Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 65 (1985)

Heft: 1

Artikel: Ein Massivsulfidvorkommen in der Trias der Präalpen

Autor: Oberhänsli, R. / Hofmann, B. / Gruner, U.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-50216

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 15.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 65, 95–110, 1985

Ein Massivsulfidvorkommen in der Trias der Präalpen

von *R. Oberhänsli*[1], *B. Hofmann*[1] und *U. Gruner*[2]

Abstract

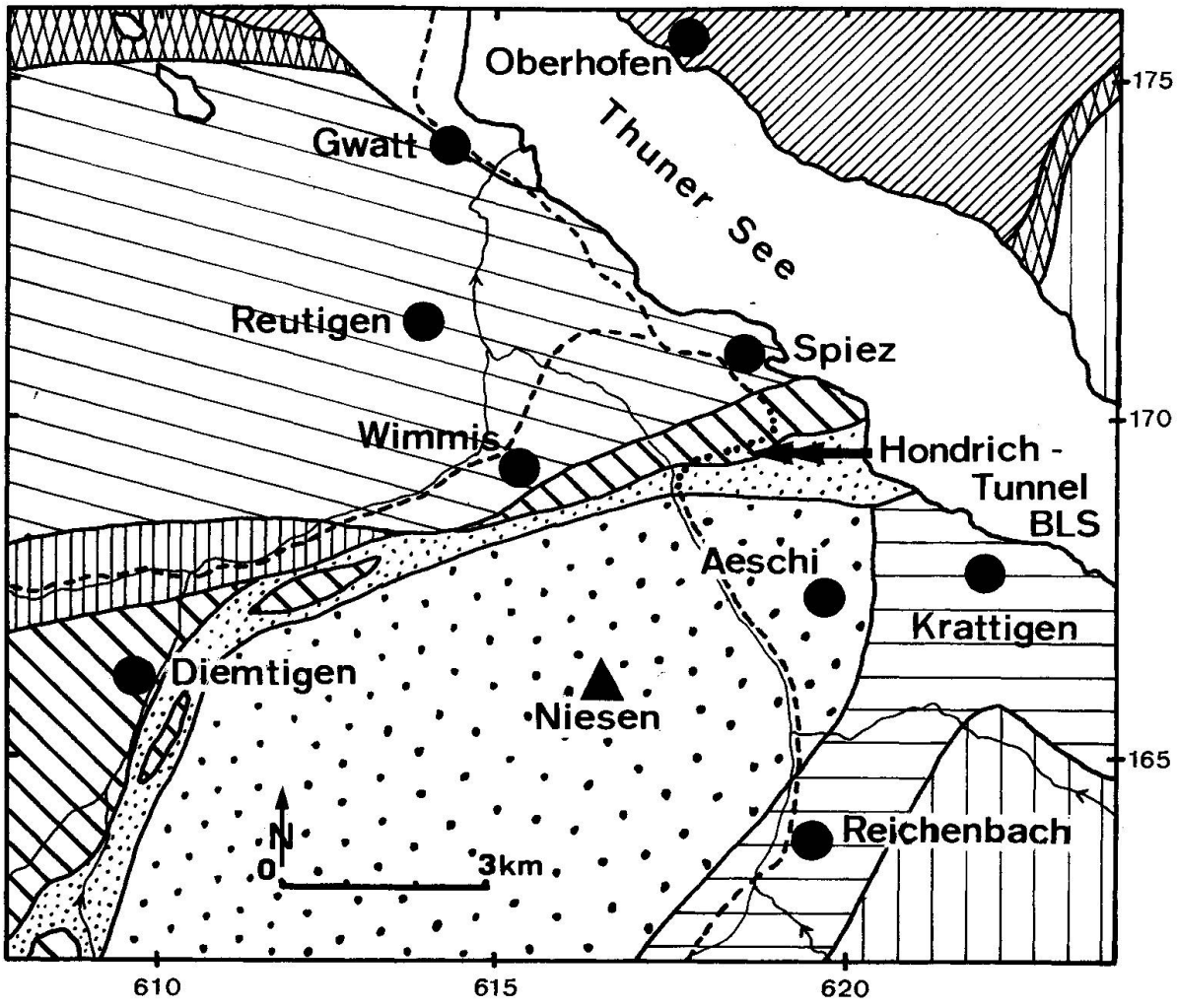
A new occurrence of pyrite-rich massive sulfide ore has been found in the new Hondrich tunnel near the lake of Thun. The ore is in stratigraphic contact with Triassic limestones of the Préalpes Rigides Médianes and shows a tectonic contact towards a (Cretaceous?) flyschsequence of the Zone Submédiane. Four types of ore-zones can be distinguished: 1) A finegrained layered ore with a pyritic matrix containing sphalerite and galena crystals. 2) A clastic layered pyrite ore with components of the earlier ore type. 3) Layered celestite beds with pyrite, sphalerite and galena and 4) dolomite layers with scarce pyrite and sphalerite. The ore body is interpreted as a Triassic exhalative sedimentary deposit connected to rifting and elevated heatflow. The paragenesis sphalerite-pyrrhotite-pyrite and crystallinity of illite in the ore allow to estimate the physical conditions of the Tertiary Alpine metamorphism: T > 260 °C, P 2.5 kb. These values are in agreement with the regional pattern.

Keywords: massif sulfide, Triassic, Préalpes, ore genesis

Einleitung

Im Rahmen des Ausbaus der Bern-Lötschberg-Simplon-Bahn auf Doppelspur wurde in den Jahren 1983–1986 südlich von Spiez ein neuer Hondrichtunnel erstellt (Fig. 1). Im Herbst 1984 wurde während des Kalottenvortriebes auf der Südseite zwischen km 2.198 und 2.160 eine starke Pyrit-Vererzung festgestellt. Dieses bis anhin unbekannte Erzvorkommen stellt mit seiner engen Assoziation zu triadischen Kalken in den Schweizer Alpen ein Unikum dar.

[1] Mineralogisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern.
[2] Büro Kellerhals und Haefeli, Kapellenstrasse 22, CH-3011 Bern.



Aufgeschobene Molasse
Wildhorn Decke
Subalpiner Flysch
Ultrahelvetischer Flysch
Niesen Decke
Zone Submédiane
Klippen Decke: Préalpes Médianes Plastiques
Klippen Decke: Préalpes Médianes Rigides
Simmen Decke

Fig. 1 Tektonische Kartenskizze der Region Spiez.

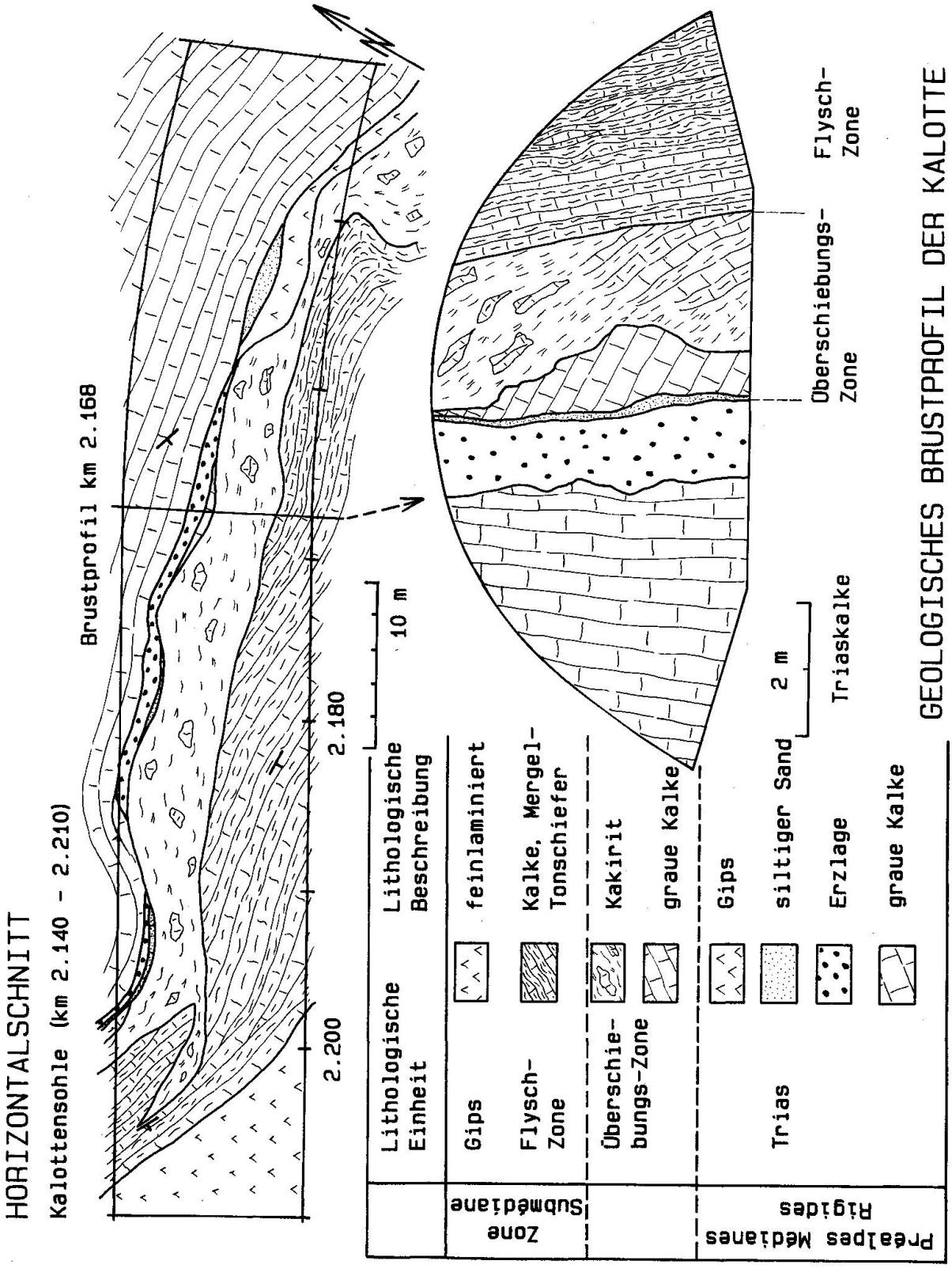


Fig. 2 Geologische Stollenaufnahme im Südabschnitt des neuen Hondrichtunnels der BLS.

Geologische Situation

Beim Vortrieb des neuen Hondrichtunnels (Fig. 1, 2) wurden von SW nach NE folgende Gesteinseinheiten durchquert:

Lockergestein
Gips
Kalk-Mergel-Tonschiefer-Zone (Flyschzone)
Überschiebungs-Zone
Erzkörper
Triaskalke

Lockergestein: In den ersten 370 Tunnelmetern wurden Moränenablagerungen des Kandergletschers (Würm), diluviale Vorstoss-Schotter, die mit den nach WELTEN (1982) vermutlich würmeiszeitlichen Hahni-Deltaschotter von BECK & GERBER (1925), parallelisiert werden können, feinkörnige Seeablagerungen sowie eine geringmächtige, vermutlich risseiszeitliche Grundmoräne durchfahren.

Gips: Der Gips ist grau bis grauschwarz, teils laminiert, teils dickbankig und führt vereinzelt dünne Lagen oder Schmitzen von schwarzen Tonschiefern. Die Schichtmächtigkeit des häufig stark tektonisierten Gipses variiert zwischen 50 und 100 m. Tektonisch ist er vermutlich der Zone Submédiane zuzuordnen (vgl. unten).

Kalk-Mergel-Tonschiefer-Zone (Flyschzone): Diese Zone mit einer Mächtigkeit von 8 bis 20 m wurde im Tunnel zwischen km 2.204 und 2.148 durchfahren. Die Flyschzone besteht aus dunklen, dünnbankigen, z.T. sandigen Kalken, Mergelkalken und Mergelschiefern, welche mit dünnen, vereinzelt auch mächtigen Tonschiefern wechsellagern. Die Abfolge steht vertikal bis leicht gegen S überkippt und weist typische Merkmale eines (Kreide?-) Flysches auf. Aufgrund der geologisch-tektonischen Situation kann diese Zone am ehesten der nordpenninischen Zone Submédiane zugeordnet werden (vgl. WEIDMANN et al., 1976). Die fossilarmen Gesteine entsprechen wahrscheinlich der dort erwähnten Unterkreide-Flysch-Serie. Die zwischen Klippen-Decke und der darunterliegenden Niesen-Decke eingeklemmte Zone Submédiane weist infolge ihrer tektonischen Situation sehr unterschiedliche Mächtigkeiten auf. Gemäss der allgemeinen geologisch-tektonischen Lage ist der oben erwähnte Gips eher zur Zone Submédiane als zum Ultrahelvetikum (Gips-Zone von Leissigen) zu rechnen (Fig. 1).

Überschiebungs-Zone: Diese Zone, welche zwischen km 2.200 und 2.146 teilweise fast parallel der Tunnelachse verläuft, besteht aus einer tonig-siltigen, schwarzen Grundmasse, in welcher Bruchstücke, Blöcke und z.T. Schollen von Kalken, Mergelkalken, Kalkschiefern, Tonschieferschmitzen und Gipsknollen schwimmen. Gemäss der lithologischen Zusammensetzung handelt es sich um die stark kakiritisierten Gesteine der Kalk-Mergel-Tonschiefer-Zone. Die ur-

sprüngliche Schichtung ist noch teilweise erkennbar (Fig. 2, Kalotten-Brustprofil). Die zwischen 1 bis maximal 5 m mächtige Überschiebungs-Zone diente als Gleithorizont zwischen der Klippen-Decke und der unterliegenden Zone Submédiane.

Erzkörper: Von der angrenzenden Überschiebungs-Zone sind die Triaskalke im Tunnelbereich hin und wieder durch einen siltigen Sand – eine häufig tektonisierte schmale Lage – oder durch eine direkt den Kalken aufliegende Erzschicht getrennt. Der Übergang Kalk–Erz ist meist scharf und nicht tektonisiert. Die Vererzung weist eine Mächtigkeit von bis zu 1,3 m auf und wurde im Tunnel auf einer Strecke von ca. 40 m Länge angefahren (Fig. 2). Gegen NW sowie z.T. auch im Strossenbereich ist die Erzschicht nicht mehr feststellbar. Die im Tunnelbereich abgetragene Erzkubatur wird auf ca. 100–150 m^3 Erz geschätzt.

Triaskalke: Es handelt sich um dunkle, häufig rekristallisierte, fossilarme Kalke der mittleren Trias (Ladinien), welche mit vielen Kalzitadern durchsetzt sind. Die meist steilstehende Abfolge der Triaskalke weist im Tunnelbereich eine Schichtmächtigkeit von über 300 m auf. Tektonisch ist die Einheit zu den Préalpes Médianes Rigides (Klippen-Decke) zu rechnen. Vermutlich handelt es sich um eine östliche Fortsetzung der Spillgerten-Teildecke oder der Wirienhorn-Schuppe (vgl. GENGE, 1958 und BAUD, 1972). Der direkt den Kalken anliegende Gips ist vermutlich ebenfalls zu dieser tektonischen Einheit zu zählen.

Petrographie und Geochemie des Erzkörpers

Der massive Erzkörper, dessen Mächtigkeit von 50 cm bis 1,5 m variiert, zeigt eine ausgeprägte Zonierung. Es können die folgenden vier Typen von Zonen unterschieden werden:

I Feinstkörniger, oft leicht rekristallisierter Pyrit (50 Vol.-%) bildet eine Matrix, welche idiomorphe bis zu 2 mm grosse Zinkblendekristalle (15 Vol.-%) und wenig Bleiglanz (5 Vol.-%) enthält. Eine Schichtung des feinkörnigen Erzes wird durch eingelagerte Tonhäute angedeutet. Daneben tritt Kalzit (20 Vol.-%) und untergeordnet Quarz auf (Fig. 3a, 4a). Wie Übergangsstadien zeigen, ist der grobkristalline Kalzit durch Rekristallisation von Komponenten eines grauen Kalkes entstanden.

II Klastisch ausgebildetes Erz mit deutlicher Schichtung, bestehend aus eckigen, bis wenige mm grossen Klasten des Erztypes I, welche in einer feinkörnigen Matrix von Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz, Kalzit und Tonmineralien schwimmen. (Fig. 3a, 4b).

III Geschichtete Coelestinlagen, welche mit Zinkblende, Pyrit und Bleiglanz vererzt sind. Im Vergleich zu den Massiverzzonen sind diese max. 5 cm dikken Horizonte geringmächtig (Fig. 3a, 3b).

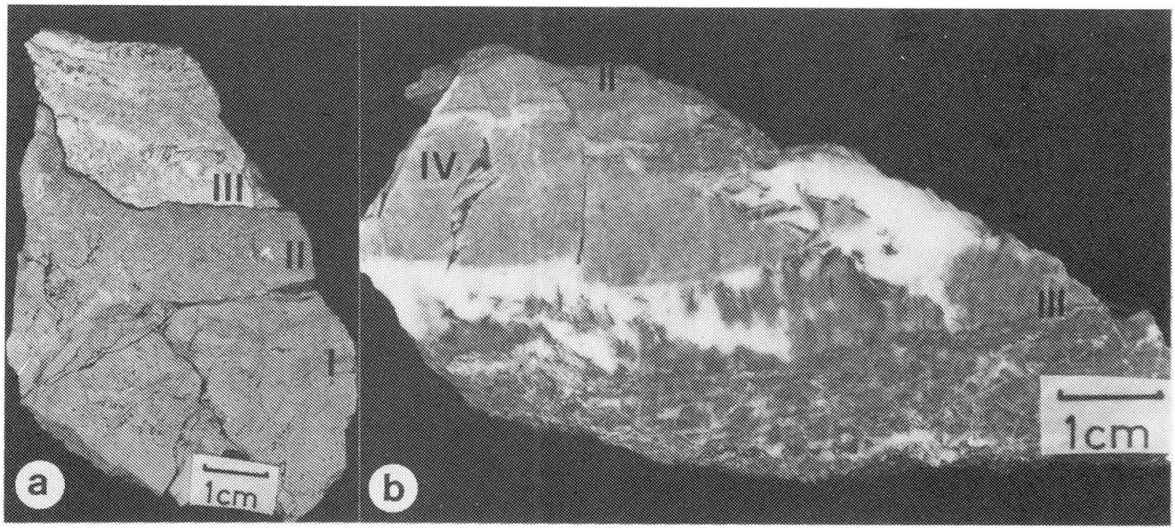


Fig. 3 Anschliffe von Erzproben:
3a) Erztypen I bis III; 3b) Erztypen III, IV und II.
I: feinkörniger Pyrit; II: aufgearbeitetes Erz mit Klasten vom Typ I; III: geschichteter Coelestin mit Zinkblende; IV: geschichteter Dolomit mit wenig Coelestin; weisse Zonen: rekristallisierter Kalzit und Coelestin.

IV Im mm-Bereich geschichtete, wenige cm mächtige Dolomitlagen enthalten 5–10 Vol.-% Coelestin (Fig. 3) und wenig Zinkblende und Pyrit.

Neben diesen vier im Massiverzkörper angetroffenen Zonen tritt als Komponenten im Kakirit der Überschiebungszone eine dolomitische Breccie auf, welche eckige, vererzte Coelestinkomponenten enthält.

Pyrit tritt als wenige µ grosse enggepackte Körner auf. In REM-Aufnahmen lässt sich erkennen, dass sie durch feinste Tonmineralblättchen getrennt sind. Framboidale Pyrite fehlen. In Rissen des feinkörnigen Erzes und in den gröberen Partien (Zone II) treten idiomorphe, bis mehrere mm grosse Kristalle auf. Ein Teil dieser grobkörnigen Pyrite zeigen eine lamellare Innenstruktur. Es handelt sich um Pseudomorphosen nach Pyrrhotin (Fig. 4c), möglicherweise entstanden über ein Markasitzwischenstadium.

Zinkblende zeigt immer eine ausgeprägte Zonierung (Fig. 4d, 5). Fe-reiche Kerne (20–40 Mol.-% FeS) entmischen wenige µ grosse Pyrite. Zinkblende im Kontakt mit Pyrit und Pyrrhotin zeigt eine relativ konstante Zusammensetzung mit ca. 17–18 Mol.-% FeS. Nur mit Pyrit assoziierte Zinkblende weist einen FeS-Gehalt von 0–10 Mol.-% auf. In einzelnen grösseren Kristallen können alle drei Zonen ausgebildet sein. In der Erzzone I und den Klasten der Zone II sind ebenfalls drei Zinkblende-Typen vertreten. In der Grundmasse der Zone II sowie in den Zonen III und IV kommt nur Fe-arme Zinkblende vor. In stark rekristallisierten Partien bildet Zinkblende bis zu 0,2 mm grosse Tafeln. Vermutlich sind dies Pseudomorphosen nach Wurtzit. Cd konnte mit der Mikrosonde nicht nachgewiesen werden.

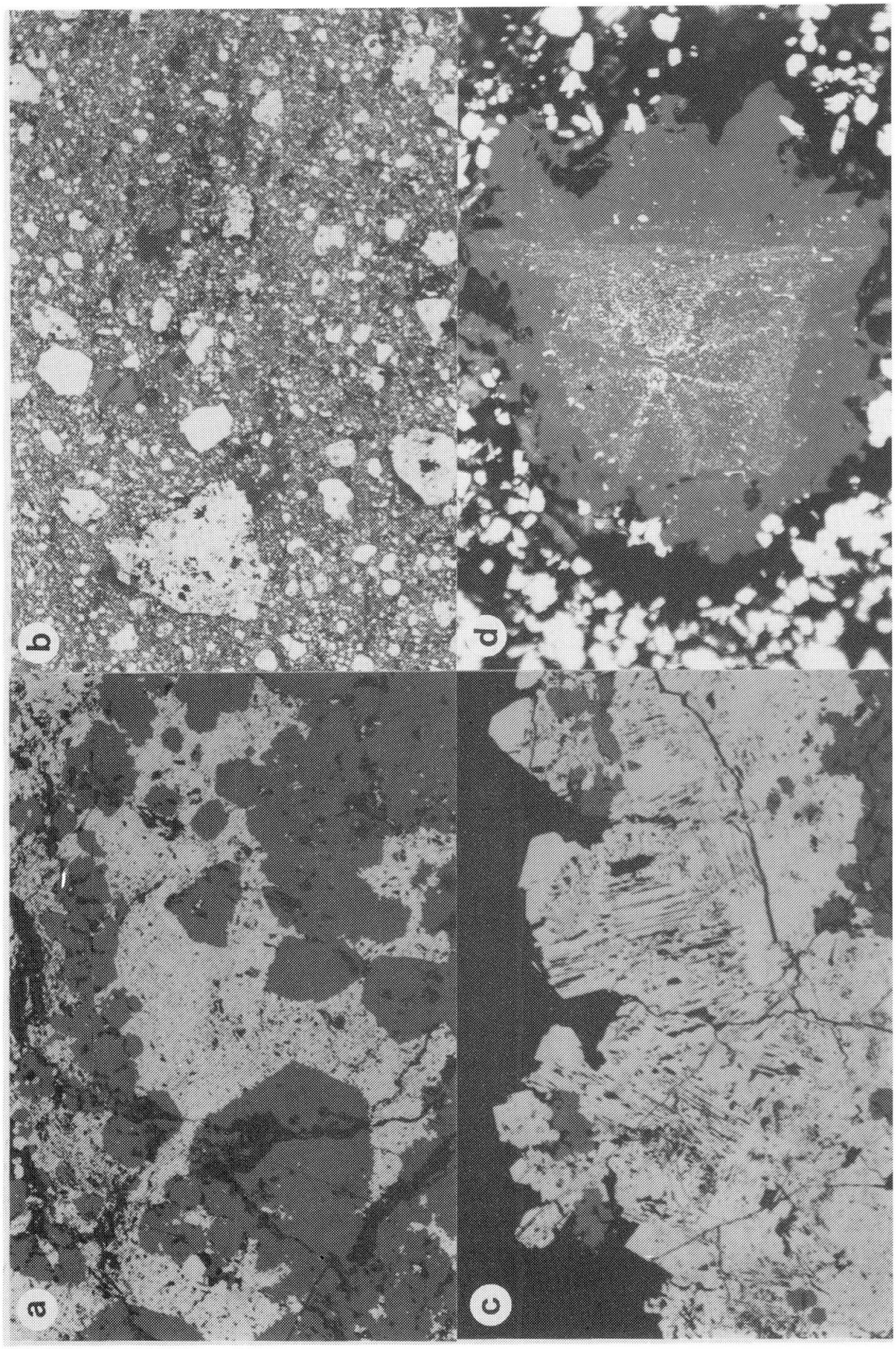


Fig. 4 Erzmikroskopische Anschliffaufnahmen:
4a) Erztyp I, sehr feinkörnige Pyritmatrix mit idiomorphen Zinkblende-Kristallen; Bildbreite 3 mm.
4b) Erztyp II, Pyritklasten mit Zinkblende des Erztyps I in feinkörniger Pyritmatrix; Bildbreite 3 mm.
4c) Pseudomorphosen von Pyrit nach Pyrrhotin. Bildbreite 3 mm.
4d) Zonierte Zinkblende mit Pyritentmischung. Ölimmersion, Bildbreite 0,3 mm.

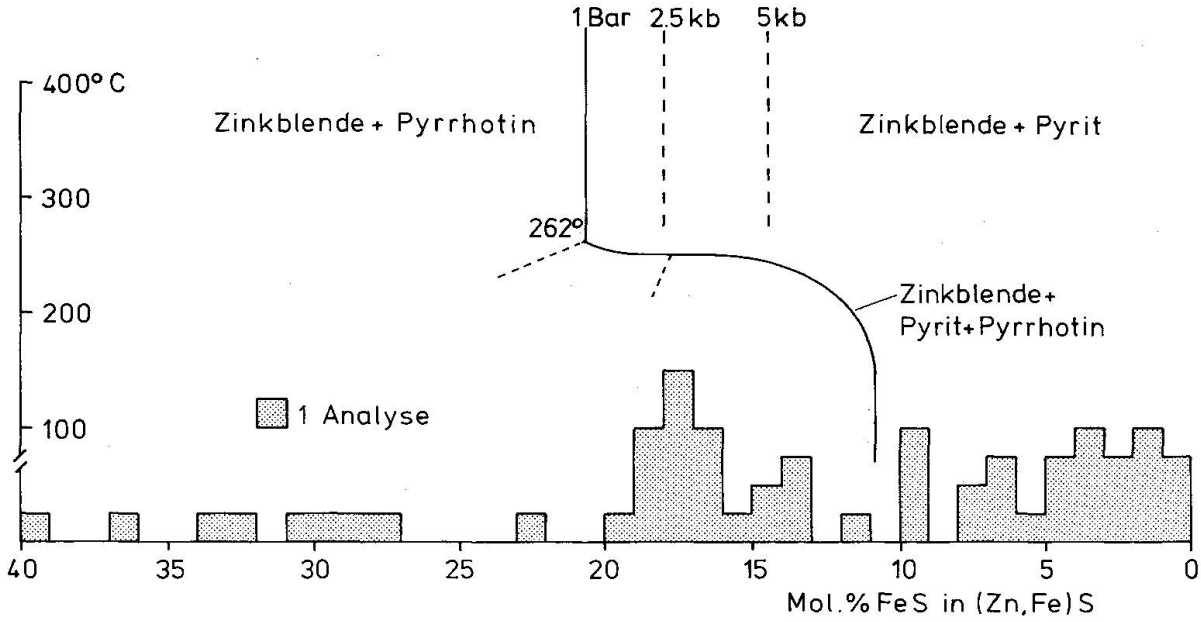


Fig. 5 Histogramm des FeS-Gehaltes der Zinkblenden in Kombination mit T, X_{FeS}^{ZnS}-Diagrammen nach Scott (1973) und Scott and Kissin (1973).
Die Häufung der FeS-Gehalte bei 17–18 Mol.-% deutet auf eine Rekristallisationstemperatur von über 262 °C. Daraus leiten sich Drücke von ca. 2,5 kb während der alpinen Metamorphose ab.

Bleiglanz tritt ähnlich wie Zinkblende idiomorph in der feinkörnigen Pyritmatrix auf. Oft verdrängt Bleiglanz auch Zinkblende oder kleidet kleine Drusen aus. Die Verteilung von Bleiglanz innerhalb des Erzkörpers ist sehr inhomogen.

Pyrrhotin findet sich nur als maximal 100 μ grosse Einschlüsse im grobkristallinen, aus Pyrrhotin entstandenen Pyrit und in Fe-reicher Zinkblende.

Markasit von etwa 50 μ Grösse tritt untergeordnet mit Pyrit verwachsen auf.

Coelestin bildet ein grobrekristallisiertes Gefüge grauer bis weisser, cm grosser Kristalle. Die von ihnen überwachsene sedimentäre Schichtung wird von Erz- und Tonmineraleinschlüssen abgebildet. Coelestin zeigt einen mittleren $BaSO_4$-Gehalt von 17 Mol.-% (Fig. 6). Die einzelnen Kristalle sind wenig zoniert. In verschiedenen Lagen zeigt sich eine Streuung im Ba-Gehalt. Es ist immer ein deutlicher $CaSO_4$-Gehalt von im Mittel 0,5 Mol.-% vorhanden.

Die Zusammensetzung sowie das Auftreten dieser Coelestine ist ungewöhnlich. Nach Hanor (1968) und Burkhard (1978) sind $SrSO_4$-$BaSO_4$-Mischkristalle im Vergleich zu den reinen Endgliedern selten.

Dolomit zeigt in den sehr feinen geschichteten Lagen ein grobkristallines Gefüge, so dass die primäre Natur des abgelagerten Karbonates unbestimmbar ist.

Tonmineralien treten als dünne Häute im Erz auf. Diese schwarzen Tonmineralien wurden mit denen des triadischen Kalks, der Überschiebungszone, der Flyschzone und der Trias von Leissigen verglichen.

			Illit-Gehalt	Chlorit-Gehalt	Illit-Krist.
Hondrich	Triaskalk		100		5,1
Hondrich	Erz		100		6,6
	Erz		100		6,2
	Do-Coel-Breccie		100		7,7
Hondrich	Überschiebungs-zone	A	80	20	9,6
		B	80	20	10,0
Hondrich	Flyschzone	A	80	20	13,3
		B	80	20	11,8
Leissigen	Dolomit (tonig)		95	5	9,9
	Gips (tonig)		100		5,9

Es lässt sich eine deutliche Affinität der Tonmineralien im Erz zu jenen in den Triaskalken und in der Leissiger Trias erkennen. Illit ist im Erz und in den triadischen Gesteinen besser kristallisiert. Chlorit tritt im Hondrich nur im Flysch und in den Gesteinen der Überschiebungszone auf.

Kalzit, Quarz und Anhydrit sind weitere im Erzkörper auftretende Phasen. Anhydrit wurde nur als bis 0,5 mm grosse Einschlüsse im Coelestin gefunden.

Fossilreste konnten im Lösungsrückstand (aqua regia) des massiven feinkörnigen Pyrits nachgewiesen werden. Es handelt sich um Spindeln hochkonischer, benthischer Foraminiferen. Eine Bestimmung der sehr seltenen Foraminiferenrückstände ist nicht möglich.

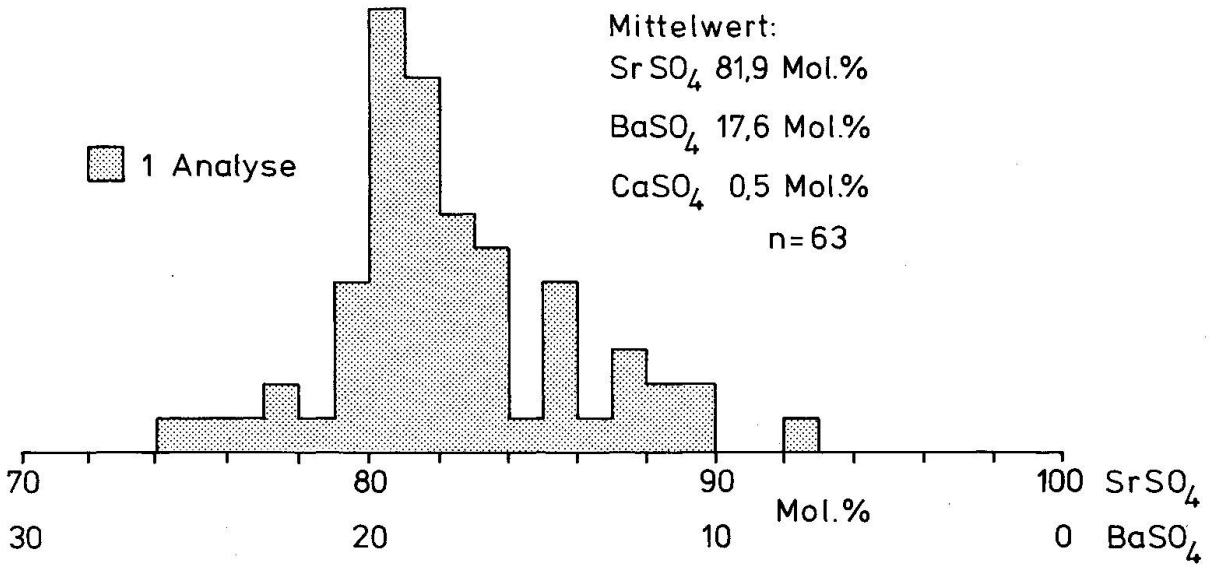


Fig. 6 Histogramm der Barytocoelestinzusammensetzungen. $BaSO_4$-Gehalte von 17 Mol.-% sind weder in hydrothermalen noch in marinen Ba,Sr-Sulfaten beschrieben.

Anschliffe von Sandsteinen aus der Flyschzone zeigen geringe Mengen von framboidalem Pyrit und vereinzelte Kupferkieskörner. Auf Kalzitklüften treten mm grosse reine Barytkristalle auf. Diese Paragenese zeigt keine Beziehung zur massiven Vererzung.

Die Analysen einer Reihe von Elementen wurden an einer Durchschnittsprobe aus dem Hondrich (Erzzone I und II) und an einem Handstück aus dem Sackgraben durchgeführt. Die Probe aus dem Sackgraben wurde zum Vergleich herangezogen, weil dieses Erzvorkommen eine ähnliche Mineralogie zeigt und in einer vergleichbaren tektonischen Situation vorkommt (ZINGG, 1984), Analysen in der Literatur bisher aber nicht vorliegen.

	Hondrich	Sackgraben
SiO_2	1,57	15,03
Al_2O_3	0,28	1,51
MgO	0,19	0,19
CaO	9,94	6,10
Na_2O	2,00	0,51
K_2O	0,17	0,50
Mn	0,02	0,01
Fe	23,90	21,42
S	38,15	35,36
Pb	4,76	0,04
As	0,03	0,14
Zn	8,41	1,25
Cu	0,00	0,07
Cd	0,03	0,01
Ba	0,03	0,00
Sr	0,10	—
CO_2	8,14	4,21
H_2O	0,03	3,76

Sb, Tl, Sn, Bi, W, Ni, Co, Cr konnten nicht nachgewiesen werden. Vergleichbare Erze treten in der Schweiz im Malcantone in erratischen Blöcken auf. Ihr Pyrit-Gehalt ist wesentlich höher. KÖPPEL (1966) gibt Fe-Gehalte von 28 bzw. 44%, entsprechend einem Pyritanteil von 60–95% an. Aus unserer Analyse lässt sich folgender idealisierter Modalbestand berechnen: Pyrit 51,3%, Zinkblende 12,5%, Bleiglanz 5,5%. Diese Werte sind in recht guter Übereinstimmung mit den mikroskopischen Abschätzungen.

Genese und Alter der Vererzung

Die Zonierung und Schichtung des Erzkörpers legt einen sedimentären Ursprung dieser massiven Sulfidvererzung nahe. Weitere Argumente zur Unterstützung dieser Hypothese sind:

- Schichtparallelität innerhalb des Erzkörpers und mit den Triaskalken (Fig. 2).

- Das Auftreten von Dolomitlagen als Bestandteil des Erzkörpers (Fig. 3a).
- Das Auftreten von Feinschichtung in Dolomit und Coelestin (Fig. 3a).
- Die zyklische Repetition der einzelnen Zonen innerhalb des Erzkörpers (Fig. 3).
- Das Aufarbeiten von einzelnen Erzlagen und ihre Resedimentation als Klasten (Fig. 3).
- Das Fehlen von Verdrängungsstrukturen.

Diese Argumente sprechen gegen die alternativen Erklärungsmöglichkeiten für die Platznahme des Erzes als hydrothermaler Gang oder als metasomatische Verdrängung. Das makroskopische Erscheinungsbild des Hondrich-Erzes ist demjenigen der Massivsulfiderze von Rammelsberg (HANNAK, 1981) und von Meggen (GASSER und THEIN, 1977) sehr ähnlich.

Massive Sulfidvererzungen sedimentären Ursprungs werden oft im Zusammenhang mit exhalativen hydrothermalen Lösungen beschrieben (z.B.: GUSTAFSON und WILLIAMS, 1981). Dies scheint auch für die im Hondrich vorliegende Vererzung naheliegend. Die lokalen Fällungsbedingungen für das Erz können anhand der Zonierung der Zinkblenden mit ihren assoziierten Fe-Sulfiden und der Coelestine rekonstruiert werden.

Die erste Generation Zinkblende, welche in einem Fe-Sulfidschlamm gewachsen ist, weist hohe, als Pyrit entmischte Fe-Gehalte (20–40 Mol.-%) auf. Solche Zinkblenden liegen, falls FeS nicht entmischt ist, im Stabilitätsbereich der Paragenese Zinkblende-Pyrrhotin (SCOTT and BARNES, 1971) und schliessen die Anwesenheit von Pyrit aus. Die Sauerstoff-Fugazität dieser ersten Lösungen muss demnach so niedrig gewesen sein, dass nur Pyrrhotin gebildet wurde. Im Erztyp I erkennt man Relikte von Pyrrhotin und Pseudomorphosen von Pyrit nach Pyrrhotin. Daraus kann geschlossen werden, dass die Sauerstoff-Fugazität anschliessend bis ins Stabilitätsfeld des Pyrits anstieg.

Im Erztyp II findet man neugebildete Fe-ärmere Zinkblende (0–10 Mol.-%) zusammen mit Pyrit. In diesem aufgearbeiteten Typ zeigen die Klasten des Typs I neben Pyrit und Fe-reicher Zinkblende Relikte von und Pseudomorphosen nach Pyrrhotin. Die Erhöhung der Sauerstoff-Fugazität muss demzufolge nach der Ablagerung der Zone I, aber vor deren Aufarbeitung erfolgt sein.

Das Auftreten der Gleichgewichtsparagenese Pyrit–Pyrrhotin–Zinkblende erlaubt die Anwendung des Zinkblendebarometers (SCOTT, 1973; HUTCHEON, 1978). Figur 5 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Fe-Gehalte in den Zinkblenden des Hondrichs. Für die mit Pyrit und Pyrrhotin paragenetisch auftretende Zinkblende erkennt man eine deutliche Häufung bei 17–18 Mol.-% FeS (Mittel von 16 Analysen: 17,9 Mol.-%). Eine solche Häufung ist nur dann zu erwarten, wenn die Paragenese Pyrit–Pyrrhotin–Zinkblende über ca. 260 °C im temperaturunabhängigen Bereich equilibrierte. Unterhalb 260 °C wäre eine breite Streuung der FeS-Gehalte zu erwarten, da die univariante Kurve mehr oder we-

niger horizontal verläuft (SCOTT and KISSIN, 1973). Aus dem Schluss, dass die Temperaturen für die Paragenese Pyrit-Pyrrhotin-Zinkblende über 260 °C gelegen haben müssen, und dem FeS-Gehalt der Zinkblenden ergibt sich eine Druckabschätzung (SCOTT, 1973) von ca. 2,5 kb.

Temperatur (> 260 °C) und Druck (2,5 kb) widerspiegeln die Bedingungen während der alpinen Metamorphose. Die Trias des Hondrichs liegt im Bereich der Anchizone, was auch anhand der Illitkristallinität dokumentiert ist und mit Untersuchungen von FREY et al. (1980a, b) übereinstimmt.

Die Entmischung von Pyrit in Zinkblende (Fig. 4d) kann durch eine hohe Schwefelfugazität mit der Reaktion $X_{FeS}^{ZnS} + S^\circ \rightarrow FeS_2$ während der Metamorphose erklärt werden. Die erhöhte Schwefelfugazität im metamorphen Fluid dürfte durch die Pyrit-reichen Erze bedingt sein.

Das Auftreten von Barytocoelestin gibt einen weiteren Hinweis auf die Entstehungsbedingungen. Für die Entstehung von massivem Baryt oder Coelestin kommen drei verschiedene Mechanismen in Frage.

- Abkühlung hydrothermaler Lösungen:
  Infolge der retrograden und gegenüber Baryt wesentlich höheren Löslichkeit von Coelestin (SCHERP und STRÜBEL, 1974) ist aus hydrothermalen Spaltenfüllungen praktisch nur Baryt mit niedrigen $SrSO_4$-Gehalten (1–5%) bekannt (PUCHELT und MÜLLER, 1964; BURKHARD, 1978; HOFMANN und BAUMANN, 1984).
- Evaporitische Ausscheidung:
  MÜLLER (1962) beschreibt evaporitische Coelestinlagerstätten mit niedrigem $BaSO_4$-Gehalt (< 1%), wobei das Sr aus dem Seewasser bezogen wird. Das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis entspricht der Seewasserzusammensetzung (FÜCHTBAUER und MÜLLER, 1977).
  Für evaporitische Baryte ($SrSO_4$ ca. 10%) nehmen PUCHELT und MÜLLER (1964) nur für Sr einen marinen Ursprung an.
- Mischung hydrothermaler Lösungen mit Seewasser:
  Baryte in sedimentären Massivsulfidlagerstätten (z.B.: Meggen, Rammelsberg) weisen niedrige $SrSO_4$-Gehalte von weniger als 1% auf (PUCHELT und MÜLLER, 1964).

Die Barytocoelestine des Hondrichs unterscheiden sich mit durchschnittlich 17% $BaSO_4$ deutlich von den oben beschriebenen.

Berücksichtigt man die Löslichkeiten von Baryt und Coelestin (SCHERP und STRÜBEL, 1974), so muss in einer Lösung, aus welcher Coelestin mit 17% $BaSO_4$ (Sr/Ba ca. 5) ausfällt, Sr gegenüber Ba mindestens 50fach angereichert sein (HANOR, 1968; BURKHARD, 1978). Aus rezenten hydrothermalen Lösungen sind variable Sr/Ba-Verhältnisse bekannt (CARPENTER et al., 1974; SCHERP und STRÜBEL, 1974; WHITE, 1981).

Kommt eine Sulfat-arme hydrothermale Lösung (Sr/Ba ca. 5) mit niedriger Sauerstoff-Fugazität (vgl. oben) in Kontakt mit evaporitischen, $SO_4^{=}$-reichen Lösungen, wie dies im Hondrich aus der Anwesenheit von Anhydrit im Coelestin und dessen $CaSO_4$-Komponente hervorgeht, so können $SrSO_4$ und $BaSO_4$ quantitativ im Verhältnis der ursprünglichen hydrothermalen Lösung gefällt werden.

In normalem Seewasser ist eine solche Fällung nicht möglich, da dieses an $SrSO_4$ stark untersättigt ist (MÜLLER, 1962) und durch Sr-Aufnahme das Sr/Ba-Verhältnis der ausgefällten Phase ändern würde. Damit lässt sich auch der niedrige $SrSO_4$-Gehalt in normalen exhalativen Baryten erklären.

Aus den tonmineralogischen Untersuchungen zeigt sich eine deutliche Affinität des Erzkörpers zu den unterliegenden Triaskalken, welche ebenfalls Spuren von Bleiglanz und Zinkblende in der Matrix, jedoch nicht auf Adern, enthalten. Die jüngeren Sedimente der Flyschzone sowie die Überschiebungszone zeigen einen deutlichen Chlorit-Gehalt und schlechter kristallinen Illit. Die Zugehörigkeit zur Trias wird weiter durch die gemeinsame Verfaltung von Triaskalk und Erzkörper sowie durch das Auftreten von Anhydrit im Coelestin und Dolomitlagen im Erz unterstützt.

Petrogenetische Überlegungen

Bei der Pyrit-Zinkblende-Vererzung des Hondrichs handelt es sich um ein kleinräumiges, massives Sulfidvorkommen sedimentär exhalativen Ursprungs. Die Ausfällung erfolgte in einem evaporitischen Milieu, was sowohl in der Mineralogie des Erzkörpers als auch in der stratigraphischen Vergesellschaftung mit Evaporiten dokumentiert ist. Die hydrothermalen Erzlösungen müssen aus der Tiefe bezogen werden. Das während der Trias aktive Rifting mit tiefgreifenden Störungen ermöglicht einerseits vulkanische Aktivität, andererseits erhöhten Wärmefluss. Vulkanosedimentäre Massivsulfidvorkommen (Cyprus-Typ, Kuroko-Typ) zeichnen sich durchwegs durch hohe Cu-Gehalte aus. Im Hondrich fehlt Cu, und ein Bezug zu vulkanischer Aktivität lässt sich nicht feststellen.

Die Trias des Hondrichs ist im Briançonnais beheimatet, lag also ursprünglich in der Nähe mächtiger paläozoischer Sedimente, wie sie noch in der Zone Houillère anstehen.

Durch erhöhten Wärmezufluss während der Trias (Rifting) konnten hydrothermale Lösungen Metallkationen aus den paläozoischen Sedimenten mobilisieren. Cu wird in solchen Prozessen nur bei hohen Temperaturen mobilisiert (RUSSELL et al., 1981). Eine Herkunft der Lösungen aus dem Kristallin ist nicht auszuschliessen. Sedimente zeichnen sich jedoch durch höhere Porosität und sehr oft stark reduzierendes Milieu (Zone Houillère) aus. Aufgrund des niedrigen Cu-Gehaltes und der niedrigen Sauerstoff-Fugazität in der initialen Phase

nehmen wir an, dass die Metallkationen aus den paläozoischen Sedimenten stammen.

An der Austrittsstelle der hydrothermalen Lösungen erfolgte durch Abkühlung oder geringfügige Mischung mit anderen Lösungen bei niedriger Sauerstoff-Fugazität die Ausscheidung von Pyrrhotin und sehr Fe-reicher Zinkblende. Durch Mischung mit oxidierenden Wässern erfolgte anschliessend eine Erhöhung der Sauerstoff-Fugazität und eine Pyritisierung des Sulfidschlammes, teilweise begleitet von einer mechanischen Aufarbeitung. Die Fällung der Barytocoelestine erfolgte zeitlich getrennt im Mischungsbereich mit sulfatreichen Lösungen. Den Abschluss eines Zyklus bildet nur noch schwach vererzter Dolomit.

Die Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus bietet wegen der Tektonisierung und des nur kurzzeitig zugänglichen Aufschlusses Schwierigkeiten. Die Ablagerung des Erzes unter stark reduzierenden Bedingungen, das Auftreten von Kalkklasten und synsedimentärem Dolomit im Erz sowie die Assoziation mit Evaporiten impliziert ein spezielles Milieu, wie es in submarinen Soletümpeln oder submarinen Karsthohlräumen verwirklicht sein kann.

Ähnliche massive Sulfidvererzungen in der Trias sind im alpinen Bereich nur aus Jugoslawien beschrieben (KARAMATA, 1978; WALTHER, 1982). In verschiedenen an Staffelbrüche gebundenen sedimentären Becken treten sehr unterschiedliche, teilweise massive, sedimentäre Cu-, Pb-, Zn-, Ba-Vererzungen (z.B.: Borovica, Vareš, Veovača) auf. Diese Vorkommen zeigen eine enge Vergesellschaftung mit Vulkaniten.

Von den ostalpinen Pb-Zn-Vererzungen (z.B.: Bleiberg, Raibl, Salafossa) unterscheidet sich das Vorkommen im Hondrich durch das Vorherrschen von Fe gegenüber von Pb und Zn. Pyritische Massivsulfiderze sind dort nicht bekannt.

Verdankungen

Der Bern-Lötschberg-Simplon-Bahn, insbesondere Herrn Oberingenieur F. Kilchenmann, sei für die Ermöglichung der Tunnelaufnahme zur Sicherung der einmaligen geologischen Aufschlüsse und auch für die Erlaubnis, die Vererzung detailliert zu untersuchen, bestens gedankt. Die Herren Prof. Dr. E. Niggli und Dr. P. Kellerhals weckten mit ihrer prompten Information über den neuen Erzfund unser Interesse und ermöglichten unsere Zusammenarbeit. Die Erzproben wurden in Lausanne von Dr. H. Pfeifer und C. Lavanchy analysiert (XRF). T. Armbruster, V. Dietrich und Tj. Peters lasen die Arbeit. Ihnen allen möchten wir danken.

Literaturverzeichnis

BAUD, A., (1972): Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes; Eclogae geol. Helv. 65/1, 43–55.

BECK, P. und E. GERBER (1925): Geologische Karte Thun-Stockhorn 1:25000, Spez.-Karte 96; Schweiz. geol. Kommission.

BURKHARD, A. (1978): Baryt-Coelestin und ihre Mischkristalle aus Schweizer Alpen und Jura; Schweiz. min. petrogr. Mitt. 58 1/2, 1-96.

CARPENTER, A. B., M. L. TROUT and E. E. PICKET (1974): Preliminary report on the origin and chemical evolution of lead- and zinc-rich oilfield brines in Central Mississippi; Econ. Geol. 69, 1191-1206.

FREY, M., M. TEICHMÜLLER, R. TEICHMÜLLER, J. MULLIS, B. KÜNZI, A. BREITSCHMID, U. GRUNER and B. SCHWIZER (1980a): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data; Eclogae geol. Helv. 73/1, 173-203.

FREY, M., K. BUCHER, E. FRANK and J. MULLIS (1980b): Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso – a review; Eclogae geol. Helv. 73/2, 527-546.

FÜCHTBAUER, H. und G. MÜLLER (1977): Sediment-Petrologie, Teil II: Sedimente und Sediment-Gesteine; 3. Aufl. E. Schweizerbart, Stuttgart.

GASSER, U. und J. THEIN (1977): Das syngenetische Sulfidlager Meggen im Sauerland; Forschungsbericht des Landes Nordrhein-Westfalen Nr. 2620, 171 p.

GENGE, E. jun. (1958): Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland); Eclogae geol. Helv. 51/1.

GUSTAFSON, L. B. and W. WILLIAMS (1981): Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead and zinc; Econ. Geol. 75th ann. Vol., 139-178.

HANNAK, W. W. (1981): Genesis of the Rammelsberg ore deposit near Goslar / Upper Harz, Federal Republic of Germany; In: WOLF, K. H. (Editor), Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Vol. 9, Elsevier Amsterdam, 551-642.

HANOR, J. S. (1968): Frequencydistribution of compositions in the baryte-celestine series; Am. Miner. 53, 1215-1222.

HOFMANN, R. and A. BAUMANN (1984): Preliminary report on the Sr isotopic composition of hydrothermal vein barites in the Federal Republic of Germany; Mineral. Deposita 19, 166-169.

HUTCHEON, J. (1978): Calculation of metamorphic pressure using the sphalerite-pyrrhotite-pyrite equilibrium; Am. Miner. 63, 87-95.

KARAMATA, S. (1978): Magmatske stijene producja Borovica-Vares-Cevljanivic-Bjelasnica-Kalinovik; In: Geologija Bosne i Hercegovine, Knjiga IV, Sarajevo, 69-82.

KÖPPEL, V. (1966): Die Vererzungen im insubrischen Kristallin des Malcantone (Tessin); Geotech. Serie Lfg. 40, 123 p.

MÜLLER, G. (1962): Zur Geochemie des Strontium in ozeanischen Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der sedimentären Coelestinlagerstätte von Hemmelte-West (Süd-Oldenburg); Geologie 11, Beih. 35, 1-90.

PUCHELT, H. und G. MÜLLER (1964): Mineralogisch-geochemische Untersuchungen an Coelestobaryt mit sedimentärem Gefüge; In: AMSTUTZ, G. C. (Editor): Sedimentology and ore genesis, Developments in sedimentology 2, Springer, 143-156.

RUSSELL, M. J., M. SOLOMON and J. L. WALSHE (1981): The genesis of sediment-hosted, exhalative zinc and lead deposits; Mineral. Deposita 16, 113-127.

SCHERP, A. und G. STRÜBEL (1974): Zur Barium-Strontium-Mineralisation; Mineral. Deposita 9, 155-168.

SCOTT, S. D. (1973): Experimental calibration of the sphalerite geobarometer; Econ. Geol. 66, 466-474.

SCOTT, S. D. and H. L. BARNES (1971): Sphalerite geothermometry and geobarometry; Econ. Geol. 66, 653-669.

SCOTT, S. D. and S. A. KISSIN (1973): Sphalerite composition in the Zn-Fe-S-system below 300 °C.

WALTHER, H. W. (1982): Zur Bildung von Erz- und Minerallagerstätten in der Trias von Mitteleuropa; Geol. Rundsch. 71/3, 835-855.

WEIDMANN, M., P. HOMEWOOD, C. CARON und A. BAUD (1976): Réhabilitation de la «Zone Submédiane» des Préalpes; Eclogae geol. Helv. 69/2, 265–277.

WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz; Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 156.

WHITE, D. E. (1981): Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits; Econ. Geol. 75th ann. Vol., 392–423.

Zingg, M. A. (1984): Die Tertiäre Pb–Zn–Cu-Sulfidvererzung im Sackgraben, Engstligental (Berner Oberland); Schweiz. min. petrogr. Mitt. 64 1/2, 215–226.

Manuskript erhalten 29. Juli 1985.

Nachtrag zu:
Ein Massivsulfidvorkommen in der Trias der Präalpen
Oberhänsli, Hofmann und Gruner

Im Verlaufe der Drucklegung erhielten wir von J. Hunziker Angaben zum $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis der Barytocoelestine des Hondrichs. Der Wert liegt mit 0.70797 ± 5 im Bereich des Triasmeerwassers (nach Wedepohl) und unterscheidet sich deutlich von den Verhältnissen in hydrothermalen Baryten (>.710; HOFMANN und BAUMANN, 1984). Demzufolge kann man eine evaporitische Vorkonzentration von Meerwasser-Sr und ein anschliessendes Ausfällen im Oxidationsbereich des Sulfidschlamms annehmen.