales (Pinzgau-Salzburg). *Diss. Univ. Wien*, 117 S.
- QUADT, A.v. (1985): Geochronologische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habach-Formation, der Scheelitlagerstätte

- und des angrenzenden Altkristallins im Felbertal (Land Salzburg). Diss. ETH Nr. 7928, ETH Zürich, 241 S.
- SEEMANN, R. (1987): Edidotfundstelle Knappenwand; Geschichte - Geologie - Mineralien. Mit einem Beitrag über den Kupferbergbau im Untersulzbachtal. 2. überarb. Aufl., Verlag D. Bode, Haltern, BRD, 48 S.
- SEEMANN, R. & BRANDSTÄTTER, F. (1987): Altitführende Erzparagenesen aus dem Blauwandlstollen, Untersulzbachtal, Salzburg. Ann.Naturhist.Mus. Wien 89A, 1-13.
- SEEMANN, R. & KOLLER, F. (1988): Petrographic and geochemical investigations in the Knappenwand Area, Habach Formation (Tauern Window, Austria). Mitt.österr. geol.Ges. 81, 109 - 122.
- STEYRER, H.P. (1982): Geochemie, Petrographie und Geologie der Habachformation im Originalgebiet zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). Diss. Univ. Salzburg, 178 S.
- STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau, Salzburg). Mitt.Österr.Geol.Ges. 76, 69-100.
- STEYRER, H.P. & HÖCK, V. (1985): Geochemistry of the metabasites in the Habach formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria). A preliminary report. Ofioliti 10, 441-456.
- TSCHERMAK, G. (1872): Notizen: Adular-Albit von Sulzbach (Feldspat aus der Knappenwand). Mineral.Mitt. 1872, 196-197.
- WEINSCHENK, E. (1896): Die Minerallagerstätten des Groß-Venedigerstockes in den Hohen Tauern. Z.Krist. 26, 337-508.
- ZEPHAROVICH, V.R.v. (1859): Über die Krystallformen des Epidots. Sitzungsber. Akad.Wiss.Wien, math.-naturwiss.Kl. 34, 480-499.
- ZEPHAROVICH, V.R.v. (1869): Mineralogische Notizen: III. Neuere Mineralfunde in Salzburg. Jahrb.k.k.Geol.R.-A. 19, 225-234.