

Die Erzvorkommen Osttirols

Von Mohammed Hassan Neinavaie, Behrouz Ghassemi und
Herbert W. Fuchs

Zusammenfassung — Summary

Einführung

Geologie des Arbeitsgebietes

Verzungen der Unteren Schieferhülle

1. Scheelitvorkommen Meßlingscharte/Tauerntal
2. Scheelitvorkommen Laperwitz/Kalser Dorfertal
3. Uranhältige Minerale im Bereich Schildalm/Tauerntal
4. Kiesvorkommen Kapunitz/Dorfertal
5. Magnetkies-Mineralisationen Dorfertal — Maurertal
6. Bleiglanz-Zinkblende-Vorkommen Defreggerhaus
7. Uraninit-Vorkommen Raneburger See/Tauerntal

Verzungen der Oberen Schieferhülle

1. Kiesvorkommen Achsel/Froßnitztal
2. Magnetitvorkommen Dabernitzkogel/Froßnitztal
3. Fahlerz-Kupferkies-Mineralisation Firschnitz/Froßnitztal
4. Hämatit-Magnetit-Mineralisationen Virgental — Tauerntal
5. Kiesvorkommen Virgental — Kalser Dorfertal
6. Magnetitvorkommen Dorfertal — Timmeltal

Verzungen der Matreier Schuppenzone

1. Kiesvorkommen im Bereich Virgental
2. Manganvorkommen Ködnitztal/Kals
3. Magnetitvorkommen Ganotzkogel und Niggalm/Kals

Verzungen in der Zone der Alten Gneise i. e. S.

1. Kiesvererzung Schober/Virgental
2. Kupferkiesvorkommen Tögisch-Blindnis/Defereggental
3. Kies-Scheelit-Mineralisation Gsaritzenalm/Defereggental
4. Kiesvorkommen Hopfgarten/Defereggental
5. Kiesvorkommen Grünalm/Defereggental
6. Kiesvorkommen Waldhof/Defereggental
7. Kupferkiesvererzung Staniska/Kalsertal
8. Kiesvorkommen Michlbach/Iseltal
9. Magnetkiesvorkommen Göriach/Iseltal
10. Magnetkiesvorkommen Ainet/Iseltal
11. Magnetkiesvorkommen Thurn/Iseltal
12. Magnetkies-Scheelit-Vererzung Lienzer Schloßberg

Verzungen in der Thurntaler Quarzphyllitzone

1. Kupferkiesvorkommen Burg und Anras/Pustertal
2. Kiesvorkommen Tessenberg — Panzendorf/Pustertal
3. Kiesvorkommen Villgratener Tal
4. Scheelitvererzungen Villgratener Tal und Hochrast

Verzungen in der Kreuzeckgruppe und im Gailtalkristallin

1. Antimonbergbau Rabant/Drautal
2. Antimon-Silber-Vererzung Abfaltersbach/Pustertal
3. Antimon-Scheelit-Vorkommen Obertilliach/Gailtal

Schlußfolgerungen

Bergwirtschaftliche Betrachtungen

Literaturverzeichnis

Zusammenfassung

Bei den bearbeiteten Erzvorkommen Osttirols, die im Penninikum (Untere und Obere Schieferhülle), in der unterostalpin-penninischen Schuppenzone sowie im Altkristallin der Zone der Alten Gneise liegen, handelt es sich mit wenigen Ausnahmen um stoffkonkordante Metallkonzentrationen, wobei diese stoffliche Gebundenheit über eine Erstreckung von wenigen Metern bis zu mehreren Kilometern beobachtet werden kann. Dadurch wurde auch die Herausarbeitung bestimmter Erzhorizonte ermöglicht.

Sowohl im Geländeaufschluß als auch im Mikrobereich ist die prädeformative Anlage fast aller Mineralisationen belegbar. Damit sprechen die Untersuchungen für eine primär submarin-syngenetische bis syndiagenetische Anreicherung der Metalle. Erst durch metamorphe Einflüsse wurden primäre Mineralbestände später verändert.

Summary

The ore occurrences studied in the Eastern Tyrol which lie in the Penninic system (Lower and Upper Schieferhülle), in the Lower-East-Alpine/Penninic wedge zone (Matreier Zone), as well as in the old crystalline of the Zone der Alten Gneise are, apart from a few exceptions, material-concordant metal concentrations, with the material dependence being observable over a distance of a few metres to several kilometres. This also permitted the deduction of certain ore horizons.

The pre-tectonic accumulation of almost all mineralisations can clearly be proved both in the outcrop in the terrain and in the micro-domain. Investigations, thus, support a primary submarine-syngenic to syndiagenetic concentration of the metals of the ore minerals. Primary mineral stocks were changed only later by metamorphic influences.

Einführung

Aus den Bergen Osttirols ist eine große Anzahl verschiedener Erzmineralisationen seit altersher bekannt, wobei nur wenige davon einst bergbauliche Bedeutung erlangten.

Diese in meist hochalpinem Gelände auftretenden Mineralisationen kommen in Gesteinen verschiedener tektonischer Einheiten vor.

a) Untere Schieferhülle: Kiesvorkommen in Glimmerschiefern und Paragneisen, Scheelitvererzungen in Prasiniten und Albit-Biotit-Gneisen der Habachserie, radioaktive Anomalien im Augengneis vom Felbertauern bzw. in Quarzmuskovitschiefern und Marmoren an der Grenze zur Oberen Schieferhülle.

b) Obere Schieferhülle: Kiesvorkommen in Prasiniten, Kalkglimmerschiefern, Karbonatquarziten und Kalksilikatmarmoren; Eisenerzvorkommen in Eklogiten; eine kleine Fahlerz-Kupferkiesvererzung in Dolomit; Hämatit-Magnetit-Mineralisationen in Epidotprasiniten und Magnetit-erze mit Spuren von Nickelmineralen in Serpentinitten.

c) Matreier Schuppenzone: Kiesvererzungen in Prasiniten, metamorphe Manganerzvorkommen in »Radiolariten« und Kalkglimmerschiefern, Magnetit-erze in Serpentinitten.

d) Zone der Alten Gneise: Kupferkies-Magnetkies-Magnetit-Vorkommen in Verbindung mit eisenreicher Zinkblende, Bleiglanz und Scheelit in polymetamorphen Glimmerschiefern, Schiefergneisen und Glimmerquarziten sowie an Metabasite gebundene Scheelit-Arsenkies-Vererzungen und Kies-Kupfer-führende Erzmineralisationen.

Aufgabe der hier vorliegenden Arbeiten war es, diese Erzvorkommen neu zu erfassen, wobei Wert auf das Aufsuchen eventuell vorhandener Fortsetzungen sowie auch auf Möglichkeiten einer wirtschaftlichen Nutzung gelegt wurde. Zudem sollte die Genese erforscht werden, zu welchem Zweck folgende Fragen geklärt werden mußten:

Handelt es sich um eine einphasige Mineralisation im Sinne der »Alpinen Metallogenese« oder um eine Gebundenheit der Metalle an bestimmte tektonische oder stratigraphische Gesteinseinheiten?

Prüfung auf Konkordanz bzw. Diskordanz der Mineralisationen zwecks Aussage über die erste Platznahme der Metalle bzw. Minerale.

Beurteilung späterer Stoffumsätze, wie Lösungsumlagerungen im Verhältnis zu mechanischen Durchbewegungen.

Im Verlauf der Geländebegehungen wurde auch eine größere Anzahl noch nicht beschriebener Mineralisationen entdeckt. Dabei konnten auch einige Fehler in der bisherigen Literatur festgestellt werden, die sich teils auf die Fundpunkte der Erzvorkommen, teils auf deren Genese beziehen. Über Genese und Alter der ostalpinen Vererzungen wird ja seit langem diskutiert, die wichtigsten Ansichten dazu stammen von W. PETRASCHECK (1926, 1945), CLAR & FRIEDRICH (1933), FRIEDRICH (1941, 1948, 1953, 1968), SCHNEIDERHÖHN (1952), W. E. PETRASCHECK (1966, 1974, 1978), TUFAR (1969), HÖLL & MAUCHER (1976) und SCHULZ (1979).

Geologie des Arbeitsgebietes

Die bearbeiteten Vorkommen liegen in folgenden geologischen Einheiten:

I. Zentralgneis

Er stellt eine spätvariszisch intrudierte granitoide Gesteinsmasse dar, die in alpidischer Zeit stark verschiefert und metamorph wurde. Den Anteil des Zentralgneises in Osttirol bilden nur der Granatspitzkern und ein kleiner Abschnitt des Venediger Massivs.

Die Grenze gegen die Schieferhüllen verläuft südlich des Großen Geigers zum Hohen Aderl am Großvenediger und von dort zum Roten Kogel. Hier taucht der Zentralgneis des Venedigers unter, kommt aber östlich abermals nach oben und setzt sich in der Granatspitzgruppe fort, die er zum Großteil aufbaut. Nach allen Seiten taucht der Zentralgneis mit seinen darüberliegenden Hüllgesteinen in die Tiefe, dabei kommt es zu Verzahnungen und Verschuppungen vor allem im SW-Teilbereich. Der höhere Abschnitt der Gneiskuppel ist aus einem verschiefertem Granitgneis, der aus einem grobporphyrischen Granit hervorgeht, gebildet, während in den tieferen Anteilen ein gleichkörniger Zweiglimmergranitgneis auftritt. SANDER (1921) und KARL (1959) nahmen an, daß es in den Tauern zwei granitische Massen verschiedenen Alters gibt. Als älter wurden die Augengneise bezeichnet und von beiden Autoren mit den Augengneisen im Altkristallin verglichen; die jüngeren Gesteine seien die granitisch-tonalitischen Massen. Auf Grund neuer absoluter Altersbestimmungen sind alle diese Zentralgneistypen als variszisch ein-

zustufen. Die Tauernkristallisation hat den Zentralgneis mit einer epizonalen bis höchstens gerade noch mesozonalen Umprägung erreicht. Die Hüllgesteine, besonders die dem Tonalitgranitgneis am nächsten liegenden kristallinen Schiefer, wurden wechselnd stark migmatisiert, ihre Relikte sind als Paläosom oft noch sehr deutlich sichtbar. Gegen Osten gehen die tektonisch zerrissenen Zentralgneisungen des Venedigerkerns in die altkristalline Hülle dieses Massivs über.

II. Schieferhüllen und Matreier Schuppenzone

1. Untere syn. Ältere Schieferhülle

Sie schließt im S an den Zentralgneis an; ihre Grenze zur Oberen Schieferhülle zieht von der Rötspitze — Rostocker Hütte — Johanneshütte über die Hohe Achsel, Raneburg und Muntanitz zur Bergerebenalm im Kalsertal.

Sie setzt sich aus fast durchwegs kristallinen Gesteinen zusammen. Im Gegensatz zur Oberen Schieferhülle bezeichnet man sie als kalkarm oder »kalkfrei«; allerdings treten lagenweise marmorisierte Kalke und Dolomite auf, die durch ihre helle Anwitterung trotz geringer Möglichkeit auffallen.

FRASL (1958) unterteilt diese geologische Einheit in eine Altkristalline Gesteinsserie und in die Habachserie.

a) Altkristalline Gesteinsserie:

Diese Bezeichnung wird für Gesteine mit Resten einer deutlichen Metamorphose von meist mesozonalem Charakter verwendet. Die Hauptmasse bilden gebänderte, grobkörnige Amphibolite, Orthogneise (Plagioklasgneise), Paragneise und Granatglimmerschiefer. Typische Relikte in dieser Serie sind braune Hornblendenschiefer und einschluBreiche Granate sowie anorthitreiche Plagioklasen. Das Alter dieser Folge ist nach FRASL & FRANK (1966) vermutlich höher als das der Habachserie.

b) Habachserie:

Diese wichtigste, schwach metamorphe Gesteinsserie der mittleren Hohen Tauern wurde erstmals von FRASL (1958) definiert. Auf Grund der Lithologie und von Vergleichen mit dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone bei Kitzbühel und dem ebenfalls fossilbelegten Altpaläozoikum der Magdalensbergserie in Kärnten wird für die fossilfreie Habachserie eine etwa gleichaltrige Entwicklung angenommen, die möglicherweise vom Ordovizium bis in das Unterkarbon reicht.

Diese Serie umfaßt eine Basisschieferfolge (Granatspitzhüllschiefer, G. FUCHS 1956) als tiefste Einheit, eine Eruptivgesteinsfolge und die Habachphyllite. Zur Basisschieferfolge (HÖLL 1975) zählen Chlorit-Biotit-Albitschiefer, dunkle Glimmerschiefer, Graphitquarzite, Metavulkanite, dunkle Phyllite und Zweiglimmerplagioklasgneise. Die Eruptivgesteinsfolge umfaßt Ultramafite, basaltische, intermediäre und saure Metavulkanite, Tuffe und Tuffite als geringmächtige Lagen und Linsen. Die Habachphyllite sind am weitesten verbreitet. Sie enthalten einzelne Lagen von Graphitquarzit, geringmächtige Sericitquarzite und Paragneise sowie spärlich vulkanogene Gesteinstypen als Einschaltungen. In der Habachserie kommen sehr selten auch Karbonatgesteine vor, die meist an Grünschiefer gebunden sind.

2. Obere syn. Jüngere Schieferhülle

Sie schließt sich an die Untere Schieferhülle entlang der vorher erwähnten Grenze an und wird seit FRISCH (1974) Glocknerdecke genannt. Die Grenze zwischen beiden Schieferhüllen ist wegen der Gemeinsamkeit mancher Bestandteile, wie Grüngesteine, unscharf. Die Obere Schieferhülle hat, im Gegensatz zur Unteren, starken Anteil an kalkreichen Schiefen (Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer) und zeichnet sich außerdem durch fast völliges Fehlen saurer Orthogneiseinschaltungen aus. Ihre Südgrenze folgt von W nach E der ungefähren Linie Törlspitze — N Rosenspitze — Mooshütte — N Toinig — Bergeralm — Niedermauern — S Virgen — Oberruggental — Schloß Weissenstein — Fiegerhorn — Pfortscharte.

FRASL (1958) unterscheidet folgende Serien:

a) Wustkogelserie:

Sie umfaßt grünlichweiße, phengitreiche Quarzitschiefer, Arkosenschiefer, Arkosengneise, Karbonatquarzite und kohlenstofffreie Quarzite an der Basis der Trias; selten führt sie auch Rauhwaacke und Gips. FRASL & FRANK (1966) sowie TOLLMANN (1977) nehmen für diese Gesteinsserie oberes permisches bis skythisches Alter an.

b) Karbonatgesteinsserie:

Dazu zählen triadische Kalkmarmore, geschieferte Dolomite, Rauhwaacke und Gips.

c) Bündnerschieferserie:

Sie trägt diesen Namen nach der äquivalenten faziellen Ausbildung im Pennin der Westalpen. Überwiegend besteht diese Serie aus Kalkglimmerschiefen, Kalkphylliten und Schwarzen Phylliten (»Rauriser Phyllite«); eingelagert sind Ophiolite (feinkörnige Prasinite, Grünschiefer, eklogitische Prasinite) und Serpentinite. Die Ophiolite sind in der Glocknerdecke qualitativ dieselben wie in der Unteren Schieferhülle, spielen aber hier ihrer Verbreitung und Mächtigkeit nach eine größere Rolle. Der Großglockner wird z. B. von einem solchen, sehr harten und massigen Amphibol- und Chloritprasinit gebildet. FRASL & FRANK (1966) stellen die Extrusion der Ophiolite in den höheren Jura. Mengenmäßig bedeutend treten aber auch quarzitische Gesteine, wie Karbonatquarzite, Kalkschrurquarzite, kohlenstofffreie Quarzite, Arkosenschiefer, Arkosengneise und Dolomitbreccien auf. FRASL (1958) nimmt für die Bündnerschieferserie ein wahrscheinliches Alter von der obersten Trias bis in die unterste Kreide an.

3. Unterostalpin-penninische Matreier Schuppenzone

Der Südrand der Hohen Tauern wird fast in seiner Gesamtheit von dieser Mischserie mit 1 bis 3 km Mächtigkeit als tektonisch stark beanspruchtes Gesteinspaket abgeschlossen. Ihre Südgrenze gegen das Kristallin zieht über Rotermannttörl — Neue Reichenberger Hütte — Kriselachtörl — Bergersee-Hütte — N Stadleralm — Rudnig — S St. Nikolaus über den Südrand der Gratspitze (Kalser Törl) und weiter zum Berger Törl. Der Gesteinsbestand läßt sich nach SCHMIDT (1950, 1951, 1952) folgendermaßen zusammenfassen:

Altkristalline, diaphoritische Gneise stellen den tiefsten Horizont dar. Da diese Gesteine nur schwer von den quarzreichen Phylliten zu unterscheiden sind, faßt sie obiger Autor mit den letzteren und den permotriadischen Quarziten zu einer Basisserie zusammen. Weitere Beteiligte am Aufbau der Matreier Schuppenzone sind Rauhwaacken, plattige Kalke, Dolomite, Gips und

Grünschiefer. Serpentine kommen meist in Form von großen, unregelmäßigen Klötzen zusammen mit Gesteinen der Basisserie, aber auch mit Dolomiten, Kalken und Kalkphylliten vor. Vorherrschende Bestandteile dieser Zone sind weiters Kalkglimmerschiefer bis Kalkphyllite jurassischen Alters. Jurassische Quarzite (»Obere Quarzite«, SCHMIDT 1951), die CORNELIUS & CLAR (1939) mit Juraradiolariten vergleichen, sind im Raum von Kals zu finden; dieser Gesteinstyp sei wegen seiner Manganführung besonders hervorgehoben. Den stratigraphisch höchsten Horizont der Matreier Schuppenzone stellen Gesteine (»Schwarzeckbreccie«) dar, die aus dunklen und silbrigen Phylliten, grauem Kalk, Dolomit, Rauhwacke und grünen Schiefern bestehen. Sie gehören wahrscheinlich der unteren Kreide an.

Nach der Tektonik teilt SCHMIDT (1951) diese Zone in drei selbständige Einheiten, nämlich in eine Mischungszone und eine nördliche und südliche Teildecke. Während die genaue Grenzziehung in der Mischungszone naturgemäß problematisch ist, durchzieht die nördliche Teildecke die Matreier Zone in ihrer gesamten E-W-Erstreckung und zeigt den völligen Gesteinsbestand dieser Zone. Die südliche Teildecke weist eine viel geringere Mächtigkeit auf, besitzt aber dafür einen einheitlicheren Aufbau.

III. Zone der Alten Gneise

Diese umfaßt in Osttirol die Deferegger Alpen und den NW- bis W-Teil der Schobergruppe. Ihrem Gesteinsbestand nach vermutlich altpaläozoischen Alters (TROLL et al. 1976, PURTSCHELLER & SASSI 1975), gehört diese Zone dem mittelostalpinen Altkristallin (TOLLMANN 1977) an.

Hauptbestandteil sind Metamorphite, u. z. überwiegend Paragneise. Diese sind ihrem Mineralbestand nach Biotitplagioklas- bis Zweiglimmergneise mit quantitativ sehr wechselndem Feldspatgehalt, makroskopisch oft mehr nach Glimmerschiefern als nach Gneisen aussehend und häufig mehr oder weniger phyllitisiert. Untergeordnet kommen auch orthoklasreiche Gneise vor. Nicht unbedeutend ist die Beteiligung von Granitgneisen sowie kaum veränderten granitischen Gesteinen (Rieserferner Tonalit) am Aufbau dieser Zone. Glimmerschiefer treten als »mineralreiche Glimmerschiefer« besonders in Granitnähe (SENARCLENS-GRANCY 1930, 1932) auf. Zwischen Schieferhüllen und Rieserferner Tonalit finden sich in beträchtlichem Ausmaß Granatglimmerschiefer, aber auch Paragneise und Zweiglimmerschiefer bilden eine 500 bis 1000 m breite Zone nördlich des Tonalits. Diese Glimmerschiefer zeigen diaphoritische Veränderungen, wie etwa randliche Umwandlungen des Biotits zu Chlorit. Der Quarzgehalt der Glimmerschiefer ist oft beträchtlich.

Am Südrand treten gehäuft graue bis dunkelgraue Quarzphyllite bis Chloritphyllite auf, die zusammen mit Glimmerschiefern, Metabasiten, Quarziten, Para- und Ortho-Gneisen die als Thurntaler Quarzphyllitzone zusammengefaßte Gesteinsfolge nördlich des Pustertals aufbauen.

Marmor und Quarzite bilden geringmächtige, durch ihre helle Anwitterung und z. T. auch durch schroffe Formen oft weithin auffallende Einschaltungen in den Paragneisen. Die Marmore sind grobkristallin und meist weiß, in Granitnähe führen sie häufig Muskovit. Besonders das Weiße Beil NW St. Jakob i. Def. und die Weiße Wand SSW Huben i. Iseltal sind auffallende Marmor-

vorkommen. Nur aus der Schobergruppe sind keine Marmore bekannt. Die Quarzite sind teils hell, teils mit wechselnden Anteilen von Biotit, bisweilen auch mit Granat. Amphibolite treten besonders in Begleitung der Marmore und Quarzite und in der Nachbarschaft des Rieserferner Tonalits auf, sie bilden schmale Züge und sind meist mehr oder weniger geschiefert. Im Gebirge beiderseits des Defereggentales und in der Schobergruppe treten sie als schmale, auskeilende Züge auf.

Allen diesen Gesteinstypen sind stellenweise Scharen porphyritischer Gänge mit tonalitischesch-dioritischer Zusammensetzung zwischengeschaltet, die von EXNER (1976) und anderen Autoren als Gefolgschaft des Rieserferner Plutons angesehen werden und für die in der Literatur die verschiedensten Namen gebraucht wurden. Ihre Biotite lieferten nach der K-Ar-Methode radio-metrische Alter von 31 bis 44 My (CLIFF 1968, CLIFF & REX 1976).

Auch nichtmetamorphe mesozoische Triasgesteine treten ganz untergeordnet im Kalksteiner Tal, bei Villgraten und südlich des Defereggentales auf. Sie stehen im Verband synklinal verfallener phyllitisierter Glimmerschiefer mit diaphoritischen Paragneisen, Biotitschiefern, Kalkphylliten und Quarzphylliten.

Strukturell weist die Zone der Alten Gneise die Anzeichen starker Faltung und Zusammenpressung mit tektonischer Wiederholung von Gesteinsabfolgen auf. Östlich des Südtiroler Ahrntales stellt sich bis in die Gegend von Matrei in Osttirol eine mehr oder weniger ausgeprägte Steilstellung des Gesteinsverbandes ein, besonders aber auch östlich von Kals, wo die Alten Gneise deutlich mit mäßig steil südfallender Grenzfläche auf die Schieferhülle übergreifen (SENARCLENS-GRANCY 1965). Südlich des Grenzstreifens sind wiederholt Schuppen von Matreier Schichten (Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer) isoklinal zwischen die meist mäßig bis steil südfallenden Alten Gneise der nördlichen Schobergruppe geschaltet. In diesem Gebiet herrscht NW bis SE-Streichen. Zahlreiche Mylonitlagen zeugen von der intensiven Verschuppung der Alten Gneise in der Grenznähe.

Vererzungen der Unteren Schieferhülle

1. Scheelitvorkommen Meßlingscharte-Grauer See/Tauerntal

Das Vorkommen findet sich 3 km NE des Matreier Tauernhauses unmittelbar am Wandersteig Grauer See — St. Pöltener Hütte an der Meßlingscharte in einer Höhe von 2530 m ü. NN. Es wurde im Jahre 1965 durch den Laienprospektor Hans LECHNER, Kufstein, entdeckt und auch von HÖLL (1971) beschrieben. Außer dieser starken Scheelitanreicherung wurden im Bereich Matreier Tauernhaus auch unmittelbar an der rechten Seite des Meßlingbaches in 1920 m. ü. NN Hornblendeschiefer mit sehr geringem Scheelitgehalt, sowie östlich der Schildalm, etwa 1 km S des Felbertauerntunnelportals, in 1610 m ü. NN Spuren von Scheelit festgestellt.

Den Nahbereich der Scheelitvererzung bauen der Zentralgneis des Granatspitzkerns, die Basisamphibolitfolge, die Granatspitzhüllschiefer, der Weinbühelamphibolit (G. FUCHS 1956) und Karbonatquarzite auf. Scheelitmineralisationen sind auf Hornblendeprasinit und Albit-Biotit-Gneis, sowie auf Zoisit-Amphibolitprasinit beschränkt. Im Bereich der Erzführung streichen die s-Flächen im allgemeinen 140 bis 160° und fallen mit 20° nach SW ein. Beim Hornblendeprasinit

handelt es sich um ein mittel- bis grobkörniges, dunkelgrünes Gestein mit örtlich guter Bänderung und plattiger Absonderung, das auch Scheelit-Quarzit-Lagen enthält. Als Ausgangsgestein nimmt FRASL (1958) basische Effusivgesteine und gabbroide Intrusiva an. Der Albit-Biotit-Gneis ist ein helles, feinkörniges Gestein mit sehr gutem Parallelgefüge und tritt als Einschaltung in Hornblendeprasiniten auf. Im Gebiet zwischen dem Grauen und Schwarzen See wurde auch s-parallele Scheelitanreicherung in dunkelgrünem Amphibolit festgestellt (nur einzelne Blöcke). Die Vererzung tritt bevorzugt in Quarz-Scheelit-Reicherzbbändern auf, die schieferungskonkordant im Hornblendeprasinite eingelagert sind und eine Mächtigkeit von 10 — 30 cm aufweisen. Diese Quarz-Scheelit-führenden Lagen sind stellenweise bis zur Hauptalm mit kleinen Unterbrechungen infolge Schuttbedeckung zu verfolgen; das ist eine streichende Erstreckung von ca. 5 km. Gangvererzungen konnten nicht beobachtet werden. An Erzmineralen wurden Scheelit (Abb. 1), Molybdänit-Tungstenit-Mischphasen, Pyrit, Kupferkies, Magnetkies, Hämatit und Magnetit festgestellt. Scheelit bildet das Haupterz und kommt in verschiedener Ausbildung vor: einmal als feinkörnige, wasserklare bis graue Körner, die im Gelände ohne Hilfsmittel schwer von Quarz zu unterscheiden sind, ferner als grobkörnige, bis 30 mm große, graue bis honiggelbe Scheelitporphyroblasten. Scheelite weisen auch verschiedene Fluoreszenzfarben auf: weißblau



Abb 1: Scheelitführender Albit-Biotitgneis (Meßlingscharte-Grauer See): Dünnschliff, Bildausschnitt 3,3 x 2,2 mm, Nicols +.
Scheelit (dunkelgrau) mit hohem Relief.

bei Molybdänfreiheit, gelb bei Molybdänreichtum. Die Molybdänite und Tungstenite sind als feine Schüppchen und Filze (0,008 bis 0,020 mm) und auch in Form von sechseckigen, idiomorphen Körnern in beiden Scheelitgenerationen verteilt. In den gelb fluoreszierenden Scheelitporphyroblasten sind diese Einschlüsse auf den Randbereich beschränkt. Diese Schüppchen sind anisotrop und zeigen violettblaue Farben mit hohem Reflexionsvermögen.

Zur Klärung der Genese der Scheelitvorkommen im Bereich Matreier Tauernhaus — Grauer See — Meßlingscharte sind folgende Kriterien zu berücksichtigen: Die Scheelitvererzungen treten im Basisamphibolit und in der Basisschieferfolge auf. Sie sind schichtkonkordant und horizontbeständig. Daß die Vererzung während der alpidischen Tauernkristallisation metamorph überprägt wurde, zeigt das vielfache Auftreten von Scheelitporphyroblasten zwischen den einzelnen schichtparallelen Wolframerzanreicherungen sowohl in den Amphiboliten als auch in den Prasiniten und Biotit-Albit-Gneisen. Die Erze treten also in analoger Weise zu denen vom Raum Mittersill (Lagerstätte Felbertal) auf. Auch die Abfolge der Mineralisationen in mehreren Generationen stimmt überein, für die HÖLL (1975) drei Phasen angibt: den primär angelieferten, submarin-exhalatativ entstandenen Altbestand sowie zwei weitere Generationen in Form von Umagerungen und Sammelkristallisationen, wobei es einerseits zur Abwanderung in Klüfte, andererseits zur Bildung größerer Porphyroblasten kommen kann. Abwanderungen in Klüfte und feine Risse sind allerdings beim Vorkommen Meßlingscharte — Grauer See nur sehr selten zu beobachten.

Für diese schichtgebundene Scheelitvererzung ist also eine syngenetisch-diagenetische Entstehung anzunehmen.

2. Scheelitvorkommen Laperwitz/Kaiser Dorfertal

Dieses kleine Vorkommen liegt etwa 10 km N Kals in 2100 m über NN am orographisch rechten Ufer des Laperwitzbaches. Nach Informationen eines Herrn NÖCKLER aus Kals, der selbst einen großen Scheelitkristall mit 8 cm Kantenlänge besitzt, wurde das Vorkommen im Jahre 1968 durch Mineraliensammler entdeckt, der Scheelit als Begleiter von Bergkristall aber zuerst nicht erkannt und als wertloser »Baryt« weggeworfen.

Die Lokalität liegt in Chloritprasiniten, deren mittleres Streichen 80° bei einem Einfallen von 45° nach S beträgt. Dieses bald mehr, bald weniger gebänderte, hochgradig albitisierte Gestein, in dem die Albite mit freiem Auge als mm-große, weiße Punkte zu erkennen sind, enthält auch aplitisch injizierte Lagen. Der gesamte Gesteinsverband umfaßt Biotit- und Zweiglimmerschiefer, dann folgen gegen Süden Amphibolite, die Chloritprasinite und als hangendes Glied dunkle Phyllite. Das Vorkommen ist etwa 200 m von der Grenze Untere Schieferhülle/Zentralgneis entfernt.

Der Scheelit ist an mehrere saiger stehende, diskordante Gänge gebunden, wobei diese auf eine Strecke von etwa 300 m zu verfolgen sind und eine Breite bis zu 40 cm erreichen. Die vererzten Klüfte streichen im allgemeinen N-S bis NW-SE und setzen sich im Chloritprasinitt, der selbst nur selten Scheelitvererzung aufweist, weiter fort. Die Hauptmasse des Gangmaterials wird durch ein Quarz-Calcit-Plagioklas-Gewebe gebildet, das ein Implikationsgefüge aufweist. Der Scheelit tritt hier in 0,1 bis 0,9 mm großen, xenomorphen, nur selten idiomorphen Körnern auf, die

unregelmäßig, aber bevorzugt im Karbonat verteilt sind. Im UV-Licht treten weißblaue Fluoreszenzfarben auf.

Bezüglich der Genese muß festgestellt werden, daß im Gegensatz zu den Vorkommen von der Meßlingscharte keine Schichtgebundenheit festgestellt werden konnte. Vielmehr treten hier, bezüglich des sedimentären Verbandes, rein diskordante, steilstehende Gänge auf. Da die liegenden Amphibolite aber mit jenen der Meßlingscharte sehr wohl vergleichbar sind, ergibt sich für den Raum Laperwitz folgende Deutung: Da hier eine Zone verstärkter tektonischer Beanspruchung vorliegt (CORNELIUS & CLAR 1939), wäre die Voraussetzung für eine ascendente Scheelitmineralisation bzw. -umlagerung gegeben. Die unter den Chloritprasiniten gelegenen Amphibolite führen ja an vielen anderen Lokalitäten der penninischen Unteren Schieferhülle Wolframerze; ob hier in ihnen ebenfalls Scheelit auftritt, konnte wegen der unbefriedigenden Aufschlußverhältnisse nicht geklärt werden. Für eine solche Deutung spricht auch, daß im Ostalpenraum bisher noch keine pegmatitisch-pneumatolytischen, kontaktpneumatolytischen bzw. subvulkanischen Scheelitvorkommen bekannt geworden sind, daß es aber vielfach zu Umlagerungen der Wolframerze im Rahmen der Tauernkristallisation gekommen ist (HÖLL 1975). Auch WENGER (1964) hat solche Vererzungsformen als Produkt der Stoffwanderung im Zuge der jungalpidischen Zerrungstektonik beschrieben.



Abb. 2: Augengneis vom Felbertauern: Dünnschliff, Bildausschnitt 1,4 x 0,9 mm, Nicols parallel. Zirkon (hohes Relief) mit pleochroitischen Höfen in Biotit (dunkelgrau).

3. Uranhaltige Minerale im Bereich Schildalm/Tauerntal

Strahlungsanomalien befinden sich etwa 2 km S des Matreier Tauernhauses zwischen 1500 m und 1800 m ü. NN im Bereich der Schildalm und dem N-Abhang des Ohrenkogels; das wirtschaftlich unbedeutende Vorkommen wurde ebenfalls durch den Laienprospektor Hans LECHNER entdeckt. Mineralogische und petrographische Daten waren ihm aber nicht bekannt.

Das Vorkommen liegt in variszischen Zentralgneislamellen (Augengneis), die mit Weinbühelamphibolit und einer Migmatitserie, die aus aplitisch injizierten Amphiboliten, Schiefen und Schiefergneisen einen Verband bildet. Die Erzführung ist auf den Augengneis, einen hellen, massigen, dickbankigen Orthogneis, der durch große Feldspateinsprenglinge porphyrisches Aussehen bekommt, sowie auf dazwischen eingeschaltete, 5–10 cm dicke, helle Schiefergneislagen beschränkt.

Der Mineralbestand dieser Gesteine besteht aus Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Muskovit, Quarz, Titanit, Apatit, Rutil, Epidot, Klinozoisit, Zirkon und Orthit. Wie Untersuchungen mittels der Elektronenstrahlmikrosonde ergeben haben, wird die Radioaktivität hauptsächlich durch Uran, untergeordnet auch durch Thorium, verursacht. Uran und Thorium sind aber nicht in selbständigen Mineralen vertreten, sondern anstelle anderer Elemente in die Gitter von Orthit, Zirkon, Apatit und Titanit eingebaut (Abb. 2 und 3). Die Mikrosondenanalysen von Zirkon zei-

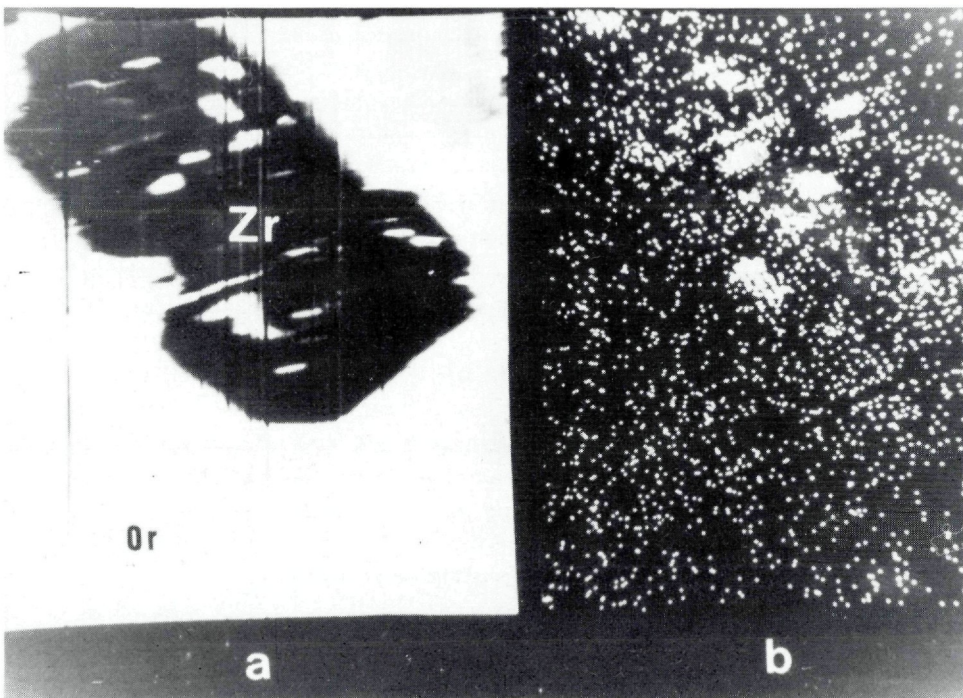


Abb. 3: a) Scanningbild von Zirkoneinschluß (Zr) in Orthit (Or) mittels rückgestreuter Elektronen (BSE). — b) Elementverteilungsbild von Uran.

gen einen sehr unterschiedlichen Gehalt an Uran mit Spuren von Thorium, Hafnium und Yttrium; Orthite weisen einen sehr geringen Urangehalt auf, wogegen der Thoriumgehalt größer ist; bei den Titaniten wurden solche mit geringer Yttrium- und Thoriumkonzentration nachgewiesen. Die mit einem Szintillometer (Typ G. B. H., Serie 1300) und einem Alpha-Strahlungsmeßgerät (Typ G. B. H. 74, Serie 1041 A) gemessenen Strahlungsanomalien liegen zwischen 180 und 300 counts per second (cps) und entsprechen einem durchschnittlichen Gehalt von 0,01% an radioaktiv strahlenden Elementen.

Die Anlage dieser Uran- und Thoriumgehalte ist als eine primäre anzusehen, da es zu einer Elementanlagerung während des Baus der Kristallgitter kam. Die Konzentration in der Schmelze war aber nicht so hoch, daß sich eigene Minerale bilden hätten können. Der Mittelwert von 100 ppm an Uran und Thorium, die der hier untersuchte Augengneis nachweisen läßt, liegt in vergleichbaren penninischen Gesteinen der Hohen Tauern sehr ähnlich: 80 ppm (KÜPPER & LECHNER 1956). Allen diesen Gesteinen sind die typischen pleochroitischen Höfe eigen, wobei sich deren Anzahl auffallend mit dem Ansteigen der radioaktiven Strahlung erhöht.

4. Kiesvorkommen Kapunitz/Dorfertal

Dieses kleine Vorkommen befindet sich 5,5 km N Hinterbichl/Virgental in einer Hochregion des Dorfertales SW des Kapunitzkogels in einer Höhe von 2200 m ü. NN. Es ist identisch mit dem von GASSER (1913) erwähnten Pyritvorkommen im Dorfertal.

Erzträger ist ein quarzitischer Schiefergneis der altpaläozoischen, altkristallinen Serie der Unteren Schieferhülle, ein helles, massiges Gestein von meist mittlerer Korngröße, das infolge seines Pyritgehaltes und der damit verbundenen Limonitisierung stellenweise eine rötlichbraune Anwitterungsfarbe zeigt. Die s-Flächen streichen durchschnittlich 80° und fallen 60° nach S ein. Die Kiesvererzung ist schieferungskonkordant auf etwa 500 m im Streichen verfolgbar. Die Mächtigkeit der vererzten Bank beträgt etwa 2 m, wobei das Erz innerhalb derselben in mehreren mm- bis cm-dicken und durchgehenden Lagen auftritt. Pyrit, der den überwiegenden Anteil des Erzes bildet, tritt in Form feiner, selten kataklastischer Körner auf und weist manchmal Rekristallisationsmerkmale auf. Oberflächennah ist er sehr stark in die Eisenhydroxide Goethit und Lepidokrokit umgewandelt.

Da die Mineralisation an die sie begleitenden Paragesteine gebunden auftritt, die durch Metamorphose aus mergeligen Sedimenten, welche ja häufig rein sedimentäre Pyritanreicherungen enthalten, hervorgegangen sind, ist genetisch auch bei diesem Vorkommen eine entsprechende Deutung zulässig. Damit ist das Alter der Mineralisation, jenem des Gesteinsverbandes entsprechend, als altpaläozoisch — eventuell auch noch älter — anzugeben.

5. Magnetkies-Mineralisationen im Bereich Dorfertal — Maurertal

In diesem Bereich finden sich einige kleine Magnetkiesanreicherungen, über die nur spärliche Daten bekannt sind. So weist WEINSCHENK (1896) auf einige lokale Magnetkiesvorkommen in den Gestacher Wänden (als feine Einsprenglinge in Eklogit) und im oberen Maurertal hin, und auch an anderen Stellen konnten mehrfach lose, erzführende Gerölle gefunden werden, aber nur sehr selten und unbedeutend anstehendes Erz.

Eine Fundstelle magnetkieshaltiger Gerölle liegt etwa 4,5 km N Hinterbichl/Virgental in 2180 m ü. NN, 500 m NE der Johannishütte am Weg zum Defregger Haus. Vorherrschendes Gestein im unmittelbaren Bereich der Fundstelle sind Eklogite, helle Glimmerschiefer, Prasinite und Schiefergneise. Die Gerölle bestehen fast nur aus Erz und Gangart, einer zuckerkörnigen, bräunlich-gelb angewitterten quarzitischen Lage, die noch Reste des Glimmerschiefer-ähnlichen Nebengesteins enthält. Sie führt neben Quarz auch Chlorite, die sich meist an der Grenze zwischen Erz und Nebengestein häufen, sowie Ankerit, Albit, Biotit, Muskovit, Titanit, Rutil und Apatit. Der Magnetkies tritt in Form von 1–3 cm dicken, stoffkonkordanten Lagen auf und füllt auch die Zwischenräume der stark kataklastischen Gangart aus. Dies deutet auf eine jüngere Bildung des Magnetkieses hin; häufig schwimmen auch Gangartbruchstücke in einer Grundmasse aus Magnetkies. Seltener ist Kupferkies als Zwickelfüllung, sehr selten Zinkblende.

Das frische Aussehen des Magnetkieses spricht bereits für sein syn- oder postdeformatives Bildungsalter. Es wäre gut möglich, diese intergranular auftretenden Magnetkiese von ehemals primär gebildeten Pyriten abzuleiten; eine derartige Umwandlung im Rahmen einer Regionalmetamorphose wird von RAMDOHR (1975) oder PAPE (1977) beschrieben. Dieser Magnetkies kann also als sekundär hydrothermal gedeutet werden, wobei er als Bildungstyp einer regenerierten Lagerstätte (SCHNEIDERHÖHN 1952) anzusehen wäre. Aber auch ein Einfluß durch Apophysen eines tiefer liegenden Magmatismus im Sinne von ANDREATTA (1953) käme in Betracht, wobei die alpidische Orogenese nicht absolut steril bezüglich Erzanlieferung angesehen wird.

6. Bleiglanz-Zinkblende-Vorkommen Defregger Haus/Dorfertal

Ca. 7,5 km N Prägraten/Virgental bei der Schutzhütte »Defregger Haus« liegt in einer Höhe von 2920 m ü. NN und 150 m W der Hütte das Vorkommen am schroffen, gegen das Rainer Kees abfallenden W-Abhang des Mullwitz Köpfls. Nach WEINSCHENK (1896) soll gegen Ende des 19. Jahrhunderts Bleiglanz und Zinkblende abgebaut und zur Verhüttung nach Lienz gebracht worden sein; auch GASSER (1913) erwähnt dieses Vorkommen wegen seines Silbergehaltes.

Die Vererzungen liegen stoffparallel lagenförmig in altpaläozoischen Quarzglimmerschiefern und Muskovitschiefergneisen, wobei die Stoffkonkordanz schon im Aufschlußbereich deutlich hervortritt. Es kann zwischen einer hangenden, 1 bis 1,5 m mächtigen Lage, und einer liegenden, etwa 1 m mächtigen, unterschieden werden, wobei diese z. T. auskeilen bzw. nach 100 m im Streichen durch einen Felsabbruch enden. Die Mineralführung beider Lagen unterscheidet sich insofern, als in der hangenden, ausbeißenden Lage eine deutliche Vormacht der Bleiglanzführung auftritt. Mikroskopisch wurden neben dunkler Zinkblende (Marmatit) und Bleiglanz, die nur selten ihre kystallographischen Eigenformen zeigen und meist allotriomorphe, lappige Aggregate bilden, auch Anglesit, Kupferkies, Covellin, Rutil und Eisenhydroxide festgestellt.

Nach dem Feldbefund liegt hier eine schieferungs- und stoffparallele Vererzung vor, wobei die Mineralisation immer nur auf die in den Paragneisen eingeschalteten Quarzglimmerschiefer beschränkt ist. Es scheint nicht unwahrscheinlich, daß diese teilweise erzführenden Quarzglimmerschiefer mit ihrem inhomogenen Lagenbau noch das alte, sedimentäre Gefüge abbilden. Ob es sich hier um eine ursprünglich hydrothermal-sedimentäre Mineralisation oder um Lagergänge

durch selektives, seitliches Infiltrieren von Lösungen im Zusammenhang mit Apophysenbildungen im benachbarten, tiefer gelegenen Zentralgneis handelt, konnte aus den Feldbeobachtungen allein nicht entschieden werden. Ein solcher Bildungsvorgang wäre für dieses Vorkommen an sich denkbar, die hierfür aber zu erwartende typische Abscheidung der Erzminerale in meist diskordanten Gängen (Reißfugen) der Dachgesteine kann nicht beobachtet werden. Dagegen ist als besonderes Merkmal der die Erze betreffende feinlagige Bau auf größere Weite im Streichen hervorzuheben. Besonders die hier auftretende Anordnung der Erzminerale spricht eigentlich gegen einen Lagergang, da keinerlei laterale Veränderung zu bemerken ist. Die Anordnung und räumliche Verteilung der Erze beim Defregger Haus läßt deshalb eine ursprünglich sedimentäre Entstehung als wahrscheinlich erscheinen.

7. Uraninit-Vorkommen Raneburger See/Tauerntal

Dieses kleine Uranvorkommen befindet sich ca. 5 km S des Matreier Tauernhauses in einer Höhe von 2350 m ü. NN am Steilhang W des Raneburger Sees und wurde erstmals durch den Laienprospektor Hans LECHNER bekanntgemacht. Die Vererzung ist an Kalkmarmore und Quarzmoskovitschiefer gebunden; diese beiden Gesteinstypen liegen konkordant in den Glimmerschiefen der Unteren Schieferhülle und weisen eine Mächtigkeit von 5 bis 10 m auf. Im Bereich des Vorkommens streichen die s-Flächen ESE-WNW und fallen mit 35° nach S ein.

Nach dem erzmikroskopischen Befund tritt als Erzmineral nur Uraninit auf; einerseits in Form von 1—3 mm großen, xenomorphen bis hypidiomorphen Kristallen (Abb. 4), die isoliert in den

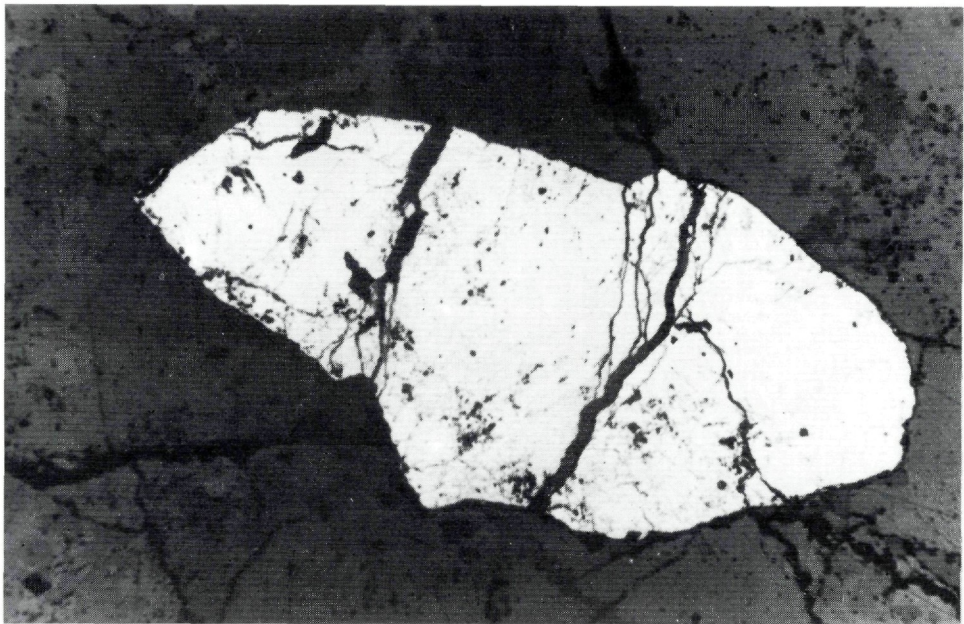


Abb. 4: Uraninit vom Raneburger See: polierter Anschliff, Bildausschnitt 2,4 x 1,6 mm, Nicols parallel. Kataklastischer Uraninit (hellgrau) in karbonatischer Grundmasse.

Marmoren liegen und auch jüngere kataklastische Einflüsse zeigen können, andererseits in Form sehr feinkörniger Aggregate (maximal 0,02 mm), die lagenweise in den Quarzmuskovitschiefern angereichert sind, und die für eine primär-sedimentäre Entstehung sprechen. Mittels Elektronenstrahlmikrosonde konnte neben Lanthan auch geringer Bleigehalt im Uraninit festgestellt werden, wobei es sich wahrscheinlich um radioaktive Zerfallsprodukte handelt. Messungen mit einem Alpha-Strahlungsmesser an Pulverproben verschiedener Handstücke ergaben entsprechend den Eichkurven dieses Geräts einen Gehalt von 2800 ppm U_3O_8 . Nur akzessorisch treten Pyrit und Rutil auf.

Ähnliche Mineralisationen können in gleicher stratigraphischer Position auch weiter westlich im hintersten Ahrntal/Südtirol gefunden werden (SCHMIDEGG & ZIRKL 1963).

Vererzungen der Oberen Schieferhülle

1. Kiesvorkommen Achsel/Froßnitztal

Das Vorkommen liegt ca. 8 km N der Ortschaft Virgen in 2340 m ü. NN am NE-Abhang der Hohen Achsel, also unterhalb des Froßnitzkees, ca. 700 m SE der Badener Hütte. Um die Fundstelle zu erreichen, folgt man dem Steig vom Weiler Gruben zur Badener Hütte; beim Punkt 2274 steigt man in westlicher Richtung auf. Historische Daten sind über diese Kiesvererzung nicht bekannt. Das Vorkommen liegt nahe der Basis der Oberen Schieferhülle. Die Gesteine zeigen lokal eine intensive Faltung, streichen im allgemeinen NE-SW und fallen mit 40° nach SE ein. Vorherrschende Gesteinstypen im unmittelbaren Bereich des Vorkommens sind Karbonatquarzite, die eine Mächtigkeit bis zu etwa 100 m erreichen, sowie Kalkglimmerschiefer und Kalksilikatmarmore als Einlagerung im karbonatquarzitischen Verband (Abb. 5).

Die Kiesvererzung tritt in Form von stoffkonkordanten Lagen in einem 10 m mächtigen Gesteinspaket dieser Gesteine auf, wobei man zwei voneinander isolierte Erzlagen unterscheiden kann: Die untere vererzte Lage tritt konkordant innerhalb der Kalkglimmerschiefer auf und ist 30 bis 50 cm mächtig; sie führt hauptsächlich Pyrit und untergeordnet auch Magnetkies, als Akzessorien Kupferkies, Titanit, Rutil, Ilmenit, Hämatit-Entmischungen, Zinkblende und Magnetit (Abb. 6). In der oberen vererzten Lage ist das Erz an 0,5 bis 1 m mächtige, intensiv gefaltete Kalksilikatmarmore gebunden. Die Paragenese umfaßt Magnetkies als vorherrschendes Erzmineral, Kupferkies, Pyrit und Akzessorien.

Da die Mineralisation zusammen mit den benachbarten Karbonatquarziten verfaultet wurde, kann sie als sicher prädeformativ gedeutet werden. Dabei könnte es sich bei der oberen vererzten Lage um eine primäre Anreicherung von Pyrit gehandelt haben, wobei dieser unter metamorphem Einfluß zum Teil in Magnetkies umgewandelt wurde. Die hierfür notwendigen Druck- und Temperaturbedingungen (KULLERUD & YODER 1959, zitiert bei ANGER 1966) wurden aber, wie der Metamorphosegrad der Nachbargesteine zeigt (MILLER 1977), sicher nicht erreicht. Ob durch zusätzlichen Streß der Deformation dieser Umwandlungsprozeß doch einleitbar war, erscheint fraglich.

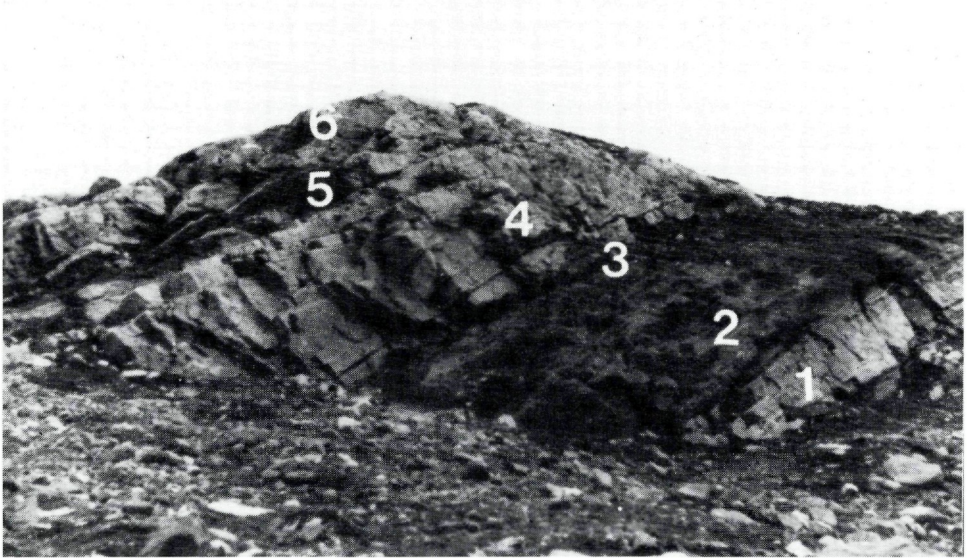


Abb 5: Kiesvorkommen Achsel: 1 — Karbonatquarzite, 2 — Kalkglimmerschiefer, 3 — pyritreiche Erzlagen, 4 und 6 — Karbonatquarzite, 5 — obere vererzte Lage mit Magnetkies

Abb. 6: Kiesvorkommen Achsel: Erzminerale aus der unteren vererzten Lage: polierter Anschliff, Bildausschnitt 2,4 x 1,6 mm, Nicols parallel.

s-paralleler Pyrit (weiß) in Kalkglimmerschiefer mit Einschlüssen von Magnetkies; idiomorphe Granatkörner (mittelgrau).



Als zweiter genetischer Aspekt sei auf ein schon primär schwankendes Schwefelangebot und dementsprechend wechselnde Bildung von Magnetkies und Pyrit im Rahmen einer syngenetischen Bildung dieses Vorkommens hingewiesen, womit es einem mesozoischen Alter, nämlich jenem der Karbonatquarzite, entspreche.

2. Magnetitvorkommen Dabernitzkogel/Froßnitztal

Ca. 10 km NW Matriei. Ostl. liegt dieses Vorkommen am SW-Abhang des Dabernitzkogels. Die Einbaue des alten, verfallenen Bergbaus liegen zwischen 2516 m und 2700 m ü. NN. Man erreicht sie, indem man die Felbertauernstraße bei Gruben verläßt und dem Steig in Richtung Badener Hütte folgt. Bei der unteren Katalalm verläßt man diese Route und steigt weglos in Richtung Mitteldorfer Alm. Bei Punkt 2176, ca. 650 m SW der Zedlacher Alm, erreicht man einen noch gut erhaltenen Weg, der nach ca. 2 km in Richtung N zu den unteren Knappenhausruinen (2516 m ü. NN) führt. Östlich davon liegen mehrere Tagbaue; die oberen Berghausruinen sind in unmittelbarer Nähe eines verfallenen Stolleneingangs in 2700 m ü. NN zu finden. Über dieses Vorkommen berichtet SRBIK (1929), daß zu Beginn des 14. Jahrhunderts ein Pyrit- und Kupferkiesbergbau mit Magneteisenerz im Froßnitztal eröffnet wurde. Auch GASSER (1913) beschreibt ein auf beiden Talseiten des Froßnitztales befindliches Magneteisen- und Kupferkiesvorkommen mit 2–3 m mächtigen Gängen.

Das Vorkommen liegt in einer nachtriadischen Gesteinsserie nahe der Basis der Oberen Schieferhülle und gehört zur westlichen Fortsetzung der Glocknerdecke. Diese Gesteinsserie umfaßt folgende Typen: Wechsellagerung von Kalkglimmerschiefern und Prasiniten mit konkordanten Einschaltungen von Eklogiten und Amphiboliten. Im Bereich des Vorkommens streichen die Schichten etwa 70–100° bei einem durchschnittlichen Fallen von 45° nach SSE bis SSW.

Die Vererzung besteht aus 3–4 konkordanten Derberzlagen im Verband dieser Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer. Die einzelnen Lagen sind mit Unterbrechungen auf etwa 1 km Länge zwischen dem Knappenhaus und dem Dabernitzturm (2965 m ü. NN) zu verfolgen, wobei ihre Mächtigkeit von 1 bis 3 m schwankt. Haupterz bildet ein titanfreier Magnetit in häufig xenomorphen, aber auch idiomorphen Aggregaten. Seine Korngröße schwankt zwischen 0,1 und 2 mm und er enthält oft tropfenförmige Einschlüsse von Magnet- und Kupferkies. Pyrit stellt das zweithäufigste Mineral dar; er wird oft von den Magnetitkornmassen begrenzt, stellenweise auch verdrängt, und zeigt reichliche Magnetkies-, Kupferkies- und Magnetiteinschlüsse. Weiters sind Covellin, Rutil und Pyrit zweiter Generation als Umwandlungsprodukt aus Magnetkies, sowie Eisenhydroxide und Malachit zu erwähnen.

Als Bildungsmöglichkeit für dieses oxidisch-sulfidische Erzvorkommen scheint die einer primär sedimentären Vererzung, mit späterer metamorpher Umprägung, am wahrscheinlichsten. Gegen die Zugehörigkeit zu Typen wie den »komplexen metamorphen Lagerstätten« und »kontakt-pneumatolytischen Lagerstätten« spricht das Fehlen der dabei typisch auftretenden Skarbildungen an einem benachbarten Pluton; ein solcher ist in der näheren Umgebung auch nicht bekannt. Auch die in Lagerstätten dieser Art typischen Minerale Diopsid und Skapolith fehlen. Wie diese Untersuchung gezeigt hat, wurde die Vererzung zusammen mit dem sie enthaltenden Gesteinskomplex der Tauernkristallisation unterworfen. Sie ist also sicher prämetamorph, wo-

bei eine sulfidisch-hydroxidische Eisenkonzentration vorgelegen haben dürfte. Im Rahmen der thermisch betonten Metamorphose gingen zuerst vorhandene Eisenhydroxide in wasserfreie Eisenoxide über, wobei die primären Pyrite unverändert blieben bzw. zum Teil in Magnetkies umgewandelt wurden. Auch das Fehlen von Ni und Co im Vererzungsbereich weist auf sedimentäre Bildungsbedingungen hin. Das Alter der Vererzung muß also mit dem des Trägergesteins (liassisch bis unterkretazisch) gleichgesetzt werden.

3. Fahlerz-Kupferkies-Mineralisation Firschnitz/Froßnitztal

Diese kleine, nur lokale Erzanreicherung befindet sich in einer Höhe von ca. 2700 m ü. NN etwa 4,5 km N Virgen am N-Abhang der Göriacher Röte in einer steilen und unzugänglichen Wand; Handstücke konnten zwischen 2500 m bis 2600 m ü. NN aufgesammelt werden. Über diese Mineralisation sind keinerlei Daten bisher bekannt. Sie ist an 1–3 cm dicke, diskordante Dolomit-Ankerit-Quarz-Gänge gebunden, die in einem brecciösen Dolomit, der sich als Einlagerung in einer Prasinit-Kalkglimmerschiefer-Abfolge befindet, liegen. Dieser Dolomit ist mit den von CORNELIUS & CLAR (1939) erwähnten, in der Brennkogeldecke auftretenden Dolomitlinsen vergleichbar und kann deshalb als triadisch bezeichnet werden.

In der Gangmasse schwimmen häufig Bruchstücke des Nebengesteins; am Salband wird das Nebengestein metasomatisch verdrängt, was zu mm- bis cm-dicken Ankeritbildungen führt. Das Erz besteht vorwiegend aus Fahlerz und untergeordnet aus Kupferkies, wobei beide als Imprägnationen in der Gangart auftreten. Die Analyse des Fahlerzes ergab vorwiegend Sb und Cu, hingegen nur wenig As und Zn, was einem tetraedritischen Fahlerz entspricht.

Dieses kleine Vorkommen nimmt insoferne eine Sonderstellung ein, als es sich dabei um das einzige Auftreten von Fahlerz im gesamten Arbeitsgebiet handelt. Die Geländebegehungen ließen keine Fahlerzföhrung in benachbarten Ophiolitserien erkennen. Dieser Umstand läßt auf einen Vererzungsvorgang schließen, der bereits vor der Einschuppung dieser triadischen Karbonatgesteinsscholle erfolgt sein muß. Die Untersuchungsergebnisse an den aufgelesenen Fallstücken sprechen sehr für eine hydrothermal ascendente Zufuhr. Für weiterreichende Aussagen müßte es erst möglich sein, das Anstehende der Dolomitlinse und das unmittelbare Nebengestein in der Wand zu erreichen.

4. Hämatit-Magnetit-Mineralisationen im Bereich Virgental-Tauerntal

An der Nordseite des Virgentials bzw. im Tauerntal befindet sich eine Anzahl lokaler, unbedeutender Fundstellen vom Hämatit-Magnetit-Mineralisationen; über bergbauliche Daten ist nichts bekannt, manche Lokalitäten werden aber von WEINSCHENK (1896) erwähnt. Folgende Fundstellen wurden bearbeitet:

Steiner Alm: Die Lokalität befindet sich ca. 5 km NE Matrei in 2100 m ü. NN.

Eck/Froßnitztal: Diese Stelle liegt etwa 300 m S der Psychörs-Alm zwischen Gruben und Eck in einer Höhe von 1400 m ü. NN.

Mellitz/Virgental: Etwa 2 km N Virgen in 1860 m ü. NN an der orographisch linken Seite des Virgener Bachs.

Rauhkopf: am SE-Abhang des Rauhkopfs, etwa 4 km N Virgen in 2780 m ü. NN.

Alle diese Fundstellen liegen in einer penninischen Ophiolith-Kalkglimmerschiefer-Abfolge, deren vorherrschende Gesteinstypen Epidotprasinite, Chloritprasinite und Kalkglimmerschiefer sind. Die Vererzungen sind an die gelblichgrünen, schiefrigen, feinkörnigen Epidotprasinite (Abb. 7) gebunden, die an der Grenze zu den Kalkglimmerschiefern in bändrige Prasinite übergehen; die Bänderung beruht auf einem hohen Gehalt an Epidotlagen, die mit Chlorit-Albit-Muskovitlagen wechsellagern. Die in diesem Gestein auftretenden erzführenden Schichten sind zwischen einigen dm bis etwa 1,5 m mächtig. Hämatit bildet den überwiegenden Bestandteil, er tritt in Form von scharf in s eingeregelt und zusammen mit dem Nebengestein fein verfalteten Blättchen auf, die selten auch postkristallin gestaucht und deformiert sind. Magnetit bildet meist einschlußreiche idiomorphe Körner, die beginnende Martitisierung zeigen. Er ist teils diffus verteilt, teils neben den Hämatitblättchen im s eingeregelt. Untergeordnet treten Ilmenit, Titanit und Rutil auf, die ebenfalls alle in s eingeregelt sind.

Sowohl der geländemäßige als auch der mikroskopische Befund lassen eine wahrscheinlich syn-tektonische Entstehung der Hämatitmineralisation erkennen, wobei hier, wie RAMDOHR (1975) beschreibt, während der Metamorphose viele Eisenminerale zerfallen sind und sich an ihrer Stelle Hämatit gebildet hat. Die Magnetite hingegen sind posttektonisch, ihre Bildung dürfte

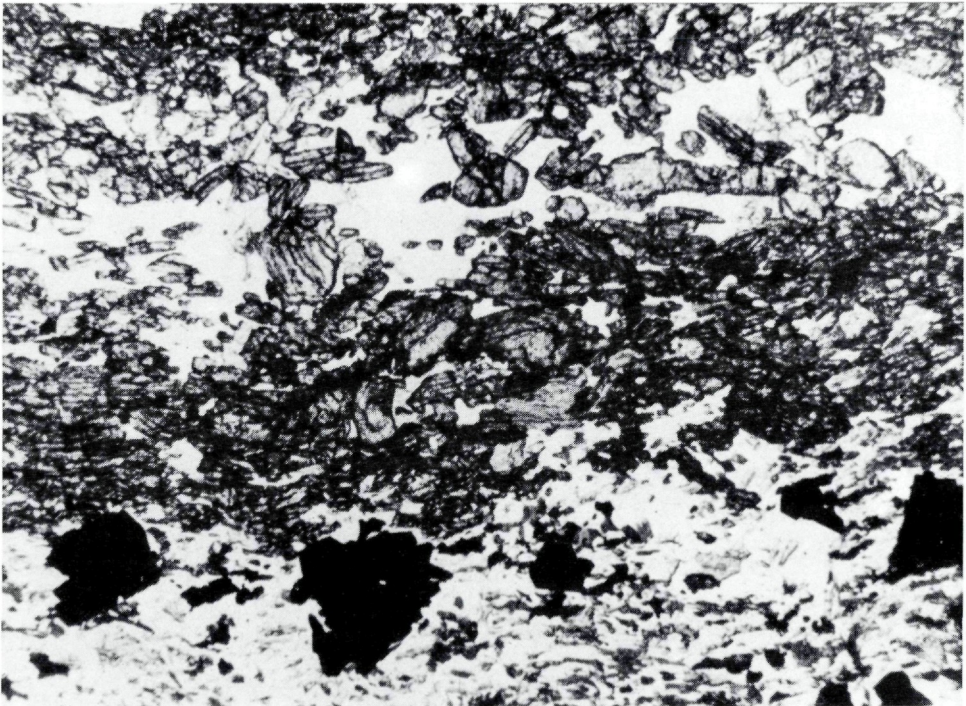


Abb. 7: Erzführender Epidotprasinit vom Rauhkopf: Dünnschliff, Bildausschnitt 3,3 x 2,2 mm, Nicols parallel.
Epidot mit hohem Relief (grau), gefüllter Albit (weiß) und Erz (schwarz).

während der Tauernkristallisation erfolgt sein. Umwandlung von primärem Pyrit in Magnetit während der Regionalmetamorphose ist nach FRIEDMAN (1959) und GAMMON (1966; beide zitiert bei McDONALD 1967) nicht auszuschließen.

5. Kiesvorkommen im Bereich Virgental — Kalser Dorfertal

In diesem Gebiet sind zahlreiche kleinere und größere horizontbeständige Kiesvererzungen bekannt. Nach PREUSCHEN & PITTIONI (1953) gibt es Hinweise auf frühgeschichtlichen Bergbau, der vom 2. Jahrhundert v. Chr. bis in das 2. nachchristliche Jahrhundert andauerte: so die zahlreichen Schmelzplätze und Schlackenhalde; außerdem weisen Gräberfunde auf eine bis in die Römerzeit reichende Bergbaugeschichte hin (Gräberfeld bei der Bergeralm). Die Wiederaufnahme der Bergbautätigkeit wird von WOLFSTRIGL-WOLFSKRON (1903) in die Mitte des 15. Jahrhunderts gestellt und dauerte bis gegen das Ende des 18. Jahrhunderts an; zu diesem Zeitpunkt endete der Bergbau im Raum Windisch-Matrei wegen der meist ungünstigen Lage der zahlreichen kleinen Baue und der zunehmenden Konkurrenz auf dem Metallmarkt.

Folgende sieben Vorkommen wurden genauer untersucht:

Gradötzwand: Diese östlichste Kiesvererzung des Arbeitsgebietes befindet sich 6,5 km NW Kals am E-Hang des Gradötzkogels in 2650 m ü. NN; ein alter Stollen in einer sehr steilen und steinschlaggefährdeten Felswand ist erhalten (Abb. 8).



Abb. 8: Kiesvorkommen Gradötzwand mit Knapfenloch in der Bildmitte (Kreuz).

Mitteldorfer Bach: Zirka 2 km N Mitteldorf befinden sich an der orographisch linken Bachseite in 1400 m ü. NN nur lokale Kiesanreicherungen.

Nil-Alm: Dieses Vorkommen liegt ca. 4 km NW Virgen in 2250 m ü. NN am E-Abhang des Eselrückens an der orographisch rechten Seite des Großen Nilbachs, etwa 200 m S der Nil-Alm.

Sajat: Zirka 3 km NW von Prägraten am W-Abhang des Sajatkopfs befindet sich in 2820 m ü. NN ein Erzausbiß. Das verfallene Knappenloch wurde erst im Jahre 1977 durch den Wirt der neu erbauten Sajat-Hütte wieder geöffnet und dient heute der Wasserversorgung dieser Hütte.

Sajat-Mähder: In einer Höhe von 1860 m ü. NN und ca. 1 km N von Bichl liegt ein etwa 10 m langer Schürfstollen, der als Verbindungsstollen zum Hauptlager des Sajat-Vorkommens dienen sollte. 700 m NW vom Stollen konnte in 2000 m ü. NN ein weiterer Erzausbiß gefunden werden.

Göriacher Alm — Quirlwand: In ca. 1800 m ü. NN befinden sich auf beiden Talseiten des Maurertals ca. 3 km NW von Hinterbichl im Bereich der Göriacher Alm bzw. am E-Hang des Quirl zwei Erzausbisse, die als westlich streichende Fortsetzung des Vorkommens Sajat anzusehen sein dürften.

Wiesenberg/Umbalta: Etwa 5 km W Hinterbichl liegen am S-Abhang der Ogasil-Spitze zwischen 2000 m und 2400 m ü. NN einige kleine Erzausbisse.

Alle diese Kiesvererzungen sind an Hornblende-Chlorit-Prasinite, untergeordnet auch an Karbonatquarzite gebunden und liegen konkordant in Form von horizontbeständigen Lagen und Linsen, von wenigen Zentimetern bis zu 2 m mächtig, vor. Erz und Nebengestein sind dabei in mehrfacher Wechsellagerung zu beobachten. Zwei Typen der Vererzung sind unterscheidbar: häufiger ist das meist an die Grüngesteine gebundene Imprägnationserz, untergeordnet ein an quarzitisches Gestein gebundenes Reicherz. Beide Typen sind auch nebeneinander zu beobachten (Vorkommen Sajat und Gradötz).

Das Erz besteht bei allen Vorkommen hauptsächlich aus Pyrit und einer wechselnden Menge von Kupferkies. Mikroskopisch wurden außerdem Magnetit, Magnetkies, Bornit, Zinkblende, Titanit, Rutil, Ilmenit, Hämatit und die Sekundärbildungen Covellin, Malachit, Azurit und Eisenhydroxide festgestellt.

Bei diesen Pyrit-Kupferkiesmineralisationen am Südrand der Oberen Schieferhülle handelt es sich um submarin-syngenetisch entstandene Kieslager, wofür folgende Kriterien sprechen: Die Vererzungen sind horizontgebunden und stets an epimetamorphe Grünschiefer und Prasinite, die mehrfach mit Kalkglimmerschiefern wechsellagern, gebunden. Eine altersmäßige Einstufung dieser Gesteine ist möglich, der Großteil der Extrusion der Ophiolithe erfolgte im höheren Jura (FRASL & FRANK 1966). Diese Kiesvererzungen weisen auch große Ähnlichkeit mit der von SCHMID (1973) untersuchten Kieslagerstätte Prettau/Ahrntal auf, welche als westlich streichende Fortsetzung der vorliegenden Vererzungen anzusehen ist. Dort tritt die Kiesvererzung ebenfalls konkordant in einer Prasinit-Kalkglimmerschiefer-Abfolge auf, die Entstehung der Kieslagerstätte Prettau wird als submarin-synsedimentär eingestuft. Als östliche Fortsetzung dieser Vererzungen kann man das von PREY (1962) ausführlich bearbeitete Großfraganter Kiesvorkommen betrachten, für welches ebenfalls eine syngenetische Entstehung angenommen wurde.

Als weiteres wichtiges Merkmal kommt die Schichtgebundenheit hinzu, die im Gelände auf einige 100 m nachzuweisen ist. Die stratiformen Kieserze sind als prädeformativ anzusprechen, da sie zusammen mit dem Muttergestein durchbewegt wurden, was an Stellen stärkerer Verfaltung deutlich abzulesen ist. Eine weitere Feststellung ist das an den Pyriten bewiesene Vorhandensein von Co, Ni, Cr und Zn, was einen wichtigen Hinweis auf eine extrusiv-sedimentäre Entstehung solcher Kieserverzungen darstellt (HEGEMANN 1948). Auch das Auftreten stärkerer Anreicherungen von Begleitmineralen wie Titanit, Rutil und Ilmenit in der Erzparagenese weist auf eine submarine extrusive Stoffzufuhr hin.

Eine epigenetische Entstehung kommt nicht in Frage, da für eine derartige Bildung typische diskordante Vererzungen im Bereich der Vorkommen völlig fehlen.

Ob biochemische Prozesse an der Entstehung dieser Sulfidvererzungen beteiligt waren, kann hier nicht beurteilt werden, weil die primären Strukturen der Erze durch den metamorphen Einfluß zerstört worden sind.

6. Magnetitvorkommen Dorfertal und Timmeltal

CORNELIUS & CLAR (1939) haben dargelegt, daß die zahlreichen Serpentinorkommen der mittleren Hohen Tauern verschiedenen Serien angehören und demnach altersmäßig verschieden eingestuft werden müssen. Die mit der Oberen Schieferhülle verbundenen Serpentine stellen sie ins Mesozoikum, u. zw. in die Jura/Kreidezeit. An diese ultrabasischen Gesteine, die massig auftreten und stellenweise von Calcit- und Asbestadern durchzogen sind, sind häufig Magnetit-Mineralisationen gebunden, von denen zwei hinsichtlich Erzparagenese und Anreicherungsvergang untersucht wurden:

Magnetitvorkommen Dorfertal: Zirka 2 km N Hinterbichl/Virgental liegt in 1720 m ü. NN ein durch einen Steinbruch gut aufgeschlossener Serpentinstock.

Magnetitvorkommen Dorfertal: Zirka 2 km N Hinterbichl/Virgental liegt in 1720 m ü. NN ein durch einen Steinbruch gut aufgeschlossener Serpentinstock.

Magnetitvorkommen Wallhorn/Timmeltal: Dieses Vorkommen befindet sich 4 km N Prägraten bzw. 1,5 km N der Wallhorn Alm (2128 m ü. NN) am E-Abhang des Hohen Eichham in 2460 m ü. NN.

Während in beiden Vorkommen die Hauptmasse des Serpentinstocks aus Antigorit und Chrysotil sowie akzessorisch Pennin, Tremolit und Karbonat besteht, und sich als Erzminerale Magnetit, Pyrit und Kupferkies finden, führt allein das Vorkommen Dorfertal untergeordnet auch Millerit und Pentlandit. Die Erzminerale treten meist diffus verteilt auf, aber auch in bestimmten Lagen, die in wiederholter Folge wenige Zentimeter mächtige Bänder einnehmen können. Eine solche Erzführung hält aber nie lange an und ein durchgehender Horizont kann nur über wenige Meter verfolgt werden.

Bezüglich der Genese ist durch diese Art des Auftretens der Erzminerale im Serpentin anzunehmen, daß nicht nur primäre Segregationen des ursprünglichen Magmas, sondern auch spätere Einflüsse für ihre Bildung entscheidend waren. So leiten JUBELT & SCHREITER (1977) sowie MILLER (1977, 1980) die Entstehung der in den Serpentin verbreiteten Magnetite durch Austritt des Eisens aus dem Olivin bei der Serpentinbildung her; die Magnetite sind also während

der alpinen Metamorphose syn- bis postkinematisch entstanden. Wie EL AGEED (1979) durch Untersuchungen des Ultramafit-Komplexes am Hochgrössen-Massiv zeigt, muß aber für Vererzungen, die im Zusammenhang mit Serpentinisierung und Metamorphose stehen, ein sehr komplexer Vorgang angenommen werden. So können auch Kupferkies und Nickelminerale als Produkt der Serpentinisierung verstanden werden.

Vererzungen der Matreier Schuppenzone

1. Kiesvorkommen im Bereich Virgental

An der Südseite des Virgentales sind einige kleine Kiesvererzungen vorhanden, die den Kiesvorkommen im Bereich Virgental — Kalser Dorfertal der Oberen Schieferhülle entsprechen, aber eben in einer anderen tektonischen Einheit liegen. Dazu zählen neben ganz unbedeutenden lokalen Vererzungen am Mullitzbach und bei der Lasnitzalm folgende zwei Vorkommen:

Berger Kogel: Etwa 3 km SE Prägraten liegt am E-Abhang des Berger Kogels in 2090 m ü. NN unter einer Felswand in dichtem Gebüsch ein ca. 50 m langer Schrägstollen; FRIEDRICH (1953) bezeichnet diese Lokalität fälschlich als Becherkogel.

Steinkasbach: Diese kleine Vererzung liegt 1,5 km SW Virgen in 1280 m ü. NN an der orographisch rechten Seite des Steinkasbaches; ein verfallener Steig führt bis zum Vorkommen. Die Lokalität wird bei FRIEDRICH (1953) fälschlich als Steinkarbach bezeichnet.

Diese Kiesvererzungen sind an Chloritprasinite gebunden, das Erz tritt wieder in Form von konkordanten, kiesimprägnierten Lagen und Linsen, die hier eine Mächtigkeit von 1—5 m erreichen, auf sowie selten auch als mm- bis cm-dicke Derberzlage (z. B. 200 m N des Stollenmundlochs Berger Kogel). Haupterz ist Pyrit, der beim Vorkommen Steinkasbach bis zentimetergroße, schön idiomorphe, häufig von Karbonat umsäumte Kristalle bildet. Paragenese und Entstehungsart gleichen den bereits beschriebenen Kiesvorkommen der Oberen Schieferhülle.

2. Manganvorkommen Ködnitztal/Kals

Ca. 4 km NE Kals im Ködnitztal befinden sich im Bereich Neues Lucknerhaus und Jörgen Alm sowohl östlich wie westlich des Ködnitzbaches Manganvererzungen, wobei sechs Vorkommen unterscheidbar sind:

Hutteralm-Ost: Dieses Hauptvorkommen liegt 500 m E des Neuen Lucknerhauses in 2030 m bis 2075 m ü. NN an einer steilen Felswand in Form mehrerer Linsen (Abb. 9).

Jörgenalm-Ost: Mehrere Horizonte am orographisch linken Ufer des Ködnitzbaches ca. 250 m E der Jörgenalm zwischen 2010 m und 2140 m ü. NN.

Jörgenalm-West: Etwa 400 m SW der Jörgenalm in 2050 m ü. NN am orographisch rechten Ufer des Ködnitzbaches.

Greiwiesen: Westlich der Jörgenalm, in einer Höhe von 2420 m ü. NN und etwa 350 m SW des Predigerstuhls befinden sich lagig angereicherte Manganvererzungen in dort anstehenden »Radiolariten«.

Gratzwinkelalm: Ca. 300 m S Medlspitz in 2500 m ü. NN Gerölle mit Spuren von Manganerz.

Glorer Hütte: 300 m NW der Hütte in 2700 m ü. NN Rollstücke aus »Radiolarit« mit Manganerz.

Eine erste Beschreibung erfolgte durch CORNELIUS & CLAR (1939), FRITSCH & MEIXNER (unveröffentl. Bericht an die ALPINE-MONTAN-AG, 1961) haben es mineralogisch kurz beschrieben. Die Vorkommen liegen in der nördlichen Teildecke der Matreier Schuppenzone (SCHMIDT 1951), die aus permotriadischen Quarziten, »Radiolariten«, Kalkglimmerschiefern, Kalkphylliten, Dolomiten und Serpentinitten aufgebaut ist. Erzträger sind die jurassischen »Radiolarite«, in denen bisher aber noch keine Radiolarien nachgewiesen wurden, und die ebenfalls jurassischen Kalkglimmerschiefer; die Form der Vererzung ist in diesen beiden Gesteinstypen aber unterschiedlich:

a) Linsenform der Manganerze im Grenzbereich permotriadische Quarzite/Kalkglimmerschiefer, z. T. sind die Linsen auch völlig von Kalkglimmerschiefer umschlossen. Diese Linsen besitzen eine Größe bis zu 11 x 5 m und sind teilweise durch Verquarzung stark verunreinigt.

b) Das Manganerz tritt in Form 1—3 cm dünner Lagen, die sich in einem Abstand von 10—20 cm im bis 5 m mächtigen »Radiolarit« schieferungsparallel wiederholen, auf.

Häufigstes Manganmineral ist Braunit. Er tritt vorwiegend als Derberz auf und enthält oft Einschlüsse und Nester von Quarz, Karbonat, Kryptomelan, Coronadit und Hollandit. Beim Vorkommen Jörgenalm-Ost ist er auch von Magnetit, Hämatit, Pyrit und Pyrolusit begleitet. Die Psilomelanminerale Kryptomelan, Coronadit und Hollandit sind sekundäre Umwandlungspro-



Abb. 9: Manganvererzung Hutteralm-Ost (Hauptvorkommen): Manganlinsen mit x markiert. Im Hintergrund Medlspitz.

dukte (Abb. 10). Auch Pyrolusit tritt untergeordnet als Verwitterungsprodukt auf, Rhodochrosit sporadisch als Kluft- und Rißfüllung im Manganderberz, Jacobsit ist selten; Alurgit (MEIXNER 1951) ist ein phengitischer Muskovit mit deutlichem Mangan Gehalt, der auch in Form selbständiger, dicht ausgebildeter Lagen und Linsen zusammen mit Braunit und Psilomelan auftritt. Für diese metamorphen Manganvorkommen kann eine primär-sedimentäre Entstehung angenommen werden: denn die Manganerze liegen in Form von Linsen (in jurassischen Kalkglimmerschiefern) und Lagen (beschränkt auf die »Radiolarite«) konkordant vor. Dabei weisen die Vererzungen eine flächenmäßige Ausdehnung von ca. 3 km im Streichen, u. zw. von der Glorer Hütte im E bis zu den Greiwiesen im W auf. Entsprechend der Paragenese stellt dieses Manganerzvorkommen eine oxidisch-silikatische Vererzung dar; das Hauptmineral Braunit kann aber nicht als primäres Erzmineral angesehen werden, seine Bildung im sedimentären Zyklus ist bis heute nicht sicher nachgewiesen. Man muß annehmen, daß aus Meerwasser zuerst gelartige Manganoxide entstehen, die durch metamorphe Vorgänge unter Mitwirkung von Kieselsäure in Braunit umgewandelt werden (BERGER 1968). Die Minerale der Psilomelan-Gruppe und Pyrolusit sind als sekundäre Umwandlungsprodukte aus Braunit und Rhodochrosit unter oberflächennahen Verwitterungsbedingungen hervorgegangen. Die Entscheidung, ob die Manganvererzungen im Ködnitztal rein marin-sedimentär oder magmatogen-sedimentär sind, ist sehr problematisch, da



Abb. 10: Manganminerale in Quarz und Karbonat von der Hutteralm-Ost: Dünnschliff, Bildausschnitt 0,7 x 0,47 mm, Nicols + . Kryptomelan-, Coronadit-, Hollanditnadeln (schwarz) in Quarz (weiß) und Karbonat (grauweiß bis schwarzgrau).

im engeren Vererzungsbereich keine unmittelbaren Anzeichen für ophiolitischen Magmatismus vorliegen. Man könnte sie freilich einer »entferntkieseligen Formation« der Manganschiefer-Hornstein-Formation zuordnen (GRUSS 1958), doch bleibt auch dieser Versuch ohne Beweis.

3. Magnetitvorkommen Ganotzkogel und Niggalm/Kalsertal

Den penninischen Anteilen der Matreier Schuppenzone sind auch stets in geringem Maß unterostalpine Komponenten eingeschuppt. Hier wechsellagern Kalke und Dolomite mit Quarziten, hellgrünen phyllitischen Schiefern, Glanzschiefern und auch Serpentiniten. An diese Serpentinite, die vorwiegend aus Antigorit und Chrysotil bestehen, sind, ident zu den an Serpentinite gebundenen Vorkommen der Oberen Schieferhülle, wieder Mineralisationen von Magnetit, Kupferkies und Pyrit gebunden, wobei zwei Lokalitäten herausgehoben werden sollen:

Ganotzkogel: 3,5 km NW Kals in 2385 m ü. NN am E-Abhang des Ganotzkogels; hier sind noch ein 28 m langer Stollen sowie entsprechende Halden erhalten. Die Bergbautätigkeit soll bis auf die Römerzeit zurückgehen (SÖLCH 1933).

Niggalm: 5 km NE Kals liegt das Vorkommen an der orographisch linken Seite des Bergerbachs (Seitenbach des Ködnitzbachs); es ist 750 m NE der Niggalm in 2300 m ü. NN.

Haupterz ist wieder meist diffus verteilter, aber auch an wenige Zentimeter mächtige Lagen gebundener Magnetit; beim Vorkommen Ganotzkogel überwiegt in einzelnen Partien der Kupferkies. Bezüglich der Entstehung dieser Vorkommen gilt dasselbe wie bei den Magnetitvorkommen Dörfertal und Timmeltal der Oberen Schieferhülle.

Vererzungen der Zone der Alten Gneise i. e. S.

1. Kiesvorkommen Schober/Virgental

Die Ausbissstelle dieses Vorkommens befindet sich 4 km S Prägraten und 750 m SE des Berger Sees im NW-Hang des Schobers (Lasörling-Gruppe) in 2580 m ü. NN. Bergbaugeschichtliche Daten sind nicht bekannt.

In der dort auftretenden Glimmerschieferserie nahe der tektonischen Grenze zur Matreier Schuppenzone liegen je etwa 1 m mächtige hangende Hornblendeschiefer und liegende Glimmerquarzite, die NW-SE streichen und steil mit etwa 60° nach SW fallen. Diese Gesteine sind mit den makroskopisch nicht sichtbaren Erzmineralen Magnetkies, Kupferkies, Pyrit sowie Sekundärbildungen vererzt, die Minerale sind aber ohne erkennbaren Lagenbau diffus im Erzträgergestein verteilt.

Es handelt sich beim Vorkommen Schober nur um eine lokale Mineralisation. Da diese unmittelbar an einer tektonischen Grenze liegt, ist ein Zusammenhang der Vererzung mit der Zersetzung eisen- und kupferführender gesteinsbildender Minerale während der Orogenese im Sinne von SCHNEIDERHÖHN (1952) wahrscheinlich.

2. Kupferkiesvorkommen Tögisch — Blindnis/Deferegental

Das Vorkommen Tögisch liegt 5 km NE St. Jakob i. Def. im Tögischer Tal auf etwa 2660 m ü. NN; die Lokalität Blindnis etwa 4,5 km N St. Jakob i. Def. im Trojer Almtal; die Abbaue begin-

nen in 2300 m ü. NN, wo die Erzzüge erstmals zutage treten, und enden etwa in 2600 m ü. NN. Östlich des Blindnis-Sees tritt in einer steilen, fast senkrechten Wand in 2800 m ü. NN der Erzzug noch einmal zutage. Die Vorkommen Tögisch und Blindnis sind in der Luftlinie ca. 1,5 km voneinander entfernt. Zahlreiche halbverfallene, zum Teil aber noch befahrbare Knappengruben sowie ein 125 m langer befahrbarer Stollen sind aus der Zeit, in der hier vorwiegend auf Kupfer, aber auch auf Edelmetalle geschürft wurde, erhalten. Erste bergbaugeschichtliche Daten stammen aus dem Jahr 1538 (SRBIK 1929).

Erzträgergesteine sind Zweiglimmerschiefer und Granatglimmerschiefer, die im Streichen ineinander übergehen. In den überwiegend hellen Zweiglimmerschiefern, die nach TROLL (1976) kambrischen bis ordovizischen Alters sind, können die Erzminerale Kupferkies und Arsenkies häufig bereits makroskopisch festgestellt werden. Die Glimmerschiefer zeigen eine starke Bänderung durch abwechselnd lagige Anreicherung von Quarz, Muskovit, Biotit, vereinzelt wird durch Verbiegung der Glimmerblättchen die postkristalline Deformation deutlich. Die vererzte Zone liegt auffallend stoffkonkordant und erstreckt sich etwa 1,5 km in NE-SW-Richtung. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 3 m. Im Detail liegen dünne, schieferungsgebundene Erzlagen vor, die stellenweise einige Zentimeter Dicke erreichen. Im Streichen macht der Erzhorizont alle Faltungen des Nebengesteins mit.

Hauptmineral der Vererzung ist Kupferkies. Er ist allotriomorph und enthält Cubanit, Magnetkies und Vallerit als Entmischungen, Oxidationsprodukte wie Limonit, Malachit, Covellin und rosagrauer Kupferglanz sind häufig. Hypidiomorphe Körner von Arsenkies und idiomorpher Pyrit verdrängen stellenweise den Kupferkies. Akzessorisch sind Ilmenit, Rutil und Hämatit. Neue Analysen am Kupferkies- und Pyritsprinkelerz ergaben Edelmetallgehalte von 0,6 ppm Au und 6 ppm Ag.

Da nur bei hohen Temperaturen gebildeter Kupferkies Cubanit-Entmischungen zeigt, sprechen die Befunde für eine Kristallisation von zumindest über 250° C. In einer Periode großer Temperatur- und Druckgefälle haben die Minerale offenbar keine Zeit gefunden, selektiv auszukristallisieren, sondern sind vielfach eng miteinander verwachsen. Das Vorkommen scheint ursprünglich syngenetisch-sedimentär als Fe-Cu-Anreicherung in tonig-quarzitischen Ablagerungen angelegt worden zu sein und wurde im Rahmen der metamorphen Überprägung kata- bis mesothermalen Bedingungen ausgesetzt.

3. Kies-Scheelit-Mineralisation Gsaritzentalm/Defereggental

Das Vorkommen liegt 3,25 km S St. Veit i. Def. und 7,75 km WSW Hopfgarten in einer Höhe von 2055 m ü. NN an der östlichen Talflanke des Gsaritzentalmbach-Seitengrabens. Es ist durch eine Verwitterungsrinne angeschnitten, durch die zahlreiches Gesteins- und Erzmaterial fächerförmig bis in den Talboden bei 1960 m ü. NN ausgebreitet wurde.

Im unmittelbaren Bereich der Mineralisation, die nur 400 m von der Deferegger Hauptüberschiebung entfernt ist, treten Zweiglimmerschiefer, Biotitglimmerschiefer und -gneise, vererzte quarzitisches Gesteine, erzführende Marmoreinschlüsse und ein Pegmatitstock auf. Dieser spätalpidisch eingedrungene Körper hat in seinem Kontaktbereich, aber höchstens bis 1 m Entfernung, die angrenzenden Gesteine charakteristisch verändert: auffallend ist die Kornvergrößerung der

gesteinsbildenden Minerale sowie die Neubildung von Zoisit und Epidot. Die Umkristallisationen gehen aber nicht bis zur Verwischung der flächigen Gefügeelemente des Nebengesteins, allerdings sind intensive Verbiegungen der Schichtflächen im Meterbereich ohne einem einer bestimmten Regel gehorchenden Bauplan feststellbar.

Die primäre Paragenese umfaßt Magnetkies, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit; Arsenkies, Pentlandit und Scheelit treten in geringem Maß auf. Sekundärminerale sind Pyrit und Markasit, Eisenhydroxide, Covellin und Hydrozinkit. Der Gehalt an diesen Erzmineralen ist nur in den quarzitischen Gesteinen einigermaßen hoch, sie sind darin aber unregelmäßig verteilt und nehmen nur in einzelnen kleinen, linsenförmigen, maximal dezimetergroßen Bereichen stark zu. In den Marmoren sind sie eher spärlich vertreten, hier fällt aber die starke Zunahme der Minerale der Erzparagenese mit Annäherung an den Pegmatitkörper besonders auf.

In Verbindung der Beobachtungen, die durch die Bearbeitung dieser Mineralisation im Gelände und Mikrobereich gemacht wurden, mit den in jüngster Zeit erfolgten Neuerkenntnissen über den Grad und das Alter der wirksamen Metamorphosephasen (PURTSCHELLER & SASSI 1975), kann auf eine Entstehung der primären Erzparagenese während der vorvariszischen Metamorphose geschlossen werden. Denn während frühere Forscher den Erzinhalt solcher im Nahbereich tonalitporphyritischer Körper befindlicher Mineralisationen immer von diesen herleiteten und dementsprechend als spätalpidisch einstufen, zeigt das Auftreten von Hochtemperaturbildungen einzelner Erzminerale, daß die Erzparagenese schon früher vorhanden gewesen sein muß, denn die entsprechenden Temperaturen wurden nur bei der vorvariszischen Metamorphose erreicht. Darüber hinaus gibt die gemeinsame postkristalline Beanspruchung von Trägergestein und Erzmineral, die sich in Einregelungen in s sowie in Undulationsstreifung äußert, sowie die im Mikrobereich deutliche schichtförmig-feinlagige Anordnung der Erzminerale einen Hinweis auf syngenetische Entstehung der ursprünglichen, im Hundertmeterbereich anhaltenden, aber nur geringen Erzkonzentration (H. FUCHS 1981). Deutlich ist allerdings auch die Mobilisation infolge der Aufheizung durch den Pegmatitkörper beobachtbar, die aber von der eigentlichen Metallzufuhr streng auseinandergehalten werden muß. Durch sie ist das primäre, schichtig recht spärlich vorhandene Erz lokal stark angereichert worden, sowohl in ursprünglichen Trägergesteinen als auch in zur Aufnahme besonders geeigneten weiteren Gesteinspartien wie etwa den kontaktfern meist erzarmen Kalkmarmoreinschaltungen, die sich als reaktionsbereit und zum metasomatischen Stofftausch besonders geeignet erwiesen. Diese kontaktmetamorphen Erscheinungen sind aber auf eine schmale, maximal meterbreite, parallel den Kontaktflächen verlaufende Zone beschränkt.

4. Kiesvorkommen Hopfgarten/Defereggental

Etwa 500 m N Hopfgarten i. Def. befindet sich in 1210 m ü. NN ein auf bezeichnetem Weg erreichbarer und noch auf 10m Länge befahrbarer Stollen, der aus dem 15. Jahrhundert stammen soll. Durch ihn wurden Kupfer- und Magnetkieserze aufgeschlossen, die in einem stark braun bis gelblich verwitterten Quarzit der Paragneisserie, der sowohl dünnbankige bis schiefrige, als auch massige Typen umfaßt, auftreten. Fast überall wird er von kleinen Klüften, die Quarz, Eisenhydroxide, Calcit und Anorthit führen, durchsetzt.

Die Erzparagenese umfaßt Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Arsenkies und Ilmenit und tritt in zwei Arten auf: In einem bis zu 2 m mächtigen Schichtpaket finden sich stoffkonkordant bzw. schieferungsgebunden Erze in millimeter- bis zentimeterdicken Lagen, die insgesamt die Mächtigkeit von etwa 20 cm erreichen; andererseits tritt Erz unregelmäßig und dünn verteilt auch in einem diskordanten Quarzgang von 10—40 cm Mächtigkeit auf. Durch das Auftreten von Erz in diesen verschiedenen, gut durchlässigen Gesteinstypen ist trotz stoffkonkordanter Anordnung eher an eine Einwanderung des Erzes in die wegsamen Flächen lateral von den zahlreichen kleinen Klüften aus zu denken. Eine syngenetische Erzanreicherung ist allerdings nicht völlig auszuschließen. Die Gangvererzung ist sekundär während der alpidischen Metamorphose durch Mobilisation des vorhandenen Erzes erfolgt.

5. Kiesvorkommen Grünalm/Defereggental

Das Vorkommen liegt ca. 3 km SE Hopfgarten i. Def. in einer Höhe von 1820 m ü. NN an der orographisch linken Seite des Grünalpenbachs.

Die Fundstelle ist am besten erreichbar, wenn man dem mäßig steigenden Weg von der Grünalm (1868 m über NN) nach S folgt, bis nach einer steilen Rinne die Höhe 1920 m ü. NN (etwa 350 m S der Alm) erreicht ist. Beim Absteigen über die dort befindliche Lichtung erreicht man in der oben angegebenen Höhe Pingen mit Erzresten.

Das Vorkommen wurde nach WOLFSTRIGL-WOLFSKRON (1903) ab dem 14. Jahrhundert auf Kupfer und Eisen, aber auch auf Edelmetalle abgebaut. Neue Analysen ergaben 0,6 ppm Au, aber über 30 ppm Ag im Sprengel- und Derberz.

Die Vererzung ist bei diesem Vorkommen an Quarzite gebunden und umfaßt Arsenkies, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Magnetkies, sowie Sekundärminerale. Die Erze sind in einer Reihe parallel verlaufender, geringmächtiger Lagen, welche jeweils einige Millimeter dick sind, angeordnet. Die vererzte Schicht ist insgesamt 1—2 m mächtig und kann knapp 100 m im Streichen verfolgt werden; im N verliert sie sich unter der Vegetationsbedeckung, im S ist der Erzzug im Steilgelände abgeglitten, was durch derbe, erzhaltige Blöcke, die in der Talsohle liegen, bestätigt erscheint.

Als Erstabscheidung wurde durchwegs Arsenkies beobachtet, was durch seine kataklastische Ausbildung unter Ausheilung der Risse mit Kupferkies, Zinkblende und Eisenhydroxiden sowie Verdrängungen durch Kupferkies angedeutet wird. Wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse können an diesem Vorkommen keine sicheren genetischen Rückschlüsse gemacht werden; das Auftreten einer identischen Erzparagenese in einer gleichartigen Gesteinsabfolge läßt aber zu, zu dieser Frage auf die Vorkommen Michlbach und Göriach zu verweisen.

6. Kiesvorkommen Waldhof/Defereggental

Rostbraun verwitterte Gesteine haben auf diese in keiner Literatur erwähnte Mineralisation, die 1,5 km W Huben in 1220 m ü. NN beim Weiler Waldhof im Defereggental liegt, aufmerksam gemacht. Spuren von ehemaliger Bergbautätigkeit konnten nicht festgestellt werden.

Erzträger ist ein Zweiglimmerschiefer, die Erzminerale sind in den Schieferungsflächen angereichert. Der Erzzug läßt sich etwa 1 km nach W in Richtung Döllach verfolgen, wobei er in der

Mächtigkeit abnimmt. Er besteht aus millimeter- bis zentimeterdünnen, vererzten Lagen, die in einem maximal bis 2 m mächtigen Streifen gehäuft auftreten. Erzminerale sind Magnetkies, mit Neubildungen von Pyrit und Markasit, aber auch älterem Pyrit, Rutil, Spuren von Bleiglanz, Kupferkies und Ilmenit.

Das Bild, welches diese Mineralisation zeigt, weist darauf hin, daß die Vererzung sich an feinen Klüften und Aufblätterungen entlang der Schieferung vollzogen hat, in die azendente, metallfreie Thermen alte primäre Erze und Gangarten aus dem Untergrund im Sinne von SCHNEIDERHÖHN (1952) selektiv absetzen konnten.

7. Kupferkiesvererzung Staniska/Kalsertal

Im äußeren Kalsertal, 4,5 km Luftlinie von Huben entfernt und etwa 5,5 km W Kals, liegt bei der Einmündung des Staniskabaches in den Kalserbach dieses Vorkommen in 1090 m ü. NN. SRBIK (1929) nennt die 2. Hälfte des 16. Jahrhunderts als Blütezeit des Kupferabbaus in diesem Raum, ein kurzer Abbauersuch wurde noch in unserem Jahrhundert gemacht (SÖLCH 1933). Die Vererzung befindet sich in einem von Iselstörung und Debantbruch begrenzten, über die Matreier Schuppenzone überschobenen Gesteinskomplex aus Glimmerschiefern und Schiefergneisen mit zahlreichen Einschaltungen von Amphiboliten, Serpentinitten und sauren Orthogneisen. Erzträgergestein ist ein phyllitischer Gneis, der bis zu 3 m mächtig wird; sein Streichen pendelt von NW-SE bis N-S bei mittelsteilem Einfallen nach SW bis W. Nur der liegende Teil dieses phyllitischen Gneises ist auf 10—25 cm Stärke mit Kupferkies, Magnetkies, Bleiglanz, Zinkblende und Markasit (Abb. 11) vererzt, die millimeter- bis zentimeterdünne, stoffkonkordante Lagen bilden.

Die Vererzung wurde meist zu den heiß-hydrothermalen Kupferlagerstätten gestellt, die durch das Einwandern der Sulfide entlang wegsamer Flächen, die ihre Ursachen in der Beeinflussung durch nahe Störungszonen haben, entstanden sind. Die prä- bzw. parakristalline Deformation, die bis in den Millimeterbereich beobachtet wird, sowie die komplexe Natur des Erzes ermöglichen aber die Annahme einer syngenetischen Metellanreicherung.

8. Kiesvorkommen Michlbach/Iseltal

3 km SW von St. Johann i. Walde (Iseltal) bzw. 2,5 km S der Ortschaft Michlbach liegen in 1370 m bis 1430 m ü. NN verfallene Knappengruben an beiden Seiten des Michlbachs, die bereits stark von Schutt und Vegetation überdeckt sind; da die Stollen in unmittelbarer Nähe des Baches lagen, sind sie bei der Überschwemmung in Osttirol 1964 völlig verschüttet worden, Erzausbisse liegen aber noch frei. Nach SRBIK (1929) soll hier ab dem 16. Jahrhundert abgebaut worden sein. Das Vorkommen liegt in einer Glimmerschieferserie, zu der auch Quarzite und Schiefergneise zählen und die Lagen und Bänke von Amphibolit, Pegmatit und marmorartigem Bänderkalk enthält. Das Streichen dieses Gesteinskomplexes verläuft NW-SE bei einem Fallen von $\pm 20^\circ$ gegen SW.

Die Vererzung ist an Quarzite und Marmore gebunden, wobei diese vererzten Gesteine in vier Lagen von 15—70 cm Mächtigkeit auftreten, unterbrochen von tauben Gesteinstypen dieser Serie. Die horizontgebundenen Lager lassen sich im Streichen etwa 1 km weit verfolgen. Erz-

minerale sind Arsenkies, das hier dominierende Erzmineral, meist in idomorpher Ausbildung, verwachsen mit Bleiglanz (der bis 24 ppm Ag enthält), Zinkblende und Kupferkies. Pyrit tritt nur spärlich und hypidiomorph auf.

9. Magnetkiesvorkommen Göriach/Iseltal

Dieses Vorkommen liegt 2,5 km S von St. Johann i. Walde (Iseltal) und etwa 1 km SW vom Weiler Göriach bei Schlaiten in einer Höhe von 1450 m ü. NN. Es befindet sich an der orographisch rechten Seite des Göriachbaches, ein Mundloch ist noch sichtbar. Nach WOLFSTRIGL-WOLFSKRON (1903) wurde im 15. Jahrhundert mit dem Bergbau begonnen, er wurde aber schon 1662 wieder aufgelassen; knapp nach dem 1. Weltkrieg wurde auf Arsen gebaut.

Die Vererzung liegt in einer Paragneis-Eklogitserie, die sich im Nahbereich aus quarzitischen Gesteinsvarianten, Glimmerschiefern, Tonalitporphyriten, Pegmatiten, phyllitischen Gneisen sowie zwischengeschalteten Amphiboliten, Prasiniten und Marmoren zusammensetzt. Der Erzkörper, der aus zwei 40–50 cm mächtigen Lagern besteht, die durch einen geringfügig vererzten Tonalit voneinander getrennt sind, befindet sich unmittelbar oberhalb einer Bank von Glimmerquarziten, in denen ebenfalls Erzanreicherungen, die aus mehrere Zentimeter dicken Lagen bestehen, beobachtet werden können. Die liegenden Tonalite, Amphibolite und Marmore enthalten nur Imprägnationserze, der noch darunter folgende Quarzphyllit ist erzleer. Bei den Erzmi-

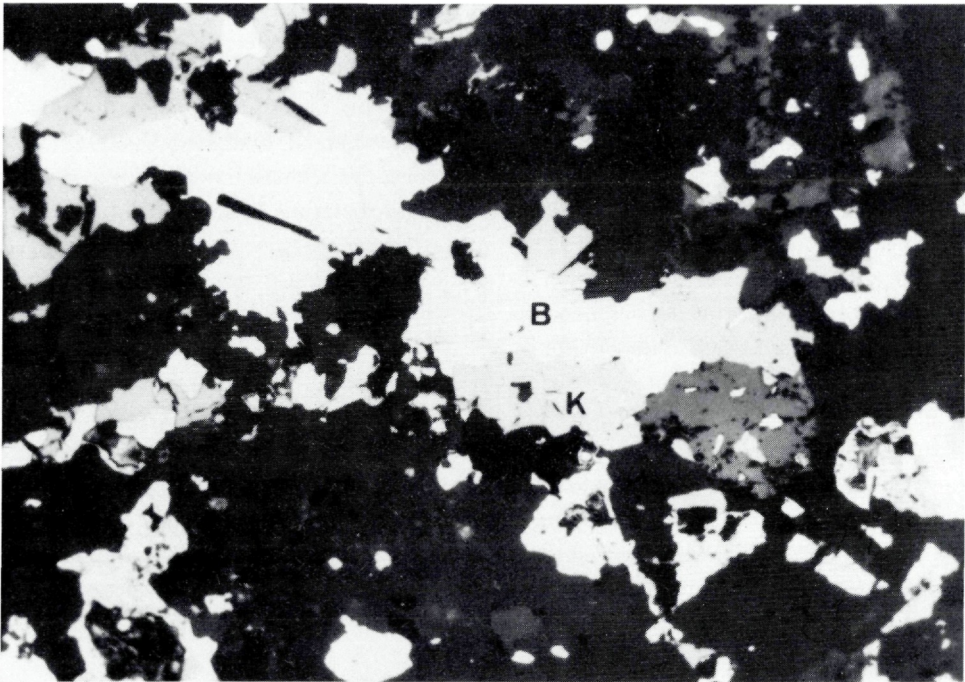


Abb. 11: Erzvorkommen Staniska: polierter Anschliff, Bildausschnitt 1,3 x 0,8 mm, Nicols parallel. Verwachsungen von Zinkblende mit Kupferkies (K) und Bleiglanz (B).

neralen handelt es sich um Magnetkies als Hauptanteil, der zumeist nur im Derberz der beiden Lager auftritt; Kupferkies ist häufig im Magnetkies eingeschlossen und zeigt auch Entmischungen der kubischen Hochtemperaturform. Weiters sind Bleiglanz, Zinkblende mit typischen Entmischungen von Kupferkies, Pyrit und Arsenkies in kleinen Partien geringer Ausdehnung vorhanden. Scheelit tritt spurenhafte in stets diffus verteilten Einzelkörnern auf und scheint an die Magnetkiese des Glimmerquarzits und Tonalits gebunden zu sein. Eine Analyse des Magnetkies-derberzes ergab einen Silbergehalt von über 30 ppm.

FRIEDRICH (1941) hat auf die enge örtliche Gebundenheit der Vererzung an das Gebiet mit starker Tonalitporphyritverbreitung hingewiesen. Es konnten aber keine typischen Kontaktminerale festgestellt werden, was auf eine nur geringe Wirkung des intrudierten Tonalits auf das Nebengestein schließen läßt. Das Auftreten von Hochtemperatur-Kupferkies im vererzten Quarzit läßt sich deshalb nur schwer mit den Tonaliten in Verbindung bringen, weshalb die Vererzung als prätonalisch anzusehen ist. Die schwache Vererzung des Tonalits selbst kann durch Mobilisation und Migration der im Nebengestein vorhandenen Erzparagenese erklärt werden.

10. Magnetkiesvorkommen Ainet/Iseltal

Im Iseltal, 2 km S Ainet, liegt ober dem Weiler Tratte ein alter Bergbau. 770 m ü. NN befindet sich hier ein 30 m langer Stollen, darüber ist am Fuß der Felswand bei Perlog in 870 m ü. NN ein zweiter Stollen aufgeföhren. Der Abbau reicht bis in das Jahr 1505 zurück (SRBIK 1929). An dieser Lokalität ist ein Tonalitstock diskordant in die Serie aus Biotit-Plagioklasgneisen und Glimmerquarziten eingedrungen. Die kurzen Stollen schließen eine an den WNW-ESE streichenden (Einfallen 55° S) Glimmerquarzit gebundene Vererzung auf, die 20—30 cm mächtig ist und stellenweise durch Bewegungsflächen unterbrochen wird. Der Tonalitstock ist im Stollen ebenfalls aufgeschlossen und in diesem Bereich schwach erzführend. Erzminerale sind Magnetkies, Ilmenit, Kupferkies, Pyrit, Spuren von Scheelit sowie Neubildungen wie Markasit und Eisenhydroxide. Die Gebundenheit der Erzminerale an die Schieferung in den Glimmerquarziten und die nur spurenhafte Erzführung des Tonalits in größerer Entfernung von der Kontaktzone lassen diesen Intrusionskörper kaum als Erzlieferanten in Frage kommen. Vielmehr hat der aufsteigende Tonalitkörper nur auf das umgebende Gestein eingewirkt und randlich etwas von dessen ursprünglichem Erzgehalt übernommen.

11. Magnetkiesvorkommen Thurn/Iseltal

Diese Lokalität liegt 3 km NE Oberlienz im Bereich des Schleinitz- und Zauchenbachs. Hier sind vier kurze, maximal 10 m lange Stollen; der erste befindet sich in einer Höhe von 980 m ü. NN, der zweite und dritte in 1380 m ü. NN beim Thalerhof (in Richtung Tschule-Alm), der vierte in 1400 m ü. NN etwa 500 m von der orographisch rechten Seite des Zauchenbachs entfernt. Makroskopische Erzspuren sind nur im vierten Stollen beobachtbar; die kleinen Halden, die sich in unmittelbarer Nähe der Stollen befinden, sind Taubhalden. Von Schürftätigkeit wurde erstmalig im 13. Jahrhundert berichtet (SRBIK 1929).

Die Glimmerschieferserien dieses Raumes sind häufig stark limonitisch verwittert, was Ursache für die Schürftversuche gewesen sein kann. Nur in einem Stollen ist ein Erzkörper, der aus drei

je ca. 1 cm dicken Lagen besteht, die im Streichen nur knapp über einen Meter verfolgt werden können, feststellbar. Obertag lassen sich sonst keine Spuren einer Vererzung finden. Als Haupterze treten Arsenkies und Magnetkies auf. Wegen des kleinen vererzten Bereichs und des, soweit aufgeschlossen, unauffälligen Umgebungsgesteins kann keine genetische Deutung angeboten werden.

12. Magnetkies-Scheelit-Vererzung Lienzer Schloßberg

Das Vorkommen liegt im Kartengrundriß 1,4 km SW von Schloß Bruck bei Lienz und 2 km S der Kirche von Oberlienz in etwa 1100 m ü. NN. Dieser alte Bergbau, der angeblich bereits den Römern bekannt war, wird schon vor dem 16. Jahrhundert erwähnt und er wurde bis zu seiner letzten Betriebsperiode 1924 immer wieder begutachtet. Aus dieser Zeit stammen die heute noch begehbaren, etwa 25 m langen Stollen; Tagausbisse sind über etwa 250 m Länge verfolgbar. Außerdem liegt in 600 m in südlicher Richtung in einer Höhe von 1220 m ü. NN ein weiterer Erzausbiss, und auch in nordwestlicher Richtung kennt man weitere Schurfversuche auf Kiese, so den 500 m tiefer im Graben des Wolfsbachs gelegenen Versuchsbau Pölland auf göldische Kiese (Analysen am Magnetkieserberz dieser Lokalität erbrachten 0,6 ppm Au und 1 ppm Ag, hingegen am Erz des Vorkommens Schloßberg 2,4 ppm Au und 3 ppm Ag). Auch im Blößengraben, 3,25 km NW dieses Vorkommens, soll ein Stollen in 1640 m ü. NN bestanden haben; es konnte

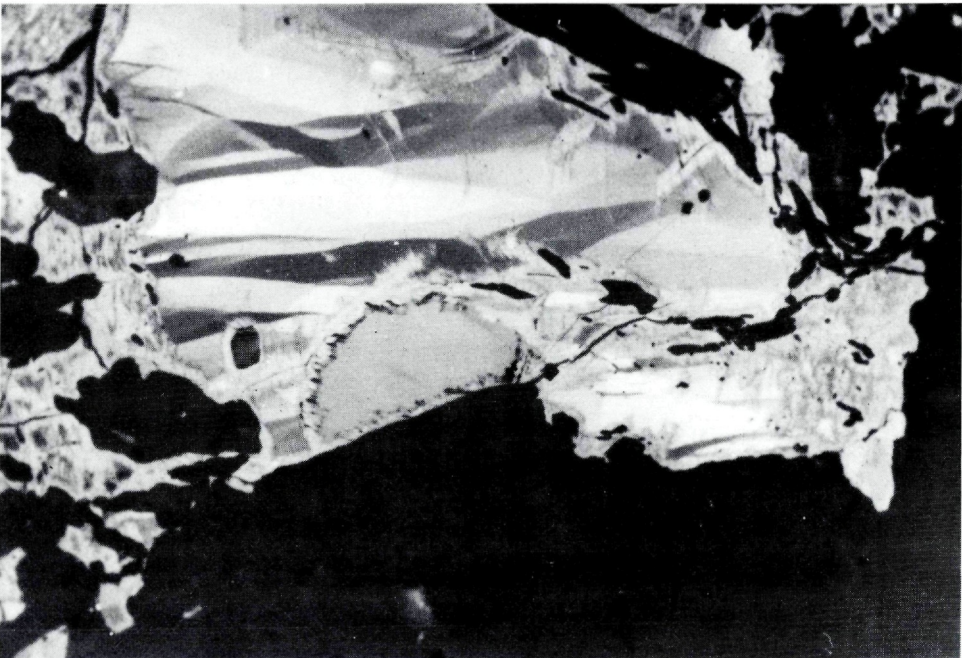


Abb. 12: Magnetkiesvorkommen Lienzer Schloßberg: polierter Anschliff, Bildausschnitt 1,3 x 0,8 mm, Nicols schräg.

Magnetkies mit Zerknitterungslamellen und Pentlandit (flammenförmig) in feinen Rissen.

aber nur eine Pinge mit wenig Erzmaterial in 1450 m ü. NN an der orographisch rechten Seite dieses Grabens lokalisiert werden.

Von den verschiedenen Gesteinen der Paragneisserie treten im Nahbereich der Lagerstätte nur Biotitplagioklasgneise, Glimmerquarzite bis quarzreiche Glimmerschiefer, in sehr geringem Maß Marmor sowie porphyritische Gesteine auf. Die makro- und mikroskopische Untersuchung der vererzten Zonen zeigt, daß die Erzminerale überwiegend in den Glimmerquarziten und Marmoren angereichert sind.

Die Mineralparagenese der vererzten Glimmerquarzite und Marmore ist mit der der eigentlichen stoffkonkordanten Derberzlager, die durch schwächer mineralisierte Zwischenpartien getrennt sind, identisch. Vererzung in Klüften und nestförmig in Hohlräumen tritt nur unbedeutend auf. Erzminerale sind Magnetkies, der z. T. bereits in Pyrit-Markasit-Aggregate umgewandelt ist und häufig xenomorphen Kupferkies, Zinkblende- und Bleiglanz-Einschlüsse enthält. Diese Minerale treten auch selbständig auf, wobei in wenigen Fällen die typischen Lamellen, die auf Entmischung eines Hochtemperatur-Kupferkieses hindeuten, gefunden wurden. Auch Pentlandit-Entmischungen sprechen für hohe Temperaturen (Abb. 12). Scheelit tritt sowohl gebunden an die Magnetkies-Vererzung als auch im Nebengestein abseits der Derberze auf. Auch in Tonalitporphyriten der näheren Umgebung ist er, vor allem als tapetenförmige Kluffvererzung, zu finden.

Die Nähe der tonalitporphyritischen Körper genügte bisher als Anlaß, den Erzinhalt auf diese zu beziehen (SCHADLER 1929, SENARCLENS-GRANCY 1965). Gegen diese demnach tertiäre Metallherkunft sprechen die Entmischungserscheinungen des Kupferkieses und die Pentlandit-Entmischungen, die bei höheren Temperaturen entstanden sein müssen, als sie nachvariszisch bisher festgestellt wurden, da ein direkter Zusammenhang mit einem Porphyrit nicht besteht und kontaktmetamorphe Erscheinungen den Sulfiderzkörper nicht erreicht haben. Außerdem läßt sich eine gewisse Horizontbeständigkeit der Scheelit- und Magnetkies-Mineralisation beobachten, nämlich ihre Beschränkung auf Glimmerquarzite und geringfügig auf Karbonatlagen. Der Metallinhalt muß also schon vor der Intrusion der Porphyritkörper bestanden haben, die aber eine Mobilisation und Migration der bereits diffus vorhandenen Erzminerale sowie ihre Anreicherung in bestimmten Gesteinspartien im Sinne von KLEMM (1979) verursachten. Das gilt sowohl für die Sulfidparagenese wie auch für die Scheelitvererzung; diese ist ja ebenfalls in bestimmten Gesteinspartien stoffparallel angereichert. Dabei handelt es sich zum Teil um metamorphe Mobilisate und lateralsekretionäre Bildungen. Die schwache Erzführung der Porphyrite selbst ist durch ihre thermische Wirkung auf das Nebengestein erklärbar, wodurch sie randlich einen gewissen Erzgehalt übernehmen konnten (H. FUCHS 1980, 1982).

Vererzungen der Thurntaler Quarzphyllitzone

1. Kupferkiesvorkommen Burg und Anras/Pustertal

Im Burgertal, einem nördlichen Seitental des Drautales (Pustertal), liegen 750 m N der Ortschaft Burg bzw. 600 m E Vergein in 1520 m ü. NN verfallene Knappengruben. Abbauersuche auf

Kupferkies und silberhaltigen Bleiglanz Anfang des 19. Jahrhunderts brachten nur geringen Erfolg.

Erzträger sind Chloritphyllite, in deren Schieferungsflächen die Minerale Kupferkies, Arsenkies, Bleiglanz, Hämatit, Pyrit und Sekundärerze angereichert sind. Sie bilden millimeter- bis zentimeterdünne Lagen, die in einem etwa 2 m mächtigen Streifen der Phyllite stark angereichert sind. Pyrit war hier sicher auch als Primärerz vorhanden, wenn auch Verdrängungsbilder auf zusätzliche spätere Entstehung aus Magnetkies hinweisen. Das Vorkommen zeigt das typische Bild einer schichtgebundenen, primär sedimentären, metamorph überprägten Lagerstätte.

Etwa 4 km Luftlinie südwestlich davon liegt bei Anras (2,5 km NE Abfaltersbach) ein kleines Vorkommen, dessen Erze (nur wenige Haldenstücke) eine sehr ähnliche Paragenese und Anordnung zeigen; Erzträgergestein ist Quarzphyllit. Soweit aus dem wenigen Material abgelesen werden kann, gilt für diese Mineralisation das beim Vorkommen Burg Gesagte.

2. Kiesvorkommen Tessenberg-Panzendorf/Pustertal

Diese Mineralisationen liegen zwischen Sillian und Strassen nördlich des Pustertales. Die Tessenberger Stollen sind zum Teil über eine Forststraße, die von Tessenberg zur Fronstadl-Alm (2030 m ü. NN) führt, erreichbar; sie liegen zwischen 1750 m und etwa 2000 m ü. NN am SE-Abhang der Stulperrast. Das Vorkommen Panzendorf befindet sich am östlichen Hang des Villgraten Tales, der unterste Stollen auf 1170 m ü. NN ist nur 500 m N von Panzendorf; weitere Stollen liegen in 1215 m und 1240 m ü. NN. Nach SRBIK (1929) wurden die Gruben auf Eisen und Arsen gebaut, der Betrieb dauerte mit Unterbrechungen bis nach dem 1. Weltkrieg an.

Erzträgergestein sind Chloritphyllite, wie sie häufig innerhalb der Metabasitfolge der Thurntaler Quarzphyllitserie auftreten. Sie werden maximal bis 3 m mächtig. Bei den Metabasiten handelt es sich um Amphibolite, Epidot-Hornblende-Prasinite und Hornblendeschiefer, die teils als Linsen mit geringer Ausdehnung, teils über Kilometer hinweg horizontbeständig verfolgbar sind. Sie wurden mit den darüber liegenden Quarzphylliten gefaltet.

Die Grubenaufnahmen von HOLLER (1947) geben das Bild von generell ENE-streichenden, konkordanten Erzlagern, die in ihren höheren Bereichen 40–45° nach N einfallen. In diesen Lagern tritt hauptsächlich Pyrit mit untergeordneten Gehalten an Magnetkies und Kupferkies als Erzmineral auf. Darüber hinaus wurden Bleiglanz, Zinkblende, Kupferglanz, Arsenkies, Ilmenit, Rutil, Magnetit, Bournonit und Boulangerit beobachtet; Berthierit, Jamesonit, Gudmundit und Tetraedrit wurden beschrieben (HOLLER 1947, TORNQUIST 1935).

Die Kieslagerstätten dieser Zone haben HÖLL & MAUCHER (1976) mit altersmäßig und genetisch ähnlichen Kiesvorkommen der Nördlichen Grauwackenzone und der Kreuzeckgruppe verglichen und als altpaläozoische, schichtgebundene, primär sedimentäre, metamorph überprägte Lagerstätte gedeutet.

3. Kiesvorkommen Villgratener Tal

Diese Vorkommen nehmen genetisch dieselbe Stellung wie der Typ Tessenberg-Panzendorf ein; sie werden daher nur kurz gestreift:

Unterwalden: Bei der Einmündung des Tiefenbachs in den Villgraten Bach befindet sich an des-

sen orographisch linker Talseite eine Erzhalde; sie liegt direkt neben der Straße ins Villgratental, etwa 2,5 km N Panzendorf. Erzminerale sind Pyrit, Magnetkies, Magnetit und Kupferkies.

Sillianberger Alm: Diese Mineralisation liegt unterhalb der Hochrast Spitze (2436 m ü. NN) an der Staatsgrenze zu Italien. Die Erze bestehen hier hauptsächlich aus Pyrit, Kupferkies und Arsenkies.

Thurntaler: Nördlich des Thurntalers (2407 m ü. NN) in Richtung Innervillgraten, nicht weit von der Liftstütze bei 2250 m ü. NN, befindet sich in 2280 m ü. NN ein noch befahrbarer, etwa 70 m langer Stollen. Makroskopisch sichtbare Erze fehlen, die starke limonitische Verwitterung der Quarzphyllite weist aber auf einen Erzgehalt hin, der sich mikroskopisch als Pyrit, Arsenkies und Magnetkies, die an die Schieferungsflächen gebunden sind, erweist.

4. Scheelitvererzungen Villgratener Tal und Hochrast

Diese Scheelitvererzungen sind an Metabasitzüge gebunden, der Scheelit tritt in den dazugehörigen Amphiboliten, Epidot-Amphiboliten, Hornblendeschiefen und Prasiniten, die Bestandteile submarin abgelagerter und vulkanogener Ausgangsgesteine darstellen, sowohl in Form von Imprägnationen als auch als stoffparallele Einlagerung auf. Zwei Lokalitäten seien hervorgehoben:

Tafinalm: Das Vorkommen liegt 1,5 km S Innervillgraten und östlich vom Tafinbach; es wurde vor allem in den Jahren 1978 und 1979 durch Schurfstollen erschlossen.

Nebengestein der scheelitführenden Prasinite, die exakt als karbonatführende Epidot-Chlorit-Hornblende-Prasinite angesprochen werden können, sind Quarzphyllite, die bei stärkerer Chloritführung von den Prasiniten makroskopisch schwer zu unterscheiden sind. Neben Scheelit tritt auch Arsenkies auf, der regellos verteilt erscheint und häufig millimetergroße Kristalle bildet.

Hochrast — Gumriaul: Die scheelitführenden Prasinitkörper sind durch die im Kammbereich Markinkele (2545 m ü. NN) — Gumriaul (2524 m ü. NN) — Hochrast (2436 m ü. NN) verlaufende große Störungszone teilweise mit den Quarzphylliten verschuppt. Schieferungsparallele Feinlagen von Scheelit treten in Begleitung von Quarz und Karbonat auf. Im Vergleich zu den Erzen der Mineralisation Tafinalm sind gröberkörnige Scheelitaggregate vorhanden. Die stärkste Scheelitvererzung ist im Bereich des über 100 m mächtigen Amphibolitzuges von Gumriaul festzustellen.

Die Bildung der einzelnen Scheelitlagen ist deutlich prätektonisch, die stoffparallele Scheelitvererzung ist also ursprünglich schicht- und zeitgebunden und steht in Zusammenhang mit submarinen basischen Vulkaniten. Es besteht auch ein enger altersmäßiger und genetischer Zusammenhang zwischen diesen W-As-Vererzungen und den Kiesvorkommen der Thurntaler Quarzphyllitserie. Metamorphe Stoffverschiebungen haben die Mineralisation nur wenig beeinflusst, nur in geringem Maß erfolgte die Bildung von Scheelitporphyroblasten durch Sammelkristallisation während der alpidischen Metamorphose.

Erzvorkommen in der Kreuzeckgruppe und im Gailtalkristallin

Es handelt sich dabei um Vererzungen im Osttiroler Anteil dieser geographisch-geologischen Einheiten. Die Vorkommen wurden von TORNUST (1934), HÖLL & MAUCHER (1968) und LAHUSEN (1969, 1972) ausführlich beschrieben und in dieser Arbeit nur der Vollständigkeit halber erwähnt.

Kreuzeckgruppe:

Diese Berggruppe hängt in geologischer Sicht im Westen direkt mit der Schobergruppe und demnach mit der Zone der Alten Gneise zusammen. Ihr Gesteinsbestand aus Paragneisen, Granatphylliten, Orthogneisen, Granatglimmerschiefern sowie alpidischen Intrusiva entspricht dem der Schobergruppe und des Defereggengebirges. In der epizonal-metamorphen Glimmerschiefermasse am Südrand der Kreuzeckgruppe liegen, nur zum Teil auf Osttiroler Gebiet, alte Antimonit- und Zinnerbergbau, auch Scheelitvererzungen wurden in neuerer Zeit festgestellt.

1. Antimonbergbau Rabant

Der ehemalige Bergbau im Revier Rabant NW Oberdrauburg/Kärnten erstreckt sich über etwa 3,5 km Länge von der Mariengrube und dem Johannesstollen ca. 500 m NE Nörsach/Osttirol bis zu den Abbauen Rabant, Edenstollen und Gursenkammer ca. 2,5 km W Zwickenberg oberhalb von Oberdrauburg, wobei die letztgenannten Abbaue bereits auf Kärntner Gebiet liegen. Die erste urkundliche Erwähnung geht auf das Jahr 1669 zurück, der Abbau wurde erst 1953 eingestellt.

Das Vorkommen befindet sich im mittelostalpinen Altkristallin der Kreuzeckgruppe (TOLLMANN 1977). Auf Grund großtektonischer Grenzflächen hat LAHUSEN (1969) dieses Gebiet von S nach N folgendermaßen gegliedert: Mesozoikum/vererzte Rabant-Phyllite/Glimmerschiefer-Gneisserie.

Die primär schichtgebundene Sb-W-Hg-Paragenese ist an Grünschiefer gebunden. Diese Vulkanite, nämlich roteisenführende Metadiabase, deren Tuffe und auch schwarze Kieselschiefer, werden als altpaläozoisch eingestuft (HÖLL & MAUCHER 1968). Diese Auffassung der Gesamtsituation wird von LAHUSEN (1969, 1972) auf Grund des schichtkonkordanten Auftretens von Antimonit und Scheelit sowie der typisch syngenetischen Paragenesen bestätigt. Eine Ausnahme bildet nur die deszendente Vererzung der Mariengrube.

REIMANN (1980) hat die paläozoische, vulkano-sedimentäre Abfolge von Gesteinen, in die die Antimonit- und anderen Sulfidvorkommen eingebettet sind, genau bearbeitet. Auch nach seiner Auffassung scheint die syngenetisch submarin-exhalative Erzbildung zur Erklärung dieser Vorkommen am geeignetsten. Die auftretenden Amphibolite können heute mit Hilfe geochemischer Methoden als oceanfloor-Basalte eingestuft werden.

Drauzug mit Gailtalkristallin:

Dieses südlich der Drau gelegene Gebiet Osttirols stellt einen wurzelnahen Teil des oberostalpinen Deckensystems vor und besteht aus einem kleinen Anteil Kristallin (Gailtalkristallin) als Rest

des Sockels dieses Deckensystems, wenig Paläozoikum, sowie mächtigem, nicht-metamorphem Mesozoikum (TOLLMANN 1977).

Das die Metallanreicherungen enthaltende Gailtalkristallin zieht in etwa 2—3 km Breite von Sillian aus gegen SE; es wird im Raum Sillian-Obertilliach aus drei Serien aufgebaut, nämlich aus Staurolith- und Granatglimmerschiefern sowie Gneisen, aus einer Zone mit Biotitgneisen, Augengneisen und Pegmatitgneisen, sowie im Norden aus Granatglimmerschiefern und Amphiboliten. Die Gesteine wurden einer voralpidischen Hauptmetamorphose und einer ebenfalls noch alpidischen Diaphthorese unterworfen.

2. komplexe Antimon-Silber-Vererzung »Am Brand«/Abfaltersbach

Dieses Erzvorkommen liegt im Bereich der Quellbäche des Auenbachs zwischen 1500 m und 1800 m ü. NN und ist durch einen von der Draubrücke S Abfaltersbach ausgehenden Güterweg erreichbar. Im 16. und 17. Jahrhundert wurden silberhältiges Antimon-Fahlerz, Bleiglanz und Kupferkies abgebaut (SRBIK 1929).

Das Vorkommen liegt in Glimmerschiefern des Gailtalkristallins in einer diaphthoritischen, phylitischen Zone (TORNQUIST 1934). Die Erzkörper zeigen innerhalb geringer Entfernung sehr verschiedene Paragenesen, so daß TORNQUIST Erzzüge mit Kupferkies-Fahlerz, mit Pyrit-Magnetkies, mit Bleiglanz-Zinkblende und einen Antimon-Erzzug unterscheidet.

3. Antimon-Scheelit-Vorkommen Obertilliach

Diese Mineralisation liegt im Gailtal ca. 3 km NW Obertilliach am SW-Abhang des Dorfberges in 1910 m ü. NN. Die umgebenden Gesteinsserien werden aus quarzreichen Biotitglimmerschiefern und Biotit-Muskovit-Quarziten, die mehrere Lagen von Grüngesteinen enthalten, aufgebaut. Nach den Untersuchungen von HÖLL & MAUCHER (1968) und LAHUSEN (1969, 1972) ergibt sich eine Übereinstimmung der Erzführung (Paragenese und Verbandsverhältnisse) mit den syngenetischen Antimon-Scheelit-Vererzungen in der südlichen Kreuzeckgruppe.

Ergebnisse

Bei den bearbeiteten Erzvorkommen handelt es sich größtenteils um stoffkonkordante Metallanreicherungen, wobei der Mineralbestand dem Metamorphosegrad der Serien entspricht. Die zugehörigen Gesteinsserien reichen vom Altpaläozoikum bis zum höheren Jura. Die Vererzungen treten generell schichtgebunden auf, ausgenommen sind nur Fe-Cu-Ni-Vererzungen in jurassischen Serpentiniten. Die Schichtgebundenheit läßt sich in der lagigen Erstreckung von einigen Metern über den Hundertmeter-Bereich bis zu mehreren Kilometern beobachten.

Auf die großtektonischen Einheiten sind die bearbeiteten Erzvorkommen folgendermaßen verteilt:

Untere Schieferhülle:

Eine heute allgemein interessante Mineralisation bilden die an Gesteine der altpaläozoischen Habachserie gebundenen Scheelitvererzungen, welche von HÖLL (1975) als exhalativ-synsedimentär entstanden gedeutet werden. Nach den bisherigen Erfahrungen ist es sogar möglich, in

weiten Bereichen die generell schichtigen Scheelitanreicherungen als stratigraphischen Leithorizont zu betrachten. Der Scheelit, der an Albit-Biotitgneise und Hornblendeprasinite gebunden ist, konnte im Bereich Meßlingscharte-Grauer See (Felbertauern) auf ca. 5 km hinweg s-gebunden verfolgt werden; diese Vererzungen stellen die östliche Fortsetzung der ebenfalls schichtgebundenen Scheelitlagerstätte Mittersill im Felbertal dar. Nach HÖLL (1975) sind die Scheelitvorkommen in den Ostalpen genetisch in zwei Typen zu ordnen: nämlich in schicht- und zeitgebundene Vererzungen, welche die Mehrzahl bilden, und die regenerierten Scheelitvererzungen, welche aus altpaläozoischen Gesteinsserien im Zusammenhang mit den variszischen, sialisch-paligenen Aufschmelzungsprozessen entstanden sind.

Weiters treten in der Unteren Schieferhülle tektonisch eingeschuppte Zentralgneislamellen auf, die als Akzessorien relativ homogen verteilte Thorium- und Uranhaltige Minerale erkennen lassen. Dabei ist die Anlage der radioaktiv strahlenden Elemente als primär anzusehen.

In Gesteinen, die altersmäßig in das Perm eingestuft werden können und im Grenzbereich zur Oberen Schieferhülle auftreten, kann ebenfalls eine im Streichen einigermaßen verfolgbare Serie von Radioaktivitätsanomalien beobachtet werden. Die Uraninitanreicherungen können vom Raneburger See bis zum Gebiet Umbaltal — Windtal (Ahrntal), was einer Erstreckung von ca. 30 km im Streichen entspricht, mit großen Unterbrechungen verfolgt werden, so daß diesen stoffparallelen Urananreicherungen die Bedeutung eines geochemischen Leithorizonts zukommt.

Weitere stoffkonkordante und wahrscheinlich sedimentogene Vererzungen sind mehrere kleine Kiesvorkommen sowie eine Bleiglanz-Zinkblende-Mineralisation.

Obere Schieferhülle:

Innerhalb dieser Einheit treten zahlreiche schichtgebundene Kiesmineralisationen auf, die dem Streichen folgend vom Pfitschertörl (Südtirol) bis weit gegen Osten verfolgt werden können, nämlich über Virgental und Kalsertal bis nach Heiligenblut. Die Erzminerale treten durchwegs in Ophiolitabfolgen auf, wobei die Grenznähe zu den benachbarten Kalkglimmerschiefern und untergeordnet Karbonatquarziten bevorzugt ist. Innerhalb der bis zu 1000 m mächtigen Ophiolithserien, die tholeiitisch-basaltische Zusammensetzung zeigen, treten die Kiese in Form von Imprägnationen bevorzugt in den stratigraphisch höheren Abschnitten auf. Altersmäßig ist das Muttergestein dem Jura zuzuordnen. Die einst reich gebaute Lagerstätte Prettau/Ahrntal (Südtirol) gehört als bekanntestes Beispiel diesem Vererzungstyp an.

An anderen Mineralisationen der Oberen Schieferhülle sind noch mehrere, an Prasinite gebundene kleine Anreicherungen von Hämatit und Magnetit zu nennen, die im Bereich Virgental — Tauerntal eine Horizontgebundenheit erkennen lassen.

Eine im Kleinbereich diskordante Fahlerz-Kupferkies-Mineralisation bei Firschnitz im Froßnitztal, deren genaue genetische Stellung noch nicht eindeutig erkannt werden konnte, nimmt insofern eine Sonderstellung ein, als sie den einzigen Fundpunkt dieser Mineralparagenese im Aufnahmegebiet darstellt. Es könnte sich dabei möglicherweise um eine bankungsgebundene brecciöse Vererzungszone handeln.

Ebenso eigenständig erscheinen die stoffkonkordant auftretenden metamorphisierten Eisenerzvorkommen des Froßnitztales. In Bezug auf die Herkunft des Eisens kann nichts Sicheres ausge-

sagt werden, es dürfte aber teils sedimentogen, teils durch Zufuhren aus geosynklinalem Magmatismus entstanden sein.

Innerhalb dieser großtektonischen Einheit sowie in der anschließend besprochenen treten auch einige nicht schichtgebundene Mineralisationen in jurassischen Serpentiniten auf. Die Serpentinzüge selbst lassen aber eine Horizontgebundenheit an die Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Abfolgen der Oberen Schieferhülle und Matreier Schuppenzone erkennen, und man kann sie von Heiligenblut (Kärnten) gegen Westen über das Ködnitztal, Kalsertal bis ins Dorfertal dem Streichen nach verfolgen. Als Ausgangsmaterial wird für diese Ophiolithserie echter Ozeanboden-Basalt angenommen. Nicht anzuzweifeln ist die metamorphe Prägung des Gesteinsmaterials im Zuge der alpidischen Orogenese, in der mit bedeutender Stoffzufuhr im Tauernbereich aber nicht gerechnet werden kann.

Matreier Schuppenzone:

Was die Kiesvorkommen dieser Einheit betrifft, so gilt dasselbe wie für die der Oberen Schieferhülle, denn auch hier ist eine weitreichende Horizontgebundenheit sowie ein Auftreten im Bereich von Ophiolithen zu beobachten. Ebenso sind auch die die Kieserze begleitenden Grünesteine in den Jura zu stellen.

Im Ködnitztal bei Kals treten in jurassischen Gesteinen mehrfach Manganvererzungen auf. Die durchgeführten petrographisch-lagerstättenkundlichen Kartierungen zeigten eindeutige Horizontgebundenheit bei stoffkonkordantem Auftreten im Kleinbereich. Diese metamorphen Manganerzvorkommen könnten mit ungefähr gleichaltrigen Vorkommen in den Nördlichen Kalkalpen verglichen werden und einer »entfernt-kieseligen Formation« (SHATSKIJ 1954; zitiert bei GRUSS 1958) der Manganschiefer-Hornstein-Formation zugeordnet werden.

Zone der Alten Gneise:

Diese Zone ist allgemein Träger zahlreicher Kupferkies-Magnetkies-Anreicherungen, wobei das Auftreten von vorwiegend Kupferkies in den phyllonitischen, mesozonal bzw. retrograd-metamorphen Gesteinen des Altpaläozoikums, von Magnetkies-Arsenkies in quarzitischen Gesteinen und im Zusammenhang mit Tonaliten auffällt.

Die die Kupferkiesanreicherungen enthaltende Glimmerschieferserie wird altersmäßig in das Ordovizium bis Silur eingestuft und liegt im Nordteil des Deferegger Altkristallins. Diese Mineralisationen konnten in einzelnen Bereichen auf mehrere Kilometer in der lagigen Erstreckung verfolgt werden und sind als primär syngenetisch-sedimentär entstandene Metalleianreicherung mit metamorphen Mineralumsetzungen zu betrachten.

Die quarzitischen Gesteine enthalten neben den ständig vertretenen Erzmineralen Magnetkies und Arsenkies stellenweise Scheelit, zum Teil auch Zinkblende und Bleiglanz. Diese Art der Anreicherung kann vom Lienzer Schloßberg bis zum Gebiet der Grünalpe/S Hopfgarten mit einigen Unterbrechungen festgestellt werden, was einer Erstreckung von etwa 17 km im Streichen entspricht. Die Untersuchungen lassen tektonische Verformung der Erzlager zusammen mit dem Begleitgestein erkennen.

Scheelitmineralisationen sind in der Zone der Alten Gneise aber auch an Metabasite und Tonalite gebunden und treten sowohl stoffkonkordant als auch diffus verteilt auf. Anreicherungen in den Quarziten und im Tonalitkontakt finden sich vorwiegend im Bereich des Iseltales; die Scheelit-

führung, die an die Metabasite gebunden ist, tritt nur in der Thurntaler Quarzphyllitserie auf.

Der ganze Bereich des Altkristallins ist von porphyritischen Gängen, die unter verschiedenen Namen in der Literatur aufscheinen und die vor allem seit ANGEL-HERITSCH (1931) auf die Rieserferner Intrusion bezogen werden, durchschwärmt. Wegen der Nähe solcher tonalitporphyritischer Körper wurde der Erzinhalt vieler Vorkommen auf diese bezogen (SCHADLER 1929; SENARCLENS-GRANCY 1932, 1965) und die Vererzungen als dementsprechend jung eingestuft. Mineralogische Befunde, etwa Entmischungserscheinungen, lassen aber den Schluß zu, daß die Erzminerale bei höheren Temperaturen, als sie nachvariszisch bisher nachgewiesen wurden, entstanden sein müssen; die entsprechend hohen Temperaturen traten nur bei der vorvariszischen Metamorphose auf, der Metallinhalt muß also schon zu dieser Zeit bestanden haben. Die Aufheizung durch die Porphyritkörper bewirkte nur eine Mobilisation und teilweise Abwanderung der in den Nebengesteinen bereits diffus vorhandenen Erzparagenese sowie ihre Anreicherung in dazu geeigneten Gesteinspaketen im Sinne von KLEMM (1979). Über die ursprüngliche Herkunft der Metalle kann aber kein Hinweis gegeben werden, da echte primäre Strukturen nicht beobachtet werden konnten.

Zusammenfassend für die Erzvorkommen aller bearbeiteten geologischen Einheiten ist also sowohl im Geländeaufschluß als auch im Mikrobereich die prädeformative Anlage der meisten Mineralisationen belegbar. Die Erzminerale wurden in sämtliche Verfaltungen miteinbezogen; Kleinfältelungen im Mikrobereich, bei denen die Stoffkondordanz trotz des Bewegungsvorganges noch gewahrt blieb, sind häufig erkennbar. Dabei sind nur jene Erzkörper kataklastisch beeinflusst, die dem primären Stoffbestand entsprechen. Daneben finden sich aber auch Porphyroblasten, die durch syn- bis postkinematische Sammelkristallisation entstanden. Der Grund für diese Umlagerungen und Umkristallisationen ist zweifellos in der Tauernkristallisation zu suchen.

Damit sprechen die Ergebnisse der Untersuchungen in den meisten Fällen eindeutig für eine primär submarin-syngenetische Anreicherung von Metallen. Erst durch metamorphe Einflüsse wurden primäre Mineralbestände später verändert. Durch diese Erkenntnisse war es aber auch möglich, mehrere Leithorizonte herauszuarbeiten:

- a) Die Scheelitvererzungen in altpaläozoischen Gesteinen der Unteren Schieferhülle, die sich von der Lagerstätte Mittersill ca. 12 km bis in das Gebiet Tauerntal in Osttirol erstrecken.
- b) Urananreicherungen in permischen Gesteinen; sie lassen sich vom Raneburger See in Osttirol mit Unterbrechungen bis nach Südtirol (Windtal/Ahrntal) verfolgen.
- c) Dem Jura der Oberen Schieferhülle und der Matreier Zone können als wichtiger Leithorizont die Kies-Kupfer-Vererzungen zugeordnet werden, die von Sterzing in Südtirol über das Virgental und Kalsertal in Osttirol bis nach Heiligenblut und Fragant (Kärnten) mehrfach wieder auftreten.
- d) Kupferkies-Magnetkies-Vererzungen in altpaläozoischen Glimmerschiefern und Glimmerquarziten der Zone der Alten Gneise sind über viele Kilometer im Streichen verfolgbar.
- e) Scheelit-Arsenkies-Anreicherungen sowie kupferführende Mineralisationen sind an die Metabasitserie der Thurntaler Quarzphyllitzone gebunden.

Bergwirtschaftliche Betrachtungen

Die durch die Erdölkrise deutlich gemachte Rohstoffverknappung führte in den letzten Jahren zu einem stärker werdenden Rohstoffbewußtsein in Österreich. Daher sollen abschließend noch einige allgemeine Gedanken hinsichtlich möglicher Nutzung zumindest einiger der bearbeiteten Vorkommen geäußert werden.

Von allen Erzvorkommen besitzen einzig die Scheelitmineralisationen ein gewisses bergwirtschaftliches Interesse, und zwar soweit sie als Indikationen für eine weitreichende Vererzung anzusehen sind. Hierbei sind die primär schichtgebundenen Vererzungen und die remobilisierten Mineralisationen unterschiedlich zu bewerten.

Wirtschaftliche Bedeutung könnte nur dem ersten Vererzungstyp zugesprochen werden; genauere Aussagen hinsichtlich Mächtigkeit und Metallgehalt können aber nur nach vorangegangener detaillierter geologischer Kartierung und tektonischer Analyse mittels Kernbohrungen getroffen werden, wie sie im Rahmen angewandter Forschungen für einen Teil dieser Mineralisationen bereits durchgeführt wurden.

Den remobilisierten gangförmigen Scheelitvorkommen scheint keine direkte wirtschaftliche Bedeutung zuzukommen. Sie können allenfalls aber als Indikationen für tieferliegende, schichtgebundene Vererzungen angesehen werden.

Darüber hinaus könnte auch das Manganerz-Vorkommen im Ködnitztal von bergwirtschaftlichem Interesse sein, da die Mineralisation einen Metallgehalt von über 50% Mn im Erz schätzen läßt. Vorratsberechnungen wurden durch NEINAVAIE (1979) angestellt.

Bei den Uran-Vererzungen ist infolge Fehlens jeglicher Parameter eine Bewertung schwierig. Die Mineralisationen von Fe, Cu, As, Pb und Zn sind gegenwärtig sicher von keiner wirtschaftlichen Bedeutung. Es sind bei keinem der bearbeiteten Vorkommen Hinweise auf großräumige Vererzung gefunden worden. Von gewissem Interesse könnten allerdings Spurenmetallgehalte, vor allem von Edelmetallen sein, doch liegen hierüber erst spärliche Informationen vor.

Da sich bei keinem Vorkommen eine heute wirtschaftlich interessante Mineralisation andeutete, wurde auch der Begriff »Lagerstätte« in keinem Fall verwendet und nur von Mineralvorkommen, Erzvorkommen, Mineralisation etc. gesprochen.

Wenn diesen Erzvorkommen gegenwärtig auch kein vorrangiges Interesse zukommt, so sind die gewonnenen Ergebnisse doch im Rahmen einer Inventaraufnahme mineralischer Rohstoffe Österreichs zu beachten. Im Falle zukünftiger Rohstoffverknappungen könnten diese Erkenntnisse zumindest im einen oder anderen Fall zu weiteren angewandten Forschungen Anlaß geben.

Literaturverzeichnis

- ANDREATTA, C.: Über die Entstehung regenerierter Lagerstätten durch Magmatismus und tektonisch-metamorphe Mobilisierung. — N. Jb. Min., Abt. A, 131—142, 1953
- ANGEL, F. & HERITSCH, F.: Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. — Cbl. Miner. etc., Abt. B, 516—527, 1931
- ANGER, G.: Die genetischen Zusammenhänge zwischen deutschen und norwegischen Schwefelkies-Lagerstätten. — Clausthaller Hefte, H. 3, Herausg. H. BORCHERT, Gebr. Borntraeger, Berlin 1966
- BERGER, A.: Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Mangans. — Clausthaller Hefte, H. 7, Berlin-Stuttgart 1968
- CLAR, E. & FRIEDRICH, O. M.: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. — Zeitschr. f. prakt. Geol., Jg. 41, H. 5, 73—88, 1933
- CLIFF, R. A.: The Age of Tonalites in the South-East Tauernfenster Austrian Alps — Rb/Sr whole Rock ages on some associated Leucogranites. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1968, Stuttgart 1968
- CLIFF, R. A. & REX, D. C.: Mineral Ages from Austro-Alpine Nappe, in the Deferegger Mountains, East-Tyrol, Austria. — Ann. Report Res. Inst. African Geol. 20, Leeds 1976
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes I. — Abh. d. Zweigst. Wien d. Reichsst. f. Bodenforsch., 25, 1—306, Wien 1939
- EL AGEED, A. I.: The Hochgrößen Ultramafic Association, its Associated Mineralization and Petrogenetic Significance. — Mat.-natw. Fak. d. Univ. Köln, Dissertation 1979
- EXNER, C.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. — Verh. Geol. B.-A., 1976, Wien 1976
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-A. 1958, 101, 3, Wien 1958
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. — Der Aufschluß, Sh. 15, Heidelberg 1966
- FRIEDRICH, O. M.: Notizen über ein Magnetkiesvorkommen bei Schlaiten im Iseltal, Osttirol. — Berg- u. Hüttenm. Mh. 89, 101—102, Wien 1941
- FRIEDRICH, O. M.: Überschiebungsbahnen als Vererzungsflächen. — Berg- und Hüttenm. Mh. 93, 14—16, Wien 1948
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rundschau, 7/8, 371-407, Radenthein 1953
- FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. — Archiv Lgst. forsch. Ostalpen 8, 1—136, Leoben 1968
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner — Gerlospaß). — Mitt. Geol. Ges. Wien 66/67 (1973/1974), Wien 1974
- FUCHS, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze-Großvenediger (Hohe Tauern). — Mitt. Ges. d. Geol. u. Bergbaustud., Jg. 1956, 29—42, Wien 1956
- FUCHS, H. W.: Vorläufige Mitteilung über eine Magnetkies- und Scheelitanreicherung im Altkristallin des Lienzer Schloßbergs. — Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Jg. 1980, Nr. 2, 23—27, 1980
- FUCHS, H. W.: Eine metamorphe, alpidisch mobilisierte Kies- und Scheelitanreicherung im Altkristallin des Defereggengebirges (Osttirol). — Veröff. Mus. Ferd., Bd. 61, 13—24, Innsbruck 1981
- FUCHS, H. W.: Magnetkies- und Scheelitanreicherungen in den »Alten Gneisen« des Lienzer Schloßberges (Osttirol). — Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., Bd. 2, 67—70, Wien 1982
- GASSER, G.: Die Mineralien Tirols. — Verlag Wagner'sche Universitätsbuchhandlung, Innsbruck 1913
- GHASSEMI, B.: Über Erzvorkommen im Defereggengebirge, in der Lasöring- und Schobergruppe (Osttirol). — Diss. Univ. Ibk. 1980
- GRUSS, H.: Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten. — N. Jb. Min., Abh. 92, H. 1, Stuttgart 1958

- HEGEMANN, F.: Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr. — Fortschr. Min. 27, 54—55, Stuttgart 1948
- HÖLL, R.: Scheelitvorkommen in Österreich. — Erzmetall, 24, H. 6, 273—282, Stuttgart 1971
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. — Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abh., Neue Folge, 157 A, 1—114, München 1975
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. — In: K. H. Wolf (Ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, 1—36, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam 1976
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux. — Sitzber. bayer. Akad. Wiss., meth.-natw. Kl., 1967, 1—11, München 1968
- HOLLER, H.: Bericht über die montangeologische Untersuchung des Bergbaues Villgraten (Osttirol). — Archiv Leoben, 1947
- HOLLER, H.: Bericht über die montangeologische Untersuchung des Schwefelkiesbergbaues Panzendorf (Osttirol). — Archiv Leoben 1947
- JUBELT, R. & SCHREITER, P.: Gesteinsbestimmungsbuch. — Deutscher Verlag f. Grundstoffindustrie, Leipzig 1977
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. — Jb. Geol. B.-A., 102, Wien 1959
- KLEMM, D. D.: Nachkonzentration schichtgebundener Vererzungen durch thermische Mobilisation. — Schriftenr. d. Ges. Dtsch. Metallhütt. u. Bergl., H. 33, 183—196, Clausthal-Zellerfeld 1979
- LAHUSEN, L.: Die schicht- und zeitgebundenen Antimonit-Scheelitvorkommen und Zinnober-Vererzungen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe in Kärnten und Osttirol, Österreich. — Diss. natwiss. Fak. Univ. München, 139 S., München 1969
- LAHUSEN, L.: Schicht- und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnober-Vererzungen in Kärnten und Osttirol/Österreich. — Mineral. Deposita 7, Berlin 1972
- McDONALD, J. A.: Metamorphism and its effects on Sulphide Assemblages. — Mineralium Deposita, 200—215, 1967
- MEIXNER, H.: Piemontit aus Osttirol und Romeit aus den Radstädter Tauern; eine Notiz zu tauernmetamorphem Manganvorkommen Osttirols und Salzburgs. — N. Jb. f. Min., S. 174, Wien 1951
- MILLER, C.: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. — Tscherms. Min. Petr. Mitt., 24, 221—277, Wien 1977
- MILLER, C.: Untersuchungen zur Frage der Genese und Metamorphose frühalpidischen Ozeanbodens im Tauernfenster. — Hochschul-Forschungsschwerpt. S. 15, Jahresbericht, Graz-Leoben 1980
- NEINAVAIE, M. H.: Schichtgebundene Metallanreicherungen in den Schieferhüllen und in der Matreier Zone Osttirols. — Diss. Univ. Ibk. 1979
- PAPE, H.: Leitfaden zur Bestimmung von Erzen und mineralischen Rohstoffen. — Ferd. Enke-Verlag, Stuttgart 1977
- PETRASCHECK, W.: Das Alter alpiner Erze. — Verh. Geol. B.-A., 108—109, Wien 1926
- PETRASCHECK, W.: Die alpine Metallogene. — Jb. Geol. B.-A., 90, 129—149, Wien 1945
- PETRASCHECK, W. E.: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogene. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 175, 57—74, Wien 1966
- PETRASCHECK, W. E.: Zur Altersbestimmung einiger ostalpinen Erzlagerstätten. — Mitt. Österr. Geol. Ges., 68 (1975), 79—87, Wien 1978
- PREUSCHEN, E. & PITTIONI, R.: Osttiroler Bergbaufragen. — Carinthia I, 143, 575 ff., 1953
- PREY, S.: Der ehemalige Großfraganter Cu- und Schwefelkiesbergbau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 163—200, Wien 1962
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F.: Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austriac Basement of the Eastern Alps. — Tscherms. Min. Petr. Mitt. (3) 22, 175-199, Wien 1975

- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. — Akademie-Verlag, 2. Aufl., Berlin 1975
- REIMANN, C.: Litho-geochemie und schichtgebundene Vererzung in der Kreuzeckgruppe, Kärnten. — Diss. Leoben 1980
- SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen. — Jb. Geol. Staatsanst., 3, H. 4, 173—224, Wien 1921
- SCHADLER, J.: Geologische Beobachtungen am Ostrand des Defereggengebirges (Michelbachtal). — Mitt. natw. Ver. Stmk., 66, 64—71, Graz 1929
- SCHMID, H.: Geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich der Kieslagerstätte Prettau, Ahrntal. — Diss. Univ. München 1973
- SCHMIDEGG, O. & ZIRKL, E. J.: Uranvererzungen in Südtirol. — Verh. Geol. B.-A., 1, H. 2, 97—109, Wien 1963
- SCHMIDT, W. J.: Die Matreier Zone in Österreich. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math. natw. Kl., Abt. I, I. Teil: 159, S. 291—332, Wien 1950; II. Teil: 160, 711—760, Wien 1951; III. Teil: 161, 343—371, Wien 1952
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. — N. Jb. f. Min., 47—86, 1952
- SCHULZ, O.: Beiträge zur Metallogene in den Ostalpen. — Verh. Beol. B.-A., Jg. 1979, H. 2, 237—264, Wien 1979
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Die geologischen Verhältnisse am Ostrande des Tonalites der Rieserfernergruppe. — Cbl. Mineral. Geol. paläont. Abt. B, 150—153, Stuttgart 1930
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Beiträge zur Geologie der Deferegger Berge und der westlichen Schobergruppe in Osttirol. — Cbl. Mineral. Geol. paläont. Abt. B, 481—490, Stuttgart 1932
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. — Z. dtsh. geol. Ges., 116 (1964), 502—511, Hannover 1965
- SÖLCH, I.: Geographie des Iselgebietes in Osttirol. — Geograph. Inst. Univ. Freiburg i. Breisgau u. Heidelberg, Selbstverlag, 1933
- SRBIK, R.: Bergbau in Tirol und Vorarlberg. — Ber. natw. med. Verein, 41, Innsbruck 1929
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. I. — 766 S., Deuticke-Wien 1977
- TORNQUIST, A.: Die hochmetamorphe Kieslagerstätte von Tessenberg-Panzendorf in Osttirol. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 19—33, Wien 1935
- TORNQUIST, A.: Eine perimagmatische Antimon-Silber-Erzlagerstätte südlich Abfaltersbach, Osttirol. — Z. dt. geol. Ges., 85 (1933), 53—77, Berlin 1934
- TROLL, G. et al.: Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. — Geol. Rdsch. 65, Stuttgart 1976
- TUFAR, W.: Das Problem der alpinen Metallogene, beleuchtet am Beispiel einiger Erzparagenesen vom Alpenostrand. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math. natw. Kl., Abt. I, 177, 1—20, Wien 1969
- WEINSCHENK, E.: Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. — Wilh. Engelmann, Leipzig 1896
- WENGER, H.: Die Scheelitlagerstätte Tux. — Radex Rundschau, 2, 109—132, Radenthein 1964
- WOLFSTRIGL-WOLFSKRON, M. R.: Die Tiroler Erzbergbaue 1301—1665. — Wagner'sche Verlagsbuchhandlung Innsbruck, 1903

Anschrift der Verfasser:

Dr. Mohammed Hassan NEINAVAIE
VOEST-ALPINE-AG
Mineralwirtschaft und Bergbauengineering
A-8790 Eisenerz

Dr. Behrouz Ghassemie
Rehgasse 21
A-6020 Innsbruck

Dr. H. W. Fuchs
Mineralogisches Institut der 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: 1983

Band/Volume: [63](#)

Autor(en)/Author(s): Neinavaie Mohammed Hassan, Ghassemi Behrouz, Fuchs Herbert W.

Artikel/Article: [Die Erzvorkommen Osttirols. 69-113](#)