

Der As-Au-Ag-Bergbau Rotgülden im Lungau

Von JOHANNES WEIDINGER & MICHAEL LANG*)

Mit 16 Abbildungen und 1 Tafel (Beilage)

Salzburg
Lungau

Lagerstätte

Arsen

Gold

Silber

Erzmikroskopie

Genese

Österreichische Karte 1:50.000

Blatt 156

Inhalt

Zusammenfassung	233
Summary	233
1. Lage und Beschreibung	234
2. Geologie und Tektonik	234
2.1. Regionale Geologie	234
2.2. Geologie und Tektonik im Lagerstättenbereich	237
2.2.1. Geologie	237
2.2.2. Tektonik	238
3. Vererzung	238
3.1. Vererzungstypen	238
3.2. Ergebnisse der Erzmikroskopie	240
4. Edelmetallverteilung	244
5. Überlegungen zur Genese	244
6. Bildungsbedingungen	246
Dank	246
Literatur	247

Zusammenfassung

In den permo- mesozoischen Metasedimenten der Silbereckserie (Tauernostrand) treten, hauptsächlich an die Marmore gebundene Edelmetallmineralisationen auf. Die Untersuchung der Typlokalität dieser Vererzungen, der As- Au- Ag Lagerstätte Rotgülden, zeigt, daß diese Mineralisation an eine alpidische Störung gebunden und durch hydrothermale Erzlösungen gebildet worden ist. Im Bergbaubereich können vier Vererzungstypen unterschieden werden: Eine Arsenopyrit- betonte Vererzung im Chloritschiefer bzw. Kalkmarmor, eine massige Pyrrhotin- Arsenopyrit- Pyrit- betonte Vererzung im Dolomitmarmor, sowie eine Chalkopyrit-Pyrit Imprägnation in diesem.

Gold kommt vorwiegend als Einschluß im Arsenopyrit und Pyrrhotin vor. Charakteristisch ist die Assoziation von edelmetallhaltigen Phasen (Hessit, Gustavit, Gold) mit ged. Wismut und Bismuthinit.

The As-Au-Ag Deposit Rotgülden (Lungau, Salzburg)

Abstract

Precious metal (Au, Ag) mineralisations occur in Mesozoic (Triassic?) metasediments of the Silbereckserie. In the eastern part of the Hohe Tauern Rotgülden is the largest deposit and had been mined for Au, Ag and As. The mineralisation is controlled by an (?) Alpidic fault.

Four different ore types can be distinguished forming an ore body of 10 m x 30 m x more than 100 m. Type I is characterized by dominant arsenopyrite in calcitic marbles, resp. chlorite- schists (Type II), Type III is a massive pyrrhotite- arsenopyrite- pyrite mineralisation in dolostones, whereas Type IV is represented by a dissemination of pyrite and chalcopyrite adjacent to it.

Gold mainly occurs as inclusions in pyrrhotite and arsenopyrite. The association of gold with Bi- bearing phases is characteristic in this deposit.

*) Anschrift der Verfasser: Mag. JOHANNES WEIDINGER, Mag. MICHAEL LANG, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34/III, A-5020 Salzburg.

1. Lage und Beschreibung

Im obersten Murtal (Lungau) liegt, fünfeinhalb Kilometer westlich der Ortschaft Muhr, Rotgülden. Kurz oberhalb des Kraftwerks Rotgülden endet die öffentliche Straße. Hier standen bis vor wenigen Jahrzehnten noch die Ruinen der ehemaligen Arsenaufbereitung. Der einst so berühmte Arsenikbergbau Rotgülden erlebte seinen letzten Höhepunkt in den 20er Jahren unseres Jahrhunderts, als ein weltweiter Arsenikboom den Abbau im bereits stillgelegten Werk noch einmal kurzzeitig möglich machte.

Nahe der Schlucht des Rotgüldenbaches sind die alten Haldenreste vor dem Mundloch des Friedrichstollens (SH. 1500 m) gut erkennbar. Seit Herbst 1988 ist dieser Stollen für Befugte wieder fahrbar gemacht. Etwa hundert Meter oberhalb des Mundloches sieht man im Marmor einen höhlenähnlichen Eingang. Dies ist das Tagtor des Schmiedenstollens (SH. 1580), des höchsten Niveaus im Bergbaue. Die Mundlöcher zweier weiterer ehemaliger Zugänge, des Mitter- (SH. 1555 m) und des Gumpastollens (SH. 1540 m) sind heute verbrochen. Eine räumliche Darstellung der Rotgüldener Grube ist im Blockbild der beiliegenden Karte gegeben.

Zu den Besonderheiten in der Grube gehören der alte „Goldschacht in der Ragöll“ (2), in dem in den ersten Abbauperioden (Ende 13. Jhd) auch Gold gefunden wurde, die ca. 30 m hohe „Große Zeche“ (3), in der noch beachtliche Mengen an Erzen anstehen, sowie die baulichen Anlagen im Bereich des Friedrichstollens. Zu ihnen gehört eine nur mehr schlecht erhaltenen Wasserkunst (16), die den Abbau in Schrägschächten unter dem Friedrichniveau (15) ermöglichte. Diese Schächte stehen heute unter Wasser und sind unfahrbar.

2. Geologie und Tektonik

2.1. Regionale Geologie

Am Ostrande des Tauernfensters, im zentralen Gebiet der Hafnergruppe, ist eine Wechselfolge von penninischen Gneisen (Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern, Zentralgneis) und Schiefnern (Zentrale Schieferhülle, Silbereckserie) aufgeschlossen (Abb. 1).

Am Nord- und Nordostrand des Hölltor-Rotgülden-Gneiskernes, einem Teil des alten Daches, ist die Silbereckserie, eine autochthone, transgressive Sedimentserie, erhalten geblieben, die vor allem am Kontakt zu den liegenden Gneisen eine Vielzahl von Erzvorkommen birgt.

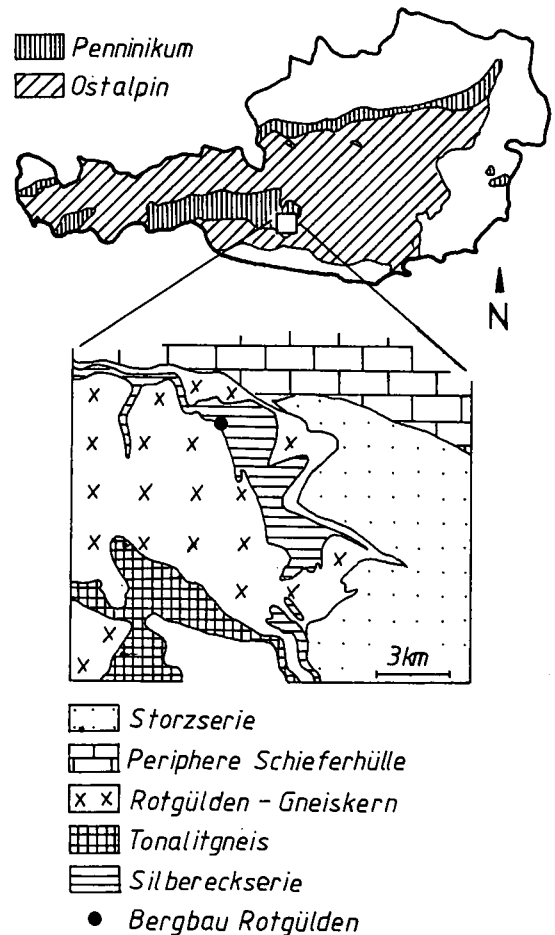
O.M. FRIEDRICH (1934,1935) faßte im Zuge seiner lagerstättenkundlichen Arbeiten diese meist an Störungen gebundenen „arsenikreichen aber edelmetallarmer“ Lagerstätten unter dem „Lagerstättentypus Rotgülden“ zusammen, den er im weitesten Sinne zu den Tauerngoldgängen stellte (Abb. 2).

Nach EXNER (1982) erfolgte die Vererzung in der Silbereckserie und im liegenden Gneis spätalpidisch, da sie aus diskordanten späten Mylonitklüften im Gneis zu den teilweise diskordanten Gängen der Silbereckserie reicht.

Die Schichtfolge zwischen Rotgülden- und Altenbergtal stellt sich wie folgt dar (Abb. 3):

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT DER SILBERECKSERIE UND DER ZENTRALGNEISE

vereinfacht nach EXNER 1982



J.W.'89

Abb. 1.
Geologische Übersicht der Silbereckserie und der Zentralgneise.
Vereinfacht nach EXNER (1982).

Das Liegende besteht aus silikatischen Sedimenten, die als „Geröllquarzit“, Graphitquarzit oder Arkosequarzit ausgebildet sein können. Den Geröllquarzit deutet EXNER als Transgressionssediment und ordnet im permisches Alter zu.

Über diesen silikatischen Sedimenten im Liegenden folgen Karbonatgesteine, die das Landschaftsbild mit ihren steilen Felswänden prägen. Die Abfolge beginnt mit einer Rauhawacke, deren Mächtigkeit nur einige Dezimeter beträgt und oft nur in Spuren zwischen dem Quarzit und dem darüberliegenden Dolomit- bzw. Kalkmarmor zu finden ist. Die Rauhawacke stellt für EXNER einen typischen Leithorizont der Trias dar. In weiterer Folge interpretiert er die darüberliegenden „Silbereckmarmore“ als triassisch. Diese Ansicht wird aber von vielen anderen Geologen nicht geteilt, die dem „Silbereckmarmor“ eine ähnliche Position wie dem Hochstegenmarmor (Jura) zukommen lassen.

SÄULENPROFIL DER SILBERECKSERIE

VERÄNDERT NACH J. KRUHL U. H.P. STEYRER

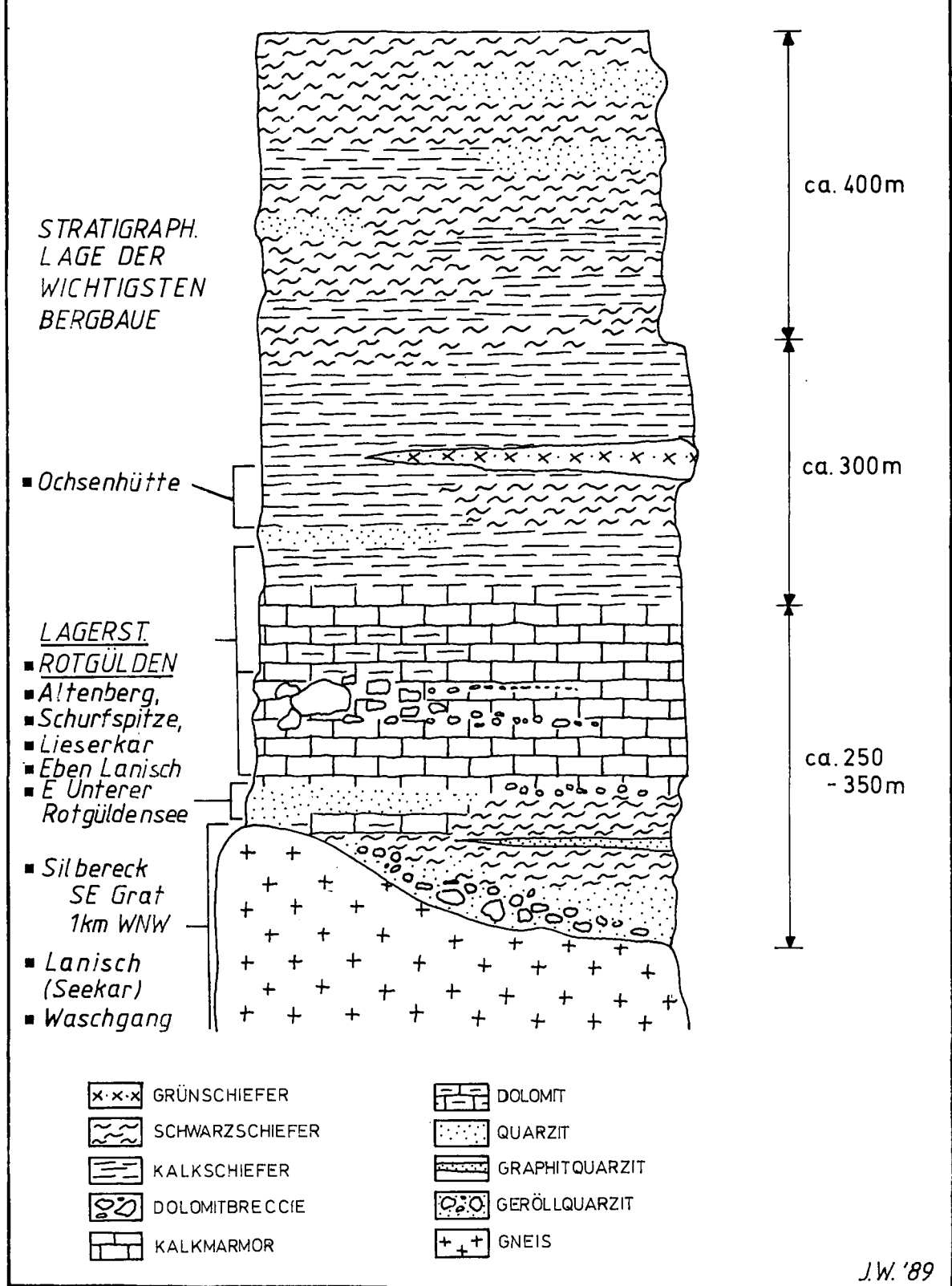


Abb. 3.
Säulenprofil der Silberneckserie.
Verändert nach J. KRUHL & H.P. STEYRER.

Die über den Karbonaten folgenden Bündnerschiefer bestehen zu einem großen Teil aus Kalkschiefern, die im Lagerstättenbereich in verschiedenen Varietäten auftreten können (siehe beiliegende Karte). Die Kalkschiefer werden in den Jura gestellt, die darüberliegenden Schwarzschiefer haben jurassisches bis unterkretazisches Alter (EXNER 1982). Letztere bestehen aus dunklem, kalkarmem Phyllit bis Glimmerschiefer. Darin sind Linsen von Graphitschiefern und Graphitquarziten, mitunter auch dünne Quarzitbänke zu beobachten. Die Schwarzschiefer können dem stratigraphisch höheren Teil der Bündnerschiefer zugeordnet werden.

Innerhalb der Schichtfolge der Bündnerschiefer finden sich wenige Meter mächtige Lagen von Grünschiefern. Sie erweisen sich als Amphibol- Biotit-Chlorit- bzw. als Amphibol- Prasinit. Es handelt sich um Metavulkanite.

Die Metamorphose der Gesteine der Silberekserie und der angrenzenden Zentralgneise nimmt von Norden nach Süden zu. Es handelt sich um eine prograde Metamorphose im Bereich der Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies. Die Grenze zwischen Oligoklas und Albit verläuft in etwa entlang der Basis

der Silberekserie östlich des Rotgüldensees in Richtung Silberek und biegt südlich der Oblitzen nach Osten ins Pölltal ein. Sie läßt sich im Gelände durch das Auftreten von Granat, Biotit und Oligoklas erkennen. Im Rotgüldenseegebiet wird ein Druck von 4 bis 5 kbar bei der Meta morphose angenommen (KRÜHL & STEYRER, 1988).

2.2. Geologie und Tektonik im Lagerstättenbereich

2.2.1. Geologie

Die Vererzung Rotgülden ist an die unteren Schichtglieder der Silberekserie gebunden. Bei diesen handelt es sich um Dolomit- und Kalkmarmor sowie Kalkglimmerschiefer, die fallweise eine Wechselagerung mit Schwarzschiefern aufweisen. Diese Schichtglieder fallen generell nach Nordosten ein.

Der Kalkmarmor im Schmiedenniveau betrifft eine feinkörnige hellgraue Varietät, die im frischen Anschlag stark tonig riecht. Gelegentlich lassen sich primäre Sedimentstrukturen als dunklere, feinlagige Schichtungen beobachten. Im Schmiedenstollen sind Karster-

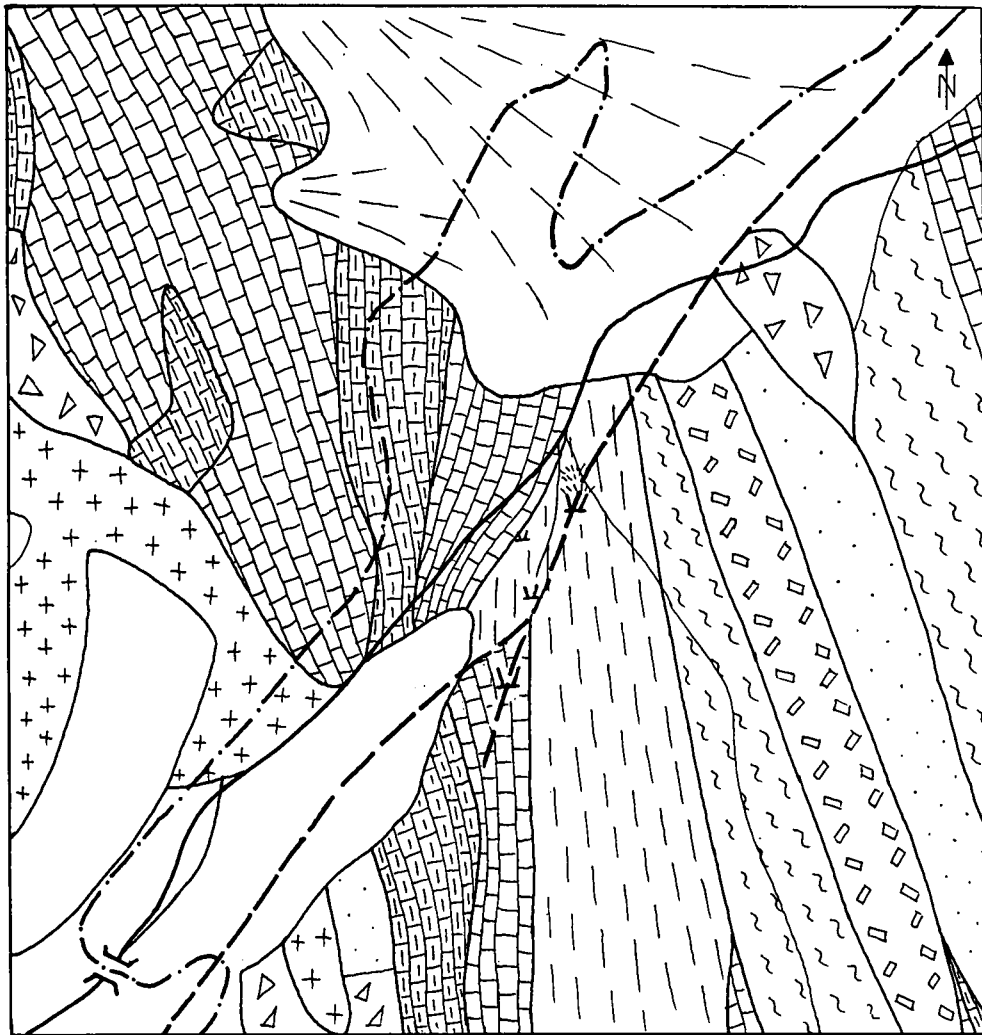
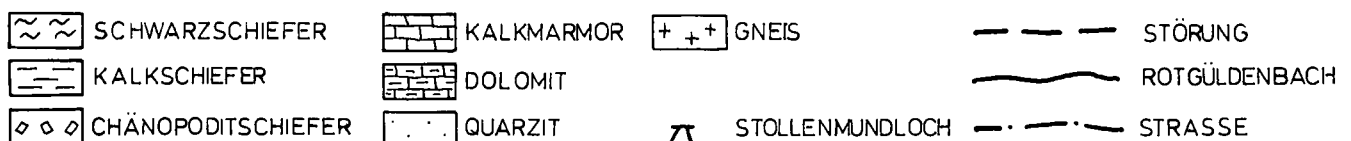


Abb. 4.
Geologische Karte des Lagerstättenbereiches Rotgülden.
Verändert nach Ch. EXNER.



scheinungen gut sichtbar. Diese sind bevorzugt an kleinräumige Störungen gebunden, an denen Bergwässer fließen, oder die mit eingeschwemmten, später verfestigten, brekziösen Materialien verfüllt sind.

Der weiße Dolomitmarmor bildet zum Teil das Nebengestein der Vererzung im Friedrichstollen, wobei vor allem seine teils nach bestimmten Richtungen aber auch richtungslos ädriß verlaufende Klüftigkeit eine gute Wegsamkeit für die Erzlösungen darstellte.

Die im Lagerstättenbereich anstehenden Chlorit-schiefer beinhalten einen Chlorit, der schon im Handstück durch seine feinkörnige Ausbildung auf hydrothermale Entstehung schließen läßt. An den Schieferungsflächen ist ein seidiger Glanz von Serizit zu erkennen. Auch extrem schwarze kohlenstoffreiche Partien können beobachtet werden. Bei diesem Gestein handelt es sich um einen im Zuge der Vererzung stark chloritisierten Schwarzschiefer (= „Chloritisierter Mylonit“). Somit konnten auch die von O.M. FRIEDRICH (1939) gemachten Aussagen zur Genese dieser Schiefer und der Lagerstätte verifiziert werden. In jedem Fall wird eine petrographische Beziehung zu den von EXNER kartierten Grünschiefern in den hangenden Bereichen der Silbereckserie, die vermutlich vulkanogenen Ursprungs sind, ausgeschlossen.

2.2.2. Tektonik

Wie schon Th. OHNESORGE (1917, 1922) erkannte, verläuft südlich des Rotgüldenbaches eine Störung, die ca. NE-SW streicht und mit 45° nach SE einfällt (Abb. 4). Diese ist vom Rotgüldensee kommend größtenteils von Alluvionen bedeckt und schneidet sechs Höhenmeter unterhalb des Schmiedenen Tagtors die Kalkmarmore ab. Dort trifft sie mit jener etwa NS-streichenden und mit 80° nach E einfallenden Schwächezone zusammen, an die die Erzgänge im Bereich des Schmiedenstollens gebunden sind.

Vom Schnittpunkt der beiden Störungen ausgehend, dort wo auch der aus dem Berginneren kommende Bach austritt, zieht die NS-streichende Störung entlang diesem weiter talwärts, ist im Bereich des Friedrichsmundloches gut aufgeschlossen und in weiterer Folge von Hangschutt bedeckt.

Die für die Vererzung wesentlichere Struktur ist jene, die mit 45° nach SE abtaucht. Sie unterschneidet die Kalkmarmore, und ist im Bereich der Großen Zeche in den Kalkschiefern, in den unteren Bereichen zwischen hangenden Kalk- bzw. Schwarzschiefern und dem liegenden Dolomitmarmor als Scherzone entwickelt. An diese Scherzone ist die Hauptmasse der Vererzung gebunden.

Mit Ausnahme des Schmiedenstollens kann in allen Niveaus bergwärts ein Umbiegen der Fallrichtung von NE nach SE beobachtet werden. Weiters sind in den Kalk- und Schwarzschiefern in vielen Bereichen Verfaltungen aufgeschlossen. Die Fallrichtung der b-Achsen pendelt von E nach SE. Im Friedrichsniveau ist das Phänomen der Änderung der Fallrichtung auch im Marmor zu sehen. Allerdings können nur die kalkigen Kontaktbereiche, an denen es zur Verschuppung mit den Schieferen kam, eingemessen werden. Die Hauptmasse des Marmors (Dolomit) ist derartig homogen ausgebildet, daß es nicht möglich ist exakte Aussagen über die Lagerungsverhältnisse zu treffen. Vermutlich lassen sich diese Beobachtungen in das von J. KRÜHL und H.P. STEYRER (1988 & mündliche

Mitt. 1989) erstellte Konzept der Strukturentwicklung der Silbereckserie, nämlich eine starke Verfaltung der karbonatischen Schichtglieder, einbinden. Um die Idee einer großen Faltenstruktur im Lagerstättenbereich zu verifizieren, ist die Datenmenge aus dem Marmor nicht ausreichend, andererseits sind die hangenden Schiefer für eine tektonische Aussage nicht kompetent.

3. Vererzung

3.1. Vererzungstypen

Aufgrund der unterschiedlichen Ausbildung der Vererzung innerhalb der Lagerstätte wurden vier Typen der Mineralisation unterschieden, die sich in ihrem Erscheinungsbild und in ihrer Lage im geologischen Verband voneinander abgrenzen (Abb. 5).

Die Befahrung des Friedrichstollens bietet eine ideale Möglichkeit, die kontinuierliche Abfolge der Vererzungstypen IV, III und II von den liegenden Dolomitmarmoren zu den hangenden Chlorit-, Schwarz- und Kalkschiefern zu beobachten. Die Charakteristika der einzelnen Typen werden deshalb in umgekehrter Reihenfolge, so wie sie sich dem Besucher darstellen, besprochen (siehe beiliegende Karte).

Typus IV

Die imprägnative Vererzung des Dolomitmarmors im Friedrichstollen wurde als Typus IV aus- geschieden.

Die Mineralisation beginnt etwa bei Stollenmeter 160 mit Pyrit- und Chalkopyrit-Putzen, die eine Größe von wenigen Millimetern bis maximal 2 Zentimeter erreichen. Auch Hohlräume mit cm-großen Erzkonkretionen sowie Kalzit- und Quarzkristallen sind fallweise zu beobachten.

Weiter bergwärts ist eine Zunahme der Erzführung festzustellen. Nur selten finden sich Galenit und Sphalerit. Dort, wo sich der Friedrichstollen zum ersten Mal gabelt (nahe Bohrloch), treten die ersten, mit Pyrit und Chalkopyrit vererzten, Klüfte (max. 2 cm dick) auf.

Folgt man dem nach SE vorgetriebenen Arm des Stollens in Richtung zur „Kleinen Abbaukaverne“, so stellen sich knapp vor dem massigen Erzkörper bis mehrere dm-große, durch metasomatische Verdrängung entstandene Erzlinsen im Marmor ein. Begleitet werden diese von einem überaus Hohlraumreichen, grobspätigen Kalzit und ca. (280/55) verlaufenden Erzadern. Erst dann erfolgt durch sukzessive Abnahme des Karbonatgehaltes und unter gleichzeitiger Zunahme von Pyrrhotin, Arsenopyrit und Chlorit der Übergang in den massigen Erzkörper (Typus III).

Mit dem von der Wasserkunst nach Westen vorgetriebenen Stollen wurde nach ca. 20–25 m, im Kontakt des massigen Erzkörpers zum Marmor, ein mit etwa (170/50) aufwärtsziehender, im „s“ des Marmors liegender Quellschlauch angefahren. Dieser ist mit bis zu kindskopfgroßen Karbonatknollen und Aggregaten von diesen ausgekleidet. Die nähere Untersuchung dieser Knollen ergab, daß sie aus einer konzentrisch angeordneten Abfolge von Kalzit (auch Quarz), Chalkopyrit (auch Pyrit, Sphalerit, Galenit), Ankerit, Dolomit und Kalzit, der in den für die Verwitterung zugängigen Bereichen von Eisenoxiden überzogen sein kann, aufgebaut sind.

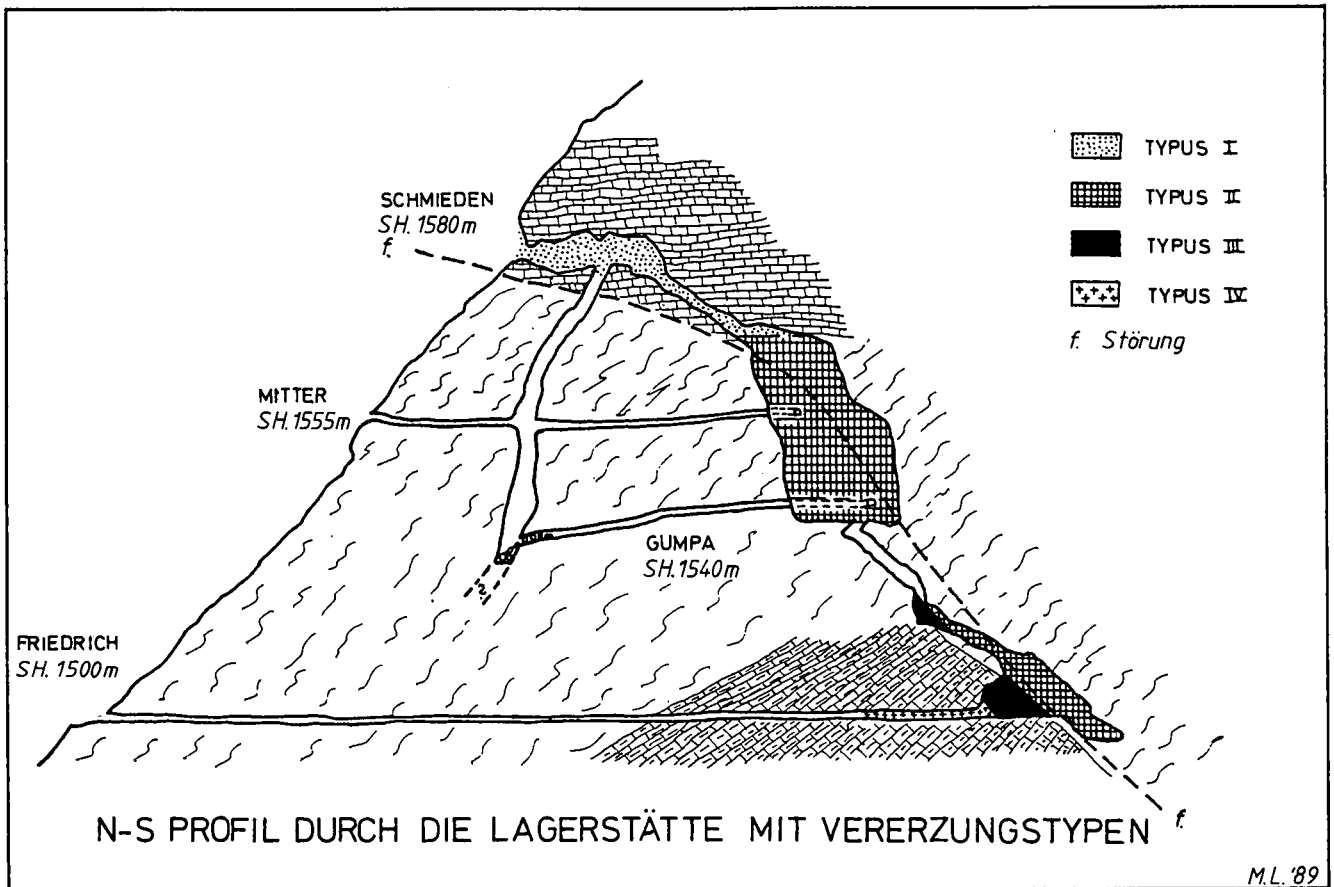


Abb. 5.
N-S-Profil durch die Lagerstätte Rotgülden mit Vererzungstypen.

Haupterzphasen sind im Typus IV zu mengenmäßig gleichen Anteilen Chalkopyrit und Pyrit. Sie nehmen ca. 85 % der gesamten Erzmasse ein. Galenit und Sphalerit sind mit ca. 10 % vertreten. Der Anteil opaker Akzessorien beträgt 5 % (Hämatit, Magnetit 4 %, Rest 1 %).

Typus III

Der mächtige Erzstock, dessen Paragenesen in Erztypus III und Typus II unterteilt wurden, ist an den Bereich der Hauptstörung gebunden (siehe beiliegende Karte). Der Erzkörper ist mit ca. 5 m Mächtigkeit auf etwa 45 m im Streichen aufgeschlossen. Das vermutlich störungsbedingte Auserzen konnte in Richtung NE kartiert werden. Eine Fortsetzung des Erzkörpers nach SE bleibt offen, da keine diesbezüglichen Hoffungsbaue unternommen wurden. Der Erzkörper setzt sich mit ca. 30 – 40° SE- Fallen in die oberen Stockwerke des Grubengebäudes fort, wurde allerdings in diesen Bereichen weitgehend abgebaut. Ein Anhalten der Vererzung in die Teufe ist wahrscheinlich.

Die massige Sulfidvererzung vom Typus III stellt jene Bereiche des ehemaligen Dolomitmarmors dar, die durch metasomatische Prozesse verdrängt wurden. Auffällige Gangart ist schon bei makroskopischer Betrachtung grobspätiger Kalzit, dessen Rhomboederkanten mehrere Zentimeter Länge erreichen können und der in Nestern und größeren Bereichen innig mit dem Erz verwachsen ist. Stellenweise erinnert das "Schwimmen" von cm- langen Pyrrhotin- Putzen in der karbonatischen Matrix an eine Erzbrekzie. Nicht selten finden sich im grobspätigen Karbonat Hohlräume, die

mit Kalzit-, Dolomit-, Ankerit- und Quarzkristallen gefüllt sein können. Ein extrem dunkelgrüner, feinkristalliner Chlorit füllt meist die Zwickel zwischen den Arsenopyrit-reichen Partien.

Die Haupterzphasen in Typus III bilden Pyrrhotin (ca. 40 %), Arsenopyrit (ca. 25 %), Pyrit (ca. 20 %) und Chalkopyrit (ca. 10 %). Untergeordnete Bedeutung hat mit ca. 3 % der Markasit.

Neben den Haupterzen treten akzessorisch edelmetallhaltige und Bi-reiche Phasen auf, die mineralparagenetisch von besonderem Interesse sind.

Zum Altbestand gehören die Oxide Hämatit, Magnetit, Rutil und Ilmenit, die ebenfalls nur akzessorisch auftreten.

Typus II

Typus II der Vererzung, der in einem fließenden Übergang aus Typus III hervorgeht, bildet die nahezu monomineralische Arsenopyrit-„Durchtränkung“ der mit hydrothermale Chlorit vergrünten hangenden Chloritschiefer. Die Mineralisation tritt entlang der ganzen Scherzone vom Friedrichniveau bis in die obersten Bereiche der Großen Zeche auf, wobei die größte Mächtigkeit ca. 10 m betragen haben dürfte.

Schon bei makroskopischer Betrachtung läßt sich dieser Teil der Vererzung nach dem Arsenopyrit-Gehalt in zwei Subtypen gliedern:

- A) Ein massiges Arsenopyrit-Band, das der Scherzone bzw. dem „s“ der Chloritschiefer folgt. Es handelt sich dabei um ein 20–50 cm mächtiges,

lagergangartiges Erzband, das weitgehend der Abbautätigkeit zum Opfer fiel.

- B) Eine Pyrit-Arsenopyritmineralisation, in der das Erz zum Teil fein disseminiert in den Schiefern verteilt ist bzw. Pyrit in dünnen, absetzigen Schnüren schichtkonkordant auftritt. Arsenopyrit ist die zweithäufigste Phase. Im Hangenden wird die Vererzung an Arsenopyrit ärmer bis schließlich auch die Pyritmineralisation ausklingt.

Knapp oberhalb des Friedrichniveaus stehen einige Erzgänge an, die nicht wie Typus II „schichtkonkordant“ in den Schiefern liegen, sondern diskordant zu diesen auftreten. Die Gängchen sind selten mächtiger als vier Zentimeter und an der Firste gut abgeschlossen. Dabei zeigt sich, daß sie genau senkrecht auf die Scherzone stehen und nach NNE streichen. Erzmineralogisch unterscheiden sich die Gängchen nicht wesentlich von der schichtkonkordanten Vererzung. Die Paragenese ist gleich, jedoch ist die Gewichtung der einzelnen Phasen eine andere. Als Gangart finden sich Karbonat und Quarz.

Typus I

Der Erzausbiß am Schmieden-Tagtor (Typus I) zeigt im wesentlichen massige Arsenopyrit-Taschen, die zusammen mit sehr grobspätigem Karbonat (Calcit und Dolomit) vorkommen. Bis faustgroße rhomboedrische Kristalle treten hier gangbildend auf und können eine Mächtigkeit von einem halben Meter erreichen.

Die Erzgänge werden maximal 5–6 cm dick. Die Erzputzen und -nester können bis anderthalb Meter mächtig werden. Als Gangart findet sich das zum Teil sehr grobspätige Karbonat, Chlorit, dazu etwas Quarz. Die Gänge und Putzen sind stark limonitisiert.

In Typus I überwiegt der Arsenopyrit. Daneben kommen Pyrit, Markasit, Chalkopyrit, Pyrrhotin, Rutil, Limonit, Hämatit und Magnetit vor.

3.2. Ergebnisse der Erzmikroskopie

Pyrrhotin (Fe_{1-x}S)

Pyrrhotin ist meist derb und massig ausgebildet, wobei größere Bereiche eine Subkornbildung erkennen lassen. Im Kontakt zur Gangart zeigt er mitunter hypidiomorphe Umriss. Idiomorphe Kristalle sind nur sehr selten in Kavernen entwickelt. Pyrrhotin ist von kataklastischen Rissen durchsetzt, von denen eine intensive Umwandlung zu Markasit und Pyrit ausgeht.

Als Einschlüsse im Pyrrhotin finden sich Arsenopyrit, Chalkopyrit, Pyrit, Markasit, Rutil sowie die Gangart (Fe-reiches Karbonat und Chlorit). Wesentlich seltener treten ged. Wismut, die damit assoziierten Phasen Galenit, Hessit, Empressit(?), Bismuthinit, Gustavit, eine tetradymitähnliche Phase und Gold auf, die in weiterer Folge noch genauer behandelt werden.

Arsenopyrit (FeAsS)

Arsenopyrit in Typus III:

Das Eisen-Arsensulfid tritt meist in massigen Aggregaten auf. Im Kontakt zur chloritreichen Gangart ist der Arsenopyrit mitunter auch idiomorph ausgebildet. Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit und Gangart sind rißverheilend. Als Einschlüsse finden sich Rutil, Leisten von Ilmenit (FeTiO_3 ; Größe: 0,026mm), ein Bismutinit-ver-

wandtes, nicht näher bestimmtes Mineral und Gold.

Arsenopyrit im Chloritschiefer:

Der im Typus II auftretende Arsenopyrit unterscheidet sich vom bisher besprochenen durch seine überaus große Neigung zur Idiomorphie (Korngröße: 1–7 mm). Arsenopyritkristalle mit rhombischem Querschnitt im Chlorit sind deutlich zwillingslamelliert. In wenigen Fällen tritt eine mimetische Verzwilligung auf, wobei ein Rhombus aus fünf Individuen aufgebaut wird (RAMDOHR, 1975).

Pyrit (FeS_2)

Im Schliff lassen sich zwei Generationen von Pyrit unterscheiden, wobei in den meisten Fällen ein einschlußfreier, „glatter“ Pyrit (py I) von einem sehr einschlußreichen Pyrit (py II) umwachsen wird. Auch der umgekehrte Fall, nämlich, daß py I idiomorphe Anwachsäume um py II bildet, kann beobachtet werden.

Der „glatte“ Pyrit (py I)

bildet zumeist in der Gangart (Karbonat, Chlorit) aber auch in Paragenese mit anderen Sulfiden große hypidiomorphe und idiomorphe Kristalle (Korngröße: zwischen 1 und 6mm), die im Pyrrhotin eingeschlossen, vielfach stark angelöst und mit Magnetit verwachsen sind. Chalkopyrit, Arsenopyrit oder Markasit verheilen Risse und Sprünge im py I.

Da diese Pyritvarietät randlich Einschlüsse der Gangart (Karbonat, Chlorit) sowie der benachbarten Erzphasen aufweisen kann, ist eine einwandfreie Unterscheidung vom py II nicht immer möglich. Jedoch sind Reflexionsvermögen und Anisotropie der beiden Generationen verschieden, was vermutlich auf einen unterschiedlichen Einbau von Arsen im Gitter zurückzuführen ist.

Der glatte Pyrit vom Typus IV zeigt fast stets kleinste Tröpfchen von Galenit (Korngrößen: 0,01 – 0,02 mm), die sehr selten von Gold (Korngröße von 0,002 – 0,01 mm) begleitet werden.

Der einschlußreiche Pyrit (py II)

bildet fast immer ein Idioblastensieb mit einer Unzahl verschiedenster Einschlüsse.

Neben den Sulfiden und der Gangart sind es Rutil, Hämatit und Magnetit, die der py II führt. Rutil kommt nur vereinzelt in hypidiomorphen und xenomorphen Körnern vor, die eine deutliche Zwillingslamellierung erkennen lassen. Die stengelige Querschnitte von Hämatit treten stellenweise massenhaft auf. Die Verdrängung von Hämatit durch Magnetit aber auch Martitisierung können beobachtet werden.

Mit diesen Einschlüssen vergesellschaftet kommt am Rand von Hohlräumen ein stengeliges „Wachstum“ des py II vor. Da diese Stengel in Form und Habitus denen des Hämatits gleichen, wird angenommen, daß es sich hier um Pseudomorphosen von Pyrit nach Hämatit handeln könnte und daß die zum Altbestand gehörenden Oxide im Zuge der Vererzung eine Sulfidisierung erfahren haben.

Chalkopyrit (CuFeS_2)

Chalkopyrit ist in der Altersfolge sehr spät entstanden, da er die anderen Sulfide in nahezu allen Fällen ausheilt oder verdrängt. Er ist zumeist in Form kleiner Tröpfchen oder unregelmäßig geformter Aggregate, die randlich idiomorphe Umriss zeigen können, im Karbo-

nat eingebettet und mit Pyrit verwachsen. Der Chalkopyrit zeigt fast immer Risse, die mit Karbonat erfüllt sind. Größere Bereiche von Chalkopyrit lassen sowohl eine „lanzettförmige“ Umwandlungslamellierung, als auch eine aus feinen parallelen Streifen aufgebaute Wachstumslamellierung erkennen. Sind die Lamellen verbogen, ist dies auf Druckeinwirkung zurückzuführen.

Tritt Chalkopyrit als Einschluß im Pyrit auf, findet man nicht selten Entmischungen von Mackinawit, $(\text{Fe,Ni,Co})\text{S}$. In einem Fall konnte auch Cubanit $(\text{CuFe}_2\text{S}_3)$, in Form zweier Lamellen (Länge 0,04 mm) im Chalkopyrit, nachgewiesen werden.

Randlich auftretende Chalkopyrittröpfchen im Sphalerit sind als „chalcopyrite disease“ (BARTON, 1970, 1978) zu deuten.

Als Einschlüsse im Chalkopyrit treten Galenit, Magnetit und Sphalerit auf. An wenigen Stellen konnten Entmischungen von Sphalerit-Sternchen beobachtet werden.

Nicht direkt mit Chalkopyrit verwachsen, aber in randlichen Kavernen, findet sich Löllingit (FeAs_2) .

Galenit (PbS)

Galenit ist neben kleinsten Tröpfchen (Größe: 0,01–0,02 mm) als Einschluß im Pyrit und im Chalkopy-

rit auch in Erznestern im Typus IV vorhanden. Seine auffälligsten Merkmale sind:

- Eine deutliche Anisotropie, die auf gittergebundene Bi-Gehalte zurückzuführen ist.
- Eine reichliche Entmischung von Matildit (AgBiS_2) in zwei Generationen. Diese nahm an den Intergranularen (niedrigste freie Energie) ihren Ausgang (1. Generation) und bildete dort Spindeln, Schlieren und Tröpfchen (Breite 0,004–0,006 mm). Bei einer Abkühlung unter ca. 225°C entmischte die 2. Generation und bildete ein feines pseudokubisches Lamellenwerk (Breite der Lamellen: 0,001–0,002 mm) nach drei Richtungen in den Subkörnern des Galenits (Abb. 6).

Offensichtlich lagen aber auch Mischkristalle von PbS und AgBiS_2 vor, die bei der Abkühlung in Matildit-spindeln (nach drei Richtungen) und Galenit (in den Zwickeln des Matildits) zerfallen sind (Abb. 7).

Als Einschlüsse im Galenit finden sich Hessit, ged. Gold und Arsenopyrit. Letzterer tritt in Form von Fragmenten (Größe: ca. 0,05 mm) auf, die von verschiedenen Phasen umwachsen sein können (Abb. 8). Im Idealfall ist um den Arsenopyrit, mit Einschlüssen von Galenit und Chalkopyrit, ein Saum von Galenit entwickelt. Darüber legt sich ein Ring, der aus den mitein-

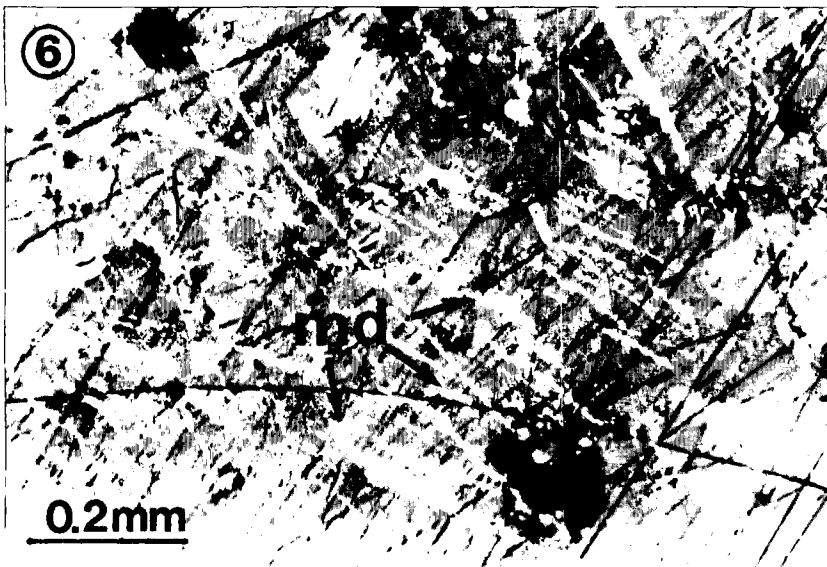


Abb. 6.
Entmischung von Matildit (md) aus Galenit (ga) in zwei Generationen.
Öl, Nicols x.

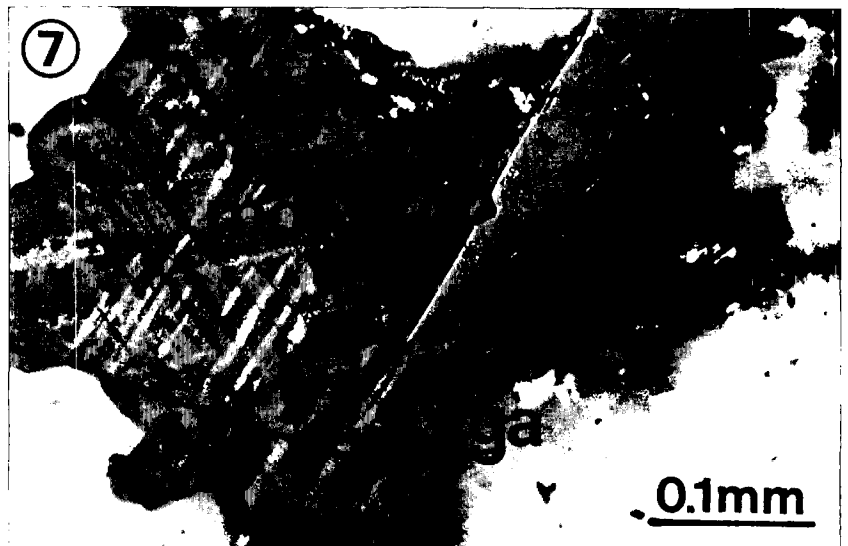


Abb. 7.
Ehemaliger Mischkristall von Pb und AgBiS_2 zerfällt in Matildit (md) und Galenit (ga), daneben Pyrit (py).
Foto: W.H. PAAR.
Öl, Nicols x.

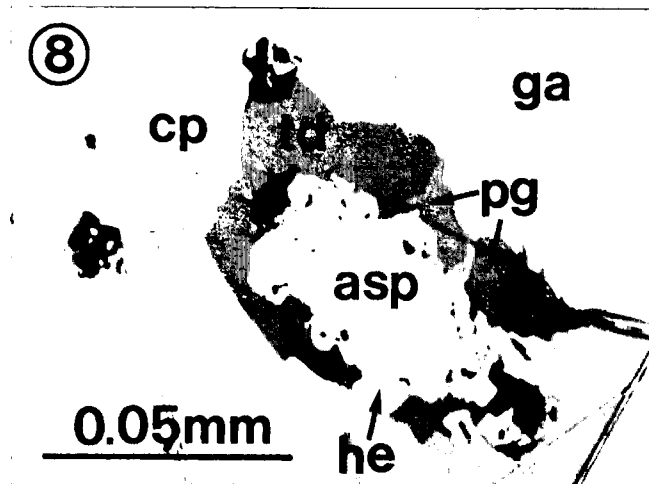


Abb. 8. Arsenopyritfragment (asp) als Einschluß in Galenit (ga), umwachsen von Chalkopyrit (cp), Fahlerz (td), Pyrrargyrit (pg) und Hessit (he). Öl, Nicols ||.

ander verwachsenen Phasen Pyrrargyrit (Ag_3SbS_3), Hessit, Chalkopyrit, Sphalerit, Matildit und Fahlerz besteht. Nach Untersuchungen in anderen Bereichen des Bergwerks kann auf einen Sb-betonen Chemismus des Fahlerzes geschlossen werden. Die durch eine Mikrosonden-Analyse bestimmte Formel lautet etwa $(\text{Cu,Ag})_{10}(\text{Zn,Fe})_2(\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$ (PAAR, 1989).

Ein weiteres Mineral von rautenförmigem Querschnitt, recht hohem Reflexionsvermögen ($R = 50-60\%$), einer Anisotropie, die an ein Schichtgittermineral erinnert und extrem starker Anfälligkeit für Lichtätzung, konnte aufgrund seiner Kleinheit (0,006 mm) nicht identifiziert bestimmt werden.

Sphalerit (ZnS)

Sphalerit findet sich in kleinen Körnern zusammen mit Magnetit im Chalkopyrit oder als Entmischung in letzterem.

Wie bei den anderen Sulfiden konnten neben Galenit, Chalkopyrit und Pyrit auch Oxide als Einschlüsse im Sphalerit beobachtet werden.

Wismut (Bi)

Gediegen Wismut kommt in Form kleiner Tröpfchen gemeinsam mit Pyrrhotin oder am Kontakt Pyrrhotin zu Pyrit vor. Wesentlich seltener sind hingegen größere Partien von Wismut, die als Tropfen und Schlieren oder als zum Teil hypidiomorphe, skelettartige Kristalle in Fugen und Hohlräumen des Pyrrhotins oder in der Gangart (Chlorit) sitzen. In solchen Bereichen zeigt Wismut häufig eine Zwillingslamellierung.

Mit Wismut vergesellschaftet finden sich neben Galenit, Chalkopyrit und Arsenopyrit eine Reihe von interessanten Phasen, die sowohl als Einschluß im Wismut als auch randlich mit diesem verwachsen auftreten können. Dies sind Hessit, Gustavit, Bismuthinit und eine Tetradymit-ähnliche Phase.

Hessit (Ag_2Te)

Hessit in Paragenese mit ged. Wismut, wie es im Typus III zu beobachten war, wird viel häufiger als Bismuthinit festgestellt. Dieses in Korngrößen von 0,02–0,08 mm (Häufung bei 0,04 mm) auftretende Silbertellurid bildet Körner von unregelmäßiger, oft buchtiger Gestalt, die sowohl im Wismut als auch randlich mit diesem verwachsen vorkommen. In dieser Parage-

nese läßt sich häufig Galenit als Begleiter von Hessit beobachten (Abb. 9). Bei genauerer Untersuchung einiger Hessitkörner zeigt sich, daß diese nicht homogen aufgebaut sind, sondern daß bestimmte Bereiche leichte Unterschiede im Reflexionsvermögen und in der Anisotropie erkennen lassen. Hessit ist hier vermutlich mit einem nahe verwandten Ag-Tellurid verwachsen, wahrscheinlich Empressit (AgTe).

Ganz zum Unterschied vom Typus III der Vererzung bildet Hessit im Typus IV meist isometrische Körner mit Ansätzen zur Idiomorphie im Galenit. Die dabei erreichten Korngrößen schwanken von 0,01 bis 0,07 mm. Eine Häufung ist zwischen 0,03 mm und 0,07 mm zu beobachten. Neben dem isolierten Auftreten des Hessits findet man ihn auch in Paragenese mit anderen Phasen im Galenit; diese sind Matildit, Fahlerz, Pyrrargyrit sowie Arsenopyrit, Chalkopyrit und Pyrit. An einer Stelle auch zusammen mit Gold.

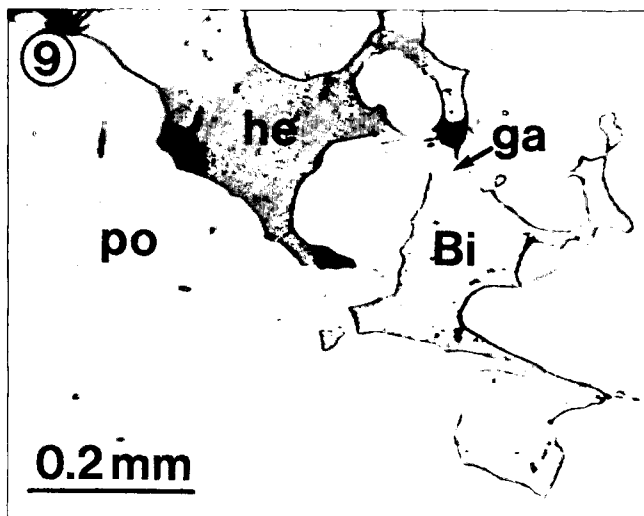


Abb. 9. Wismut (Bi) verwachsen mit Hessit (he) und Galenit (ga) als Einschluß in Pyrrhotin (po). Öl, Nicols ||.

Gustavit ($\text{Bi}_{11}\text{Pb}_5\text{Ag}_3\text{S}_{24}$)

Als weiteren Einschluß im Wismut aber auch im Pyrrhotin kommt eine oft von Galenit umsäumte Phase von stengeligem, büscheligem Habitus vor. Aufgrund der Mikrosondenanalyse handelt es sich um das Bi-Pb-Ag-Sulfosalz Gustavit (PAAR, 1989), das in bis zu mehreren cm-großen Aggregaten vorkommen kann (Abb. 10 und Abb. 11).

Bismuthinit (Bi_2S_3)

Bismuthinit bildet meist runde isometrische Körner (Korngröße: ca. 0,15 mm) im ged. Wismut. Daneben finden sich oft Verwachsungen von Wismut, Bismuthinit und stellenweise auch Gustavit in der Gangart, im Pyrrhotin oder im Pyrit. Auch Galenit ist in dieser Paragenese zu finden, der in Form kleiner Körner im Wismut oder als Saum um Bismuthinit und Gustavit auftreten kann.

Tetradymit ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) (?)

Nur bei einwandfrei polierten, kratzerfreien Schlifflinien läßt sich im Wismut eine von diesem im Reflexionsvermögen nur schwach differierende Phase abtrennen, deren Eigenschaften ein Tetradymit-verwandtes Mineral vermuten lassen.

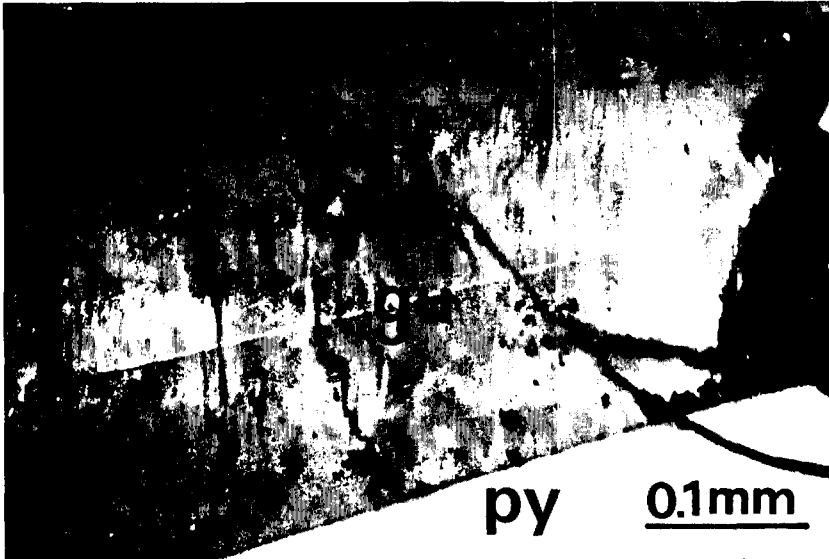


Abb. 10.
Zwillingslamellierung von Gustavit (gu), daneben Pyrit (py).
Foto: W.H. PAAR.
Öl, Nicols x.

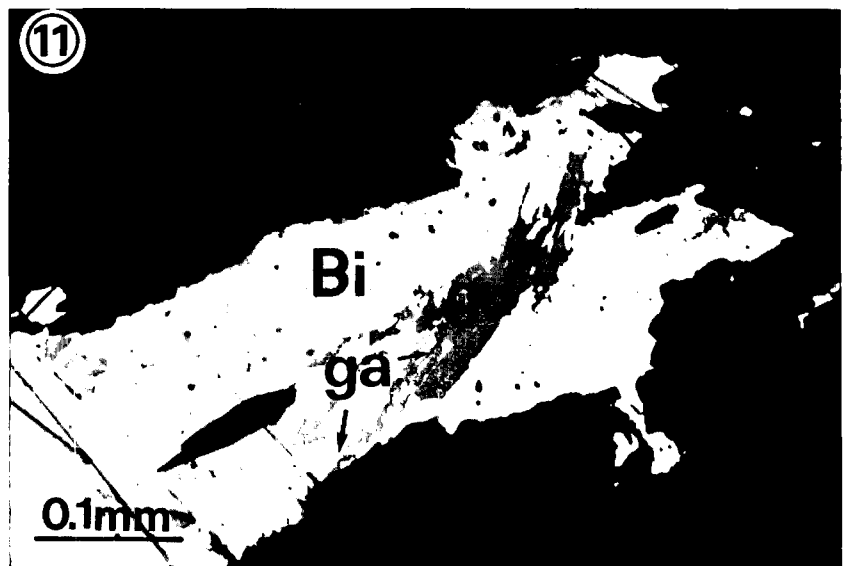


Abb. 11.
Gustavit (gu) verwachsen mit Galenit (ga) als Einschuß in ged. Wismut (Bi).
Öl, Nicols ||.

Gold (Au)

Allgemein kann gesagt werden, daß die Goldverteilung in den untersuchten Präparaten sehr ungleichmäßig ist. In den meisten Schliffen ist nur wenig oder überhaupt kein Gold zu finden. Eine Ausnahme macht hier eine besonders goldreiche Probe (Typus III), die

hauptsächlich aus Magnetkies und aus darin an zum Teil 1-2 cm dicken Spalten eingelagerten Schichten aus Talk und Chlorit besteht. Aus der Zusammenfassung der Ergebnisse aller untersuchter Schliffe und vor allem dieser Probe konnte ein Konzept über die Goldverteilung in der Vererzung erstellt werden (Abb. 12).

	asp			po		py	ga	tk-chl	GA
	E	R	K	E	K	E	E	E	E
Typus II+III	0,001- 0,08mm max. 0,17mm	0,004- 0,012mm P: cp	Tk-Chl: 0,004- 0,09mm po: 0,01- 0,06mm	0,02- 0,16mm P: Bi gu ga	Tk-Chl: 0,004- 0,08mm	0,01mm		0,01- 0,03mm	-3mm P: py asp
Typus IV						0,002- 0,008mm	0,006- 0,024mm P: Py, cp he, GA		

Abb. 12.
Goldverteilung und Korngrößen.
E = Einschluß; R = Rißfüllung; K = Kontaktbereich; P = Paragenese.
asp = Arsenopyrit; po = Pyrrhotin; py = Pyrit; cp = Chalkopyrit; ga = Galenit; Bi = Wismut; he = Hessit; gu = Gustavit; Tk-Chl = Talk-Chlorit; GA = Gangart.

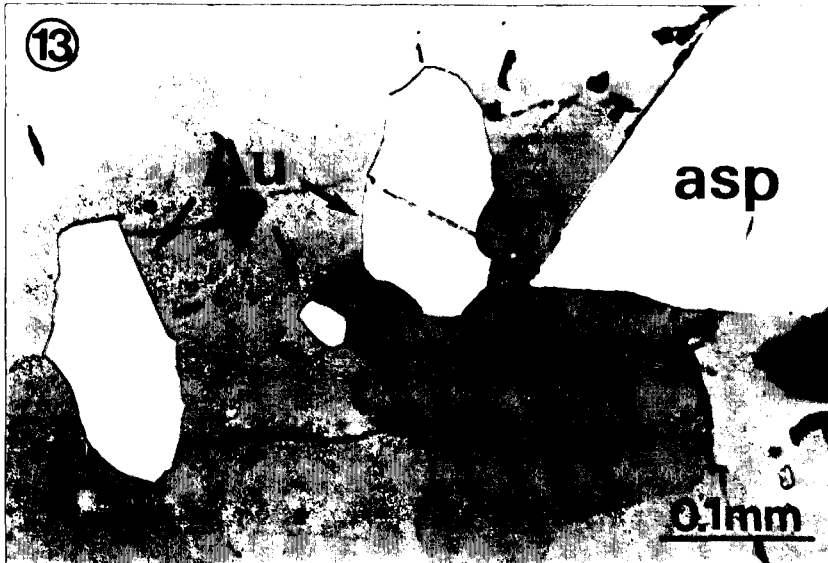


Abb. 13.
Ged. Gold (Au) als Einschluß in Pyrrhotin (po), daneben Arsenopyrit (asp).
Öl, Nicols ||.

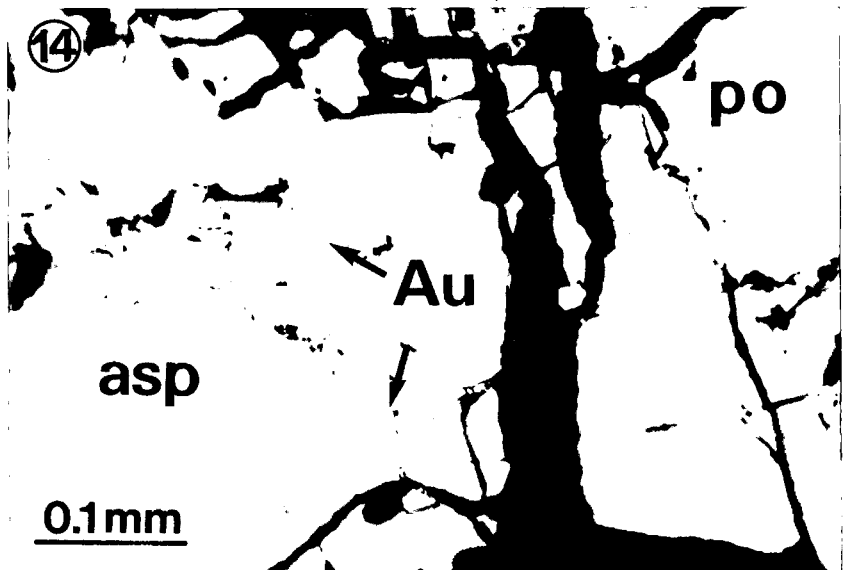


Abb. 14.
Ged. Gold (Au) als Einschluß und rißfüllend in Arsenopyrit (asp), daneben Pyrrhotin (po).
Öl, Nicols ||.

Die bei weitem wichtigsten Goldträger im Typus III der Vererzung sind Arsenopyrit und Pyrrhotin, bei denen die Goldkörner vor allem als Einschluß eine beachtliche Größe erreichen können (Abb. 13). Aber auch die Füllung der Risse im Arsenopyrit (Abb. 14), sowie das Auftreten von Gold in der Gangart, sind von Bedeutung. Gold im Pyrit und in den Talk-Chlorit-Linsen hat mengenmäßig keine Bedeutung und wurde hier nur der Vollständigkeit halber angeführt.

Im Typus IV der Vererzung ist Gold außer kleinsten Körnern im Pyrit (Korngröße: 0,002–0,008 mm) ausschließlich als Einschluß im Galenit anzutreffen.

Die Goldverteilung im Galenit ist recht ungleichmäßig, wobei keine der in Abb. 12 angeführten Paragenesen besonders in den Vordergrund tritt.

4. Edelmetallverteilung

Analysen auf Au und Ag haben gezeigt, das sich die von FRIEDRICH (1935) gemachte Aussage über eine unregelmäßige Verteilung und starke Absätzigkeit der Edelmetalle bewahrheitet. So schwanken etwa die Goldgehalte von 0,02 bis 20,4 g/t.

Die mikroskopische Untersuchung zeigte, daß gerade in jenen Bereichen, die laut Analyse einen höheren

Goldgehalt aufweisen, ein vermehrtes Auftreten von ged. Wismut sowie von Blei-Wismut-Silber-Sulfosalzen beobachtet werden konnte. Um die Elementassoziationen für den gesamten Bereich der Silbererzserie zu verifizieren, wurden eine Reihe von Korrelationsdiagrammen erstellt. Hierzu wurden mehrere Proben aus den Marmoren der Silbererzserie (Lieserkar, Ochsenleiten, Eben Lanisch und Rotgülden) herangezogen.

Der Trend, daß Gold mit ged. Wismut bzw. mit den Blei-Wismut-Silber Sulfosalzen bevorzugt assoziiert ist, konnte bestätigt werden (Abb. 15a). Alle weiteren Korrelationen ließen keine eindeutigen Aussagen zu. Interessant ist, daß die Paragenese Gold – Arsenopyrit, wie sie in den Präparaten aus Rotgülden mikroskopisch beobachtet wurde, offensichtlich nicht für den gesamten Marmorbereich der Silbererzserie charakteristisch ist (Abb. 15b).

5. Überlegungen zur Genese

Die erste Deutung zur Entstehung der Lagerstätte Rotgülden stammt von Th. OHNESORGE (1917, 1922). Er hat die massigen Chloritfelse als vererzten basischen Lagergang gedeutet, wobei er allerdings schon erkannt-

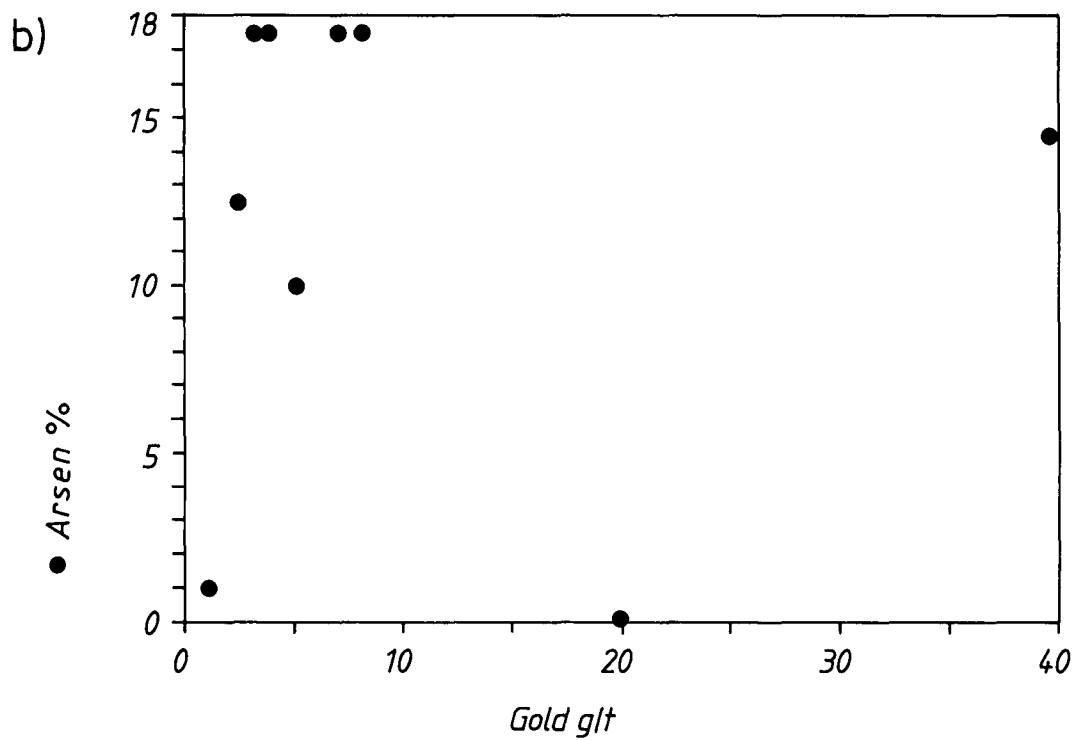
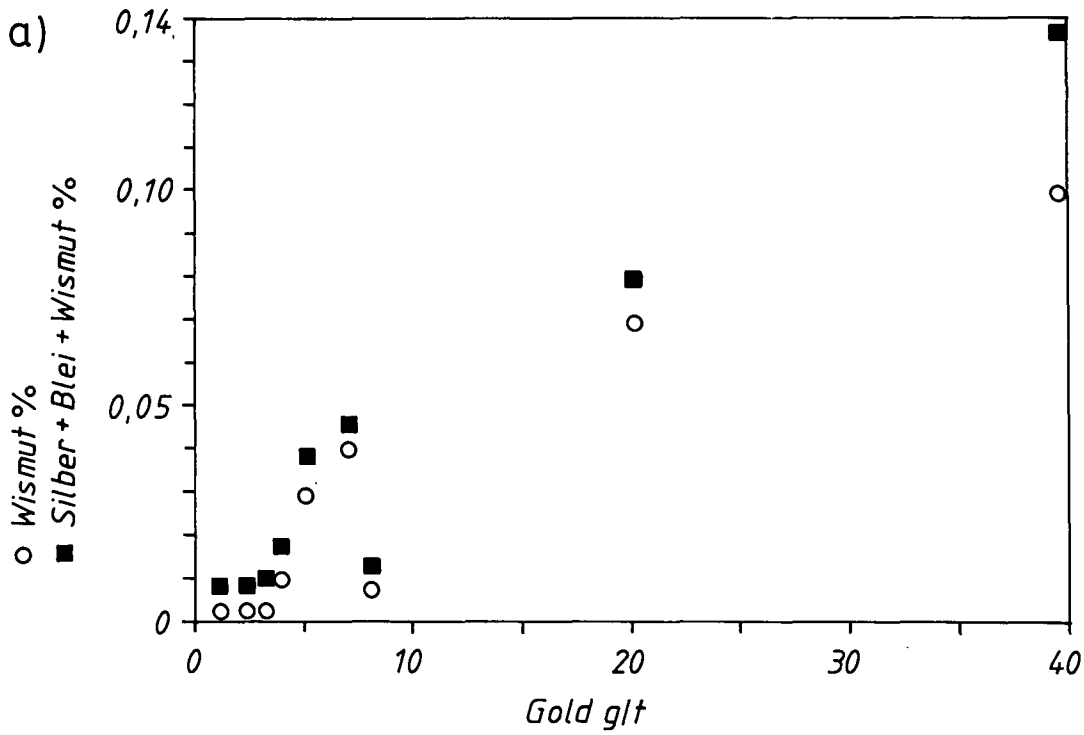


Abb. 15.
 Korrelationsdiagramme.

te, daß die Mineralisation an eine Störung gebunden ist.

O.M. FRIEDRICH baute auf dessen Ergebnisse auf, nahm aber eine hydrothermale Entstehung für Rotgülden an. Die Chloritschiefer deutete er als im Zuge der Vererzung „vergrünte“ Schiefer. Als Erzbringer postulierte er den unterliegenden Gneis.

Auch die Ergebnisse dieser Arbeit sprechen für eine hydrothermale Entstehung der Lagerstätte, sowie ihre Bindung an eine Störungszone. Der Chloritschiefer im Lagerstättenbereich ist ein durch hydrothermale Lösungen mineralisierter Mylonit.

Die Vererzung in Rotgülden ist vermutlich durch mehrere kontinuierlich aufeinanderfolgende Ereignisse entstanden (siehe auch Abb. 16):

An einer vorgegebenen Schwächezone wurden durch ascendente metallführende Hydrothermen Schwarzschiefer (Typus II) bzw. Kalkmarmor (Typus I) mit überwiegend Arsenopyrit mineralisiert. Gleichzeitig kam es zu einer Chloritisierung des Nebengesteins.

Nach erneuten tektonischen Bewegungen wurden insbesondere die Dolomitmarmore metasomatisch mineralisiert, was zur Ausbildung unregelmäßig begrenzter, pyrrhotinreicher Erzkörper führte (Typus III). Kleine

Erz- phasen	Alt- bestand	TYPUS I + II	TYPUS III	TYPUS IV
Oxide [hm mt rt]			
			
			
Vererzung [py cp asp po Bi bm gu he ga md sp Au pg td cb mw]				

SUKZESSIONSDIAGRAMM DER VERERZUNG VON ROTGÜLDEN

- | | |
|--------------------|--------------------|
| hm ... Hämatit | md ... Matildit |
| mt ... Magnetit | pg ... Pyrrangyrit |
| rt ... Rutil | td ... Tetraedrit |
| sp ... Sphalerit | cb ... Cubanit |
| bm ... Bismuthinit | mw ... Mackinawit |

J.W. '89

Abb. 16.
SukzeSSIONSDIAGRAMM der Vererzung von Rotgülden.

Hohlräume und Klüftchen der Dolomitmarmore wurden mit Erz gefüllt. Diese Dissemination klingt zum Liegenden hin aus (Typus IV). Die Vererzung ist sowohl tektonisch als auch chemisch kontrolliert.

6. Bildungsbedingungen

Exakte Bildungsbedingungen (p,T, Chemismus der Lösungen usw.) lassen sich derzeit für die Lagerstätte Rotgülden nicht angeben. Aufschlußreiche Information würden möglicherweise eine Arsenopyrit-Thermometrie sowie eine Sphalerit-Barometrie geben. Allerdings konnten bei der Erzmikroskopie verschiedene Erzparagenesen beobachtet werden, die in der Fachliteratur immer wieder als Indikatoren für Bildungstemperaturen bzw. bei der Abkühlung durchlaufene Temperaturen beschrieben werden:

Die Entmischung von Cubanit aus Chalkopyrit, wie sie etwa in Typus IV vorkommt, ist nach RAMDOHR (1975) ein ausgezeichnetes Geothermometer und läßt auf Bildungstemperaturen von 250–300° C schließen. CABRI et al. (1973) geben allerdings für diese Erscheinung einen Temperaturbereich von 205±5° an. Die Entmischung des Matildits aus dem Galenit erfolgt nach RAMDOHR (1975) bei einer Temperatur von 225°C.

Etwa dieselben Temperaturen lassen sich mit der Entmischung von Mackinawit aus Chalkopyrit

belegen. CLARK & CLARK (1968) geben eine Temperatur von 135±5° als oberste Stabilitätsgrenze an. KUCHA (1981) zeigte aber, daß beim Einbau von Ni und Co ins Mackinawitgitter wesentlich höhere Temperaturen, ca. 200°, anzunehmen sind.

Für die lanzett- und spindelförmigen Umwandlungslamellen im Chalkopyrit, die durch den Übergang von kubischem Hochtemperatur-Chalkopyrit (β-Phase) in die tetragonale α-Phase, entstehen, geben YUND & KULLERUD (1966) eine Temperatur von 547±5° an. Bei zunehmendem Druck erniedrigt sich der Inversionspunkt um 4°/1 kbar. Nach RAMDOHR (1975) treten Sphalerit-Sternchen, wie sie sich im Typus IV finden, nur in Lagerstätten höherer Bildungstemperatur, und zwar bei 500° C auf.

Wie ersichtlich, ergeben sich beträchtliche Unsicherheiten, was die Abschätzung eines Temperaturintervalls für die Bildung der Vererzung betrifft. Aufgrund des Erscheinungsbildes der Mineralisation vorort, wie etwa das Fehlen von Alterationen in den Marmoren, halten die Verfasser Bildungstemperaturen von 200–300° C für wahrscheinlich.

Dank

Der Dank der Autoren gilt Herrn Prof. Dr. W.H. PAAR für die Betreuung ihrer Diplomarbeit und die Hilfeleistung beim Zustandekommen dieser Arbeit, Herrn Dr. W. GÜNTHER für die Beschaffung historischer Daten zum Bergbau, Herrn Prof. Dr. Ch. EXNER für die Diskussion petrographischer Probleme und

Herrn W. WALDHÖR für die Herstellung der aufflichtoptischen Präparate. Für die finanzielle Unterstützung der Geländearbeiten sind die Autoren der ERZBERGBAU RATHAUSBERG Ges.m.b.H. zu großem Dank verpflichtet.

Literatur

- ALLESCH, M.R.: Arsenik – seine Geschichte in Österreich. – Klagenfurt (F. Kleinmayr-Verlag) 1959.
- CABRI, L.J. et al. (1973): On the transformation of cubanite. – In: BARNES (Ed.): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 1979.
- CLARK, A.H. & CLARK, A.M.: Electron microprobe analysis of mackinawite from the Ylöjervi deposit, Finland. – N. Jb. Miner. Mh., 1968.
- CRAIG, J.R.: Phase Relations and Mineral Assemblages in the Ag-Bi-Pb-S System. – Mineralium Deposita, 1/4, 1967.
- CZERMAK, F. & SCHADLER, J.: Vorkommen des Elementes Arsen in den Ostalpen. – Tscherma's Min.-petrogr. Mitt., 44, Leipzig 1933.
- EXNER, Ch.: Exkursion zum Unteren Rotgüldensee. – In: Geologischer Führer zu Exkursionen durch die Ostalpen, Mitt. Geol. Ges. Wien, 57/1, Wien 1964.
- EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafnergruppe. – Jb. Geol. B.-A., 114, Wien 1971.
- EXNER, Ch.: Geologie der zentralen Hafnergruppe. – Jb. Geol. B.-A., 125/1-2, Wien 1982.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Hafnergruppe. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 29, Wien 1983.
- FRIEDRICH, O.M.: Über den Vererzungstypus Rotgülden. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 143 (1934) 97–108 und ebenda, 144 (1935), 1–6.
- FRIEDRICH, O.M.: Befahrung der Arsenlagerstätte Rotgülden. – Fort. Min. Krist. Petrol., 23, 1939.
- FRIEDRICH, O.M.: Bericht über die Arsenkieslagerstätte von Rotgülden. Aufschließungsvorschlag. – Archiv Min. Inst., Leoben 1939.
- FRIEDRICH, O.M.: Die Vererzung der Ostalpen gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Archiv f. Lagerstättenforsch. Ostalpen, 8, 1968.
- HARRIS, D.C. & CHEN, T.T.: Crystal Chemistry and Re-Examination of Nomenclature of Sulfosalts in the Aikinite-Bismuthinite Series. – Canadian Mineralogist, 14, 1976.
- HODA, S.N. & CHANG, L.Y.: Phase Relations in the Systems PbS – Ag₂S – Sb₂S₃ and PbS – Ag₂S – Bi₂S₃. – American Mineralogist, 60, 1975.
- KARUP-MÖLLER, S.: On some exolved minerals in Galena. – Canadian Mineralogist, 8, 1970.
- KARUP-MÖLLER, S. & MAKOVICKY, E.: Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series. Part I and II. – N. Jb. Miner. Abh., 130–131, Stuttgart 1977.
- KARUP-MÖLLER, S. & MAKOVICKY, E.: On pavonite, cupropavonite, bejaminite and "oversubstituted" gustavite. – Bull. Mineral., 1979.
- KRUHL, J. & STEYRER, H.P.: Strukturentwicklung der permo-mezozoischen Silbereckformation und der angrenzenden variszischen Granitgneise. – Unveröff. Manuskript, Salzburg 1988.
- KUCHA, H.: Electron Diffraction and Microprobe Study of Ni-Co-rich Mackinawite from Krzemianka, NE Poland. – Chem. d. Erde, 40, 1981.
- LANG, M. & WEIDINGER, J.: Montangeologische Untersuchungen im As-Au-(Ag-)Bergbau Rotgülden im Lungau. – Unveröff. Diplomarbeit Inst. f. Geowiss. d. Univ. Salzburg, 1989.
- MUTSCHLECHNER, G.: Über den Bergbau des Lungau. – Mitt. Ges. Salz. Landeskunde, 107, Innsbruck 1967.
- OHNESORGE, T.: Geologisches Gutachten über das Arsenkiesvorkommen Rotgülden. – Leoben 1917.
- OHNESORGE, T.: Geologisches Gutachten über das Rotgüldener Arsenvorkommen. – Wien 1922(?).
- PAAR, W.H. et al.: New data on the mineralogies of structurally controlled gold mineralisations of Salzburg and Carinthia Provinces of Austria. – TMPM, 1990.
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – 4. Aufl., Akademie Verlag Berlin 1975.
- WALLMANN, H. & ZILLNER, F.: Der Murwinkel und das Arsenikwerk in Rothgülden. – Kulturhistorische Streifzüge durch Pongau und Lungau, LK. III, 1863.
- WOLFSKRON, M.R. von: Zur Geschichte des Lungauer Bergbaues unter besonderer Berücksichtigung von Ramingstein und Schellgaden. – Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, 24, Salzburg 1884.
- WOLFSKRON, M.R. von: Lungaus alte Goldbergbaue. – Österr. Z. Berg. Hüttenwesen, 40, 1892.
- YUND, R.A. & KULLERUD, G.: Thermal Stability of Assemblages in the Cu-Fe-S System. – J. Petrol., 7/3, 1966.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Dezember 1989.