

Syngenetische metamorphe Kiesanreicherungen in Paragneisen des Ötztal-Kristallins (Kauertal, Tirol)

Von Franz Vavtar

Zusammenfassung

Aus dem NW-Abschnitt des mittelostalpinen Ötztalkristallins werden syngenetische, metamorphe Sulfiderzbildungen stratiform und schichtgebunden in sandig-tonigen und karbonatischen Metasedimenten des Altpaläozoikums beschrieben.

Die heutigen Mineralparagenesen umfassen hauptsächlich Pyrit, Magnetkies und Kupferkies. Untergeordnet kommen noch Arsenkies, Kobaltglanz, Hochtemperatur-Kupferkies, Zinkblende, Mackinawit, Ilmenit und Rutil vor.

Das Schwefelisotopenverhältnis der Sulfide, sowie die Tatsache, daß im Kies-führenden Abschnitt des Kauertales auch Orthoamphibolite vorkommen, und das häufige Auftreten von Titanmineralen in den Erzparagenesen machen einen magmatogenen Ursprung des Lagerstätteninhaltes sehr wahrscheinlich.

Die Metamorphose der Sulfide entspricht der Umbildungsstufe des Nebengesteins und beeinflusste nicht nur die Mineralzusammensetzung und das Erzgefüge, sondern auch die Isotopenfraktionierung des Schwefels. Hochtemperaturerzminerale belegen einen Metamorphosegrad, welcher in alpidischer Zeit in diesem Kristallinabschnitt nicht mehr erreicht worden ist. Eine gemeinsame Faltung und Fältelung von Erz- und Nebengestein während der altvariszischen Hauptgefügeprägung macht den Schluß auf eine prävariszische Metallansammlung wahrscheinlich. Als prävariszisches magmatogenes Ereignis kommt auf Grund petrometallogenetischer Überlegungen nur der kaledonische basische Vulkanismus in Frage.

Verbunden mit den mehrphasigen metamorphen Überprägungen, sowie den variszischen und alpidischen tektonischen Beanspruchungen, sind lokale Mobilisationen und Umlagerungen des ursprünglichen Lagerstätteninhaltes.

Summary

SYNGENETIC METAMORPHIC PYRIT-PYRRHOTITE-CHALCOPYRITE-ENRICHMENTS IN PARAGNEISSES OF THE OETZTAL CRYSTALLINE (KAUNERTAL, TYROL)

Syngenic metamorphic sulfidic ore deposits are being described, occurring in layers and strata-bound within sandy-clayey and carbonatic Early Paleozoic meta sediments in the NW section of the middle Austro-Alpine unit crystalline.

The presently exposed mineral parageneses consist mainly of pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite. Minor constituents are arsenopyrite, cobaltite, high temperature-chalcopyrite, sphalerite, mackinawite, ilmenite and rutile.

Magmatic origin of the deposit is strongly suggested by the sulfur isotope ratio of the sulfides, by the fact that the Cu-Fe-sulfidic ore containing section of the Kauertal exhibits orthoamphibolites, too, and by the frequent occurrence of titanium minerals within the ore parageneses.

The metamorphosis of the sulfides corresponds to the metamorphic stage of the accompanying rocks; this process did not only influence the mineral composition and the ore fabric, but also the sulfur isotope fractionating. High temperature ore minerals give evidence of a degree of metamorphosis which in this part of the Crystalline has not been attained any more in the Alpidic epoch.

Simultaneous folding and minute folding of ore- and accompanying rocks during the Early Variscan main fabric formation makes it probable that the ore enrichment happened in pre-Variscan time.

Due to petrometallogenic considerations only the Caledonian basic volcanism qualifies as the pre-Variscan magmatogenic event.

Local mobilizations and rearrangements of the original ore deposit are a consequence of the multi-phase metamorphic overprinting and of the Variscan and Alpidic tectonic stresses.

Einleitung

Aus dem mittleren Kaunertal, in der Nähe der alpidischen Überschiebungsbahn von Mittelostalpin auf Pennin sind eine Reihe wirtschaftlich völlig unbedeutender Kiesvorkommen in Paragesteinen bekannt. Umsomehr bieten diese Metallkonzentrationen für den Wissenschaftler interessante Studienobjekte. Im 16. und 17. Jahrhundert und verschiedentlich auch noch in jüngerer Zeit gaben diese Pyrit-Cu-Anreicherungen mit zum Teil beträchtlichen Gold- und Silbergehalten einmal Anlaß für einen Bergbau und ausgehend von diesem für weitere rege Schurftätigkeit.

Die Lokalitäten, bei denen im Gelände noch Hinweise auf bergmännische Tätigkeit wie Stollen, Halden, Scheideplätze, Pingen usw. festzustellen waren, sind auf Abbildung 1 dargestellt. Im einzelnen handelt es sich von S nach N um folgende:

1. Vom ehemaligen Bergbau »Tschingl«, dem einzigen Vorkommen im Kaunertal, welches einmal wirtschaftliche Bedeutung erlangt haben dürfte, zeugen ein noch befahrbarer, sowie zahlreiche verfallene Stollen und verwachsene Halden auf etwa 1.520 Meter ü. d. M. am orographisch rechten Gehänge des Kaunertales, rund einen Kilometer SSE der Ortschaft Feichten. P. ANICH hat in seiner Karte von Tirol an dieser Stelle einen Silberbergbau vermerkt. Erstmals erwähnte Senger (1840) einen ausgedehnten, zu seiner Zeit aber schon aufgelassenen Bergbau auf Kupfer- und Schwefelkies »am Tschingl, nahe bei Feichten im Kaunertal«. Und zwar soll der Bergbau im Streichen des Gesteins ausgerichtet worden sein, woraus sich auf »ein lagerartiges Vorkommen« schließen läßt. Weitere Literaturhinweise finden sich noch bei Klingler (1842), auf der Karte des Geognostischen Vereins (1849), bei Stotter (publiziert bei Pichler, 1859), Gasser (1913), Hammer (1914), Ampferer und Hammer (1924), Klebelsberg (1939), Mutschlechner (1956), Matthias (1961), Vohryzka (1968), Schulz und Brigo (1977) und Vavtar (1979 b).

2. Talauwärts, etwa 1,5 Kilometer NW der Ortschaft Vergötschen, auf 1.500 Meter ü. d. M., gegenüber der Einmündung des Gsall-Baches in die Fagge, sind weitere Spuren bergmännischer Tätigkeit in einem quarzitischem Paragneis festzustellen. Hier handelt es sich wahrscheinlich um den bei Senger (1840) erstmals erwähnten Schurfversuch an der »Brungsteinwand« am linken Gehänge des Kaunertales »von Feichten nach Kaltenbrunn«, wovon damals noch ein verfallener Stollen und eine verwachsene Halde fast am Talboden erhalten waren. Dieses Vorkommen wird noch von Stotter (1859) und Mutschlechner

(1956) erwähnt. Matthias (1961), Vohryzka (1968) sowie Schulz und Brigo (1977) meinen vermutlich mit dem Vorkommen »Vergötschen« denselben Schurfversuch. Vohryzka (1968) beschreibt von dieser Lokalität Kupferkies mit deutlichen Rekristallisationsgefügen, auf Grund derer sich diese Erzanreicherung von den anderen Kieslagerstätten im Kaunertal unterscheidet. Ich konnte allerdings von diesem Vorkommen keine Erze finden.

3. Auf der gegenüberliegenden Talseite, einen Kilometer NE der Ortschaft Vergötschen, zeugt ein noch befahrbarer Stollen auf etwa 1.400 Meter ü. d. M. von einem Schurfversuch in jüngerer Zeit. Erstmals erwähnt wird diese Lokalität von Matthias (1961) unter der Bezeichnung »Boden«. Auch Vohryzka (1968), Schulz und Brigo (1977) und Vavtar (1980) weisen auf dieses Vorkommen hin.

4. Weiter talauswärts, im Einzugsgebiet des Peters-Baches auf etwa 1.900 Meter ü. d. M., findet sich in einer Felssturzmasse relativ viel Erz in quarzitischem Gneis. Es handelt sich hier um den, durch einen Felssturz verbrochenen, Schurfversuch »Petersbach«, der von Hammer (1914), Ampferer und Hammer (1924), Klebelsberg (1939), Mutschlechner (1956) sowie Schulz und Brigo (1977) erwähnt wird. Auch die bei Senger (1840) und Stotter (1859) angeführten Schürfe an der »Rothen Mur« und etwas höher im Tal am »Wiederschererle« dürften ebenso wie der Schurfversuch auf »Arsenkies in Hornblendegesteinen an der Pletschen Ries« (SENGER, 1840) zur Gruppe der Petersbacher Vorkommen zu zählen sein. Schließlich gehört das Vorkommen »Arzhütte«, welches Matthias (1961) anführt, zu den Schürfen im Einzugsgebiet des Peters-Baches.

5. Auf der rechten Talseite, zwischen Grünig und dem Martins-Bach, treten immer wieder Kiesvererzungen in quarzitischen Paragneisen und zum Teil auch in den dort anstehenden Amphiboliten auf, die auch verschiedentlich beschürft worden sind. Zeugen dieser Schurftätigkeit sind zwei kurze noch befahrbare Stollen auf 1.270 Meter und auf 1.250 Meter ü. d. Meere. Direkt an der tektonischen Grenze der Gneise zu den Bündner Schieferen konnte in den Bündner Schieferen eine Pinge festgestellt werden.

Hier handelt es sich um die Schurfversuche in alter und neuerer Zeit, die von Hammer (1914), Ampferer und Hammer (1924), Klebelsberg (1939), Mutschlechner (1956), Matthias (1961), Vohryzka (1968) sowie Schulz und Brigo (1977) unter dem Namen »Martinsbach« erwähnt werden. Der Pyrit soll hier, nach alten Analysen des Hüttenwerkes in Brixlegg, bis zu 2,5 g Gold und bis 5,7 g Silber pro Tonne enthalten haben.

6. Etwa 400 Höhenmeter über den Martinsbacher Schürfen sind NW von Ober-Falpetann, drei noch befahrbare Stollen auf 1.635 Meter am Englet-Bach und auf 1.600 Meter beziehungsweise 1.625 Meter ü. d. M. im Grüntalele zu finden. Der Stollen am Englet-Bach könnte mit dem von Stotter (1859) erstmals erwähnten Schurfversuch im »Englet am oberen Paterstein« identisch sein. Von Forschern in neuerer Zeit, so von Mutschlechner (1956), Matthias (1961), Vohryzka (1968) sowie Schulz und Brigo (1977) wird dieses Schurfgebiet unter der Bezeichnung »Falpetann« geführt.

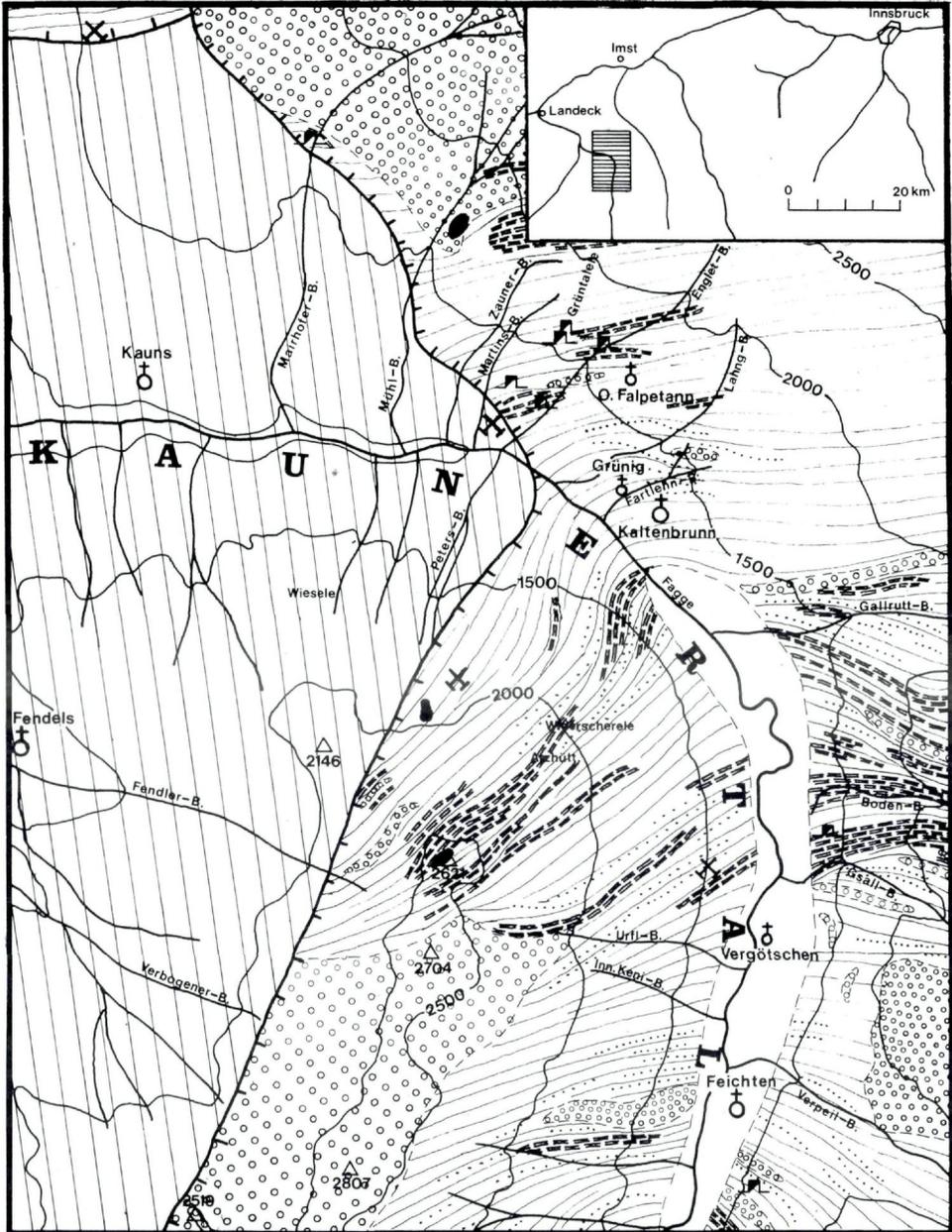


Abb. 1: Geologische Karte des äußeren Kaunertales, zusammengestellt nach den geologischen Karten Blatt Umgebung von Prutz im Oberinntal 1:25.000 und Blatt Landeck 1:75.000 von HAMMER (1924); ergänzt durch eigene Kartierungen. Die Zeilen der Signaturen geben das allgemeine Streichen des Gesteinsverbandes an.

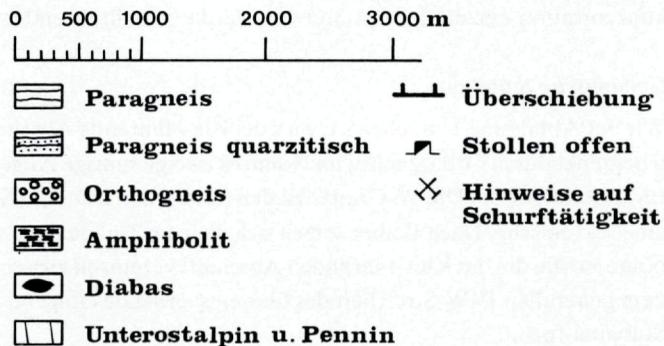
7. Im Mairhofer-Bach auf etwa 1.720 Meter ü. d. M. zeugt noch ein kurzer Stollen von einem früheren Schurfversuch. Senger (1840) beschreibt zu »Birkig am sogenannten Schloßbachl, (identisch mit dem Mairhofer-Bach, persönliche Anmerkung,) bey Kauns«, einen Schurf auf Magnetkies und Pyrit. Und zwar scheint das Vorkommen »lagerförmig in das Gebirge einzuschließen«. Auch Stotter (1859) erwähnt einen Schurfversuch am »Pirkigto-bel«. In der neueren Literatur – Hammer (1914), Ampferer und Hammer (1924), Klebelsberg (1939), Mutschlechner (1956), Matthias (1961), Vohryzka (1968) sowie Schulz und Brigo (1977) – ist dieses Vorkommen unter der Bezeichnung »Schlossbach« bekannt geworden.

Auf Abbildung 1 ist noch eine Lokalität etwa 2,8 Kilometer N Kauns vermerkt, welche aber schon im Silvrettakristallin liegt und deshalb hier nicht genauer besprochen wird. Es handelt sich um einen verfallenen Stollen direkt an der Straße zwischen den Gehöften Falpaus und Pusclin auf 1.530 Meter ü. d. Meere. Auf der KARTE des GEOGNOSTISCHEN VEREIN's ist an dieser Stelle ein Zeichen für Kupfer. Weiters erwähnen noch Hammer (1914), Ampferer und Hammer (1924), Klebelsberg (1939), Mutschlechner (1956) sowie Schulz und Brigo (1977) diesen Schurfversuch auf Kupferkies in Paragneisen des Silvrettakristallins.

Nach Senger (1840) soll »an der Hohen Ries, am linken Gehänge des Vaccabaches (= Fagge), goldhaltiger Quarz« beschürft worden sein. Auch zu »Wildkar, hoch im Gebirge, welches hinter der Aifner Alpe gelegen ist«, soll noch vor 1600 ein reichhaltiger Silberbergbau bestanden haben. Von diesem Vorkommen konnten aber schon zur damaligen Zeit keine Hinweise irgendwelcher Art gefunden werden.

Weitere Schurfversuche aus dem äußeren Kaunertal werden noch von Stotter (1859) erwähnt. So etwa jenseits von Kauns »am Schrank unter der Kreuzkapelle« und in der »Landecker-Alpe«, wo Pyrit, Kupferkies und zum Teil auch Bleiglanz geschürft worden sein sollen. Auch »an den Abhängen des rothen Schrofens (= Punkt 2.704 auf Abb. 1) beim Fendler Kreuz« soll ein Schurfversuch auf Kupferkies und Bleiglanz gewesen sein.

Legende zu Abb. 1:



Problemstellung

Die Kiesvorkommen im äußeren Kaunertal zeigen eine deutliche paragenetische Verwandtschaft. Die heutigen Mineralparagenesen umfassen hauptsächlich Pyrit, Magnetkies und Kupferkies, jedoch mit nach Vorkommen wechselndem Mengenverhältnis. Auf Grund der Übereinstimmung in ihren Paragenesen, sowie ihrer Nähe zu alpidisch angelegten Bewegungsflächen, wurden diese Pyrit-Cu-Anreicherungen von den früheren Bearbeitern ein und demselben jungalpidischen Bildungsakt zugeordnet.

Die von H a m m e r (1914) vertretene Ansicht einer jungalpidischen Vererzungsphase im Zusammenhang mit entlang des Dislokationsrandes emporgedrungenen Diabasen, wurde inzwischen allerdings durch neuere petrogenetische Untersuchungen widerlegt. R a m m l i m a i r (1980) weist auf ein jungvariszisches bis frühalpidisches Alter der Diabase hin.

Auch die Zuordnung dieser Kiesanreicherungen zu einer »unitaristischen alpidischen Metallognese« nach W . P e t r a s c h e c k (1947), wie sie etwa von M a t t h i a s (1961) und von V o h r y z k a (1968) vorgenommen wird, ist immer mehr in Frage gestellt. Viele der bislang im Sinne dieser Theorie als epigenetisch angesehenen Metallkonzentrationen in den Ostalpen erwiesen sich nach neueren lagerstättenkundlichen Untersuchungen als submarine, vulkanogen-sedimentäre Bildungen. So auch viele Erzkonzentrationen in verschiedenen stark metamorphosierten Metasedimenten des mittelostalpinen Ablagerungsraumes. Ich verweise nur auf einige Erzvorkommen in der Ötztaler-Stubaier-Masse; etwa auf die Kiesvererzung von Haderlehen bei Sautens im Ötztal (L a d u r n e r und S c h u l z , 1969), oder auf die Pb-Zn-Lagerstätten im Pflerschtal (S c h m i t z , 1974), sowie auf die polymetallische Erzanreicherung im Wörgetal (V a v t a r , 1979 a), aber auch auf die syngenetischen Kiesvorkommen Tschingl (V a v t a r , 1979 b) und Boden (V a v t a r , 1980) in Paragneisen des Kaunertales. Auch aus der Zone der alten Gneise mit der Magnetkies-Scheelitvererzung am Lienzer Schloßberg (F u c h s , 1980), aus dem polymetamorphen Kristallin des Lungau mit der Pb-Zn-Lagerstätte Ramingstein (T u f a r , 1971 und B a u e r , 1981), oder aus den Ossiacher Tauern mit der Pb-Zn-Lagerstätte Moosburg (T u f a r , 1974 und B a u e r , 1981) werden syngenetische paläozoische Metallanreicherungen beschrieben, die nach früheren Ansichten als epigenetische Bildungen galten.

Es erhebt sich also die Frage, wo im Geneseablauf des Ötztalkristallins die primäre Sulfidkonzentration einzureihen ist und von wo die metallführenden Lösungen herkommen.

Geologische Situation

Wie auf Abbildung 1 zu sehen ist, wird der Kies-führende Abschnitt des Kaunertales im N und S begrenzt durch Orthogneise; im N sind es zweiglimmrige Augen- und Flasergneise und im S Biotitgranitgneise. Die W-Grenze zu den triadischen Bündner Schiefern des Penninikums ist eine tektonische. Nach E aber setzen sich die zum Teil quarzitischen Paragneise, die Amphibolite, sowie die, im Kies-führenden Abschnitt vereinzelt zwischengeschalteten, Orthogneise dem generellen E-W-Streichen des Gesteinsverbandes folgend über das Pitz- und Ötztal ins Stubaital fort.

Eine Kompilation der Entwicklungsgeschichte der mittelostalpinen Ötztaler-Masse bieten T o l l m a n n (1977) und O b e r h a u s e r et al. (1980) in umfassenden Arbeiten. Hier sollen nur die für den NW-Abschnitt des Kristallins mit dem Kaunertal wesentlichen Stationen herausgegriffen und kurz dargestellt werden.

Während des k a l e d o n i s c h e n Zyklus erfolgte im Kambrium die Ablagerung vorwiegend sandig-toniger und vereinzelt auch karbonatischer Sedimente mit wechselndem Biogenanteil. Verbunden damit war eine Förderung basischer Magmatite, Tuffe und Tuffite. Daran schließt die Metamorphose der Sedimente zu Paragneisen und Marmoren und der basischen Magmatite zu Amphiboliten, nach C h . M i l l e r (1974) in Eklogitfazies bei 6–10 kbar und 550°–750° C an. Ebenfalls noch während der kaledonischen Phase tritt ein saurer Plutonismus auf, auf welchen die s-parallel zwischengeschalteten Orthogneise zurückzuführen sind. Im v a r i s z i s c h e n Zyklus kam es altvariszisch im Zusammenhang mit der »Schlingentektonik« zur Durchbewegung und Faltung der Ortho- und Paragesteine. Eine Folge davon sind die, im äußeren Kaunertal auftretenden, flach nach ENE und WSW beziehungsweise nach NNW abtauchenden B- beziehungsweise B'₁B'-Faltenachsen (SCHMIDEGG, 1964). An diese Hauptgefügeprägung schließt eine Metamorphose in Amphibolitfazies mit maximal 650° C an. Sie führte zu der, von PURTSCHELLER (1969) beschriebenen, Mineralzonierung mit einer »Andalusitzone« im Zentrum, also im Bereich des äußeren Kaunertales. Jungvariszisch setzte eine Diabasintrusion quer zu den Strukturen der Schlingentektonik ein. Weiters wurde noch variszisch eine retrograde Metamorphose bei 550° C festgestellt.

Im a l p i d i s c h e n Zyklus ist vorgosauisch das mittelostalpine Öztal-Stubai-Kristallin über das Penninikum und Unterostalpin geschoben worden. Es entstand das Unterengadiner Fenster. Im Zusammenhang damit steht die intensive Mylonitisierung im Nahbereich der mittelsteil nach W einfallenden Überschiebungsbahn. Die, im SE-Teil der Ötztaler Masse in mehreren Phasen nachgewiesene, altalpidische Metamorphose hat im NW-Teil des Kristallins, sofern sie dort überhaupt wirksam war, die 300°-Grenze nicht überschritten (T h ö n i , 1980). Jungalpidisch sind nur mehr Störungen und Verwerfungen parallel zum Fensterrand, im Lagerstättenbereich vor allem entlang NNE-SSW-verlaufender Bruchlinien, bekannt (O b e r h a u s e r et al. 1980, S. 344, Abb. 91).

Nebengestein

Die im unmittelbaren Nahbereich der einzelnen Vorkommen auftretenden Gesteine sind mit zwei Ausnahmen quarzitische Paragneise.

Durchlichtmikroskopische Befunde lassen erkennen, daß Quarz, Plagioklas, Muskovit, und Biotit den Hauptmineralbestand und Chlorit, Serizit, Epidot und Zoisit die Nebengemengteile bilden. Als Akzessorien sind noch zu erwähnen Apatit, Zirkon, Titanit, Granat, Calcit, sehr selten Turmalin. Die opaken Anteile konnten im Auflicht als Rutil, Anatas, Leukoxen, Ilmenit und untergeordnet als Magnetit bestimmt werden. Außerhalb der erzführenden Lagen treten im Nebengestein gelegentlich noch Pyrit, Magnetkies und Kupferkies auf.

Durch den wechselnden Quarz-, Glimmer- und Plagioklasanteil sind alle Übergänge zwischen

Quarziten, Gneisglimmerschiefern, Plagioklasgneisen und Biotitplagioklasgneisen festzustellen.

Die Plagioklase erscheinen teilweise oder vollkommen umgewandelt in ein Serizit-Epidot-Gewebe. Ebenso lassen die Biotite eine teilweise oder völlige retrograde Metamorphose in Chlorit erkennen. Vereinzelt ist auch die Neubildung von Epidot aus solchen chloritisierten Biotiten festzustellen.

Die Nebengesteinskomponenten zeigen vielfach eine bis ins Korngefüge fortgeschrittene Mylonitisierung und Durchbewegung, die wohl im Zusammenhang mit jungen – alpidischen – Bewegungen zu sehen ist. Diese Durchbewegung äußert sich je nach der Teilbeweglichkeit der verschiedenen Komponenten unterschiedlich. Die leichtteilbeweglichen Glimmerminerale lassen eine Verbiegung und Zerknitterung ihrer Blättchen erkennen. Retrograd umgewandelte Plagioklase sind auf Grund ihrer durch den Serizitgehalt erhöhten Teilbeweglichkeit nicht zerbrochen, sondern zu linsenförmigen Aggregaten ausgewalzt, während weniger teilbewegliche Minerale, wie Quarz und der selten festzustellende Granat, zerbrochen sind. Große, längliche, in s eingeregelt, undulös auslöschende Quarzkörner sind dann umgeben von einem feinkörnig rekristallisierten, granoblastischen Quarzgranulat mit verzahnten Korngrenzen.

Im Stollen am Engletbach auf 1.635 Meter ü. d. M., im Schurfbereich von Falpetann, tritt die schichtige Erzanreicherung in einer rund 20 Zentimeter mächtigen Marmorlinse auf. In diesen Calcitmarmor sind Fragmente des im Hangenden anstehenden Amphibolituzuges tektonisch eingeschuppt. Der Karbonatanteil erwies sich nach durchlichtmikroskopischen Untersuchungen als Calcit, dem dünne Quarz-Plagioklas-Serizit-Feinlagen zwischengeschaltet sind. Es handelt sich hier um eine Wechsellagerung ehemals sandig-toniger und karbonatischer Sedimentanteile. Die Erzminerale folgen diesem durch die sedimentäre Schichtung vorgegebenen Lagenbau in auffallender Weise, wobei eine Konzentration in den ehemals sandig-tonigen Feinschichten festzustellen ist.

Auflichtmikroskopische Untersuchungen an dunklen erzführenden Paragneisen von Martinsbach zeigen, daß die Dunkelfärbung durch das Vorhandensein von sehr dünnen, s-parallelen Graphitblättchen und -schüppchen hervorgerufen wird. Messungen des Reflexionsvermögens ergaben bei einer Wellenlänge von 550 Nanometer $RV_0 = 20,2-22,5$. Diese Werte sprechen für den Inkohlungsgrad eines vollwertigen Graphites, wie er bei einer Metamorphose von biogenen Sedimentanteilen in Eklogit- und Amphibolitphazies zu erwarten ist.

Erzgefüge

Der großtektonische Zusammenhang der Erzkörper mit dem Nebengestein läßt sich heute mangels geeigneter Aufschlüsse nur mehr bei den Schurfversuchen SE von Boden und NW von Ober-Falpetann genauer studieren. Hier ist festzustellen, daß die noch befahrbaren Stollen zunächst jeweils nach obertags ausbeißenden vererzten Klüften, nach einigen Metern aber im Gesteinsstreichen ausgerichtet sind und den schichtgebundenen Erzanreicherungen folgen.

Welche Stellung haben nun diese erzführenden Klüfte im tektonischen Gefüge dieses Kristal-

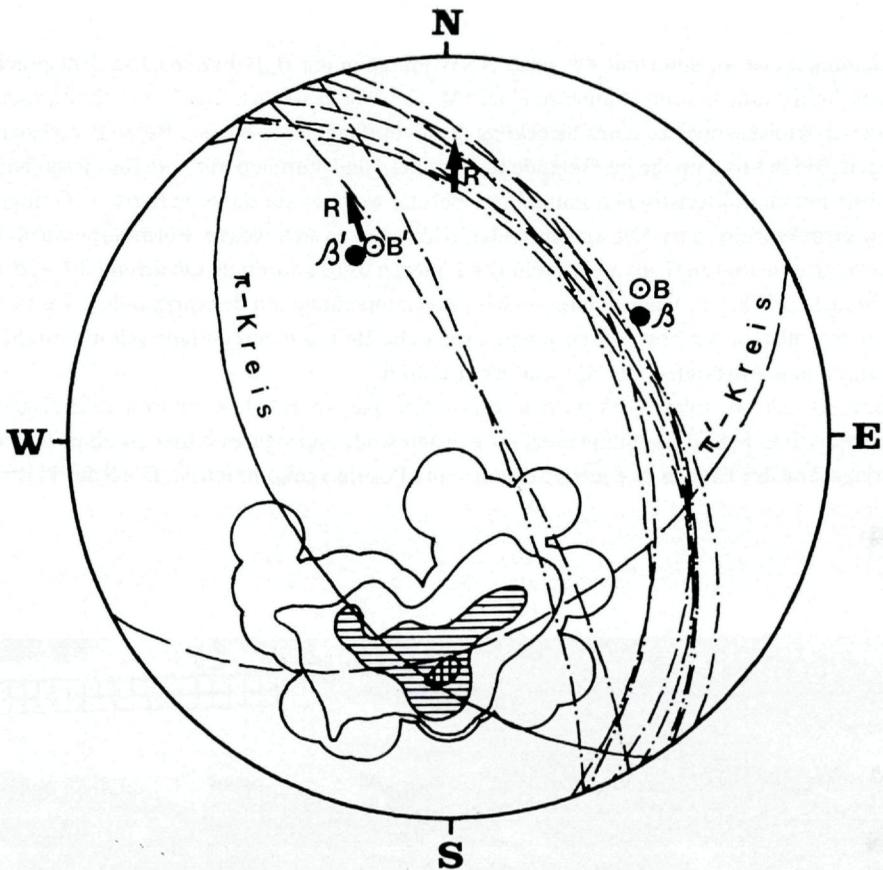


Abb. 2: Ausgezähltes Poldiagramm mit Gefügedaten von den zwei Stollen bei Ober-Falpetann. 61 s-Flächenpole: 0–6–13 > 19%. 9 Gefügedaten der erzführenden Scherklüfte als Großkreise (strichliert) dargestellt mit Harnischstriemung (R). Die s-Flächen liegen tautozonal um $\beta = B$ - beziehungsweise $\beta' = B'$ -Faltenachsen. Das Maximum der Flächenpole ist entlang des π - und π' -Kreises gestreckt.

linabschnittes? Beim Vorkommen von Boden konnten sie als Scherklüfte in hOl-Lage zu einer flach nach NE abtauchenden B-Faltenachse bestimmt werden (V a v t a r, 1980). Ähnlich liegen die Verhältnisse auch in den beiden Stollen – am Englet-Bach auf 1.635 Meter und im Grüntälele auf 1.625 Meter ü. d. M. – bei Ober Falpetann. Im Engletbach wurden schichtige Erzkonzentrationen in einem Calcitmarmor und im Grüntälele s-parallele Erzanreicherungen in quarzitischem Paragneis von NNE-SSW-streichenden, steil nach NE einfallenden Scherklüften erfaßt. Da man früher annahm, daß wegsamkeitsbedingt entlang von Klüften die Erzlösungen emporgedrungen seien, hat man im Grüntälele etwa 20 Meter tiefer versucht, diese vermeintliche »Erzkluft« mit einem Stollen aufzuschließen. Die Scherkluft wurde zwar nach 60 Metern erreicht, ist aber vollkommen erzleer.

Die statistische Auswertung der Gefügedaten (Abb. 2) erbrachte eine Tautozonalität der s-Flächen von Erz- und Nebengestein zu einer mit 40° nach ENE abtauchenden B-Faltenachse,

beziehungsweise zu einer mit 45° nach NNW einfallenden B_1^1B -Faltenachse. Entsprechend dieser Anordnung kommt es auch zu einem Maximum der s-Flächenpole im Schnittpunkt der beiden π -Kreise, sowie zu einer Streckung dieses entlang der π -Kreise. Beide B-Achsenrichtungen sind in Stollennähe im Gelände festzustellen und stimmen mit dem für diesen Kristallinabschnitt charakteristischen Faltenbau überein, welcher auf die altvariszische Gefügeprägung zurückzuführen ist. Die erzführenden Klüfte lassen sich diesem Formungsplan als hOl-Scherklüfte sowohl zu B, als auch in einigen Fällen zu B_1^1B zuordnen. Ob die mit 20° – 30° nach N abtauchende Harnischstriemung auch im Zusammenhang mit der variszischen Tektonik zu sehen ist, oder ob sie etwa durch junge, alpidische Bewegungen entlang schon bestehender Kluftsysteme entstanden ist, läßt sich nicht klären.

Hier zeigt sich, wie beim Vorkommen von Boden, daß s-parallele konkordante Erzlagen von altvariszischen Scherbewegungen erfaßt worden sind, und daß es dabei zu einer teilweisen Verlagerung der Erze in ihre jetzige diskordante Position gekommen ist. Die Scherklüfte sind

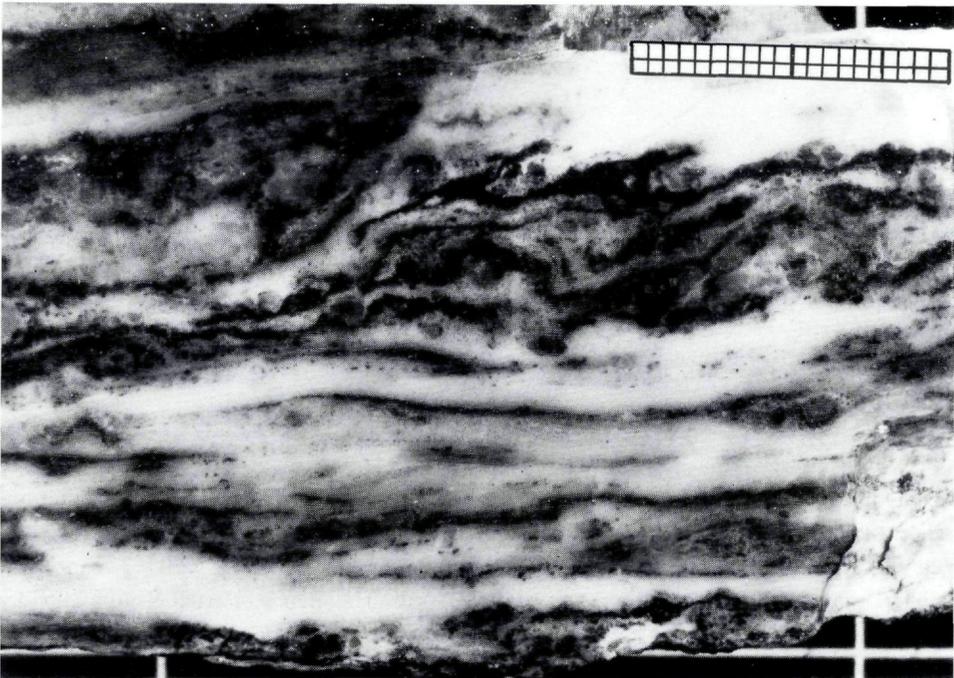


Abb. 3: Großanschliff des erzführenden Calcitmarmores von Falpetann. Marke 2×20 mm. Weiß bis weißgrau ist reiner Calcit, licht- bis hellgrau erzpigmentierter Calcit, grau einzelne Quarzaggregate und grauschwarz bis schwarz sind Erzfeinlagen. Deutlich zu sehen eine Wechsellagerung von karbonatischen und erzführenden quarzitischen Lagen, sowie in der oberen Bildhälfte eine gemeinsame Fältelung und Scherung von Erz- und Karbonatschichten.

nämlich nur dort vererzt, wo sie schichtige Erzkörper erfaßt haben, während sie wenige Meter liegend oder hangend von konkordanten Sulfidfeinlagen erzfrei sind.

Besonders aussagekräftig für die genetische Deutung dieser Pyrit-Cu-Vorkommen ist die Tatsache, daß sowohl beim Vorkommen Boden, als auch bei denen von Falpetann, neben diskordanten Sulfidmobilisationen auch schöne Beispiele für konkordante, also stratiforme schicht- und schieferungsparallele Metallkonzentrationen beobachtet werden können. Die Erzfeinlagen lassen dieselben Durchbewegungen und Deformationen erkennen, wie das Nebengestein und müssen deshalb prätektonisch in Bezug auf die Hauptgefügeprägung angereichert sein. Die tektonische Beanspruchung äußert sich bei Boden in einer Faltung von Erz- und Nebengestein im Meterzehner-Bereich, bei Falpetann hingegen auch in einer Fältelung im Dezimeter-Bereich (Abb. 3).

Auch im Mikrobereich sind zwei voneinander verschiedene Erzgefüge zu beobachten. Einmal sind es diffuse bis netzförmige Mineralisationen an Reißklüftchen, kleinen Hohlräumen und

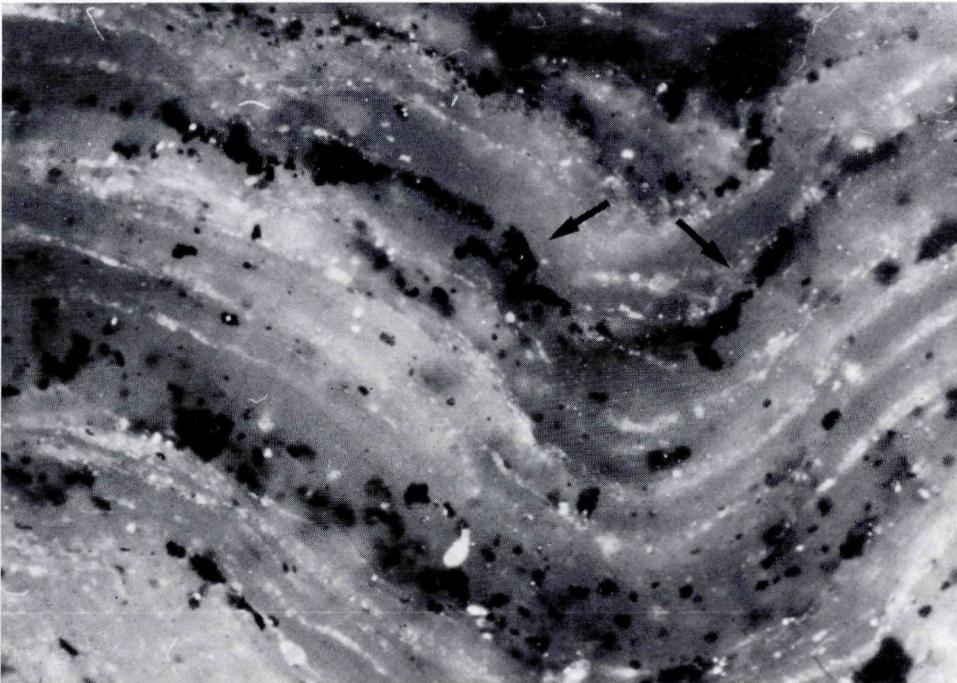


Abb. 4: Polierter Anstrich aus dem Vorkommen Tschingl. Größe des Bildausschnittes $2,4 \times 1,6$ mm. Nicols gekreuzt. Die rhythmische Wechsellagerung von lichtgrauen quarzitischen, weiß-grauen bis grauweißen Rutil- und Glimmerreichen, sowie grauschwarzen (unter der Präparatoberfläche liegend) bis schwarzen Erzlagen ist auf dieser Abbildung gut zu erkennen. Ebenso kommt eine Fältelung des gesamten Stoffbestandes deutlich zur Geltung. Daß die Durchbewegung ein postkristallines Ereignis ist, belegt auch die gestaltliche Einregelung (Pfeil) der Erzkörper.

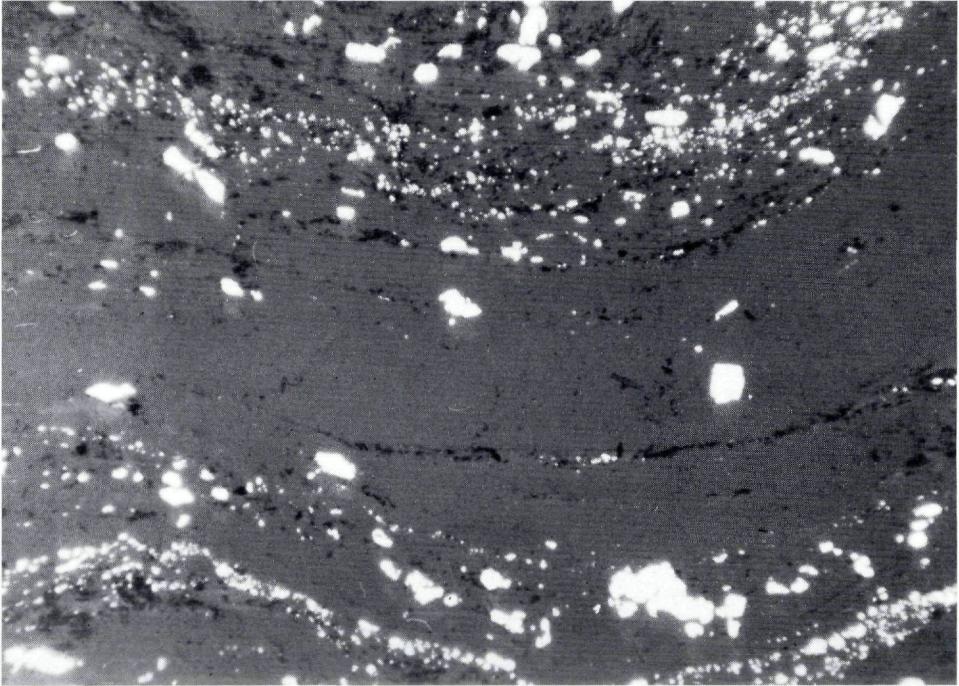


Abb. 5: Polierter Anschliff aus dem Vorkommen Tschingl. Größe des Bildausschnittes $2,4 \times 1,6$ mm. 1 Nicol. Diese Abbildung zeigt eine gemeinsame flachwellige Verbiegung von weißem Erz- und grauem Nebengestein. Die Faltung im quarzitisches Nebengestein wird noch verdeutlicht durch herausgelöste ehemals tonreiche Feinlagen (schwarz). Auch auf diesem Bild ist eine, wenn auch schwache, gestaltliche Regelung der Erzminerale zu erkennen.

Mikroscherflächen. Es handelt sich dabei sowohl um engbegrenzte isochemische Umlagerungen von leicht zu mobilisierenden Sulfiden als auch um rein mechanische Verschleppungen während der verschiedenen orogenen und metamorphen Phasen. Mitunter sind, dem starken Metamorphoseeinfluß entsprechend auch schwer bewegliche Minerale wie Pyrit und Magnetkies nach Abwanderung in diskordanter Position nachgewiesen worden. Ausgehend von Mikroreißklüften sind auch selektive wegsamkeitsbedingte Verdrängungen in den Schichtverband hinein festzustellen. Diese epigenetischen Stoffmobilisationen erfolgten aber alle unter Beibehaltung einer schichtgebundenen Position.

Neben solchen epigenetischen Erzgefügen gibt es auch im Mikrobereich immer wieder Hinweise auf schicht- und schieferungskonkordante Erzkonzentrationen. Die feinschichtige Wechsellagerung ehemals sandig-toniger beziehungsweise karbonatischer Abschnitte mit Erzfeinlagen wurde hervorgerufen durch das verschiedene Materialangebot während der Sedimentation. Postkristallin sind Erz- und Nebengestein von den gleichen tektonischen Umbildungen erfaßt worden (Abb. 4 und 5).

Erzparagenese

Auflichtmikroskopische Untersuchungen der Erzproben ergaben eine in allen Vorkommen übereinstimmende Mineralzusammensetzung. Im einzelnen handelt es sich um folgende Paragenesen:

1. **Tschingl**: Primärerze: Kupferkies, Pyrit, Arsenkies und Magnetkies.

Akzessorien: Kobaltglanz, Hochtemperatur-Kupferkies, Zinkblende, Mackinawit, Pentlandit, Ilmenit und Rutil.

Sekundärerze: Covellin, Digenit, Markasit, Limonit und ? Silber (alte Angaben).

Gangart: Quarz

Nebengestein: quarzitischer Paragneis.

2. **Boden**: Primärerze: Magnetkies, Kupferkies und Pyrit.

Akzessorien: Kobaltglanz, Hochtemperatur-Kupferkies, Zinkblende, Magnetit, Ilmenit und Rutil.

Sekundärerze: Markasit und Limonit.

Gangart: Quarz

Nebengestein: quarzitischer Paragneis.

3. **Petersbach**: Primärerze: Magnetkies, Kupferkies und Pyrit.

Akzessorien: Hochtemperatur-Kupferkies, Zinkblende, Ilmenit und Rutil.

Sekundärerze: Markasit und Limonit.

Gangart: Quarz

Nebengestein: quarzitischer Paragneis.

4. **Martinsbach**: Primärerze: Pyrit, Magnetkies und Kupferkies.

Akzessorien: Ilmenit und Rutil sowie Gold und Silber (nach alten Analysen).

Gangart: Quarz

Nebengestein: graphitischer Paragneis.

5. **Falpetann**: Primärerze: Pyrit, Kupferkies und Magnetkies.

Akzessorien: Kobaltglanz, Hochtemperatur-Kupferkies, Zinkblende, Mackinawit, Ilmenit und Rutil.

Sekundärerze: Malachit, Covellin, Limonit und Kobaltblüte (nach VOHRZYKA, 1968).

Gangart: Quarz und Calcit

Nebengestein: quarzitischer Paragneis und Calcitmarmor.

6. **Schloßbach**: Primärerze: Pyrit, Magnetkies und Kupferkies.

Akzessorien: Magnetit, Ilmenit und Rutil.

Sekundärerze: Markasit und Limonit.

Gangart: Quarz

Nebengestein: quarzitischer Paragneis.

Die Primärerze sind nach ihrer relativen Häufigkeit gereiht und lassen in allen Vorkommen mehr oder weniger deutlich die gleichen Korngefügemerkmale erkennen. Sie weisen mit ihren akzessorischen Reliktgefügen auf dieselben metamorphen Bedingungen hin.

Bei den Akzessorien, vor allem aber bei den sekundären Mineralneubildungen, kann nicht ausgeschlossen werden, daß in den einzelnen Vorkommen die Paragenesen mangels genügend anstehender Erze nicht vollständig erfaßt worden sind.

Pyrit tritt dort, wo Magnetkies das dominierende Erzmineral ist, mengenmäßig stark zurück. Pyrit reagierte auf tektonische Beanspruchung kataklastisch. Die so entstandenen Risse und Fugen in den teilweise idiomorphen Pyritkörnern sind zum Teil mit Kupferkies und Gangartmineralen verheilt. Tektonisch stark beanspruchte Pyrite haben als gemeinsames Kennzeichen keine oder nur vereinzelt tropfenförmige Einschlüsse von Erz- und Nebengesteinskomponenten, und unterscheiden sich dadurch von den in einigen Fällen zu beobachtenden Porphyroblasten. Diese zeigen ein deutliches Prophyroblastensieb bestehend aus Mineralen der gesamten Paragenese. Sie sind also etwas jüngere Bildungen. Aber auch die Pyritporphyroblasten sind – wenn auch schwächer – tektonisch beansprucht und weisen manchmal ruptur-elle Verformungen auf. Diese Befunde lassen sich durch eine erstmalige Deformation der Erzminerale während der altvariszischen Schlingentektonik, eine Umkristallisation mit Porphyroblastenbildung im Zusammenhang mit der variszischen Metamorphose und eine nochmalige tektonische Beanspruchung während alpidischer Ereignisse erklären. Manche Pyrite zeigen eine schwache Anisotropie, die möglicherweise auf einen erhöhten Arsengehalt zurückzuführen ist, der aber zur Bildung eigener Arsenminerale nicht ausreichte, außer im Vorkommen Tschingl, wo Arsenkies auftritt. Einige Pyritaggregate sind umgeben von einem Saum aus idiomorphen Kriställchen von Kobaltglanz.

Magnetkies ist ein primäres Erzmineral sämtlicher Paragenesen. In den Vorkommen Boden und Petersbach ist Magnetkies der Haupteisenvertreter. Bei Boden weist er als metamorphe Neubildung aus Pyrit (Vavtar, 1980), ebenso wie die Pentlanditmischungen im Magnetkies der Lagerstätte Tschingl (Vavtar, 1979 b) auf sehr hohe Umbildungstemperaturen, sicher über 500° C hin, die wesentlich über den nachvariszisch möglichen 300° liegen. Außerdem liefert er mit den häufig zu beobachtenden verbogenen Translationslamellen und mit seinen deutlichen Rekristallisationsgefügen schöne Beispiele für postkristalline tektonische Beanspruchungen.

Am Kupferkies lassen sich die metamorphen Um- und Neubildungen der Erzparagenese besonders anschaulich studieren. Sowohl der in den stoffparallelen Erzfeinlagen angereicherte, als auch der diskordant als Fugenfüllung auftretende Kupferkies, weisen auf eine metamorphe Überprägung bei sehr hohen Temperaturen hin. Die häufig zu beobachtenden lanzettartigen Umbildungslamellen eines kubischen Hochtemperatur-Kupferkieses und Zinkblendeentmischungen, meist in Form kleinster, xenomorpher Einschlüsse, manchmal auch sternchenförmiger Gebilde im Kupferkies, treten nur über 500° C auf (Ramdohr, 1975), und sind somit sicher präalpidisch entstanden. Um retrograde Neubildungen handelt es sich bei den feinsten Mackinawitflitterchen im Kupferkies, die schon bei 200°–250° C auskristallisieren. Da Cubanit, der bei 250°–300° aus Kupferkies entmischt, in den Paragenesen fehlt, wäre es gut möglich, daß die verschiedentlich im Kupferkies festzustellenden kleinen Magnetkieseinschlüsse ehemalige, bei alpidischen Durchbewegungen umgewandelte Cubanitmischungen sind. Nach Ramdohr (1975) verschwindet Cubanit unter Neubildung von Kupferkies

und Magnetkies im Zusammenhang mit Durchbewegungen bei niedrigen Temperaturen. Da Kupferkies auf tektonische Beanspruchungen plastisch reagiert, ist er oft in den kataklastischen Rissen und Sprüngen von Pyrit, Kobaltglanz und Arsenkies als »Verdränger« festzustellen.

Zinkblende ist nur sehr selten als »freies«, nicht durch Entmischung aus Kupferkies entstandenes Mineral zu beobachten. Diese wenigen Körner lassen immer Kupferkiesentmischungen erkennen.

Der Rutil dieser Paragenesen zeigt auf Grund noch nicht völlig umgewandelter Ilmenit- und Magnetitreste, daß es sich um ein Umwandlungsprodukt ursprünglicher Ti-Fe-Oxide handelt, die ihrerseits als typomorphe Relikte basischer Vulkanite zu deuten sind.

Durch Einflüsse der Oxidation entstanden aus den Primärerzen die verschiedenen sekundären Mineralneubildungen. Besonders leicht oxidiert Magnetkies, der sich über ein graues »Zwischenprodukt« in ein feinstkörniges Markasit-Pyrit-Aggregat zum Teil in »Vogelaugenstruktur« und weiter zu Limonit umwandelt. Kupferkies ist häufig umgeben von einem Digenit-Covellin-Limonit-Saum. Ebenso kann Pyrit teilweise oder vollständig zu Limonit zersetzt sein.

Schwefelisotopenverhältnis

Um für die genetische Deutung der Sulfidkonzentrationen im Kaunertal weitere Anhaltspunkte zu bekommen, wurden die Schwefelisotopenverhältnisse an Pyrit, Magnetkies und Kupferkies untersucht. Die massenspektrometrischen Analysen sind am Institut für Radiumforschung und Kernphysik der österreichischen Akademie der Wissenschaften in Wien von Herrn Dr. E. PAK durchgeführt worden.

Um gesicherte Aussagen zu machen, ist allerdings die Anzahl von 14 Analysen an Kiesvorkommen des Kaunertales beziehungsweise der sieben Vergleichswerte von Pyrit-Cu-Anreicherungen aus dem Inneren des Kristallins, mit den Lokalitäten Wörgetal, Haderlehen, Glücksgrat und Egesengrat, noch relativ gering, und es sind zur Klärung der Schwefelgenese noch weitere Analysen erforderlich. Trotzdem lassen sich schon gewisse Trends feststellen. Bei den folgenden Überlegungen darf aber nicht übersehen werden, daß es durch die starken metamorphen Überprägungen, denen die Sulfide ausgesetzt waren, zu einer Homogenisierung der Isotopenverhältnisse gekommen sein kann. Nach S c h r o l l (1976) verringert die Metamorphose zwar die Streubreite, macht aber Rückschlüsse auf den Ausgangszustand der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte nicht ganz unmöglich.

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Vorkommen aus dem Kaunertal (= 1 auf Abb. 6) variieren zwischen +3,1‰ und -5,9‰, was eine geringe Streubreite von 9‰ ergibt. Außerdem zeigt es sich, daß der Mittelwert mit +0,6‰ sehr nahe dem Wert 0,0‰ liegt, welcher dem Meteoritenstandard entspricht. Aus der relativ engen Variationsspanne und aus der Tatsache, daß der Mittelwert sehr nahe dem Wert des Meteoritenstandards liegt, könnte auf magmatogenen Ursprung des Sulfidschwefels geschlossen werden. Ein $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von Null muß allerdings nicht unbedingt ein Beweis für eine magmatogene Herkunft des Schwefels sein (S c h r o l l, 1976).

Es ist nicht auszuschließen, daß die schwache Anreicherung des schweren Schwefelisotopes

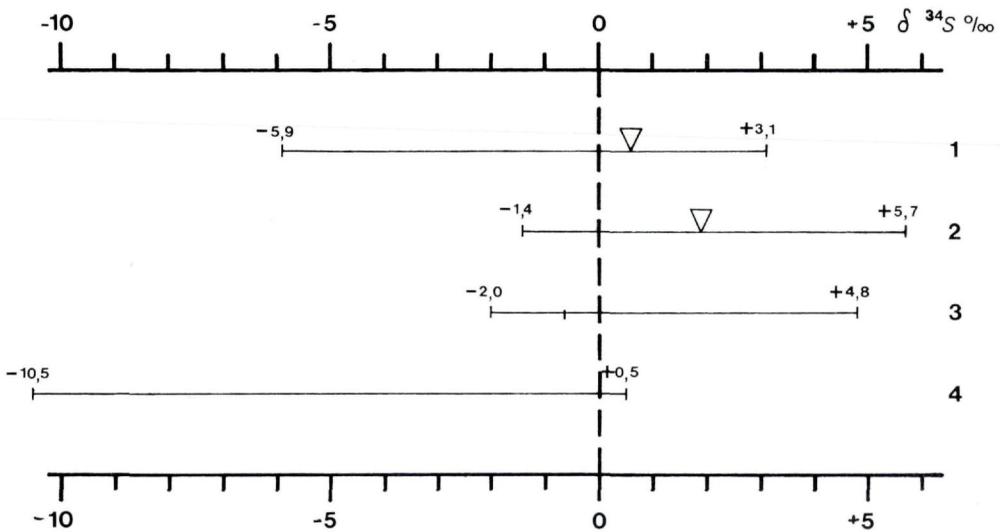


Abb. 6: Schwefelisotopenzusammensetzung in Sulfiden aus den Vorkommen im Kaunertal = 1, aus Pyrit-Cu-Anreicherungen des zentralen Ötztalkristallins = 2, aus der Cu-Lagerstätte Majdanpek (nach DROVENIK et al., 1979) = 3 und aus der Cu-Lagerstätte Bor (nach DROVENIK et al., 1979) = 4 in Jugoslawien. Die Mittelwerte sind mit einem Dreieck markiert.

durch mehrfache Sulfatreduktion schon während des diagenetischen Stadiums sedimentärer Sulfidkonzentrationen entstanden und durch die Metamorphose nicht gänzlich verwischt worden ist.

Ein Vergleich mit den $\delta^{34}\text{S}$ -Werten von Pyrit-Cu-Anreicherungen aus dem zentralen Ötztalkristallin (= 2 auf Abb. 6) zeigt eine weitgehende Übereinstimmung der Variationsspannen und der Mittelwerte. Ähnliche Schwefelisotopenverhältnisse liefern übrigens auch die typisch magmatogen-hydrothermalen, jugoslawischen Cu-Lagerstätten Majdanpek (= 3 auf Abb. 6) und Bor (= 4 auf Abb. 6). Außerdem stimmt die schwache Streuung im Plusbereich mit dem für magmatische Kieslagerstätten oft festzustellenden Trend überein. Berücksichtigt man zudem die in den früheren Kapiteln aufgezeigten geologischen und paragenetischen Tatsachen, so wäre es gut möglich, den Schwefel und somit auch die Sulfide von einem Magmaherd herzuleiten, der auch die kaledonischen basischen Magmatite geliefert hat.

Schlußfolgerungen

Wie aus der Einleitung zu entnehmen ist, kann man bei den meist nur spurenhafte Kiesanreicherungen des Kaunertales wohl nicht von einer Lagerstättenkonzentration entlang der alpidischen Überschiebungsbahn von Mittelostalpin auf Pennin sprechen. Vor allem ist zu bedenken, daß es zur damaligen Zeit – 16. und 17. Jh. –, in der jeder auch noch so geringen Vererzung nachgegangen wurde, nur ein bauwürdiges Vorkommen im Kaunertal gegeben hat,

nämlich Tschingl. Aus den alten Aufzeichnungen geht hervor, daß nach der Einstellung des Bergbaues Tschingl eine intensive Suchtätigkeit eingesetzt hat, in der Hoffnung, den »Erzgang« zu finden, von dem man allgemein annahm, daß er in tieferen Bereichen irgendwo vorhanden sein müßte. Wie sonst hätte S e n g e r (1840) eine weitere Schurftätigkeit für angebracht halten können, »umso mehr, da dieser Erzgang (gemeint ist der von Petersbach, persönliche Anmerkung) schon zu Tage in einer solchen bedeutenden Höhe erzführend erscheint, denn in größeren Tiefen dürfte man mit einer Veredelung hoffen«.

Aus den angeführten Befunden ergibt sich eine, von der bisher vertretenen Ansicht einer jungalpidisch epigenetischen Vererzung, gänzlich abweichende Erklärung.

Der stoffliche Lagenbau, wie er im Groß- und Kleinbereich zu sehen ist, spricht für eine ursprünglich syngenetische Metallanreicherung in sandig-tonigen und karbonatischen Metasedimenten. Die Makrobefunde in den heute noch relativ gut aufgeschlossenen Vorkommen bei Boden und O. Falpetann lassen l a g e r f ö r m i g e Metallkonzentrationen in s-parallelen Linsen mit Mächtigkeiten von einigen Dezimetern und horizontalen Erstreckungen von mehreren 100 Metern erkennen. Auch S e n g e r (1840) hat bei den ihm damals noch untertag zugänglichen Vorkommen Tschingl und Schloßbach wegen der Ausrichtung der Baue im Streichen der Gesteine auf lagerförmige Erzanreicherung geschlossen. Die schicht- und schieferungskonkordanten Sulfidmineralisationen zeigen in ihren tektonischen Gefügen weitgehende Übereinstimmung mit dem altvariszisch überprägten Nebengestein und sind somit prätektonisch in bezug auf diese altvariszische Gefügeformung.

Die Erzminerale der einzelnen Vorkommen weisen durch Reliktstrukturen, wie Hochtemperatur-Kupferkies und Zinkblendesternchen im Kupferkies, oder Pentlanditflammen im Magnetkies auf hohe Umbildungstemperaturen hin, die mit denen der variszischen Metamorphose des Nebengesteins übereinstimmen und nachvariszisch in diesem Kristallinabschnitt nicht mehr erreicht worden sind.

Die diskordanten Erzkörper in Dezimetertiefen und Scherklüften des Meterbereiches in hOl-Lage zu altvariszisch angelegten B-Achsen sind mechanische Einschleppungen oder isochemische Umlagerungen eines bereits vorhandenen Stoffbestandes. Daß auch die diffusen und netzförmigen Erzmineralisationen präalpidisch metamorphe Mobilisate sind, beweisen die Hochtemperaturbildungen in diskordant auftretendem Kupferkies. Da die Scherklüfte nur im Nahbereich von schichtigen Metallanreicherungen erzführend sind, im weiteren Abstand beziehungsweise in größeren Tiefen aber vertauben, kommen sie als Zufuhrwege für epigenetische Erzlösungen wohl nicht in Frage.

Die alpidische Tektonik äußert sich nur mehr in einer Mylonitisierung und Kataklyse sowie in retrograden Mineralumwandlungen im Erz- und Nebengestein.

Der in allen Vorkommen deutliche Gehalt von Fe-Ti-Oxiden und, mit Einschränkung, wegen der möglichen metamorphen Homogenisierung, auch die Schwefelisotopenverhältnisse, der Sulfide lassen einen gemeinsamen magmatogenen Ursprung des primären Lagerstätteninhaltes erkennen. Berücksichtigt man bei der Frage nach der Metallherkunft ein petrometallogenetisches Prinzip, welches besagt, daß saure vulkanische Gesteine eher zu Pb-Zn-Cu-Erzen, basische vulkanische Gesteine hingegen eher zur Anreicherung von Pyrit-Cu-Erzen führen,

so kommt für eine Metallzufuhr entweder der kaledonische Vulkanismus mit Förderung basischer Magmatite und Tuffe im Kambrium, oder der jungvariszische Vulkanismus mit Diabasintrusionen nach der altvariszischen »Schlingentektonik« in Frage. Da jedoch die Pyrit-Cu-Anreicherungen des Kaunertales altvariszisch überprägt vorliegen, sind die Diabase als Erzspender auszuschließen.

Die Kiesanreicherungen des Kaunertales sind also syngenetische, variszisch überprägte, metamorphe Metallkonzentrationen in altpaläozoischen Sedimentgesteinen, im Zusammenhang mit dem kaledonischen Vulkanismus, welcher die basischen Magmatite, Tuffe und Tuffite förderte.

Diese Arbeit wurde im Rahmen des Forschungsschwerpunktes der Österreichischen Rektorenkonferenz S 21 (O. Schulz) durchgeführt.

Literaturverzeichnis:

Ampferer, O. und Hammer, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck.-Geol. B.-A., S. 1–88, Wien 1924.

Bauer, J.: Blei-Zinkvererzungen im polymetamorphen Kristallin des Lungaus und der »Ossiacher Tauern«. – Diss., nicht publ., Univ. Innsbruck 1981.

Drovenik, M., Duhovnik, J. und Pezdič, J.: Schwefelisotopenuntersuchungen in slowenischen Erzlagerstätten. – Verh. Geol. B.-A., 3, S. 301–309, Wien 1979.

Fuchs, H. W.: Vorläufige Mitteilung über eine Magnetkies- und Scheelitanreicherung im Altkristallin des Lienzer Schloßberges. – Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Klasse, 2, S. 23–27, Wien 1980.

Gasser, G.: Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. – Verlag der Wagner'schen K. K. Universitäts-Buchhandlung, Innsbruck 1913.

Hammer, W.: Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündner Schiefer des Oberinntales. – Zeitschrift des Ferdinandeums, III, 59, S. 65–94, Innsbruck 1914.

Kleblsberg, R.: Nutzbare Bodenvorkommen in Nordtirol. – Veröffentlichungen d. Museum Ferdinandeum in Innsbruck, 19, S. 1–56, Innsbruck 1939.

Klingler, F.: Tagebuch über die geogn.-mont. Untersuchungen des Oberinntales im Jahre 1842. – Handschrift F. B. 5.018 im Museum Ferdinandeum in Innsbruck, 1842.

Ladurner, J. und Schulz, O.: Der ehemalige Bergbau von Haderlehen (Ötztal). – Veröffentlichung des Museum Ferdinandeum in Innsbruck, 49, S. 101–108, Innsbruck 1969.

Matthias, E. P.: Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. – Berg- und Hüttenm. Monatsh., 106, 1, S. 1–13 und 3, S. 45–55, Wien 1961.

Miller, Ch.: Reaction rims between olivine and plagioclase in metaperidotites, Ötztal Alps, Austria. – Contrib. Mineral. Petrol., 43, S. 333–342, Springer Verlag International 1974.

Mutschlechner, G.: Erzvorkommen und Bergbaue im Bezirk Landeck. – Schlern-Schriften, 133, S. 15–37, Univ.-Verlag Innsbruck 1956.

Oberhauser, R.: Der geologische Aufbau Österreichs. – Herausgegeben von der Geol. B.-A., Springer-Verlag Wien New York 1980.

Petrascheck, W.: Die alpine Metallogenese. – Jb. Geol. B.-A., 9, S. 129–149, Wien 1947.

Purtscheller, F.: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier-Altkristallins. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., 13, S. 35–54, Wien 1969.

Ramdohr, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – Akademie-Verlag, Berlin 1975.

Rammelmair, D.: Petrographie der Diabase der Ötztaler/Stubaier Masse. – Diss., nicht publ., Univ. Innsbruck 1980.

Schmidegg, O.: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. – Verh. Geol. B.-A., 1, S. 27–47, Wien 1964.

Schmitz, M.: Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Pflerschtals; Zur Genese eines metamorphen schichtgebundenen Erzvorkommens aus den Ostalpen. – Geol. Rdsch., 63, 1, S. 148–165, Stuttgart 1974.

Schroll, E.: Analytische Geochemie, Band II: Grundlagen und Anwendungen. – Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1976.

Schulz, O. und *Brigo, L.*: Zusammenstellung der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in Nord-, Ost- und Südtirol. – Tirol-Atlas, Begleittexte IV, Tiroler Heimat, Jb. für Geschichte und Volkskunde, S. 25–28 und S. 39–40, Innsbruck 1977.

Senger W.: Summarischer Bericht über seine geogn.-mont. Reise im Jahre 1840. – Handschrift F. B. 5.015 im Museum Ferdinandeum in Innsbruck, 1840.

Stotter, M.: I. Die Oetzthaler-Masse, II. Die Silvretta-Masse. – Veröffentlicht von A. PICHLER in: Beiträge zur Gegnosie Tirols. – Z. des Ferdinandeums f. Tirol u. Vorarlberg, 3, Wagner'sche Buchdruckerei, Innsbruck 1859.

Thöni, M.: Distribution of pre-Alpine und Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar Age Determinations. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, S. 139–165, Wien 1980.

Tollmann, A.: Geologie von Österreich, Band I, Die Zentralalpen. – F. Deuticke, Wien 1977.

Tufar, W.: Bleiglanz-Granat-Verwachsungen in der Lagerstätte von Ramingstein im Lungau (Salzburg). – N. Jb. Min. Mh., S. 183–192, Stuttgart 1971.

Tufar, W.: Zur Altersgliederung der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rdsch., 63, S. 105–124, Stuttgart 1974.

Vavtar, F.: Ein polymetallisches Erzlager in Paragneisen des Wörgetales (Ötztaler Kristallin). – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 26, S. 175–185, Wien 1979 a.

Vavtar, F.: Syngenetische metamorphe Erzgefüge der Kies- und Kupferlagerstätte Tschingl bei Feichten im Kaunertal (Ötztalkristallin). – Veröffentlichungen d. Museum Ferdinandeum in Innsbruck, 59, S. 151–163, Innsbruck 1979 b.

Vavtar, F.: Boden, eine metamorphe syngenetische Fe-Cu-Anreicherung in Paragneisen des Ötztal-Kristallins; Kaunertal, Tirol.-Berg- und Hüttenm. Monatsh., 125, 4, S. 194–200, Wien 1980.

Vohryzka, K.: Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., 111, S. 3–88, Wien 1968.

Anschrift des Verfassers:

Univ.-Ass. Dr. Franz Vavtar
Institut für Mineralogie und Petrographie
Abteilung Geochemie und Lagerstättenlehre
Universität Innsbruck
Universitätsstraße 4
A-6020 Innsbruck

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum](#)

Jahr/Year: 1981

Band/Volume: [61](#)

Autor(en)/Author(s): Vavtar Franz

Artikel/Article: [Syngenetische metamorphe Kiesanreicherungen in Paragneisen des Ötztal-Kristallins \(Kاونertal, Tirol\). 151-169](#)