	125 Jahre Knappenwand – 125 years Knappenwand Proceedings of a Symposium held in Neukirchen am Großvenediger (Salzburg/Austria) September 1990				Editors: Volker Höck Friedrich Koller
	Abh. Geol. B.-A.	ISSN 0378-0864 ISBN 3-900312-85-0	Band 49	S. 49–66	Wien, Juni 1993

Die Kupferlagerstätte „Hochfeld“ – ein Teilprofil der Habachformation im Untersulzbachtal (Salzburg)

Von ROBERT SEEMANN, FRIEDRICH KOLLER, GÜNTER GRUNDMANN, FRANZ BRANDSTÄTTER & EWALD HEJL*)

Mit 14 Abbildungen, 1 Farbtafel und 3 Tabellen

Hohe Tauern
Habachformation
Knappenwandmulde
Cu-Fe-Sulfid-Vererzung
Metamorphose
Geochemie
Tektonik
Deformation

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 151

Inhalt

Zusammenfassung	49
Abstract	50
1. Einleitung und geologische Übersicht	52
2. Lagerung und Deformationsabfolge der Habachformation im Bereich der Kupferlagerstätte Hochfeld	52
3. Gesteinsabfolgen im Profil Untersulzbach	55
4. Die wichtigsten Gesteinstypen im Profil	56
4.1. Grüngesteine	56
4.2. Helle, quarzreiche Gneise	56
4.3. Metamorphe Sedimentabfolgen	56
5. Mineralchemie	57
6. Metamorphoseentwicklung	60
7. Geochemie und geotektonische Interpretation der Gesteinsabfolge	60
8. Die Kupferlagerstätte Hochfeld	62
9. Gefügemerkmale und Mineralparagenese der Vererzung	62
10. Mineralogie des Haupterzes	63
11. Schlußfolgerungen	64
Literatur	65

Zusammenfassung

In einem Teilabschnitt der „Knappenwandmulde“ (Habachformation) am N-Rand des Tauernfensters wird im Rahmen eines petrographischen Detailprofils, die historische Kupferlagerstätte „Hochfeld“ vorgestellt. Hier wurden im Zeitraum zwischen ca. 1500 und 1864 Kupfer, etwas Silber und Gold gewonnen. Die meist streng schichtgebundene Sulfidvererzung liegt in einem geringmächtigen Biotit-Chloritschiefer mit wechselnden Gehalten an Quarz. Die unmittelbaren Nebengesteine sind Albitgneise und Helglimmerquarzite. Die Mächtigkeit des steilstehenden, erzführenden Horizontes im W-Revier („Martinstollen“) beträgt 10–30 cm. Nur tektonisch bedingt ergeben sich örtlich auch Mächtigkeiten bis 1 m. Die Lagerstätte wird als syngenetische, primär feindisperse Cu-Fe-Vererzung mit geringen Beimengungen an Zn, Pb, Au, Ag, Bi, Se, Te, Mo und W charakterisiert. Der Mineralinhalt der Erzschieferhorizonte wurde im Verlauf der Durchbewegungen und durch die mittelgradige Metamorphose kaum remobilisiert. Nur im Bereich erhöhter Wegsamkeiten und alpiner Zerrklüfte kam es zur lokal begrenzten Stoffwanderung. Eine umfangreiche Stoffzufuhr von außen ist weitgehend auszuschließen.

Auf einer Gesamtstrecke von ca. 500 m umfaßt das beidseitig der Lagerstätte, ca. NS-verlaufende Detailprofil eine Vielzahl unterschiedlichster Gesteine. Die meist dünngeschichteten Abfolgen weisen deutliche tektonische Beanspruchungen auf. Die Hauptschieferung liegt parallel zum stofflichen Lagenbau und fällt im allgemeinen steil nach SSE ein. Gemeinsam mit einem Streckungslinear wurde der Schichtverband von einer monoklinen Faltung, deren B-Achsen mittelsteil nach E bis ENE einfallen, deformiert. In der Aufsicht ergibt sich ein sinistraler Bewegungssinn. Es wurden steil

*) Anschriften der Verfasser: Dr. ROBERT SEEMANN, Dr. FRANZ BRANDSTÄTTER, Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burggring 7, A-1014 Wien; Univ.-Doz. Dr. FRIEDRICH KOLLER, Institut für Petrologie, Universität Wien, Dr. Karl-Luegerring 1, A-1010 Wien; Dr. GÜNTER GRUNDMANN, Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching; Dr. EWALD HEJL, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34/III, A-502 Salzburg.

nach WSW und flach nach N einfallende Klüfte angetroffen. Die wichtigsten basischen und intermediären Gesteine sind Amphibolschiefer, Grobkorn-amphibolite, Metagabbros, Epidotamphibolite und Biotit-Chloritschiefer. Die SiO₂-reichen Vertreter sind „Knappenwandgneis“, Albitgneise, Hellglimmergneise und Muskovitquartzite. Nach den geochemischen Untersuchungen ergibt sich für die metamorphen Magmatite eher ein Kalkalkalitrend. Die intermediären Vertreter fehlen aber weitgehend. Die Metabasite ergaben hinsichtlich ihres Bildungsmilieus sehr unterschiedliche Ergebnisse. Zum Großteil dürfte es sich bei den Protolithen nicht um Basalte sondern um Tuffe und Tuffite handeln. Die sauren Gesteine, mit teilweise rhyolithischer Zusammensetzung und noch erkennbarer Textur, liefern Werte, die typisch für Granite aus dem Inselbogenenvironment sind. Die restlichen Gesteine sind als Metasedimente anzusprechen.

Die Metamorphosebedingungen können in den Bereich der oberen Grünschieferfazies bis in die Albit-Epidot-Amphibolitazies eingestuft werden. Der Höhepunkt lag bei Temperaturen um 500°C und einem Druck von ca. 3 kbar. Nach bisherigen Untersuchungen an Granaten kann eine prograde und einphasige Metamorphoseentwicklung angenommen werden. Festgestellte höher temperierte Bildungsbedingungen an Amphibolkernen deuten auf frühere magmatische oder postmagmatische Ereignisse hin.

Abstract

A detailed studied section through the "Knappenwandmulde", which is part of the Habach formation and situated at the northern rim of the Tauern window, a studied petrographic profile and the mineralogy and geology of the historic copper mine "Hochfeld" presented. During a period from 1500–1864 mainly copper and additional silver and gold were mined. The stratiform sulfide mineralization is related to a thin biotite-chlorite-schist with varying amount of quartz. The country rocks of the mineralization are albite-gneisses and muscovite-quartzites. Besides a locally tectonic controlled thickness up to 1 m, the overall thickness of the ore bearing sequence ranges from 10–30 cm. The deposit is syngenetic with a disperse Cu-Fe-sulfide mineralization containing less amounts of Zn, Pb, Au, Bi, Se, Te, Mo, and W. During the Alpine metamorphic overprint only rare mobilizations of the ore minerals occur. The N–S profile shows all typical rock types of the sequence with a total thickness of about 500 m. These thin banded rocks are intensive tectonically deformed and dip steeply towards SSE.

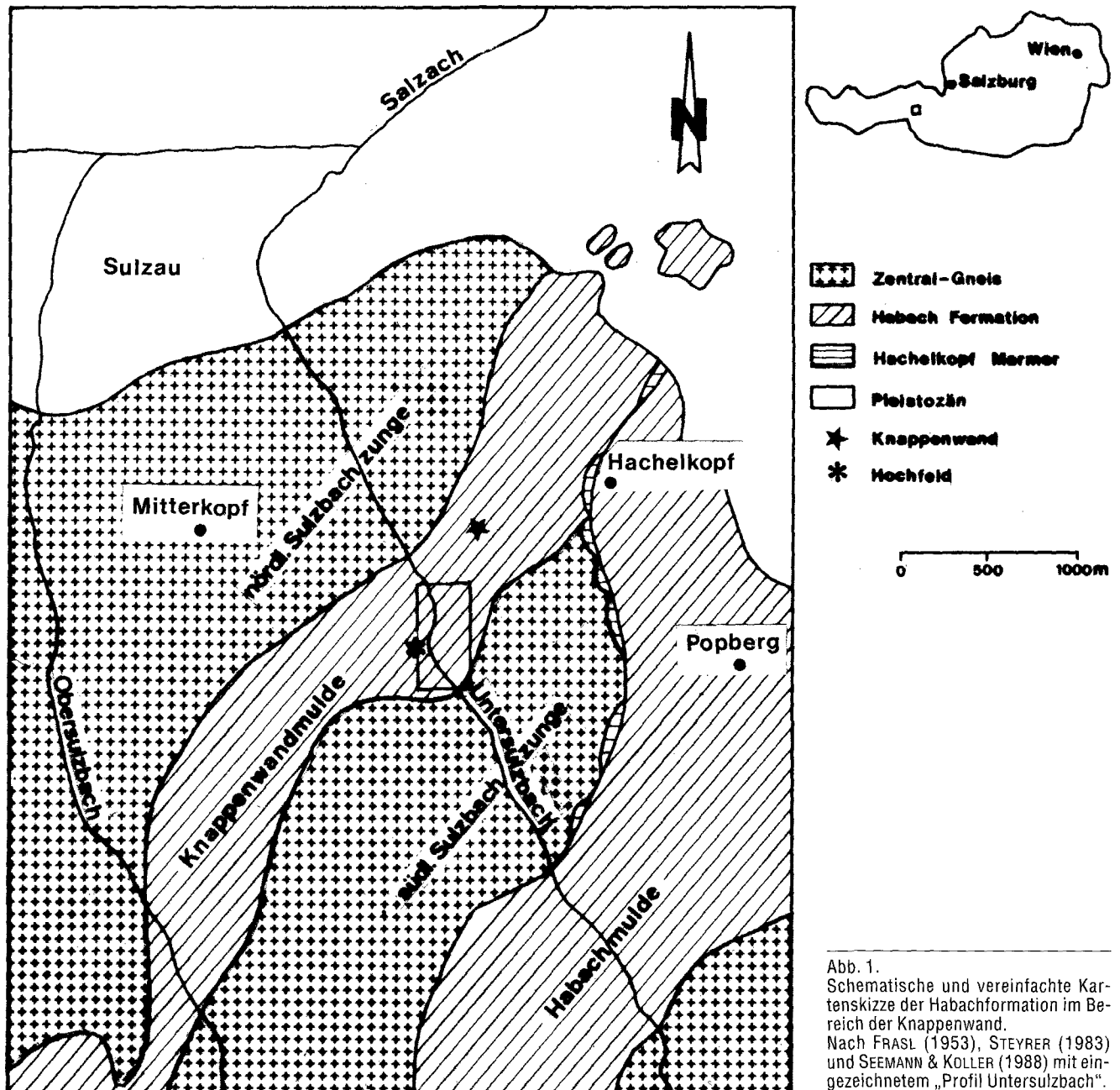


Abb. 1. Schematische und vereinfachte Kartenskizze der Habachformation im Bereich der Knappenwand. Nach FRASL (1953), STEYRER (1983) und SEEMANN & KOLLER (1988) mit eingezeichnetem „Profil Untersulzbach“.

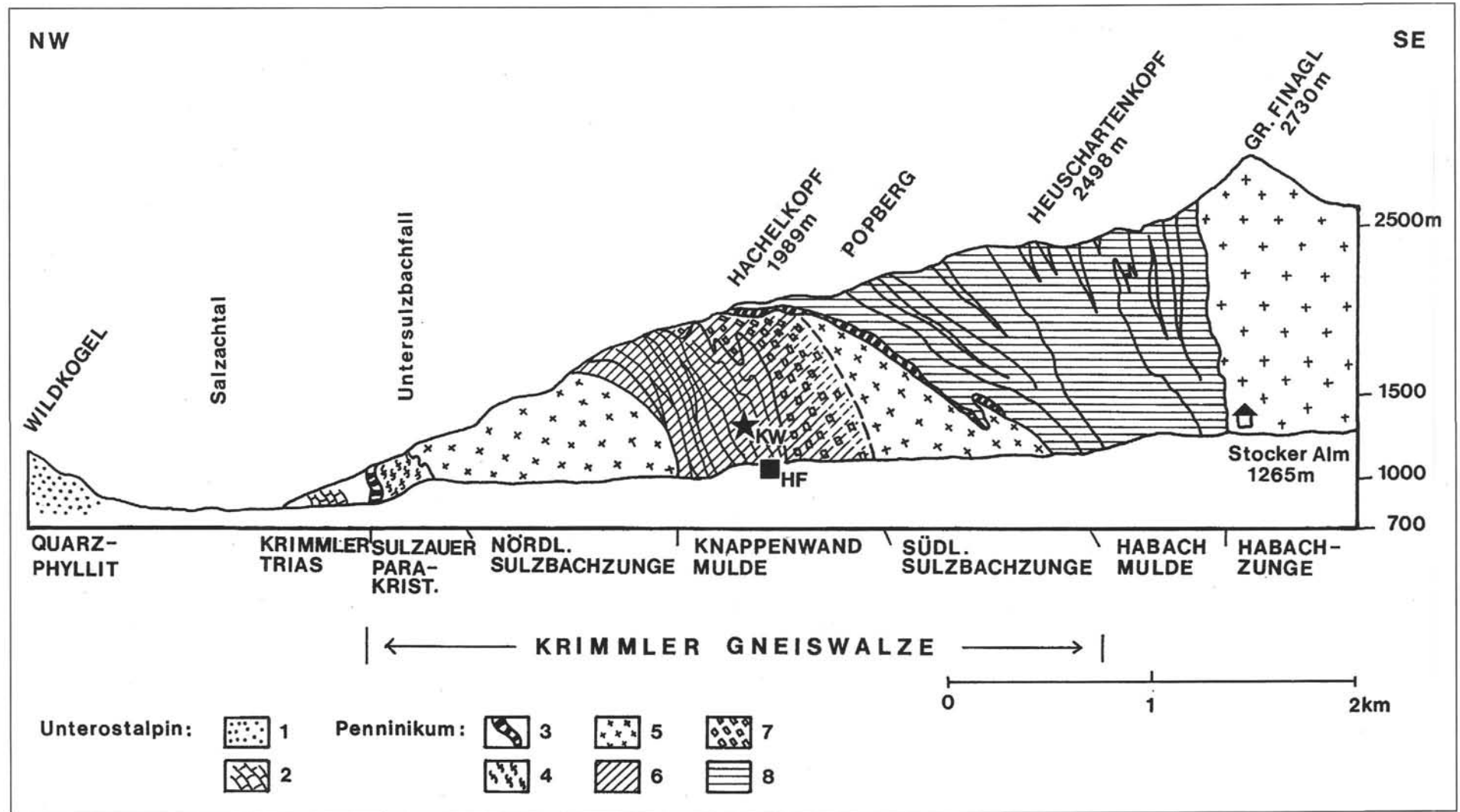


Abb. 2.
Schematisierter Längsschnitt (ca. NW-SE) durch das vordere Untersulzbachtal nach FRASL (1953) und STEYRER (1983).
Unterostalpin: 1 = Quarzphyllit; Unterostalpin oder Penninikum: 2 = Krimmler Trias und Begleitgesteine.
Penninikum: 3 = Hachelkopfmarmor; 4 = diverse Paragneise bzw. Porphyrmaterialschiefer des „Sulzauer Parakristallins“; 5 = Granitgneise, Flasergneise (Anteil der Zentralgneismasse); 6 = diverse Gneise, Schiefer, Amphibolite, Quarzite der „Knappenwandmulde“; 7 = Knappenwandgneise; 8 = diverse Gneise, Schiefer, Amphibolite, Quarzite der „Habachmulde“.

The sequence consists of metamorphosed basic and intermediate magmatic rocks forming coarse grained amphibolites, metagabbros, epidote amphibolites and biotite-chlorite schists. The more acidic rock types are the "Knappenwand" gneisses, albite- and muscovite gneisses, and muscovite quartzites. The protoliths are felsic volcanics and metasediments. The geochemistry of major and trace elements indicates a possible calc-alkaline evolution trend. Using the analytical data for a geotectonic classification of all metabasites most of the amphibolites are interpreted as former tuffs or tuffitic protoliths mainly caused by heterogeneous results of geochemical classification. Most of the felsic gneisses with partly preserved primary magmatic textures correspond to island arc granites or rhyolites. Both metabasites and orthogneisses are accompanied by interlayered metasediments. The metamorphic conditions range from upper greenschist to epidote amphibolite facies. Using some geothermometers temperatures about 500°C are determined combined with a minimum pressure of 3 kbar. Microprobe studies of garnet zoning demonstrate a prograde, single phase metamorphic event. Higher PT-conditions for hornblende phases in some metabasites are related to late or post magmatic evolution.

1. Einleitung und geologische Übersicht

Die Besonderheiten der berühmten Epidotfundstelle „Knappenwand“ und der eng benachbarten historischen Kupferlagerstätte „Hochfeld“ waren für die Mineralogisch-Petrographische Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien Anlaß, diese am Nordrand der Hohen Tauern gelegenen Lokalitäten im Rahmen des Forschungsprojektes Knappenwand näher zu untersuchen (SEEMANN, 1987). Dabei wurden sowohl die ungewöhnlichen Klufmineralevergesellschaftungen als auch die Erzparagenesen erfaßt und in Bezug zu den sie umgebenden Gesteinsserien gesetzt. Petrologische Detailstudien sollen exaktere Aussagen über Herkunft, Entstehungsbedingungen und Metamorphoseentwicklungen liefern.

Die Gesteine gehören zur „Knappenwandmulde“ (FRASL, 1953). Sie sind Teil der Habachformation (FRASL & FRANK, 1966; HÖCK et al., 1982), die am Nordrand des mittleren Tauernfensters gelegen ist (Abb. 1). Die oft im engsten Bereich stark variierenden Gesteinsabfolgen weisen im Abschnitt des Untersulzbachtales eine Gesamtmächtigkeit 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 und sauren Vulkaniten anzusehen ist. Damit in Wechsellagerung werden marin bis terrestrisch beeinflusste Sedimente bzw. Vulkanite und Tuffe in Kontinentalrandbereichen angenommen.

Im Ablauf von möglicherweise zwei Metamorphosezyklen (variszisch?, alpidisch) erfolgte eine Umwandlung des ursprünglichen Gesteinsbestandes. Produkte sind einerseits Prasinite und helle, albitreiche Lagen mit allen möglichen Übergängen, andererseits diverse, zum Teil albitreiche Gneise bis Quarzite und zwischengeschaltete, meist geringmächtige Amphibol-, Chlorit- und Biotitschiefer (SEEMANN & KOLLER, 1988; SEEMANN et al., 1990). Gelegentlich treten dabei linsige, meist schichtgebundene Quarz- und Epidotmobilisate auf. In den basischen Lagen, bevorzugt in Biotit-Chloritschiefern, treten Verzerrungen auf, die in historischer Zeit vorwiegend auf Kupfer abgebaut wurden (SEEMANN & BRANDSTÄTTER, 1987).

Bedingt durch den nordvergerten Deckenbau innerhalb des Tauernfensters erfolgte im Rahmen der alpidischen Orogenese zuerst eine starke NS-Einengung an der Stirnfront und später eine EW-Verschiebung entlang der Tauernnordrandstörung. An der Aufwölbung der „Krimmler Gneiswalze“ erfolgte dabei 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 kbar).

2. Lagerung und Deformationsabfolge der Habachformation im Bereich der Kupferlagerstätte Hochfeld

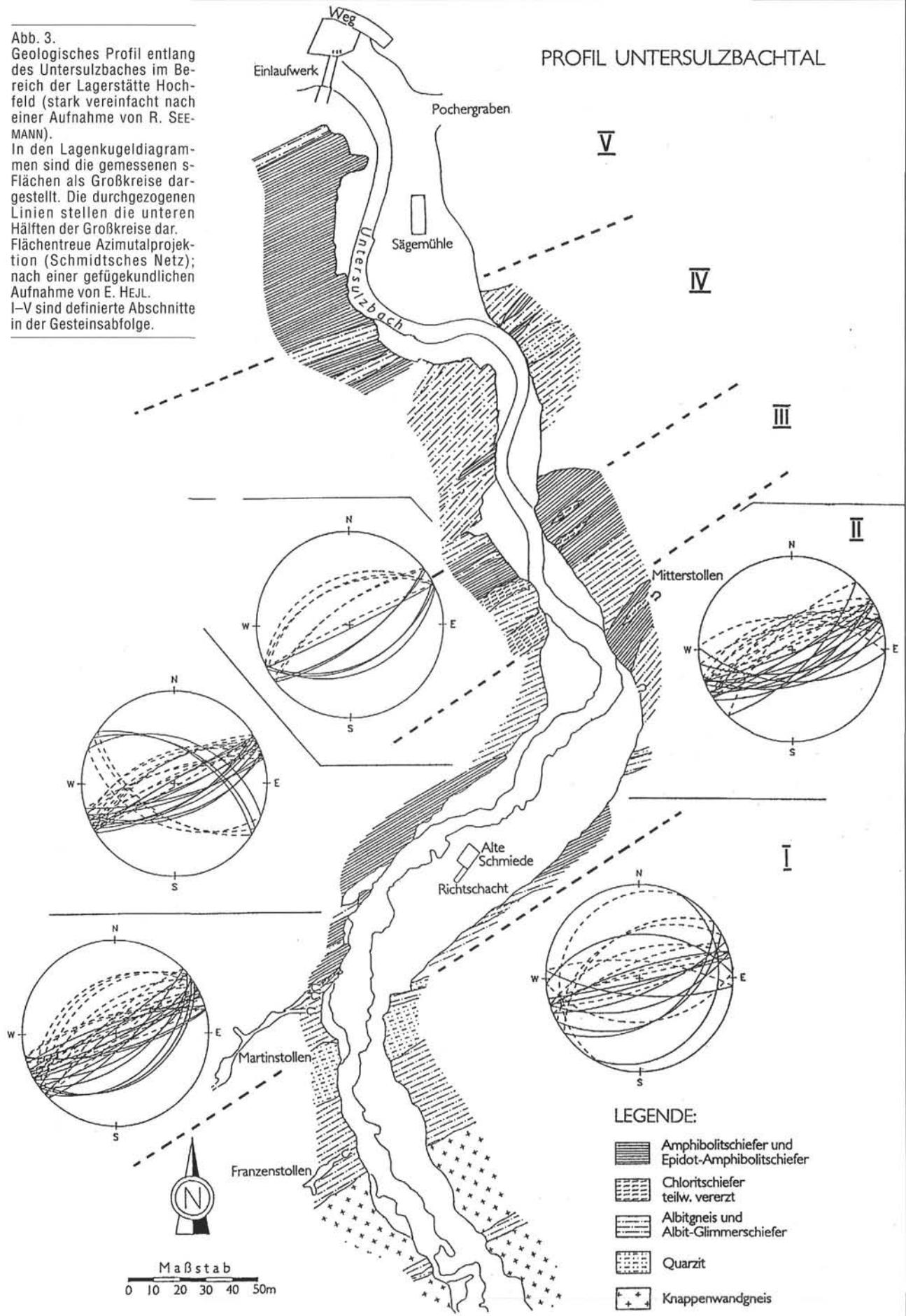
Entlang des Untersulzbaches wurde ein Teilabschnitt der die Kupferlagerstätte umgebenden Gesteinsabfolgen gefügekundlich aufgenommen. Die Hauptschieferungsrichtung zeigt eine gute Anpassung an den stofflichen Lagenbau (STEYRER, 1983). In verzerrten Biotit-Chloritschieferlagen vom Mundloch des Martinstollens sind unter dem Mikroskop jedoch auch Reste einer älteren Schieferung zu erkennen (SEEMANN et al., 1990). Diese Schieferung mit Feinfältelung im mm-Bereich wird von der jüngeren Transversalschieferung (crenulation cleavage) zerlegt. Demnach wären der primäre Lagenbau als s_0 , die reliktschiefer, unter dem Mikroskop teilweise noch erkennbare Schieferung als s_1 und die makroskopisch vorherrschende Schieferung als s_2 zu bezeichnen. Für die Beurteilung der allgemeinen Lagerungsverhältnisse ist die Unterscheidung zwischen der primären Schichtung s_0 und der Schieferung s_2 jedoch unerheblich, da makroskopisch keine deutliche Winkeldiskordanz zwischen beiden Flächensystemen erkennbar ist (Abb. 3).

An beiden Ufern des Untersulzbaches wurde die räumliche Lage (Einfallrichtung und Einfallswinkel) von insgesamt 82 Schicht- bzw. Schieferungsflächen gemessen. Die Lagenkugeldarstellungen in der Abb. 3 vermitteln einen Eindruck von der Orientierung des Flächengefüges. Das durchschnittliche s fällt mit rund 70° nach SSE ein. Das entspricht ungefähr dem allgemeinen Einfallen der gegen N überkippten Knappenwandmulde (Abb. 2). Durch die im folgenden beschriebene Faltung, deren B-Achsen mittelsteil nach E einfallen, kommen jedoch auch abweichende Orientierungen vor. Die steil nach NNE einfallenden Flächen (siehe mittleres Lagenkugeldiagramm für das Westufer) entsprechen den kürzeren Schenkeln dieser monoklinen Faltung und sind bei einer zufälligen Auswahl der Meßpunkte daher zwangsläufig seltener als jene Flächen, die den wesentlich längeren, nach SSE einfallenden Schenkeln entsprechen. Abb. 4 zeigt, daß die Pole aller s -Flächen entlang eines Großkreises normal zur durchschnittlichen Einfallrichtung der Faltenachsen liegen.

Die B-Achsen der monoklinen Faltung fallen zumeist mittelsteil nach E bis ENE ein (Abb. 4). Ihre Orientierung ist anscheinend unabhängig vom Gesteinstyp. Form und Größe der Falten zeigen jedoch in Abhängigkeit von der Kompetenz des Gesteins charakteristische Unterschiede. In kompetenten Lagen, wie z.B. Albitgneisen und glim-

Abb. 3.
 Geologisches Profil entlang
 des Untersulzbaches im Be-
 reich der Lagerstätte Hoch-
 feld (stark vereinfacht nach
 einer Aufnahme von R. SEE-
 MANN).
 In den Lagenkugeldiagram-
 men sind die gemessenen s-
 Flächen als Großkreise dar-
 gestellt. Die durchgezogenen
 Linien stellen die unteren
 Hälften der Großkreise dar.
 Flächentreue Azimutalprojek-
 tion (Schmidtsches Netz);
 nach einer gefügekundlichen
 Aufnahme von E. HEJL.
 I-V sind definierte Abschnitte
 in der Gesteinsabfolge.

PROFIL UNTERSULZBACHTAL



- LEGENDE:
- Amphibolitschiefer und Epidot-Amphibolitschiefer
 - Chloritschiefer teilw. vererzt
 - Albitgneis und Albit-Glimmerschiefer
 - Quarzit
 - Knappenwandgneis

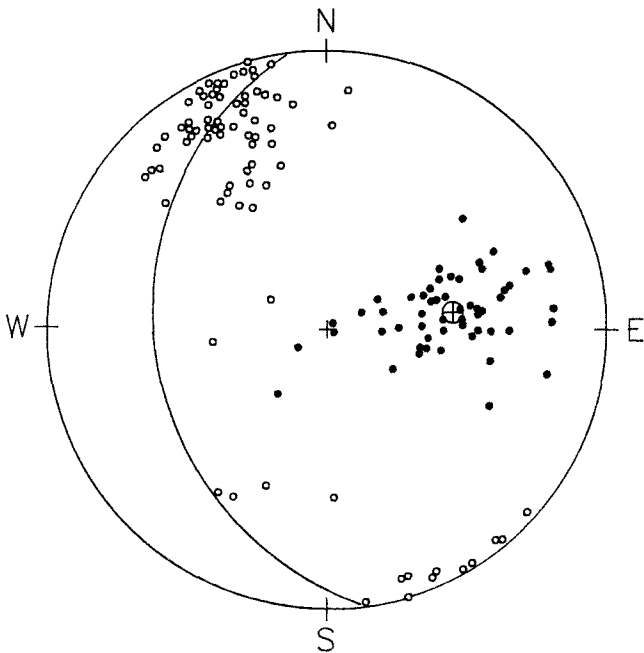


Abb. 4.
Pole der Faltenachsen (schwarze Punkte) und s-Flächen (kleine Kreise) in flächentreuer Projektion (untere Hälfte der Lagenkugel). Die Pole der s-Flächen liegen entlang des eingezeichneten Großkreises, der normal zur durchschnittlichen Richtung der Faltenachsen steht.

merarmen Quarziten, treten vorwiegend Biegegleitfalten mit verhältnismäßig großen Krümmungsradien der Falten-scheitel auf. Die Amplitude dieser Falten liegt zumeist in der Größenordnung von mehreren Dezimetern bis Metern. Der Winkel der Falten-schenkel (bezogen auf die Flächen-normalen) ist nur selten größer als 90° . Sehr dünne kompetente Lagen (z.B. wenige mm mächtige Quarzitlagen im Glimmerschiefer) können jedoch auch stärkere Umbiegungen zeigen. In den inkompetenten Lagen, wie z.B. Amphibol-, Chlorit- und Glimmerschiefern, treten Knick-falten mit scharfen Scharnieren und nahezu parallelen Schenkeln auf. Die Amplitude reicht von wenigen Millimetern bis zu mehreren Metern, wobei die großen Falten oft aus vielen, wesentlich kleineren Teilfalten zusammengesetzt sind (Abb. 5). Der Winkel der Falten-schenkel liegt meistens bei ca. 90° ; in besonders stark beanspruchten Glimmerschiefern kommen aber auch fast isoklinale Falten vor.

Die Krimmler Gneiswalze taucht achsial relativ flach nach ENE ab (068/20 nach STEYRER, 1983). Die Faltenachsen im Bachprofil beim Mundloch des Martinstollens fallen jedoch deutlich steiler nach E ein (082/52). Ob es sich nur um eine lokale Anomalie handelt oder ob der hier fest-gestellte Bewegungssinn repräsentativ ist für die großtek-tonische Einschuppung der Knappenwandmulde, könnte nur durch eine detaillierte, großräumige Gefügeanalyse geklärt werden.

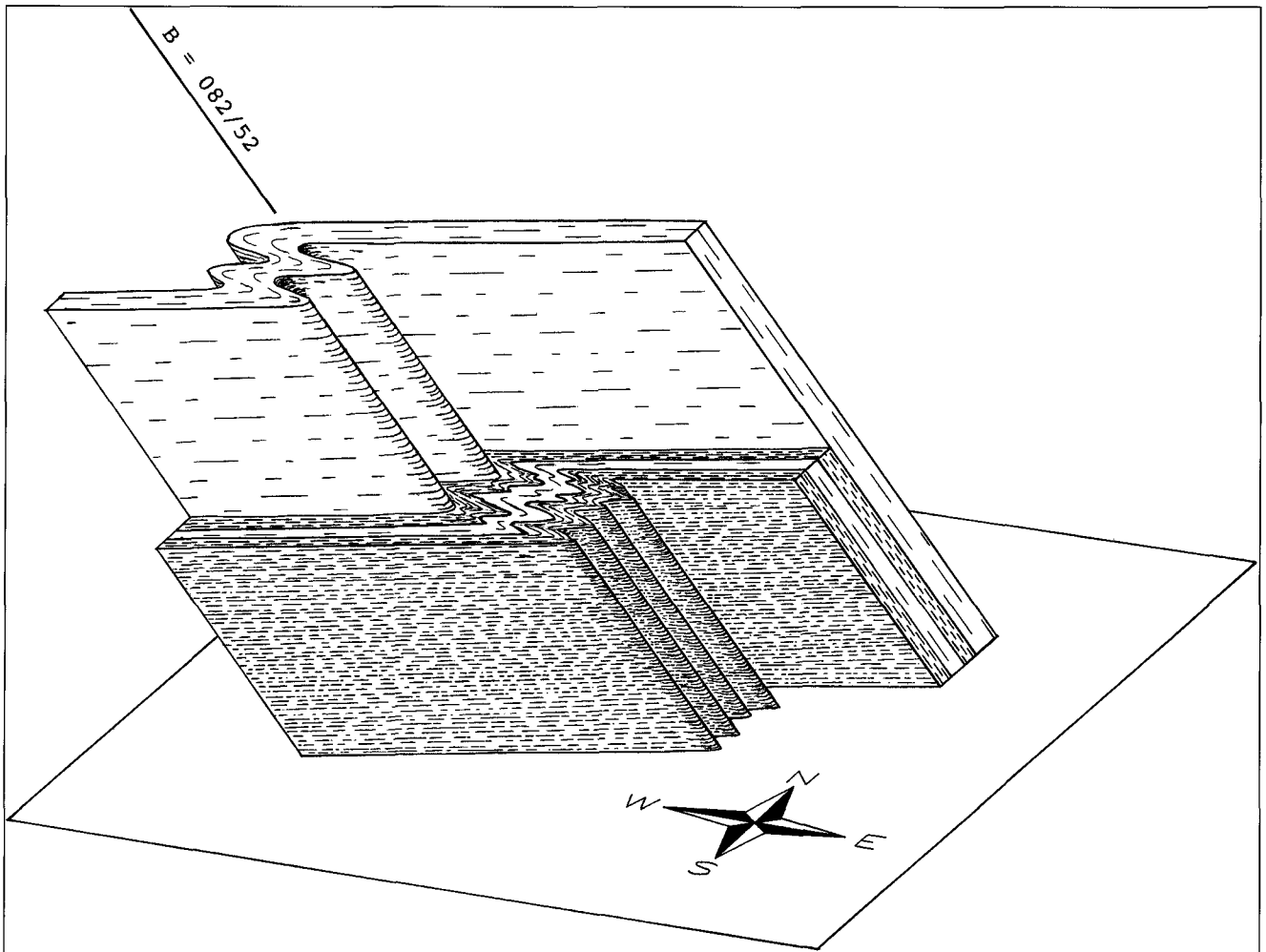


Abb. 5.
Schematisches Blockbild der monoklinen Faltung. Helle Lagen = Albitgneis (kompetent). Dunkle Lagen = Amphibolschiefer (inkompetent).

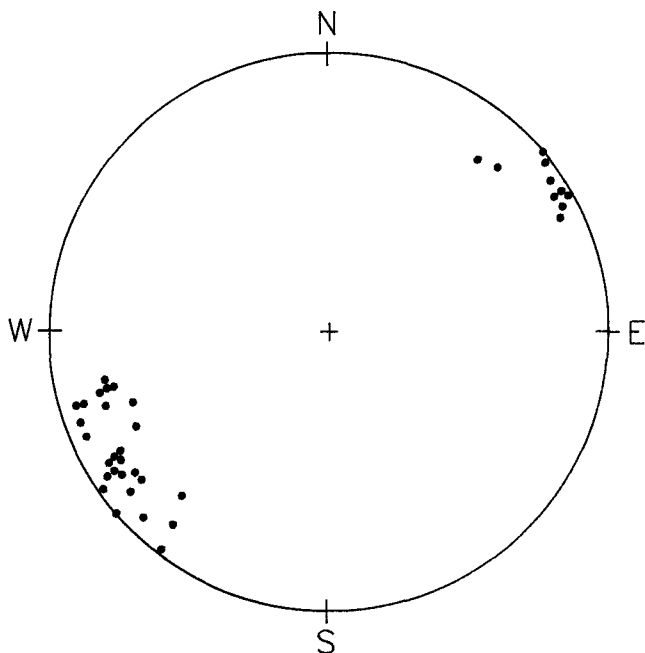


Abb. 6.
Pole der Streckungslineare auf den nach SE einfallenden Schenkeln der monoklinen Faltung.
Flächentreue Projektion (untere Hälfte der Lagenkugel).

Ein älteres Streckungslinear, dessen Umbiegen an den Faltscharnieren manchmal deutlich zu sehen ist, äußert sich in den Amphibolschiefern als bevorzugte Regelung der stengeligen Amphibole und in den Muskovitquarziten durch das Auftreten zeitig angeordneter Quarzstriemen auf den s-Flächen. Auf den Südschenkeln der Hauptfaltung liegt dieses Streckungslinear annähernd horizontal (Abb. 6).

Die insgesamt 23 gemessenen Kluftrichtungen lassen zwei bevorzugte Orientierungen erkennen (Abb. 7). Diese

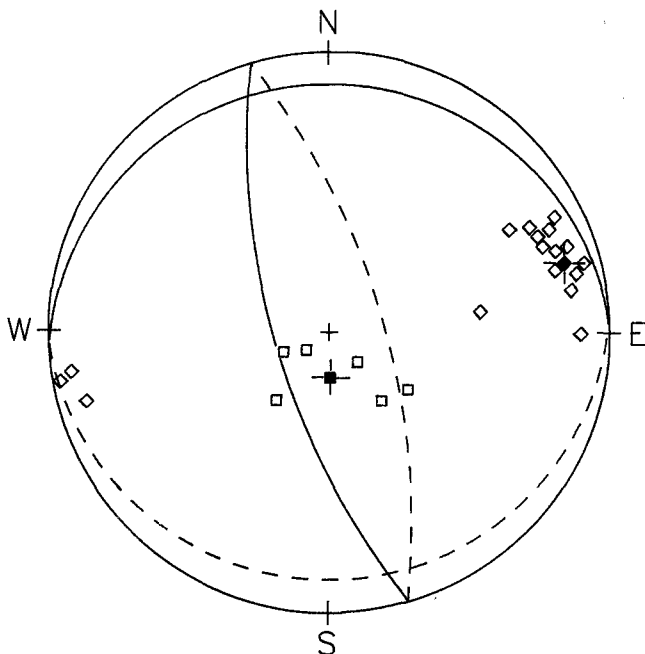


Abb. 7.
Klufflächendiagramm in flächentreuer Projektion.
◇ = Pole der Klüftung k_a (untere Hälfte der Lagenkugel); □ = Pole der Klüftung k_b (untere Hälfte der Lagenkugel), ◆ = durchschnittlicher Pol von k_a ; ■ = durchschnittlicher Pol von k_b .
Dargestellt sind auch die Großkreise der durchschnittlichen Richtungen von k_a und k_b .

beiden Hauptkluftrichtungen werden als k_a und k_b bezeichnet, damit soll aber keine Aussage über die Altersabfolge gemacht werden.

- 1) k_a (17 Messungen) streicht NNW–SSE und fällt steil nach WSW ein. Obwohl k_a somit nicht genau normal zur Hauptfaltungsrichtung steht, handelt es sich wahrscheinlich um die zugehörige ac-Klüftung.
- 2) Die zweite Hauptkluftrichtung k_b fällt mit etwa 10 bis 15° nach N ein, liegt also beinahe horizontal. Sie ist zwar nur durch 6 Messungen belegt, dafür handelt es sich aber um relativ auffällige, zum Teil über mehrere Meter verfolgbare Klüfte.

Die von STEYRER (1983) beschriebene, NE–SW streichende Klüftung der Habachformation scheint im Bachprofil beim Mundloch des Martinstollens nicht aufzutreten.

3. Gesteinsabfolgen im Profil Untersulzbach

Die Mächtigkeit der aufgeschlossenen Gesteinsabfolge beträgt ca. 500 m. Von der gesamten Knappenwandmulde ist damit aber nur ein Teil zugänglich. Der nördlich gelegene Abschnitt ist mit Hangschutt und Bachsedimenten bedeckt. Die Abgrenzung zum südlich gelegenen Zentralgneis (südl. Sulzbachzunge) ist undeutlich und schlecht aufgeschlossen. Die Abfolge wird in 5 Untergruppen eingeteilt (Abb. 3):

- ① Der südlichste Abschnitt, mit einer unscharfen Grenze zum Zentralgneis, ist ca. 170 m mächtig. Mehr als die Hälfte davon besteht aus tektonisch wenig beanspruchten dickbankigen Knappenwandgneisen. Es folgen uneinheitliche Albitgneise, die nach N immer stärker durchbewegt sind. Den Abschluß bilden feinkörnige hellglimmerführende Quarzite. Die tektonisch stark beanspruchte Lage weist markante Anreicherungen von Granat und Erz auf.
- ② Der nächste Komplex, ca. 60 m mächtig, besteht aus einer bunten Folge von verschiedenen, meist stark durchbewegten dünnlagigen Gesteinen. Das Spektrum der oft in enger Wechsellagerung auftretenden Gesteine reicht vom Granat-Biotit-Chloritschiefer, Epidotamphibolschiefer und Grobkornamphibolit bis hin zu diversen Albitgneisen, Quarziten und Marmoren. Im südlichen Anteil dieser Abfolge befindet sich die streng schichtgebundene Hochfeldvererzung entlang der Linie Martinstollen, Richtschacht und Mitterstollen.
- ③ Das nächste Abschnitt ist ca. 40–50 m mächtig. Er ist ebenfalls sehr uneinheitlich und tektonisch stark durchbewegt. Auffallend sind kompakte inhomogene Bankungen von z.T. sehr grobkörnigen Metabrekzien. Zwischengelagert sind wieder geringmächtige Gneise, Quarzite, Chlorit- und Amphibolschiefer.
- ④ Die Gesamtmächtigkeit der anschließenden, sehr gneisreichen Zone beträgt ca. 70–80 m. Örtlich durchziehen schmale gangförmige Amphibolschiefer die hellen großbankigen bis linsigen Gneiskörper. Nach N nehmen die geringermächtigen Lagen, in Wechsellagerung mit Epidotamphibolit und Chloritschiefer, wieder zu.
- ⑤ Der nördlichste hier aufgeschlossene Komplex mit einer Mächtigkeit von ca. 70–80 m besteht fast durchwegs aus Grünschiefern. Die wieder deutlich geschieferten und gefalteten Gesteinsfolgen bestehen aus vorwiegend geringmächtigen, meist feinkörnigen Am-

phibol- und Chloritschiefern. Auffallend sind mächtigere Bankungen von kompakten Epidotamphiboliten und Grobkornamphiboliten.

4. Die wichtigsten Gesteinstypen im Profil

Die Einteilung erfolgt nach Grüngesteinen (Gruppe 1), nach sauren, gneisartigen Gesteinen (Gruppe 2) und nach Metasedimenten mit variablem Chemismus (Gruppe 3).

4.1. Grüngesteine

Dazu zählen alle Grünschiefer, Prasinite bis Amphibolite mit stark variierender mineralogischer Zusammensetzung. Als Hauptgemengteile sind Amphibole (Aktinolith bis Hornblende), Feldspat (überwiegend Albit), Chlorit und Epidot/Klinozoisit sowie Biotit, Quarz, Granat (almandinreich) und Titanit festzustellen. Das Gefüge ist je nach Ausgangsmaterial, Mineralzusammensetzung und Tektonik fein geschiefert bis massig dicht oder in seltenen Fällen fast ungeschiefert körnig. Für das Profil „Untersulzbach“ ergibt sich folgende Unterteilung:

Amphibolschiefer

Sie sind feinkörnig, dünn geschichtet, mit meist 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.

Amphibolschiefer mit makroskopischen Formrelikten (Grobkornamphibolite)

In einer nicht mehr so gleichmäßig feinkörnigen und dünn schichtigen Matrix findet man zahlreiche, auffallend große Amphibol- und Plagioklasformrelikte. Diese können zum Teil lagig angereichert sein. Die Amphibole sind im Durchschnitt bis 15 mm groß, die Plagioklasrelikte sind üblicherweise etwas kleiner. Allfällige Interngefüge der Formrelikte sind diskordant zur vorliegenden Schieferung. Die formreliktreichen Amphibolschiefer treten gelegentlich als geringmächtigere Bankungen in den feinkörnigen Amphibolschieferfolgen auf. 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-Anwachssaum. Weiters findet man noch Epidot, Chlorit und Erz. Biotit und Quarz sind relativ selten.

Massige Amphibolite (Metagabbros)

Diese weisen eine annähernd isogranulare Struktur auf, Schieferung oder Lagenbau sind nicht zu beobachten. Texturell entsprechen sie Gabbroamphiboliten (HÖCK et al., 1982; STEYRER, 1982, 1983; STEYRER & HÖCK, 1985; SEEMANN & KOLLER, 1988) und kommen nur als relativ kleine Körper im Nordteil des aufgeschlossenen Profils vor. Der Mineralbestand dieses mittelkörnigen Gesteins be-

steht überwiegend aus Amphibol und Albit, daneben finden sich noch geringe Gehalte an Chlorit, Epidot und Biotit.

Epidotamphibolit

Im Gegensatz zum Knappenwandprofil (SEEMANN et al. 1990) sind hier eher die geschieferten als die kompakten feinkörnigen Typen vertreten. Die maximal 0.5 m mächtigen Lagen sind im umgebenden Gesteinsverband miteingefaltet und zeigen kaum Zerrklüftbildungen wie in den starren, massigen Epidotamphibolit-Körpern der Knappenwand. Die geschieferten Epidotamphibolite werden meist begleitet von jungen konkordanten bis diskordanten, linsigen bis lagigen Epidotmobilisaten, daneben auch von Quarz und Calcit. Als Erzphasen sind geringe Mengen von Pyrit und Magnetit zu beobachten.

4.2. Helle, quarzreiche Gneise

In dieser Gruppe sind vor allem die Metarhyolithe und möglichen sauren Intrusiva zusammengefaßt.

Albitgneise

Hier sind diverse fein- bis mittelkörnige Augen- bis Flasergneise mit variabler mineralogischer Zusammensetzung zusammengefaßt. Die Variation reicht von intermediären bis stark sauren, teilweise quarzitischen Gneisen. Mit Ausnahme einiger kalifeldspatführender Flasergneise ist eine generelle Albitdominanz festzustellen, als Extremfall sind dünnlagige Albitschiefer („Albitite“) 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 schieferigen Gneise bilden die Gneiskörper sehr mächtige, aber in ihrer Schichtbreite stark schwankende Lagen und bilden manchmal auch nur isolierte linsige Körper.

Knappenwandgneis

Der Knappenwandgneis ist ein grauer porphyrischer Gneis und bildet kompakte und meist sehr mächtige Schichtpakete, deren Vorkommen auf den Südtail des Profils beschränkt ist. STEYRER (1982, 1983) interpretiert den Knappenwandgneis als Metarhyolith bis -dazit, SEEMANN & KOLLER (1988) lassen die Frage nach der Herkunft 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 Anwachssaum. 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.

4.3. Metamorphe Sedimentabfolgen

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

Hellglimmergneise bis Muskovitquarzite

Diese stark geschieferten, geringmächtigen, quarzitischen Hellglimmergneise treten ausschließlich als Begleitgesteine der Hochfeldvererzung auf und wurden von SEEMANN & KOLLER (1988) als „Weißschiefer“ bezeichnet. Diese Gesteine sind durch ein tektonisch stark beanspruchtes Gefüge aus phengitischen Hellglimmern, teilweise zerscherten alten Plagioklasen und viel Quarz charakterisiert. Im Kontaktbereich zu den Erzschiefern sind nur an wenigen Positionen auch Anreicherungen von Pyrit und Chalkopyrit, in sehr geringen Mengen auch gediegen Gold, zu beobachten.

Biotit-Chloritschiefer

Diese treten vorwiegend in Form geringmächtiger und tektonisch stark beanspruchter Lagen in feinkörnigen Albitgneisen und „Weißschiefern“ auf. Das Gestein besteht hauptsächlich aus dunkelgrünem Chlorit (Rhipidolith) und variablen Gehalten an Biotit. Neben quarzreichen Lagen findet man auch lokale Anreicherungen von almandinbetontem Granat mit Porphyroblasten bis 1 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. Als für den Vererzungsbereich typisch sind große, schlierige bis linsige Mobilisate von Quarz zu beobachten.

Metatuffite

Sie treten in relativ mächtigen Lagen und Linsen zwischen „Grobkornamphiboliten“, Amphibolschiefern und Albitgneisen auf. Die meist feinkörnigen feldspatreichen Gesteine (Matrix) weisen sehr uneinheitlichen Lagenbau auf, in dem Formrelikte z.T. sehr großer eingestreuter Komponenten (ehemalige vulkanische Auswürflinge) oder horizontgebundene, unregelmäßig verteilte ehemalige Fremdgesteinskomponenten unterschiedlichster Zusammensetzung, auffallen.

Marmore

Sie finden sich in stark verfalteten Kontaktzonen zwischen Biotit-Chloritschiefern und Amphibolschiefern. Die geringmächtigen stark korrodierten Lagen weisen Schichtstärken bis zu 20 cm auf. Der weiße bis hellgraue Marmor ist mittel- bis sehr grobkörnig und wird von mehreren dünnen schichtparallelen Quarzlitagen durchzogen.

5. Mineralchemie

Mit Hilfe der Mikrosonde wurden die Mineralphasen in einigen Biotit-Chlorit-Granatschiefern und Amphibolschiefern aus dem Lagerstättenbereich untersucht. Der Mineralbestand dieser Gesteine ist in Tab. 1 zusammengefaßt. Einen Überblick über die Resultate erhält man

Tabelle 1.

Mineralgehalt in den mit der Mikrosonde untersuchten Dünnschliffen.

xxx = >50 Vol.-%; xx = 20–50 Vol.-%; x für 5–20 Vol.-%; + für <5 Vol.-%; - = im Schliffbereich fehlende Phase.

Muskovitgneis = KW 130-2/86, -5/87, -14/87; Quarzit = KW 130-12/87; Biotit-Chloritschiefer = KW 130-21.1/87; Metagabbro = KW 130-31/87; Amphibolschiefer = KW 130-54.1/87.

KW130-	2/86	5/87	12/87	14/87	21.1/87	31/87	54.1/87
Phengit	x	x	+	x	+	-	-
Chlorit	+	+	x	+	xxx	x	x
Biotit grün	x	-	xx		-	-	-
Biotit braun	xx	x	-		xx	xx	x
Epidot	+	+	-	+	+	x	x
Granat	x	-	xx		x	-	-
Quarz	xxx	xxx	xxx	xxx	+		+
Plagioklas	x	xx		x		xx	xx
Amphibol I						xxx	xxx
Amphibol II						x	x
Calcit		+					
Ilmenit							+
Erz	+	x	+	xx	xx	-	+

Tabelle 2.

Zusammenfassung der wichtigsten Mineraldaten für die untersuchten Proben.

Formelverrechnung für Si der Phengite, Gesamteisen als Fe²⁺ verrechnet. Geothermometer: Granat/Chlorit (PERCHUK, 1990), Granat/Biotit (FERRY & SPEAR, 1978); HODGES & SPEAR, 1982; GANGULY & SAXENA, 1984; PERCHUK, 1990) und Granat/Chlorit/Quarz (GRAMBLING, 1990).

Probe	KW130-	2/86	5/87	12/87	14/87	21.1/87	31/87	54.1/87
Mineral								
Phengit	Si	3,12	3,21	3,13	3,14	3,15		
	X _{Mg}	0,38	0,51	0,21	0,41	0,40		
	X _{Na}	0,07	0,08	0,04	0,07	0,09		
Chlorit	Si	2,68		2,62	2,70	2,68		
	X _{Mg}	0,38		0,21	0,45	0,45		
Biotit	X _{Mg}	0,36	0,56	0,20		0,46		
Epidot	X _{Fe3+}	0,71	0,72		0,68	0,71		0,47
Granat Kern	Spes	0,19		0,34	0,36			
	Alm	0,52		0,42	0,72			
Granat Rand	Spes	0,03		0,00	0,10			
	Alm	0,74		0,85	0,63			
Plagioklas	Ab				0,95			0,96
	An				0,04			0,04
Amphibol I	Si						6,43	6,29
	X _{Mg}						0,73	0,49
Amphibol II	Si						7,28	7,04
	X _{Mg}						0,85	0,62
Thermometer	°C							
Grt-Chl		480		520	410			
Grt-Bio	bei 3 Kbar	420		510	470			
Grt-Chl-Q	bei 3 Kbar	530		510	410			

aus Tab. 2, die eine Zusammenstellung der wichtigsten Parameter enthält.

Phengit

Der in fünf untersuchten Proben auftretende Hellglimmer ist ein Phengit mit einer Si-Besetzung von 3.12–3.21, bezogen auf Fe³⁺-freie Formeln. Das X_{Mg} der Hellglimmer variiert von 0.21–0.51, die Paragonitkomponente liegt bei Werten von 4–9 Mol. %.

Chlorit

Alle untersuchten Chloritphasen sind sehr Fe-reich, ihr X_{Mg} variiert von 0.21 - 0.45. Die Si-Gehalte aller untersuchten Chlorite sind, bezogen auf eine Formelverrechnung von 14 O, sehr einheitlich bei Werten zwischen 2.62–2.70 und entsprechen nach der Nomenklatur von HEY (1954) Rhipidolithen.

Biotit

Die untersuchten Biotite zeigen ebenfalls ein variables X_{Mg} von 0.20–0.56. Es wurden sowohl braune als auch grüne Biotite untersucht, folgende Unterschiede konnten dabei beobachtet werden: Generell scheinen alle drei Schichtsilikate (Phengit, Chlorit und Biotit) einer Probe sehr einheitliche X_{Mg}-Werte zu besitzen (Tab. 2). Die niedrigsten X_{Mg}-Werte von 0.21 für Biotit hat jene Probe, die ausschließlich grünen Biotit führt (Tab. 1).

Epidot

Die beobachteten Epidote in den Erzschiefern weisen eine Fe³⁺-Besetzung von 0.68–0.72 pro Formeleinheit auf.

Bemerkenswert sind aber häufige Orthitkerne, die eine innere Ce-reiche sowie eine äußere La- und Y-reiche Zone aufweisen. Die Außenränder sind dann weitgehend frei an den SEE. Entsprechend den Mikrosondenuntersuchungen werden Gehalte bis 25 Gew. % SEE und Y erreicht.

In einzelnen Proben scheinen die Epidotphasen älter als der Granat zu sein und sich in diesen umzuwandeln. Die Epidote in den Amphibol führenden Proben zeigen keine Orthitkerne oder eine spätere Granatbildung. Sie besitzen eine Fe³⁺-Besetzung von 0.47 pro Formeleinheit.

Granat

Die untersuchten Granate weisen einen gut ausgebildeten, glockenförmigen Zonarbau auf, der auf eine einphasige und prograde Metamorphoseentwicklung hinweist.

Ein typisches Beispiel ist in Abb. 8 dargestellt. In diesem Fall nimmt vom Kern zum Rand hin vor allem die Almandinkomponente und im geringeren Maß der Pyropgehalt zu. Gleichzeitig sinken zum Rand hin die Spessartin-, Grossular- und die berechenbaren Andradit-Werte.

In allen bisher untersuchten Proben ist ein ähnlich verlaufender Zonarbau zu beobachten.

Tabelle 3.

Ausgewählte Haupt- und Spurenelementanalysen aus dem Profil KW 130.

Glühverlust als H₂O, alle übrigen Daten mittels RFA.

Amph-Sch = Amphibolschiefer; Ep-Amph = Epidotamphibolit; Ab-, Bio-, Mu- und KW-Gneis = Albit-, Biotit-, Muskovit- und Knappenwandgneis; Weiß-Sch = „Weißschiefer“; Bio-Sch = Biotitschiefer; Bio-Chl-Sch = Biotit-Chloritschiefer.

KW130-	41.2/87	24/87	31/87	54.3/87	54.1/87	5/87	9/87	2/87	36/87	10/87	22/87	11.2/87	11.1/87
Gestein	Amph-Sch	Amph-Sch	Metagabbro	Ep-Amph	Ep-Amph	Ab-Gneis	Ab-Gneis	Bio-Gneis	Mu-Gneis	KW-Gneis	Weiß-Sch	Bio-Sch	Bio-Chl-Sch
SiO ₂	48,36	48,70	49,93	49,70	50,10	71,71	74,87	66,27	70,27	65,60	75,35	52,05	49,56
TiO ₂	1,49	0,56	0,65	0,61	1,31	0,21	0,09	0,43	0,23	0,55	0,06	1,27	1,34
Al ₂ O ₃	15,50	13,93	16,19	16,89	15,76	13,14	13,32	14,37	13,44	14,72	13,44	13,02	15,34
Fe ₂ O ₃	11,25	10,59	9,43	10,96	9,75	2,94	1,23	6,92	2,44	2,97	0,63	8,26	9,05
MnO	0,21	0,31	0,17	0,18	0,18	0,03	0,03	0,14	0,11	0,05	0,02	0,16	0,15
MgO	7,96	8,48	8,21	6,70	7,58	1,03	0,24	1,39	0,91	2,09	0,05	8,61	8,96
CaO	8,58	10,38	8,77	9,55	9,12	1,82	1,14	3,02	2,51	2,06	1,23	6,14	6,24
Na ₂ O	3,45	3,00	3,19	3,18	3,27	3,09	2,69	3,85	2,02	2,81	6,15	0,01	0,64
K ₂ O	0,39	1,47	1,22	0,19	0,62	2,48	4,43	1,17	3,65	5,79	0,49	6,06	5,58
P ₂ O ₅	0,12	0,07	0,08	0,05	0,12	0,08	0,04	0,12	0,07	0,35	0,01	0,29	0,31
H ₂ O	2,20	2,70	1,80	2,12	1,98	2,45	2,26	1,68	3,89	2,39	1,92	3,81	2,49
Summe	99,51	100,19	99,64	100,13	99,79	98,98	100,34	99,36	99,54	99,38	99,35	99,68	99,66
Cr	271	761	202	380	242	24	0	0	0	47	0	455	455
Ni	65	84	81	83	86	9	4	6	6	29	4	117	114
V	253	151	183	239	199	40	26	55	44	76	24	176	192
Cu	39	37	19	61	25	33	6	14	32	2	7	65	30
Zn	141	163	87	125	84	59	40	116	61	52	20	177	106
Rb	17	65	60	36	7	135	185	72	112	294	16	449	279
Ba	183	292	243	190	52	233	664	260	651	1519	181	820	1518
Sr	298	242	261	203	154	114	87	312	85	479	106	594	601
Ga	16	13	15	19	18	18	15	17	16	20	17	18	16
Nb	2	1	0	2	1	9	14	11	14	15	13	13	14
Zr	68	9	3	57	18	114	44	80	97	198	37	149	179
Y	46	20	19	34	27	43	28	33	25	16	14	30	33

Abb. 8.
Granatzonarbau in Quarzit.
Probe KW 130-12/87.
Pyrop- und Andraditkomponente 10-fach überhöht.

Plagioklas

Der typische Plagioklas ist ein Albit mit Anorthitgehalten bis 4 Mol. %. Dies gilt sowohl für die Metapelite als auch für die amphibolführenden Gesteine.

Amphibol

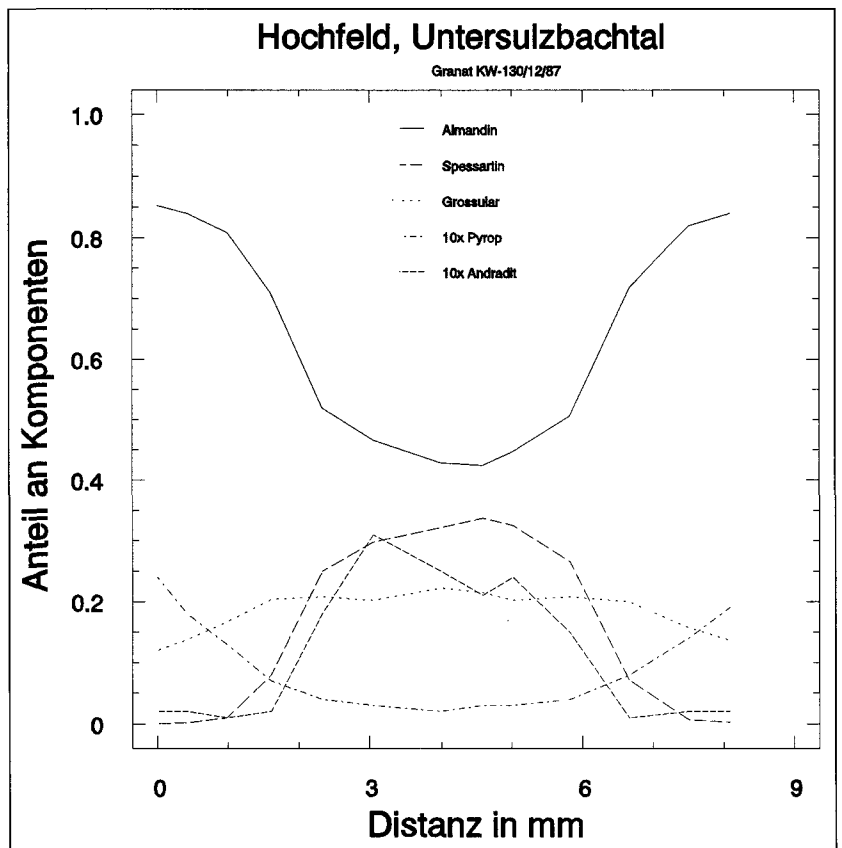
In den beiden untersuchten amphibolführenden Gesteinen konnten ältere Hornblendephase mit einem niedrigen Si und X_{Mg} nachgewiesen werden. Die dominierende Zusammensetzung der jüngeren Amphibolgeneration ist Si-reicher, gleichzeitig steigt auch das X_{Mg} deutlich an. Entsprechend der Nomenklatur von LEAKE (1978) sind die älteren Amphibole als Magnesiohornblende oder als tschermakitische Hornblende zu bezeichnen. Diese Amphibolgeneration wird von der jüngeren verdrängt und ist nur als Relikt erhalten. Die jüngeren sind Aktinolith oder aktinolithische Hornblenden.

6. Metamorphoseentwicklung

Die Metamorphoseentwicklung in der Knappenwandmulde kann für die Gesteinsserien des Bergbaureviere Hochfeld in den Bereich der oberen Grünschieferfazies bis in die Albit-Epidot-Amphibolitfazies eingestuft werden. Als typische Mineralphasen oder als ablaufende Reaktionen können folgende Beobachtungen zusammengefasst werden:

- 1) Der koexistierende Plagioklas in den pelitischen und metabasischen Paragenesen ist ein Albit mit nur 4 Mol. % Anorthit.
- 2) Muskovit + Chlorit \rightleftharpoons Biotit, diese Reaktion kann teilweise aber auch vollständig abgelaufen sein.
- 3) Epidot + Calcit \rightleftharpoons Granat + CO_2 + H_2O , auch dieser Abbau von Epidot kann beobachtet werden.
- 4) Koexistierende Schichtsilikate weisen ein sehr einheitliches X_{Mg} für alle drei Phasen (Phengit, Chlorit und Biotit) auf.
- 5) Der Zonarbau der Granate ist ein wesentliches Argument für eine prograde und einphasige Metamorphoseentwicklung, zumindest für deren Bildung.

Unter Berücksichtigung der Ergebnisse von MASSONNE (1991) kann aus der Phengitkomponente der Hellglimmer, unter Verwendung der Si-Besetzung, eine minimale Druckkomponente abgeleitet werden. Bei einer durchschnittlichen Si-Besetzung von 3.15 (Tab. 2) sollte für Temperaturen um 500°C ein Druck von 3 kbar wahrscheinlich sein. Bei Verwendung des Phengitgeobarometers und der Mg/Fe-Verteilung zwischen Granat und den koexistierenden Mg/Fe-Schichtsilikaten, wie Chlorit und Biotit, können mit Hilfe der Geothermometer Granat/Biotit (FERRY & SPEAR, 1978; HODGES & SPEAR, 1982; GANGULY & SAXENA, 1984; PERCHUK, 1990), Granat/Chlorit (PERCHUK, 1990) und Granat/Chlorit/Quarz (GRAMBLING, 1990) Bildungstemperaturen berechnet werden.



Die in sich konsistentesten Temperaturresultate findet man bei der Probe KW 130-12/87 mit Werten um 510–520°C (Abb. 8, Tab. 2). Bei den beiden übrigen Proben liegen nur ein Teil der Ergebnisse in ähnlicher Größenordnung, andere ergeben geringere Temperaturen. Nach dem relativen H_2O -Barometer (Granat-Chlorit-Quarz) von GRAMBLING (1990) sollte die fluide Phase ein X_{H_2O} nahe 1.00 aufweisen.

Zusammenfassend können folgende Angaben über die Metamorphosebedingungen der Gesteinsserien aus der Knappenwandmulde im Bereich der Lagerstätte Hochfeld festgehalten werden: Die metamorphe Überprägung erfolgte vermutlich einphasig mit einer prograden Entwicklung, soweit dies aus dem Granatzonarbau abgeleitet werden kann (Abb. 8). Der Metamorphosehöhepunkt lag bei Temperaturen um 500°C und einem Minimaldruck von 3 kbar mit einem X_{H_2O} bei Werten um ~ 1.00 . Die Al-reichen Kerne der Amphibolphasen (Tab. 2) würden relativ höhere Bildungsbedingungen benötigen, daher ist eine Relation zu einem magmatischen oder postmagmatischen Ereignis wahrscheinlicher. Die Amphibolgeneration II mit aktinolithischen Hornblenden ist konsistent mit den oben angegebenen Metamorphosebedingungen.

7. Geochemie und geotektonische Interpretation der Gesteinsabfolge

Die geochemischen Untersuchungen an den Gesteinen aus dem Bachprofil des Untersulzbaches haben für die Hauptelemente eine ähnlich große Variationsbreite der Zusammensetzung wie in den schon beschriebenen Profilen (SEEMANN & KOLLER, 1988; SEEMANN et al., 1990). Für die geotektonische Interpretation und Rückschlüsse auf

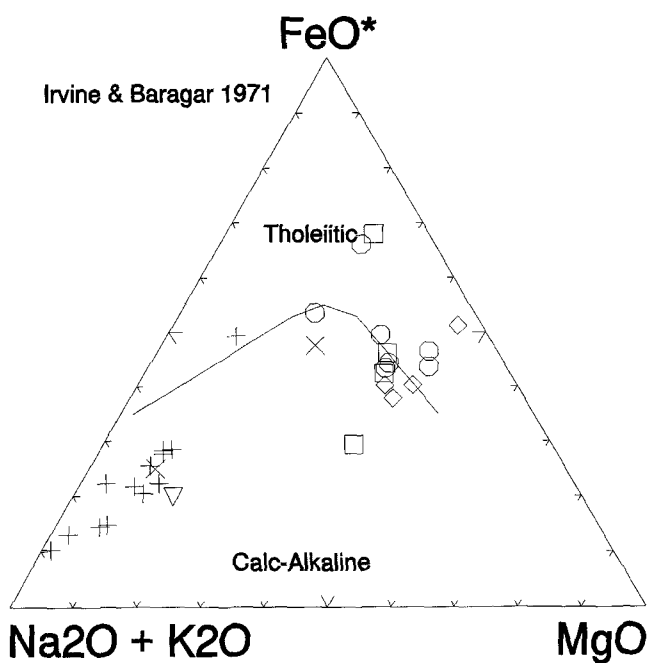


Abb. 9.
AFM-Dreieck für magmatische Gesteine aus der Lagerstätte Hochfeld.
+ = Ab-Gneis; ∇ = KW-Gneis; \times = Mu-Gneis; \square = Amph.-Schiefer;
 \diamond = Metagabbro; \circ = Ep-Amphibolit.

das damalige Ablagerungsumgebung eignen sich bevorzugt basische Magmatite beziehungsweise deren saure Äquivalente. Daher wurden nur die metamorphen Abkömmlinge basischer Magmatite in Form der Epidotamphibolite, Amphibolschiefer und Metagabbros sowie die Biotit- (Bio-Gneis), Albit- (Ab-Gneis), Knappenwand- (KW-Gneis) und Muskovitgneise (Mu-Gneis) als saure Magmatite verwendet. Auf die Zusammensetzung der Metasedimente wird hier nicht näher eingegangen.

Im klassischen AFM-Dreieck (Abb. 9), mit der Grenze zwischen tholeiitischem und kalkalkalischem Trend nach IRVINE & BRAGAR (1971), fallen die untersuchten metamorphen Magmatite eher auf einen Kalkalkalitrend. Es fällt aber auf, daß nur saure und basische Vertreter dieser Magmatite vorhanden sind. Im Bereich der intermediären Chemismen kann man eine breite Lücke beobachten, die nur bei vollständigem Fehlen andesitischer Zusammensetzungen in diesem Profil erklärbar ist. Betrachtet man die Metabasite alleine, so kann man eine Vielzahl von Diskriminations-

Abb. 10.
Diagramm Ti vs. V nach SHERVAIS (1982) für die Metabasite aus dem Bereich der Lagerstätte Hochfeld. Legende wie in Abb. 9.
ARC = Inselbogenbasalte; OFB = Ozeanbodenbasalte.

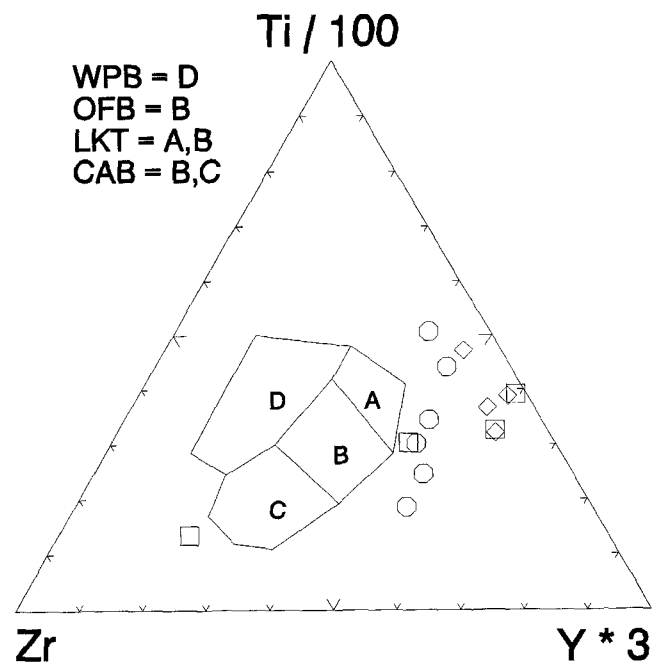
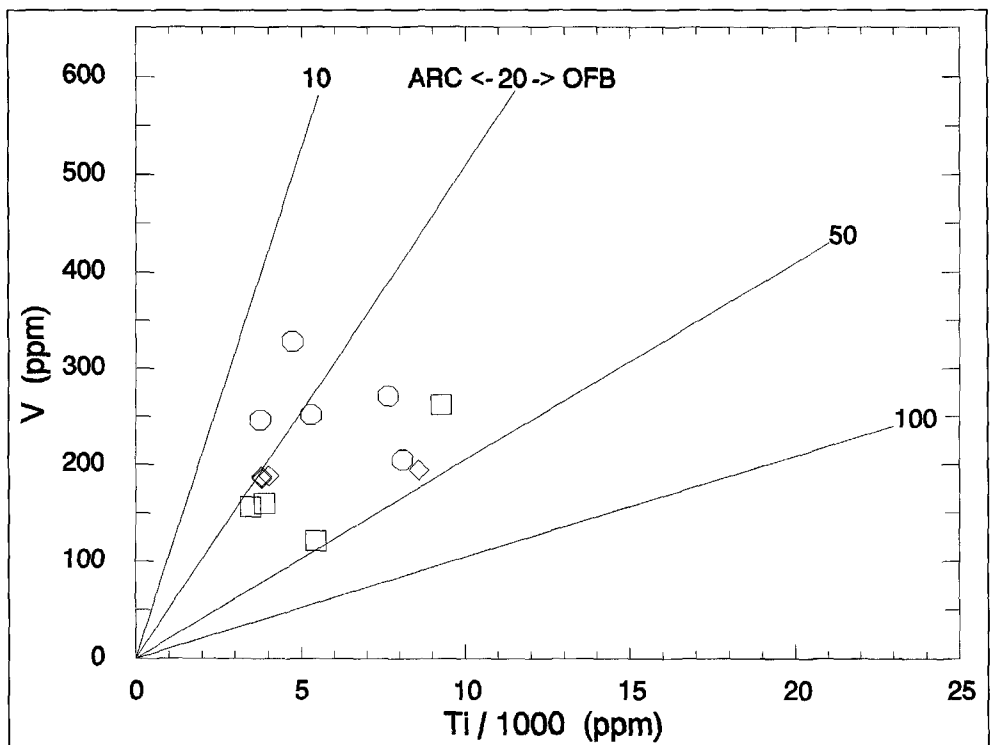


Abb. 11.
Ti-Zr-Y-Dreieck nach PEARCE & CANN (1973).
WPB = „Within-Plate“-Basalte; OFB = Ozeanbodenbasalte; CAB = Kalkalkali-Basalte; LKT = „Low-K“-Tholeiite.

diagrammen heranziehen. Sie zeigen für die hier behandelten Proben sehr unterschiedliche Ergebnisse. Dies sei an folgenden Beispielen dargestellt.

Im Ti-V-Diagramm nach SHERVAIS (1982) ist eine große Variationsbreite der untersuchten Metabasite bei Ti-V-Verhältnissen zwischen 10 und 45 zu beobachten, dabei fällt ein Teil der Proben in jenen Bereich, der für Inselbogenbasalte charakteristisch ist (Abb. 10), der Rest weist ein Ti-V-Verhältnis um 40 auf, dies entspricht eher einer MORB-Zusammensetzung. Im klassischen Ti-Zr-Y-Dreieck (Abb. 11) nach PEARCE & CANN (1973), kommen alle

Abb. 12.
Diagramm Y + Nb vx. Rb nach PEARCE et al. (1985).
Legende wie in Abb. 9.
WPG = „Within-plate“-Granit, ORG = „Ocean-ridge“-Granit; VAG = Inselbogengranit; syn-COLG = synorogene Kollisionsgranite.

untersuchten Metabasite weit außerhalb der dargestellten Basaltfelder zu liegen. Die einfachste Erklärung für diese Beobachtung ist die Annahme, daß die hier vorliegenden Metabasite keine Basaltabkömmlinge sind sondern von Tuffen und Tuffiten oder wieder aufgearbeiteten vulkanischen Detritus abstammen und damit die Variabilität der Zusammensetzung durch eine Beimengung von Sedimentmaterial verursacht ist.

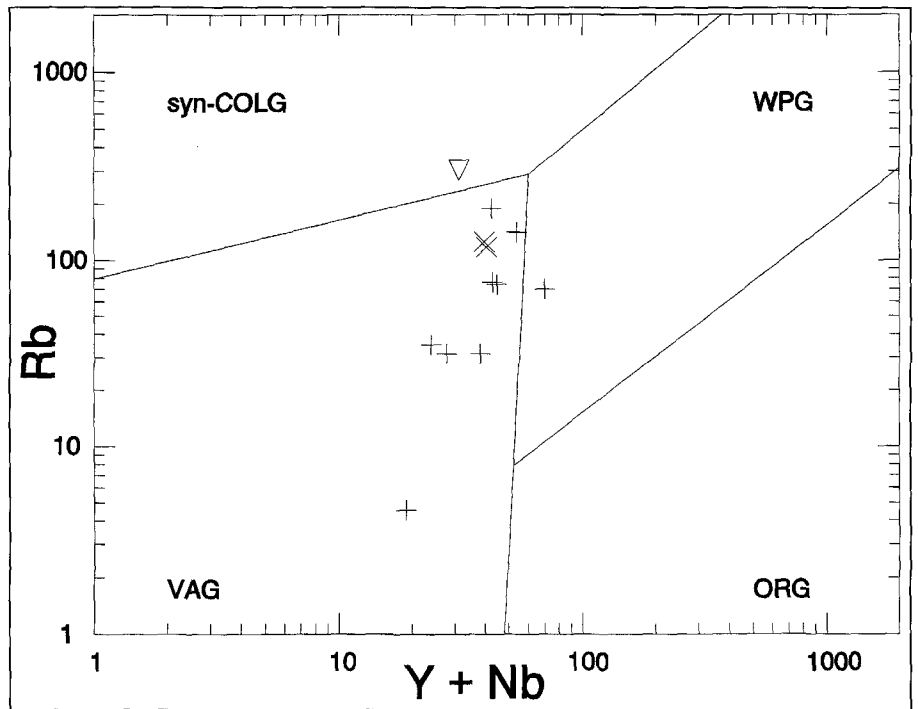
Die meisten sauren Gesteine aus diesem Profil, die teilweise noch erhaltene Texturen von rhyolithischen Vulkaniten aufweisen, fallen in jenes Feld, das für Granit aus Inselbogenenvironment typisch ist (Abb. 12).

Die Klärung der widersprüchlichen geotektonischen Einstufung der untersuchten Magmatite in diesem Profilabschnitt bedarf noch zusätzlicher Untersuchungen. Grundsätzlich ist unter Berücksichtigung der angrenzenden Profile (SEEMANN & KOLLER, 1988) eine Zuordnung in ein Inselbogenenvironment sehr wahrscheinlich.

8. Die Kupferlagerstätte Hochfeld

Der Kupferbergbau Hochfeld erscheint erstmals namentlich im Jahre 1537. In alten Schriften der Schmelzherren zu Mühlbach wird neben den Bergbaurevieren „Brenntal“ (Mühlbach) und „Gamskogel“ (Habachtal) auch das sogenannte „Hochfeld“ (Untersulzbachtal) genannt. COTTA führt bereits 1861 in seiner Systematik der Erzlagerstätten Europas die Lagerstätte „Untersulzbachtal“ als „goldhaltiges Lager“ bzw. als „Kupfererzlagerstätte in den kristallinen Schiefen der Ostalpen“. Die Gewinnung von Kupfer, Silber und Gold währte jedoch nur bis 1864. In der Folgezeit verstürzten die Zugänge des mehrere km langen Stollensystems. Seitdem erschienen, abgesehen von internen, unveröffentlichten Arbeitsberichten, keine Darstellungen des Erzinhalt, des Lagerungsverbandes oder der Form der Lagerstätte mehr. Ausführlichere geschichtliche Daten des Kupferbergbaus Hochfeld geben SEEMANN & BRANDSTÄTTER (1987) und SEEMANN et al. (1990).

SEEMANN & BRANDSTÄTTER (1987) liefern erste detaillierte Beschreibungen des Mineralbestandes in den Erzen des Blauwandstollens unweit der berühmten Epidotfundstelle „Knappenwand“ und entdecken darin das Bleitellurid Aitait. Die Lagerstätte Hochfeld wird dem Typus der „Stratiformen Kiesvererzungen in Grüngesteinen“ zugerechnet. Im Verlauf aufwendiger Freilegungsarbeiten sowie Über- und Untertage-Detailkartierungen werden im ge-



samtigen Bergbaubereich des Martinstollens Galenit-, Chalkopyrit, Pyrit- und Pyrrhotin-Vererzungen als die Hauptträger der Ag-Au-Bi-Te-Mineralisation erkannt (SEEMANN et al., 1990; GRUNDMANN et al., 1990).

9. Gefügemerkmale und Mineralparagenese der Vererzung

Die im folgenden dargelegten erzpetrographischen und mineralchemischen Befunde sind als Zwischenbericht aufzufassen, da die noch zu erkundenden untertägigen Neuaufschlüsse im östlichen Teil des Grubengebäudes (Ostrevier) wahrscheinlich weitere Neufunde erwarten lassen.

Der Erzschiefer aus Biotit-Chlorit-Schiefer ist mit seiner Cu-Fe-Sulfidvererzung sehr horizontbeständig und meist gegenüber dem Nebengestein extrem scharf abgegrenzt. Die den Erzschiefer flankierenden Albitgneise, Muskovit-quarzite und Muskovit-Chloritschiefer sind weitestgehend sulfidfrei (SEEMANN et al., 1990).

Der vererzte Biotit-Chlorit-Schiefer zeigt wechselnde Gehalte an dünnen, feinkörnigen Quarz-Lagen und -Linsen. Weiterhin tritt die Cu-Fe-Sulfid-Vererzung auch in vorwiegend quarzitischen Lagen auf, die unmittelbar an den Biotit-Chlorit-Schiefer anschließen. In diesen Gesteinen wird ein feinkörniger, meist mm-dünner Lagenbau von den Sulfidmineralphasen perlschnurartig nachgezeichnet. Bedingt durch den Wechsel von kompetenten zu inkompetenten Lagen sind verschiedene Formen von Boudinage (meist Auslängungs-Boudins) entwickelt.

In einem etwa 15 cm breiten Ausschnitt aus einem gefalteten Erzschieferhorizont ist in Abb. 13 der Übergangsbereich von einer chloritreichen zu einer quarzreichen Lage dargestellt. Makroskopisch sind mitgefaltete Quarzlinsen in den Faltenkernen zu erkennen, die relativ erzarm sind. Es handelt sich hierbei um prä- bis syntektonische Mobilisate, die insbesondere im Übergangsbereich von kompetenten zu inkompetenten Erzschieferlagen angesiedelt sind. Die Erzminerale Chalkopyrit, Pyrit und Pyrrhotin

Abb. 13.
Skizze eines Schnittes senkrecht zur Faltenachse eines Erz-führenden Horizontes der Lagerstätte Hochfeld, Martinstollen-Mundloch. Der Grenzbereich zwischen der quarzreichen 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.

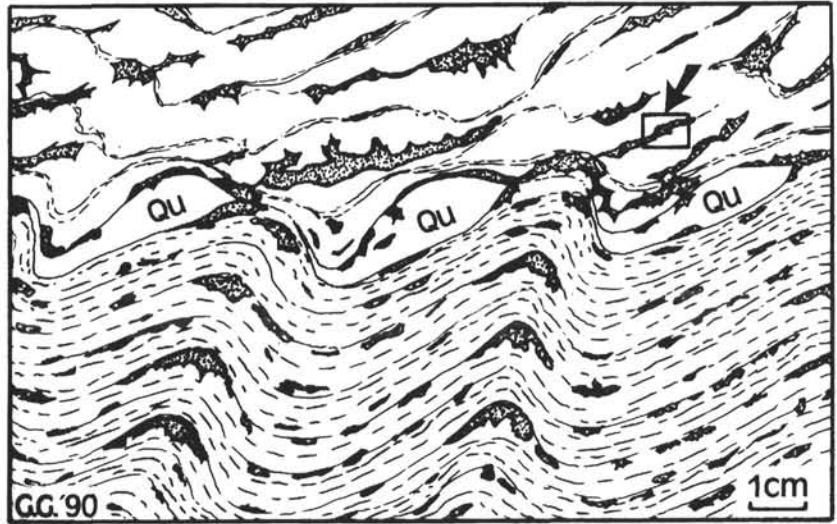
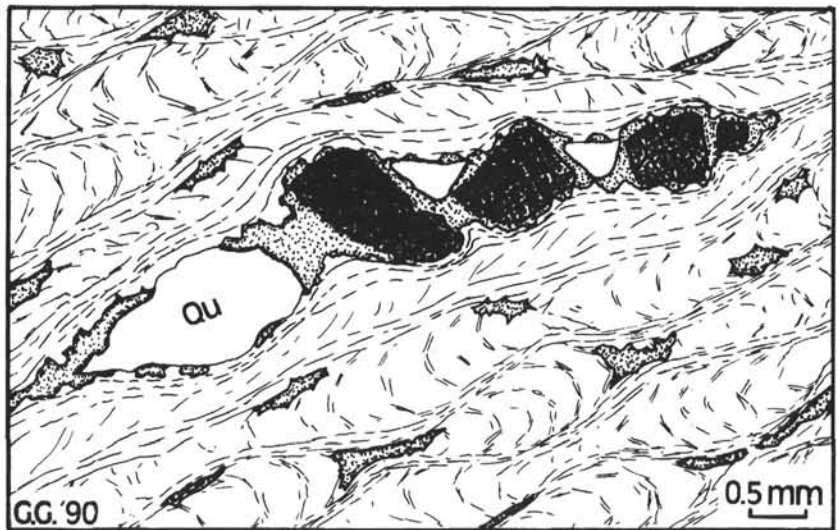


Abb. 14.
Skizze eines Ausschnittes (siehe Pfeil) aus Abb. 13.
In einem Gefüge aus Biotit und Chlorit (feingestrichelt) sind zwei s-Flächen-Generationen erkennbar. Ein älteres Schieferungs-s mit Feinfältelung wird von einem jüngeren Schieferungs-s zerlegt. Die Sulfide Chalkopyrit (feinpunktiert) und Pyrit (dunkelparkettiert) treten überwiegend in Form von Mobilisaten subparallel zur jüngeren s-Fläche und in Druckschatten von Quarzlinsen (Qu) auf.



sind bevorzugt in die Druckschattenbereiche dieses Gefüges hineinmobilisiert, oder durch lokale posttektonische Sammelkristallisation in Schlieren und Nestern angereichert.

In Abb. 14 zeigt der Ausschnitt im Mikrobereich in ähnlicher Weise, daß Quarz und die Sulfide weitestgehend getrennt voneinander in die Druckschatten von Härtingen (zum Beispiel Granat oder Pyrit) hineingewandert sind. Ein Altkornbestand aus ursprünglich idiomorphen Pyritkristallen ist oft zu einem extrem feinkörnigen Mosaik zerbrochen, wogegen Chalkopyrit, Galenit, Pyrrhotin, Sphalerit sowie andere akzessorische Erzminerale in den Zwischenräumen konzentriert sind. Dabei nimmt ihre Korngröße infolge fortgeschrittener Sammelkristallisation erheblich zu. Die Risse des parkettierten Pyrits sind meist von Galenit, Chalkopyrit, Sphalerit und Pyrrhotin wieder verheilt (Farbtafel, Fig. 1). Die maximalen Metamorphosebedingungen reichten offenbar nicht aus, um die Rekristallisation oder Sammelkristallisation des Pyrits in Gang zu setzen.

Vereinzelte finden sich auch außerhalb der Erzschiefer quarzitisches Bänder und boudinierte oder gefaltete Quarzmobilisate, in denen Vererzungen von Galenit, Sphalerit, Pyrit, Chalkopyrit, Pyrrhotin, gediegen Gold, Telluriden und Pb-Bi-Ag-Sulfosalzen zusammen mit Karbonaten auftreten.

Abgesehen von den innerhalb oder außerhalb der Erzschiefer sporadisch auftretenden Erzanreicherungen ist die primäre, feindisperse Erzführung im Martinstollen insgesamt als streng lagen- bzw. stoffkonkordant einzustufen.

10. Mineralogie des Haupterzes

Die feindispersen Cu-Fe-Sulfiderze der Erzschiefer im Martinstollen sind wie folgt zusammengesetzt (grob geschätzter volumetrischer Anteil):

- 50 % Chalkopyrit
- 35 % Pyrit/Markasit
- 15 % Pyrrhotin
- <1 % Galenit/Sphalerit
- <1 % nur spurenhafte Erzminerale wie
 - ged. Gold, ged. Bismut
 - Cosalit, Lillianit-Gustavit-Mischphasen
 - Stützit, Hessit
 - Tellurobismuthit
 - Altait
 - Cubanit

Diese Mineralien erscheinen generell in Form von Einschlüssen bevorzugt in Galenit und/oder Chalkopyrit, untergeordnet auch in Pyrit und Pyrrhotin. Weitere, meist frei im Gefüge verteilte Erzminerale sind: Magnetit/Ilmenit, Molybdänit, Scheelit und Bornit. Alterationsprodukte sind: Markasit, „Fe-S-Zwischenprodukte“, Covellin, ged. Kupfer, Goethit, Fe-Hydroxide, Hydrozinkit, Digenit (?), Cerussit, Malachit, Cyanotrichit, Jarosit und Gips. Zu den bemerkenswertesten Neufunden im Martinstollen gehören bis zu 1 cm große, zum Teil idiomorphe Scheelitkristalle mit hellblauer Fluoreszenzfarbe. Der Scheelit er-

scheint nur sehr sporadisch in einzelnen Porphyroblasten in der erzschieferführenden Serie.

Chalkopyrit

ist das häufigste Erzmineral. Seine Korngröße liegt generell deutlich unter 1 mm, insbesondere dann, wenn es sich um die ältere Generation von Einschlüssen in Quarz, Plagioklas, Granat, Pyrit und Schichtsilikaten handelt. Die jüngere Generation von Chalkopyrit-Mobilisaten, z. B. im Druckschatten von Quarzlinsen, erreicht dagegen oft über 1 cm Korndurchmesser. An der Unversehrtheit von orientiert eingelagerten, hauchdünnen Cubanit-Lamellen ist abzuleiten, daß der Chalkopyrit-Wirt anschließend keine durchgreifende Deformation mehr erlitten hat (Farbtafel, Fig. 2). Die chemische Zusammensetzung des Cubanits ist nach einer Mikrosondenanalyse (in Gew. %): Cu 23.8; Fe 39.8; S 36.5. Chalkopyrit bildet auch Porphyroblasten, die sowohl Silikate, Fe-Ti-Oxide und Apatit als auch Sulfide, Telluride, ged. Gold und ged. Bismut einschließen. Einschlüsse von Sphaleritsternchen (max 0.1 mm) sind selten, aber in der gesamten Lagerstätte verbreitet (Farbtafel, Fig. 2). Als häufigste Alterationsprodukte gelten Covellin, Fe-Hydroxide und ged. Kupfer.

Pyrrhotin

bildet zusammen mit Chalkopyrit unregelmäßige, feindisperse, s-parallele Schlieren im Erzschiefer. Untergeordnet finden sich auch grobkörnige Anreicherungen in Sulfidnestern. Seltene Einschlüsse sind Altait in runderlichen Tropfen sowie ged. Bismut mit maximalen Korngrößen um 0.1 mm. Reliktisch finden sich winzige, tropfenförmige Einschlüsse älterer Pyrrhotingenerationen in Pyrit.

Pyrit

ist das einzige sulfidische Erzmineral, mit dem ein prädeformativer Altkornbestand deutlich überliefert ist. Die meisten, bis zu cm-großen Pyritporphyroblasten zeigen vor allem im Mikrobereich intensive Zerbrechungen (Farbtafel, Fig. 1). In dieser Pyritgeneration treten als tropfenförmige Einschlüsse Galenit, Pyrrhotin, Sphalerit, ged. Gold sowie Pb-Ag-Bi-Te-Mineralien auf. Aufgrund dieser Gefügerelation waren die Wertmetalle zusammen mit Pyrit bereits schon vor der zweiten Hauptschieferung vorhanden. Wie bereits erwähnt, werden die Zwischenräume der parkettierten Pyritkristalle hauptsächlich von Galenit, Sphalerit, Pyrrhotin und Chalkopyrit zementiert.

Galenit

tritt im gesamten Lagerstättenbereich teils in winzigen Spuren, teils in bis zu mehrere cm-großen Erzputzen zusammen mit Sphalerit, Pyrrhotin, Pyrit und Chalkopyrit auf (Farbtafel, Fig. 3). Galenit ist das Hauptwirtsmineral für die komplexe Pb-Ag-Au-Bi-Te-Mineralisation.

Sphalerit

ist paragenetisch vorwiegend an Chalkopyrit gebunden. Häufige Erscheinungsformen sind hier sternförmige Aggregate. Ein Kuriosum stellen Altait-Galenit-Einschlüsse im Zentrum einzelner Sphaleritsternchen dar (Farbtafel, Fig. 4). Gröberkörnige Sphaleritmobilisate erreichen lokal bis zu 1 cm Korngröße. Mikrosondenanalysen zeigen in zonargebauten Einzelkörnern vom Kern zum Rand eine Verdoppelung des Fe-Gehaltes von rund 6 % auf rund 12 Gew. % Fe bei gleichförmiger Abnahme des Zn-Gehaltes von rund 61 % auf rund 55 % Zn. Die Schwefelgehalte schwanken um 35 %. Spuren von Arsen betragen zwischen 0.2 und 0.4 %.

Ged. Gold und ged. Bismut

stellen im gesamten Lagerstättenbereich bemerkenswerte Neufunde dar. Sie bilden meist tropfenförmige Ein-

schlüsse in Pyrit, Galenit und Chalkopyrit (Farbtafel, Fig. 3). Bismut ist meistens mit Galenit und den Pb-Ag-Bi-Te-Mineralien assoziiert. Gold hat Silbergehalte um 25 Gew. %. Seine Korngröße erreicht in Einzelfällen über 0.1 mm Durchmesser. Eine Erzkonzentrat-Analyse aus dem Martinstollen zeigt Gehalte um 0.2 ppm Au, 90 ppm Bi, 65 ppm Ag und 85 ppm Te. Ein ähnliches Ergebnis liefern Gesamtgesteins-Analysen von quarzitischen und chloritischen Cu-Reicherzproben mit Gehalten an unter 0.1 ppm Au, um 90 ppm Bi, 20 ppm Ag, 10 ppm Te und bis 50 ppm Se.

Hessit und Stützit

bilden häufige Einschlüsse in 10 bis 100 µm-großen Körnern insbesondere in Galenit, Chalkopyrit, Pyrrhotin und Pyrit. Diese beiden Silbertelluride sind neben ged. Gold und Galenit die bedeutendsten Silberträger des Erzes. Hessit ist oft mit ged. Bismut oder ged. Gold vergesellschaftet (Farbtafel, Fig. 5). Zwei Mikrosondenanalysen zeigen folgende durchschnittliche Zusammensetzungen (in Gew. %) von Hessit: Ag 62.0; Te 38.7, eine Mikrosondenanalyse von Stützit zeigt Ag 57.6 und Te 41.8.



In Freigold führendem Galenit aus einer mit Quarz und Karbonat gefüllten Zerrklüft im Bereich des Martinstollen-Mundloches wurden erzmikroskopisch orientiert verwachsene Lamellen eines Sulfosalzes festgestellt. Sein Reflexionsvermögen ist ebenso hoch wie das von Bleiglanz, mit einem gelblichen Stich (Farbtafel, Fig. 6). Mikrosondenanalysen zeigen folgende Zusammensetzung (Gew. %): Pb 36.9; Bi 55.3; S 16.9; Ag 3.0. Bei dieser Zusammensetzung könnte es sich um eine Mischphase der Reihe Lillianit-Gustavit handeln. Nach KARUP-MØLLER (1970) soll eine Mischbarkeit zwischen Lillianit (ideal $Pb_3Bi_2S_6$) und Gustavit (ideal $PbAgBi_3S_6$) bestehen. Daneben tritt Cosalinit in Form ebener oder gebogener, langprismatischer Einschlüsse im Galenit auf. Die Kristalle werden bis 0.3 mm lang.

Eine weitere häufige Komponente der Pb-Ag-Bi-Te-Mineralisation ist Tellurobismuthit. Typische Erscheinungsformen sind zum einen hauchdünne, blättchenförmige Aggregate (Farbtafel, Fig. 6) und komplizierte, zumeist myrmekitische Verwachsungen mit Hessit und ged. Bismut in Galenit, die von Chalkopyrit, Pyrit und Pyrrhotin umrahmt werden. Diese Aggregate deuten auf komplexe Entmischungs- bzw. Zerfallsvorgänge hin, wie sie auch in anderen Pb-Bi-Te-Cu-Ag-Paragenesen der weiteren Umgebung des Untersulzbachtales innerhalb der Habachformation beschrieben wurden (siehe oben).

Das Bleitellurid Altait ist nunmehr als Durchläufer im gesamten Lagerstättenbereich nachgewiesen. Es findet sich in ähnlicher Form wie im Blauwandstollen in meist tropfenförmigen, bis zu 0.1 mm großen Körnern in Chalkopyrit, Pyrit, Markasit, Sphalerit und Pyrrhotin (Farbtafel, Fig. 4). Die chemische Zusammensetzung des Altaits entspricht innerhalb der Meßgenauigkeit dem stöchiometrischen Pb/Te-Verhältnis.

11. Schlußfolgerungen

Die oben beschriebenen Ag-Au-Te-Bi-Se-führenden Erze der Kupferlagerstätte „Hochfeld“ befinden sich in den variationsreichen Gesteinsabfolgen der Knappenwand-

mulde (FRASL, 1958; FRASL & FRANK, 1966) als Teil der Habachformation (HÖCK et al., 1982; STEYRER, 1983). Die als altpaläozoisch geltenden Gesteine der Habachformation bilden am Nordrand des mittleren Tauernfensters das „Alte Dach“ bzw. die „Untere Schieferhülle“ der jungpaläozoischen Granitintrusionen. Gefüge und Mineralbestand der erzführenden Serie sind im wesentlichen geprägt von der alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation), die im Bereich der Knappenwandmulde Temperaturen um 500°C und Drucke um >3 kbar erreicht haben dürfte.

Erst im Laufe der letzten zwei Jahrzehnte wurden im Oberpinzgau eine Vielzahl von Pb-Ag-Bi-Telluriden, Sulfiden und Sulfosalzen entdeckt, die oft mit Kupfer und Gold assoziiert sind (zum Beispiel: HÖLL, 1975; PAAR, 1979; PAAR et al., 1980; PAAR et al., 1983; MUMME et al., 1983; JAHODA, 1984; GRUNDMANN et al., 1990).

PAAR et al. (1980) unterscheiden zwischen einem (primären) stratiformen Vererzungstyp mit Pb-Bi-Sulfosalzen in Quarztlagen der Habachformation und einem (sekundären) Vererzungstyp alpiner Klufftmineralisationen mit Pb-Bi-Sulfosalzen in Quarzgängen, die in Gneisen generell quergreifend auftreten. Dieser Einteilung können die Pb-Ag-Bi-Te-Mineralisationen der Lagerstätte Hochfeld als ein weiterer Vererzungstyp „stratiformer Kiesvererzungen in Grünschneisen der Habachformation“ angeschlossen werden.

Die petrographisch-gefügekundlichen und geochemischen Befunde führen einheitlich zu der Interpretation einer syngenetischen, primär feindispersen und dabei streng stratiformen Cu-Fe-Vererzung mit geringen Beimengungen an Zink, Blei, Gold, Silber, Bismut, Selen, Tellur, Molybdän und Wolfram. Der Mineralinhalt der Erzschieferhorizonte wurde im Verlauf der Durchbewegungen und der niedriggradig metamorphen Überprägung nur unwesentlich mobilisiert. Nur in Bereichen erhöhter Wegsamkeit und bei der Bildung alpiner Zerrklüfte kam es zu einer lokal begrenzten Stoffwanderung und Konzentration von Pb-Zn-Cu-Fe-Sulfiden und den Wertelementen Ag, Bi, Te und Au. Eine weitreichende Stoffzufuhr von außen mit einer großräumigen Imprägnation der Erzschieferführenden Serie ist weitestgehend auszuschließen.

Es bleibt zu prüfen, welche Verbreitung die primären stratiformen Kiesvererzungen in den Grünschneisen der Habachformation haben, und ob die Pb-Ag-Bi-Te-Cu-Mineralisationen mit signifikanten Beimengungen von Gold primär-synsedimentär und vulkanogen-exhalativen Ursprungs im System eines Inselbogen-Vulkanismus sind.

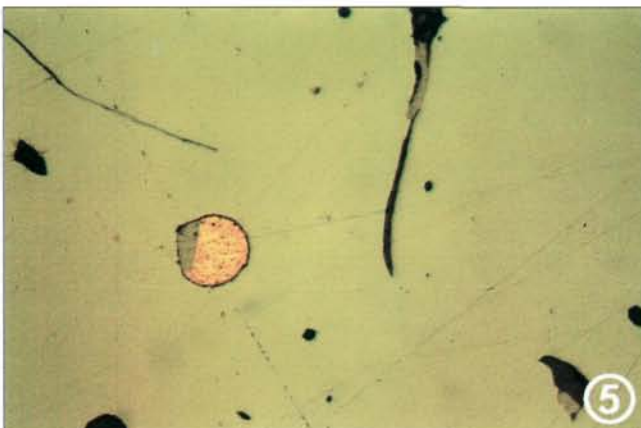
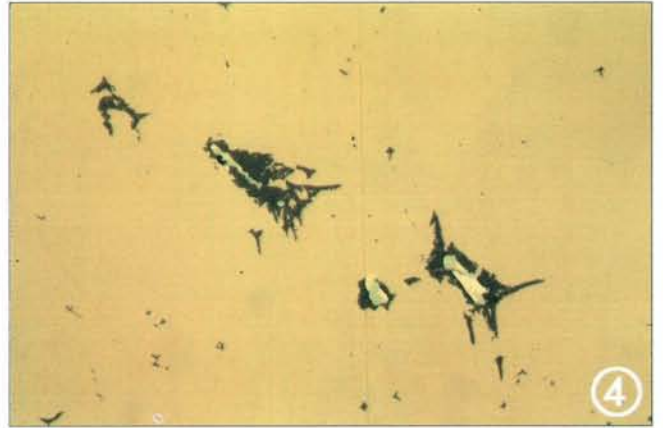
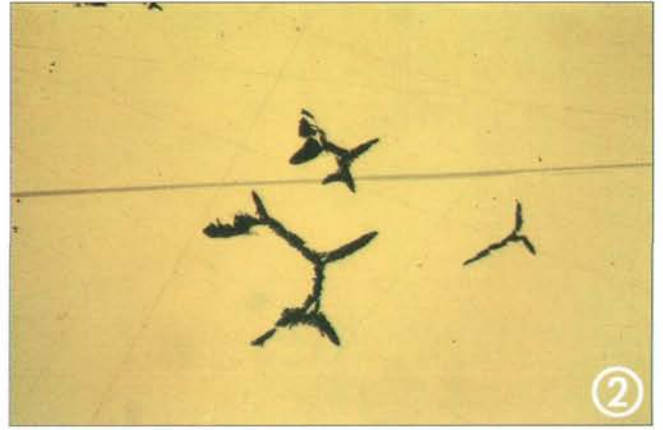
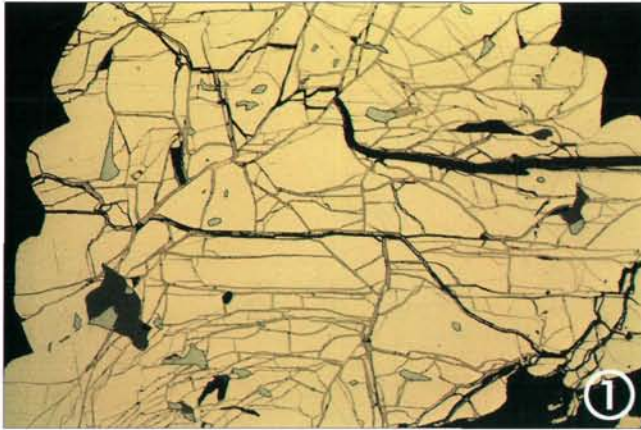
Literatur

- COTTA, 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 Sulzbachungen (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.
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. – Contrib. Mineral. Petrol., **66**, 113–117.
- GANGULY & SAXENA (1984): Mixing properties of aluminosilicate garnets. Constraints from natural and experimental data and applications of geothermo-barometry. – Amer. Mineral., **69**, 88–97.
- GRAMBLING, J.A. (1990): Internally-consistent geothermometry and H₂O barometry in metamorphic rocks: the example garnet-chlorite-quartz. – Contrib. Mineral. Petrol., **105**, 617–628.
- GRUNDMANN, G., BRANDSTÄTTER, F., SEEMANN, R. & KOLLER, F. (1990): Gold-, Bismut- und Tellur-Mineralisationen der Lagerstätte Hochfeld, Untersulzbachtal (Tauern Fenster). – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **135**, 31–32.
- HEY, M.H. (1954): A new review of the chlorites. – Min. Mag., **30**, 277–292.
- 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.
- HODGES, K.V., SPEAR, F.S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. – Am. Miner., **67**, 1118–1134.
- 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.
- IRVINE, T.N. & BRAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – Canad. J. Earth Sci., **8**, 523–548.
- JAHODA, R. (1984): Das Westfeld der Scheelitlagerstätte Mittersill (Land Salzburg - Österreich). – Dipl.-Arbeit, Montan.Univ. Leoben, 150 S.
- KARUP-MØLLER, S. (1970): Gustavite, a new sulphosalt mineral from Greenland. – Canad. Mineral., **10**, 173.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. – Canad. Min., **16**, 501–520.
- MASSONNE, H.J. (1991): High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. – Habil.-Schrift Ruhr-Univ. Bochum, 172 S.
- MUMME, W.G., NIEDERMAYR, G., KELLY, P.R. & PAAR, W.H. (1983): Aschamalmite, Pb_{5.92}Bi_{2.06}S₉, from Untersulzbach Valley in Salzburg, Austria – “monoclinic heyrovskyite”. – N. Jb. Miner. Mh., Jg. **1983**, 433–444.
- PAAR, W.H. (1979): Pb-Bi-(Cu)-Sulfosalze (Heyrovskyit, Lillianit, Cosalit und Friedrichit), sowie Bi-hältiger Bleiglanz im Penninikum des Oberpinzgaues, Salzburg. – Karinthin, **80**, 97–98.
- PAAR, W.H., CHEN, T.T. & MEIXNER, H. (1980): Pb-Bi-(Cu)-Sulfosalze in paleozoic gneisses and schists from Oberpinzgau, Salzburg province, Austria. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **27**, 1–16.
- PAAR, W.H., CHEN, T.T., KUPCIK, V. & HANKE, K. (1983): Eclairit (Cu, Fe)Pb₉Bi₁₂S₂₈, ein neues Sulfosalz von Bärenbad, Hollersbachtal, Salzburg, Österreich. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **32**, 103–110.
- 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., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. (1985): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – J. Petrol., **25**, 956–983.
- PERCHUK, L.L. (1990): Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. – In: PERCHUK, L.L. (Ed.): Progress in metamorphic and magmatic petrology. – Cambridge: Cambridge University Press, 93–112.
- 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): Epidotfundstelle 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): Altaitführende 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.
- SEEMANN, R., KOLLER, F., GRUNDMANN, G., BRANDSTÄTTER, F. & STEININGER, H. (1990): Exkursionen E1, E2, N1 und N2: Historische Kupferlagerstätte „Hochfeld“ und Epidotfundstelle „Knappenwand“, Untersulzbachtal. – Mitteilungen der Österr. Mineralogischen Ges., **135**, 95–117.
- SHERVAIS, J.W. (1982): Ti-V-plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. – Earth. planet. Sci. Lett., **59**, 101–118.
- 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 Habachformation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria). A preliminary report. – Ofioliti, **10**, 441–456.

Received 7. 6. 1991 * Accepted 18. 4. 1992

Erzanschliffe aus der Cu-Lagerstätte „Hochfeld“



- Fig. 1: Die Risse des parkettierten Pyrits sind meist mit Galenit, Chalkopyrit, Sphalerit und Pyrrhotin wieder verheilt (Bildbreite: 4 mm)
Fig. 2: Sphalerit-Sternchen und Cubanitlamellen in Chalkopyrit (Bildbreite: 1 mm)
Fig. 3: Galenit in Pyrit mit gediegen Bismut (Bildbreite: 2 mm)
Fig. 4: Sphalerit-Sternchen mit Altait/Galenit-Einschlüssen im Zentrum gemeinsam in Chalkopyrit eingewachsen (Bildbreite: 2 mm)
Fig. 5: Gediegen Gold und Hessit in Chalkopyrit (Bildbreite: 1 mm)
Fig. 6: Galenit mit dünnen Lamellen der Mischphase Lillianit-Gustavit (dunkel) und Tellurobismuthit (hell) (Bildbreite: 2 mm)