

Die Pb-Zn-Erzlagerstätte Lafatsch – Vomperloch (Karwendelgebirge, Tirol)

von Oskar Schulz, Innsbruck

Inhalt	Seite
1. Zusammenfassung, Summary	55
2. Problemstellung	57
3. Einführung	58
4. Form und regionale Verteilung der Erzkörper	59
5. Stratigraphische Abfolge	62
6. Geochemische Kennzeichnung der Abfolge	68
7. Mineralparagenese und Gefüge der Erzkörper	72
8. Geochemische Daten der Erze	81
9. Tektonischer Rahmen	88
10. Diskussion der Genese	90
11. Historische Angaben	95
12. Praktische Erkenntnisse für den Bergbau	97
13. Literatur	100

1. Zusammenfassung

Die Lagerstätten von Lafatsch (Reps) – Vomperloch (Brantlinne) haben im Rahmen der Revidierung metallogenetischer Vorstellungen über Pb-Zn-Vererzungen in kalkalpinen Sedimentgesteinen bereits vor 30 Jahren eine maßgebliche Rolle gespielt.

In einem $7,5 \times 2$ km W-E ausgedehnten Areal, das als tektonische Großmulde mit Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit im Kern geprägt ist, gibt es an die 150 Stollenmundlöcher alter, seit dem Mittelalter betriebener kleiner Bergbaue und die 1951–1963 durch den Schurfbergbau Lafatsch von der Kastenalm aus durchgeföhrten Unterfahrungen. Die Paragenese **Zinkblende**, **Bleiglanz**, **Pyrit**, **Marksit**, **Calcit**, **Fluorit** bildet vorwiegend lagerartige Erzkörper mit fallweise wolken- und nesterförmigen Ausweitung. Sie sind fast ausnahmslos an die oberen 240 m des Wettersteinkalkes gebunden und von der alpidischen Orogenese durch Faltung und Zerscherung nachkristallin verformt worden.

In den überwiegend kolloformen und grobkristallinen, derben Erzgefügen sind als seltene Relikte typisch sedimentäre, externe und interne, geopetal angelagerte Erzschlämme erhalten, welche die viel diskutierten, i. w. S. synsedimentären Metallanreicherungsprozesse in der Trias bestätigen. Die Konturierung und das Gefüge der Erzkörper machen in vielen Fällen ausgedehnte Lösungsvorgänge in den offensichtlich reaktionsbereiten Kalk-Dolomitsedimenten verschiedenster fazieller Herkunft und unmittelbar anschließende chemische Erzanlagerung einschließlich umfangreicher metasomatischer Verdrängungen deutlich. Ein Teil

dieser vieldeutigen Gefüge ist auf frühdiagenetische interne Lösungsumlagerungen im aggressiven hypersalinaren Flachtwasser eines Lagunenbereiches zurückzuführen. Ein weiterer Teil aber scheint nicht anders als durch extrusiv-thermale Metaltransporte nach dem Diktat offenbar im Triasmeeresboden belteropor wirkender, regional ausgedehnter Fugensysteme deutbar zu sein. Auch apophysenförmige selektive Verdrängungen sind festzustellen.

Eine deutliche Gebundenheit der stratiformen Erzlager an bestimmte Schichten der Flachwasserfazies kommt nicht zur Geltung, wenn auch gewisse Befunde in den hangenden intertidalen Zwischenschichten diese Möglichkeit andeuten. Geochemische Untersuchungen zeigen allerdings den bekannten Trend zu erhöhten Metallgehalten in ton- und bitumenreichen Zwischenlagen, woraus aber kein unmittelbarer Zusammenhang mit der Bildung von Erzkörpern ableitbar ist.

Brecciererzkörper und resedimentäre Erzanreicherungen, etwa im Zusammenhang mit Emersionen oder triadischer Verkarstung infolge Trockenfallens der Sedimente, sind nicht in größerem Umfang nachzuweisen.

Die $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ -Isotopenverhältnisse zeigen mit der signifikanten starken Streuung von $\delta^{34}\text{S} -12,5$ bis $-27,2\text{\textperthousand}$ den bakteriellen Einfluß im reduzierenden sedimentären Bildungsmilieu an.

Über die präzise Herkunft der angereicherten Metalle sind aus dem Ablagerungsraum keine Informationen möglich, doch ergeben sich aus der vertretbaren Auffassung hydrothermaler Stofftransporte, unter Bezugnahme auf schon vorliegende geochemische Befunde, Anzeichen für Mobilisationen aus dem Erz- und Spurenmetallgehalt des tieferen Sedimentuntergrundes (z. B. Perm, Devon) mit der Förderung pseudohydrothermaler Lösungen.

The Pb-Zn-ore deposit Lafatsch – Vomperloch (Karwendel mountain range, Tyrol)

Already 30 years ago the mines of Lafatsch (Reps) – Vomperloch (Brantlinne) played a major role in the revision of metallogenetic concepts regarding Pb-Zn-mineralizations in Alpine sedimentary limestones.

Within an area of 7.5×2 km oriented W-E and, being a tectonic large syncline, characterized by Wetterstein limestone, Raibler strata and Main Dolomite in its core, there are about 150 pit entrances of historic small mines operated since the Middle Ages, and the galleries driven under between 1951 and 1963 from the Kastenalm by the prospecting team at Lafatsch. The paragenesis sphalerite, galena, pyrite, marcasite, calcite, fluorite forms mainly stratiform ore bodies with occasional cloud- and nest-shaped expansions. These are almost exclusively restricted to the uppermost 240 m of Wetterstein limestone; they have been deformed postcocrystallinely by folding and multiple shearing in the Alpidic orogenesis.

Within the predominantly colloform and coarse-crystalline, rough ore fabrics typically sedimentary, external and internal, geopetally apposited ore lutites have been preserved as rare relicts, confirming the much-discussed, in a wider sense synsedimentary metal enrichment mechanisms in Triassic time. The contours and fabric of the ore bodies in many cases clearly suggest extensive solvent action within the obviously reactive limestone-dolomite-sediments of most diverse facial origin, and immediate subsequent chemical ore apposition including far-

reaching metasomatic replacements. Part of these ambivalent fabrics must be traced back to early diagenetic internal solution mobilization in the aggressive hypersaline shallow waters of a lagoon. Another part, however, appears to be interpretable only by extrusive-thermal metal transports along the patterns dictated by regionally extended joint networks which were apparently acting belteroporically on the Triassic sea floor. Also, apophyse-shaped selective displacements may be observed.

It is not evident that the stratiform ore deposits are bound to distinct strata of the lagoonal facies, although certain observations in the intertidal interlayers stratigraphically above would seem to indicate just that. Geochemical analyses show the familiar trend towards higher metal content in intermediate layers rich in clay and bitumen; from this, however, no immediate connexion with the formation of ore bodies can be derived.

Brecciated ore bodies and resedimentary ore enrichments, as e. g. related to emersions or Triassic karstification due to surface desiccation of sediments, have not been found here in significant quantities.

The $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ isotope ratios with their significantly high scatter of $\delta^{34}\text{S}$ between -12.5 and $-27.2\text{\textperthousand}$ reflect the bacterial influence within the reducing sedimentary environment.

There is no precise information on the origin of the enriched metals from the region of sedimentation. Accepting the credible hypothesis of hydrothermal transport of matter, and referring to known geochemical findings, we do, however, see signs of mobilizations from the ore- and trace metal content of the underlying deeper sediments (e. g. Permian, Devonian) supplied by flows of pseudo-hydrothermal solutions.

2. Problemstellung

Vor 30 Jahren verhalfen Pb-Zn-Lagerstätten in Karbonatgesteinen der Nordtiroler Kalkalpen einigen Forschern zur Erkenntnis eines weltweit verbreiteten Vererzungstyps und damit zur Postulierung der »schicht- und zeitgebundenen Lagerstätten«. Der Nachweis synsedimentärer Erzgefüge bildete in der Folgezeit die Grundlage für ein Umdenken in den genetischen Vorstellungen über stoffkonkordante Erzlager sowie auch über bankungsgebundene Erzgänge, vorerst in nicht metamorphen Sedimentgesteinen. Doch war eine weitgehende Änderung genetischer Auffassungen auch für metamorphe Erzlagerstätten die Folge. Die Deutungsversuche an Pb-Zn-Lagerstätten in Karbonatgesteinen wurden, in Ergänzung der Ansichten über submarin-extrusive Metallzufuhren, im letzten Jahrzehnt noch durch Neuerkenntnisse über Karstvererzungen bereichert. Heute liegt somit eine Fülle von unterschiedlichen Auffassungen über die Genese vor, über welche auch umfangreiche, geochemische Untersuchungen noch keinen entscheidenden Erfolg gebracht haben.

Die vorliegende Studie strebt vor allem, ausgehend von den Makro- bis hin zu den Mikrogefügen, eine Klärung der sedimentologischen Stellung von Erzkörpern im Gesteinsverband an, sie soll aber auch deren mineralogenetische Kristallisationsabfolge im Rahmen diagenetischer und orogen-tektonischer Entwicklungsstadien aufzeigen.

Diverse geochemische Ergebnisse sollen auf ihre Aussagekraft hin überprüft und den petrologisch-gefügekundlichen Erkenntnissen gegenübergestellt werden.

Beim derzeitigen Stand der Forschung wird zwar die synsedimentäre Anlage der Pb-Zn-Anreicherungen in triadischen Karbonatgesteinen allgemein weitgehend anerkannt (Ausnahmen polnische, russische, bulgarische Forscher), doch sind Einzelheiten über das erste Auftreten der Erz- und Begleitminerale im sedimentären Milieu sowie jene über deren Veränderungen bis zum heute vorliegenden Gefüge noch umstritten. Auch differieren die Ansichten über Art und Herkunft der Lösungen sowie über den Ursprung der Metalle.

3. Einführung

Als HIESSLEITNER (1934) die erste ausführliche Publikation über die Pb-Zn-Lagerstätte Lafatsch verfaßte, stand die »ostalpine Metallogenese« mit der Vorstellung einer unitaristischen zonaren Metallisation des Ostalpenraumes hoch im Ansehen. Diese Auffassung lag auch noch dem für die neueren Schurfversuche maßgeblichen montangeologischen Gutachten von HIESSLEITNER zu Grunde. Wie stark diese Theorie damals verwurzelt war, geht aus HIESSLEITNER's Bemerkung im Gutachten (1949, S. 18) hervor: »Auf Grund der Pb-Isotopenforschung sahen sich amerikanische Forscher versucht (zufolge Darstellung R. SCHWINNER; Verh. G. B. A., 1946, H. 4–6), diesen österreichischen Pb-Erztypus wegen abweichender Pb-Isotopen gegenüber sonstigen Pb-Vorkommen magmatischer Lagerstättentypen einem sedimentären Zyklus näherzurücken. Zweifellos wird dieses Urteil revidiert werden müssen«.

Außer SCHWINNER machte noch HEGEMANN 1949 auf Grund damals noch wenig gestützter Ergebnisse über Spurengehalte in kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten von sich reden. Beide blieben damals mit ihren sedimentären Deutungsversuchen Einzelgänger.

Ab den Jahren 1953, 1954 kam wissenschaftlicher Auftrieb in das nachfolgend sich zur weltweiten Problematik entwickelnde Thema der Genese von Pb-Zn-Sulfidvererzungen in Karbonatgesteinen. SCHNEIDER (1953, 1954) von der Lagerstättenschule A. MAUCHER, München, und TAUPITZ (1954 a, b) aus der Schule W. BORCHERT in Clausthal, traten mit, auf gefügekundlich-sedimentologische Untersuchungen (im Sinne SANDER's 1936, 1948, 1950) vom Makro- bis Mikrobereich und auf geochemische Ergebnisse gestützten Ansichten, international in Erscheinung. Die damals »neue Hypothese« fand zunächst nur durch MAUCHER (1954), SCHULZ (1954, 1955), W. SIEGL (1956) und H. RAINER (1957) eine auf die Praxis bezogene Bestätigung.

Im Rahmen der Diskussionen der 50er Jahre spielten auch besonders die zahlreichen kleinen Lagerstätten des Karwendelgebirges, der Lechtaler Alpen und des Mieminger Gebirges eine Hauptrolle.

Die inzwischen zum weltweiten Diskussionsthema gewordenen Pb-Zn-Erze in Karbonatgesteinen sind bis heute keineswegs zweifelsfrei erklärt. Das Problem wurde vielmehr abermals durch neue genetische Vorstellungen bereichert.

Es ist daher heute, nach nahezu 3 Jahrzehnten interessant, an den Schauplatz der Forschungen zurückzukehren, und zwar in diesem Fall zur Lagerstätte Lafatsch-Reps mit den östlichen Fortsetzungen im Vomperloch (Abb. 1, 2), in welcher von 1951–1963 ein von der BLEIBERGER BERGWERKS-UNION betriebener Schurfbergbau umging.

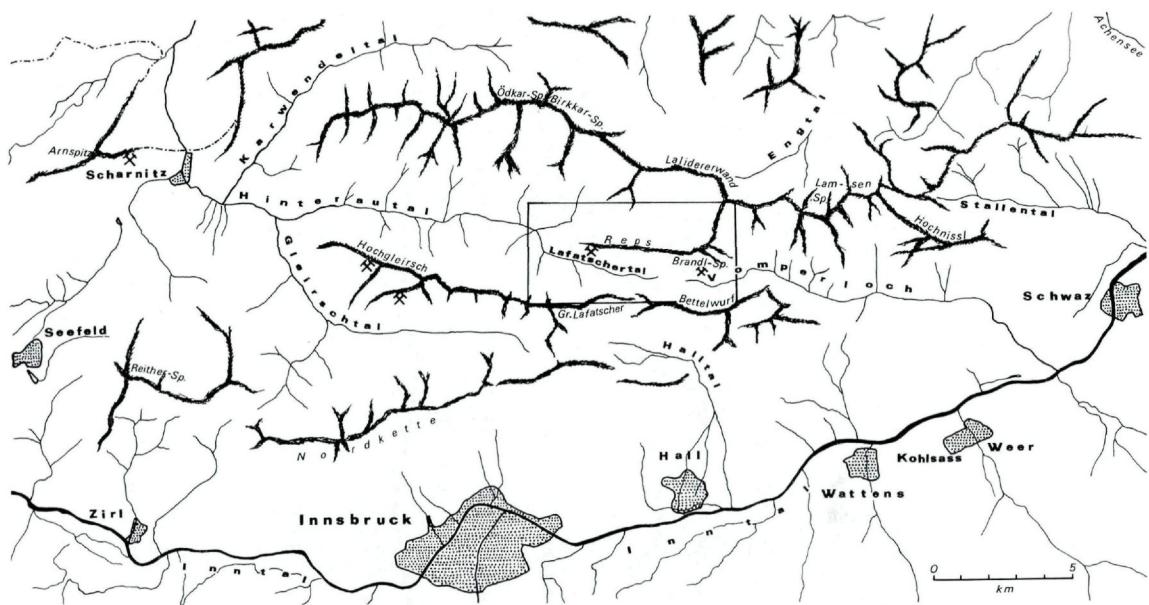


Abb. 1: Übersicht Karwendelgebirge, Lage des Bergbaues Lafatsch – Vomperloch.

Diese Lagerstätte soll neuerlich einer kritischen Untersuchung unterzogen und in den Rahmen heutiger Auffassungen gestellt werden.

4. Form und regionale Verteilung der Erzkörper

Schon aus früheren Beschreibungen geht klar hervor, daß eine große Anzahl von Erzkörpern mit Zinkblende, Bleiglanz, Pyrit, Markasit, Fluorit und Calcit im Gebiet Reps-Vomperloch lagerförmige Erstreckung im Schichtverband des oberen Wettersteinkalkes aufweist. Außerdem kannte man schon lange auch nester- und schlauchförmige Ausweiterungen.

Im Rahmen montangeologischer Geländeuntersuchungen und Grubenaufnahmen, die ich als Betriebsassistent in den Jahren 1953 und 1954 in den alten Gruben des Reps und des Brantspitz-Massivs gemeinsam mit Herrn Hutmann Johann SCHWARZ durchführte, konnten diesbezügliche Bestätigungen gefunden werden. Dazu kommen noch die während der Neu-aufschließungen zwischen 1953 und 1963 im Schurfbergbau Lafatsch unter Tage möglich gewordenen Beobachtungen.

Die schichtförmige Anordnung von Lagererzkörpern variiert außerordentlich. Teils handelt es sich nur um lokale linsen-, watten- oder kahnförmige Erzansammlungen im Meterbereich, teils um schichtige Ausdehnungen von mehreren Metern bis zu vielen Meterzehnern. In einem Einzelfall konnte im Vomperloch ein alter Abbau eines Erzlagers auf 280 m streichende Erstreckung aufgefunden werden. Die Durchschnittsmächtigkeiten der Erzkörper können mit etwa 1–3 m angegeben werden, doch sind auch Mächtigkeiten von 5 m und gelegentlich geringfügig darüber bekannt geworden.

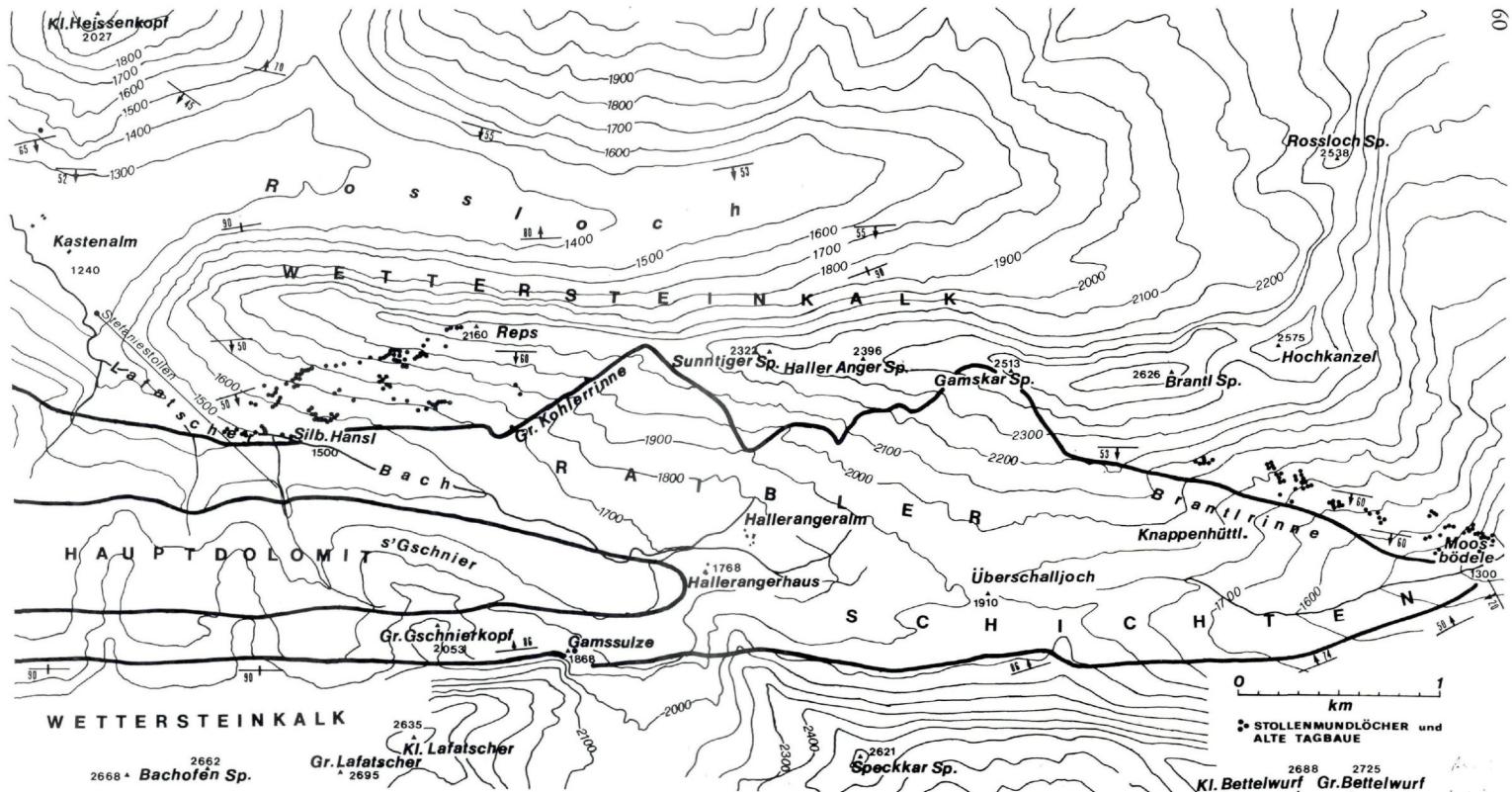


Abb. 2: Lageplan Lafatsch – Vomperloch mit Eintragung von alten und neuen Stollenmundlöchern sowie von Tagbauen im Bereich Kleiner Heißenkopf, Kastenalm, Reps, Gamssulze, Brantlirinne, Moosbödele.

Zum Teil ist linsenförmige Gestalt erkennbar, vor allem an kleineren Erzkörpern, doch scheinen auch lineare Erstreckungen in der Schichtung, jedoch im Nahbereich von Klüften, vorzuliegen. Bei genauer Betrachtung der Lagererze fallen fast immer Diskontinuitäten, Unkonformitäten und lokale Diskordanzen in der Abfolge Erz/Nebengestein auf. Das Überwiegen kolloformer Gefüge und grobkristalliner Derberze ergibt jene für Verdrängungsgefüge typischen Aufschlußbilder.

Dabei zeigen die Verdrängungsstrukturen teils nur partiellen Anteil am schichtig-inhomogenen Lagenbau der Kalk-Dolomitabfolge, teils aber auch vollkommene Substitution vorangegangener Gefüge. Die Klärung, welches Vorgängergerüste in Betracht kommt, etwa ursprüngliches Erzgefüge oder Karbonatgefüge, wird noch zu erörtern sein. Im oft lagigen Aufbau der Erzkörper fällt nämlich die häufige, aber immer untergeordnete Mitbeteiligung von sedimentärem Erzschlamm (Typ »Bodenerz«, SIEGL 1956) auf. Mit diesem oft vergesellschaftet sind Bitumen-, Fluorit- und z. T. auch Tongehalte, besonders im Liegenden von Erzkörpern. Der Versuch einer stratigraphischen Zuordnung von Erzlagern war sinnvollerweise in Anlehnung an die auffällige Horizontbeständigkeit in den »edlen Flächen« der Lagerstätte Bleiberg schon bei den Aufschließungsarbeiten erfolgt. Bereits im alten Bergbaugebiet Reps-Vomperloch fielen in der weiteren Umgebung der Erzlager manchmal klastische Zwischenschichten vom Typ resedimentärer bituminös-toniger Arenite und syndiagenetischer Inhomogenitätsbreccien auf, die den zahlreich auftretenden inter- bis supratidalen feinlaminierten Zwischenschichten im sonst massigen, dichten Wettersteinkalk zuordenbar sind. Die diesbezüglich zaghafthaften Äußerungen über derartige Zusammenhänge haben ihren Hauptgrund darin, daß sie nicht oder bei weitem nicht in dem Ausmaß feststellbar sind, wie etwa in ähnlichen Sedimenten der Gailtaler Alpen, und daß die Erzanhäufungen hauptsächlich im grobgebankten Kalk auftreten. Nach den in den alten Grubenbauen im Reps und im Massiv Brantl-Spitze – Hochkanzel gemachten Erfahrungen sind Erzkörper bis etwa 220 m unter den Raibler-Schichten aufgeschlossen worden. Der stratigraphisch tiefste Erzkörper im Stefanestollen liegt bei ca. 240 m.

Bezüglich der Verbreitung der Erzkörper im Großraum ist das am weitesten im Westen gelegene kleine, offensichtlich schon einmal beschürfte Erzvorkommen am Kleinen Heißenkopf in ca. 1.420 m Höhe zu erwähnen. Das Zentrum bilden die ausgedehnten Vererzungen am und im Repsmassiv: über 80 Baue und Mundlöcher zeugen von der einst umfangreichen Bergbautätigkeit. Sie reichen vom Gipfel (2.160 m): Johannesbau, Roßlochbau (Durchschlag), Reps-Oberbau, Reps-Unterbau, über den Südhang: Naßwandbau, Leiterbau, herunter bis zum »Haspelkopf« und zum »Raibler Stollen« bei der alten Bergbaulokalität »Silberner Hansl« am Lafatscher Bach (ca. 1.480 m). Durch die Unterfahrung mit dem 1.240 m langen Stefanestollen von der Kastenalm aus konnte die Erzführung im oberen Wettersteinkalk auch in diesem Niveau, und zwar im Raum unter dem »Silbernen Hansl«, nachgewiesen werden. Aber auch im Ostteil des Reps gibt es beachtenswerte Erzkörper bis zur Kohlerrinne, in welcher als Folge eines Verwurfes der Wettersteinkalk neben die normalerweise darüber folgenden Raibler Schichten zu liegen kam.

Durch diese tektonische Situation bedingt, ist der erzführende obere Wettersteinkalk auf etwa

2,5 km nach Osten bis an den Südabhang der Brantl-Spitze von den Raibler Schichten oberflächlich verdeckt und steht nur in der Gipfelregion an. Nach dieser wohl nur scheinbaren Unterbrechung der Vererzung beginnen die bergbaulichen Aufschlüsse erst wieder in der oberen Brantlinne in 2.200 m Höhe am Fuße der Brantl-Spitze und der Hochkanzel-Spitze. Diese zum Revier Vomperloch gehörigen, etwa 72 alten Baue sind bis hinunter auf 1.300 m Höhe zum Moosbödele verfolgbar.

Es ist nicht zu zweifeln, daß die Erzführung auch im über Tage verdeckten Wettersteinkalk zwischen Kohlerrinne, Sunntiger-Spitze, Haller-Anger-Spitze, Gamskar-Spitze und Brantl-Spitze anhält, so daß die W-E-Erstreckung der Lagerstätte nach heutigen Kenntnissen mit 7,5 km anzugeben ist.

Vom Reps-Gipfel bis zum Stefaniestollen (= 6. Lauf) sind zahlreiche Erzkörper im oberen Wettersteinkalk einerseits durch die vielen alten Stollen im Reps, andererseits durch den 5. und 4. Lauf im Schurfbergbau Lafatsch nachgewiesen. Das ergibt einen Höhenunterschied von 900 m und eine Länge der vererzten Schichten von fast 1.100 m in die Tiefe zu. Sehr wesentlich für die Beurteilung der Ausdehnung der erzführenden Schichten sind die früher beschürften Erzausbisse am NE-Fuß des Kleinen Lafatschers bei der Lokalität »Gamssulze« 1.868 m ü. d. M., so daß, ausgehend von der schichtgebundenen Anordnung der Erze, bis ins Muldentief der Lafatscher Synklinale und mit gewisser Unsicherheit auch im aufsteigenden Südfügel mit Erzführung gerechnet werden kann. Dem Einfallen der Schichten nach gemesen, ergibt sich vom Reps in das Muldentief und wieder hoch zum Erzausbiß »Gamssulze« eine Länge von vermutlich 3 km.

Die Lagerstätte Hochgleirsch-Katzenkopf liegt 6–7 km WSW der Kastenalm in der analogen Gesteinsserie des oberen Wettersteinkalkes. Im Vomperloch wurde bergbauliche Tätigkeit erst wieder im Gebiet Knappenwald, das ist weitere 3 km nach Osten, bekannt.

5. Stratigraphische Abfolge

Abschnitte des oberen Wettersteinkalkes aus dem Karwendel sind von SANDER 1936 (Zusammenfassungen 1948, 1950, 1970) für Studien an Anlagerungsgefügen ausgewählt worden. Damals wurden grundlegende sedimentpetrographische Beobachtungen mitgeteilt und erklärt. Unter anderem ist vielfach von den Gefügen der Zwischenschichten die Rede, die in mannigfacher Weise das Zusammenwirken von mechanischer, chemischer und biogener Anlagerung in den Sedimentbauzonen erkennen lassen. Dabei wurde auch auf die für Flachwasserareale typischen Resedimente mit lutitischem, arenitischem bis ruditischen Detritus aufmerksam gemacht, weiters auf die biogene Mitbeilegung an gewissen mm-rhythmischem Zwischenschichten (heute allgemein als Stromatolithe bekannt) und die häufigen paradiagenetischen Inhomogenitätsbreccien. Die Frequenz der Ca-Mg-Zwischenschichten im massigen Kalkgestein kommt morphologisch durch die selektive Verwitterung in den tektonisch steilgestellten Bänken, z. B. am Großen und Kleinen Lafatscher sowie an der Speckkarspitze in auffälliger Weise zur Geltung. Dies fällt im oberen Wettersteinkalk besonders gut auf, weil sich in das Hangende zunehmend Tonminerale, Pyrit und Bitumen am Aufbau dieser Zwischenschichten beteiligen.

Einen weitgehend zusammenhängenden Einblick in die Schichtabfolge ermöglicht der von 1951 bis 1954 von der Kastenalm (Hinterautal) nach SE in das Repsmassiv vorgetriebene 1.240 m lange Stefanestollen im Schurfbergbau Lafatsch. Er durchörtert ab dem Antiklinalkern (Reps-Antiklinale) bei ca. Stollenmeter 90 einen, stratigraphisch gesehen fast 800 m mächtigen Abschnitt des mittleren und oberen Wettersteinkalkes bis zur Grenze an den Rabileralten Schichten.

Mittlere Abschnitte der im gesamten wohl weit über 1.000 m umfassenden Abfolge (SARNTHEIN 1966 für die Nordkette 1.730 m) bestehen aus dem makroskopisch-monotonen Wechsel von grobgebankt-massigem, dichten, mittel- bis hellgrauen Kalkstein und von kalkig-dolomitischen, milchigweißen Feinschichtbänken, die bereichsweise auch in gewissen m-Rhythmen als Zwischenschichten entstanden sind. Sie weisen Mächtigkeiten von häufig 1 bis 3 m auf. Im Rahmen des dichten, so gut wie schichtunglosen, aber oft suturierten Kalkes sind häufig auch löcherige Gesteine, die sogenannten »Messerstichkalke« (SANDER 1936) zu finden.

Mit dem Fortschreiten in höhere, also jüngere stratigraphische Abschnitte fällt eine zunächst nur subtile, dann aber immer deutlicher werdende Verunreinigung der Zwischenschichten mit Pyrit und Ton, fallweise auch mit Bitumen auf, was sich allgemein im Farbumschlag von milchigweiß auf grau, grüngrau und braungrau auswirkt. Über Tage führt die Pyritverwitterung in Limonitminerale zu Braun- bis Rotbraunfärbung dieser, durch Tongehalt auch noch empfindlich reagierenden Schichten und damit zur selektiven Auswitterung.

Auf Grund von Mineralparagenese, Gefüge und Mikrofazies lassen sich mehrere Sedimenttypen unterscheiden, die im Säulenprofil, Abb. 3, vereinfacht zur Übersicht gebracht sind. Allgemein kann auf grundlegende Untersuchungen von SARNTHEIN (1965, 1966, 1967), BECHSTÄDT (1973, 1974, 1975 a, b) und BRANDNER (1978) hingewiesen werden.

Der in der gesamten Schichtfolge dominierende dichte, grobbankige, makroskopisch homogene, meist sehr helle Kalkstein stellt eine subtidale Entwicklung einer Lagunenfazies (SCHNEIDER 1964) eines Hinterriffbereiches dar. Mikrofazielle Kennzeichen dieses Flachwassersedimentes sind Kalklutite bis -arenite mit Algendetritus hauptsächlich von Grünalgen (Dasycladaceen, Codiaceen), Foraminiferen, Ostrakoden, sowie meist Fragmente von Lamellibranchiaten und Gastropoden. Vor allem im oberen Wettersteinkalk sind bis zu 6 cm große Megalodonten auch makroskopisch auffallend. In Einzelfällen sind 0,3–0,8 m dicke Megalodonbanke mit z. T. gut erhaltenen Schalenresten flächig weit ausgedehnt. Häufige Kalkspatisation und gelegentliche metasomatische Dolomitisation veränderten das primäre feinklastische Gefüge im Rahmen der mehraktigen Diagenese in unterschiedlicher Weise.

Diese Sedimentfazies kennzeichnet hauptsächlich ein ruhiges Seichtwassermilieu eines geschützten Lagunenbereiches. Den Mangel an Schichtung bewertete SANDER (1948) als geologisch ereignislosen »Zeit-Raum«, in welchem alle abbildbaren Bedingungen konstant geblieben sind. Das Auftreten dickschaliger Muscheln, wie hier der Gattung *Megalodus*, könnte als Anzeichen für Wasserturbulenz im subtidalen Milieu gesehen werden (DIENER 1925, CZURDA 1973). Zu dieser Annahme paßt ihre auffällige Anwesenheit in den unmittelbaren

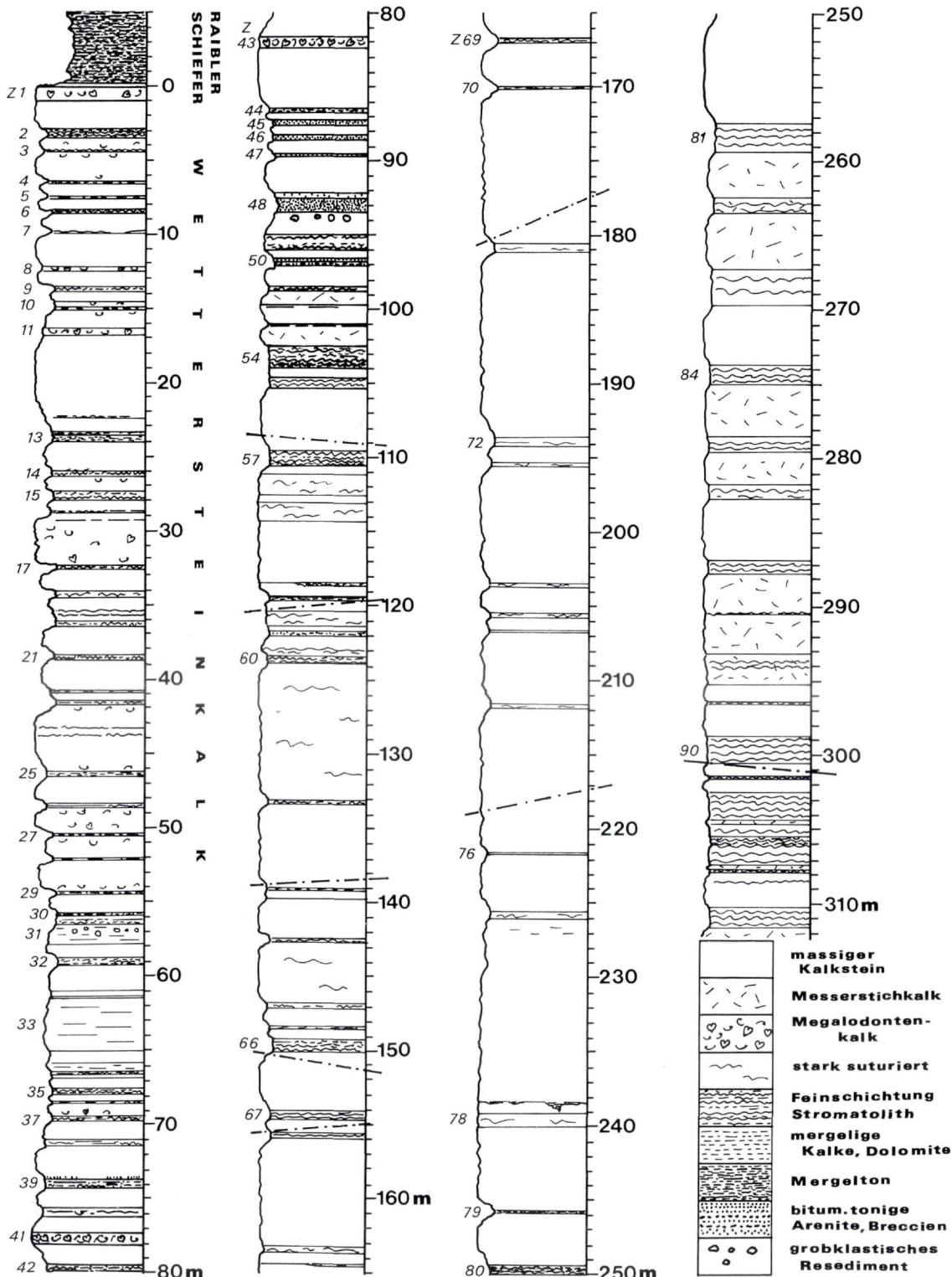


Abb. 3: Säulenprofil durch den oberen Wettersteinkalk nach Kartierungen im Stefanestollen (SCHULZ 1953–1960).

Liegend- und Hangendarealen vieler intertidaler Zwischenlager vor allem in den oberen 120 m des Wettersteinkalkes. Während für die Ruhigwassersedimente des flachlagunaren Bereiches mit Wassertiefen von etwa bis 10, höchstens 20 m zu rechnen ist, scheinen die Megalodonten das Auftauchen des oberen Subtidals in den Gezeitenbereich, bzw. umgekehrt das Abtauchen der Sedimentbauzone zu kennzeichnen und so der bathymetrischen Situation Rechnung zu tragen. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang das Vorhandensein von, z. T. sogar pyritisierten Megalodonten in der obersten, 1 m mächtigen Wettersteinkalkbank, also unmittelbar unter der Kiesschwarte, die den Beginn des »Raibler Ereignisses« markant anzeigt.

Eine weitere Variante des massigen, grobbankigen Kalksteins stellen 1–4 m mächtige dunkelbraune bituminöse, pyritführende, schwach tonige Karbonatsedimente dar. Die für diesen Lagunenfaziestyp auffallende Abweichung dürfte auf schlechtere Durchlüftungsbedingungen bei Sedimentation viel organischer Substanz, flüchtige Steigerung des Tonschlammes und die Mitwirkung desulfurierender Bakterien zurückzuführen sein, wodurch die Abnahme des Redoxpotentials und schwach alkalische Reaktion des Milieus die Folge war. Die Einschaltung bzw. der Übergang zu laminierten Bänken und Resedimentlagen vor allem im Hangenden, lässt den Gedanken an vorübergehend tieferes Sedimentationstümpel weniger wahrscheinlich erscheinen. Doch sind im Stefanestollen im bituminösen Kalkstein, stratigraphisch 57 m unter dem Raibler Schiefer, bis kopfgroße resedimentierte Klumpen sichtbar geworden, die an vertikale Dislokationen der Sedimentbauzonen und Resedimentation denken lassen.

Eine weitere Abweichung vom Normaltyp der massigen Kalkgesteine stellen die »Messerstichkalke« (SANDER 1936) dar, die vor allem in den mittleren Abschnitten des Wettersteinkalkes ihre Hauptverbreitung haben. Das sind ebenfalls schichtungslose, homogene Kalksteine, die massenhaft von etwa 0,5–2 cm langen und einige Millimeter breiten Kavernen durchlöchert sind. Zum Großteil sind diese Hohlräume leer und nur teilweise konnten darin Calcitkristallchen und krümelige Karbonatsubstanz gefunden werden. Ein seltener, aber für das Verständnis dieser merkwürdigen Kavernen sehr wichtiger Befund gelang mir erstmals während des Streckenvortriebes im Stefanestollen bei Stollenmeter 648 im Jahre 1952 mit dem Nachweis von Anhydritfüllungen, meist begleitet von etwas Gips, als Hohlräumkristallit. Daraus kann in eindrucksvoller Weise auf zumindest zeitweise hypersalinare Verhältnisse im Triasmeer geschlossen werden. Der Befund konnte nachfolgend an wenigen anderen Lokalitäten bestätigt werden. Typische Messerstichkalke wurden vom Liegenden her bis etwa 285 m (840 m – Marke Stefanie) unter den Bezugshorizont des Raibler Schiefers (1. Schiefer, Kiesschwarte, Grenzlager) gefunden, doch sind ähnliche löcherige bzw. poröse Kalksteine auch bei 135, 102, 69 und 17 m im Säulenprofil zu vermerken.

In Anlehnung an Beobachtungen von L. V. ILLING et al. 1965 (zitiert bei SARNTHEIN, 1966, S. 56) über rezente Gipsausscheidungen in Salzlagunen am Südrand des Persischen Golfes liegt der Schluß nahe, daß im Schlamm des Wettersteinkalkes primär frühdiagenetisch Gipskristalle gesproßt sind, die im Zuge der weiteren Diagenese durch Dehydratisierung in Anhydritaggregate umgewandelt wurden.

Ihre heute oft zu beobachtende randliche Umsäumung mit Gipsfasern und das Auftreten von

Gips in manchen Fugen des Anhydritplastergefüges spricht für abermalige Umwandlung durch Wasseraufnahme zu Gips. Als Sedimentationsraum der Messerstichkalke wird man sehr flache, geschützte Lagunenareale mit stark eingeschränkter Wasserzirkulation und starker Verdunstung vermuten dürfen, in welchen entsprechend hypersalinare Verhältnisse erreicht wurden.

Im Gegensatz zu den massigen, kompakten, makroskopisch dicht und ziemlich homogen aussehenden Flachwasserkalken stehen die zahlreichen Zwischenschichten, die eine Gliederung und z. T. auch eine verständliche Übersicht der Gesamtfolge ermöglichen. Milchigweiße Feinschichtenlagen und -bänke bis zu max. etwa 5 m Mächtigkeit reichen durch den rund 800 m aufgeschlossenen Wettersteinkalkkomplex bis etwa 280 m an die Raibler Schichten heran und werden von dort an allmählich von bräunlichen, grüngrauen bis dunkelbraungrauen Zwischenschichten abgelöst. Auffallende Dunkelfärbung ist vor allem in zwei Lagern, nämlich 3 m bzw. 8,5 m unter dem Raibler Schiefer kennzeichnend.

Seit SARNTHEIN (1965) sind diese »Zwischenschichten« und »mm-Rhythmite« SANDER's (1936) als gesteinsbildende Algenrasen vom Typ der Stromatolithen identifiziert. Bestätigt durch auffallende Mitbeteiligung von arenitischen bis ruditischen Resedimenten (»Schollenbreccien«, TAUPITZ 1954 a), Schräg- und Kreuzschichtung, sowie kleine Hohlraumgefüge mit Dolomit- und Kalkspatization, z. T. auch mit geopetalem lutitischen Internsediment, ist an Bildungen des Gezeitenbereiches nicht zu zweifeln. Am Aufbau dieser Zwischenschichten sind auch laminierte Lutite (Flaserkalke und -dolomite) beteiligt. In der Hauptsache wird es sich um intertidale, z. T. auch um supratidale Sedimente handeln. Bemerkenswert ist die zunehmende Verunreinigung dieser Laminiten, Rhythmite und Algenmatten gegen das Hangende der Gesamtfolge zu, und zwar durch allothogene Toneinstreuungen, durch authigene Pyritkristallisation einschließlich von Framboidpyrit und unterschiedliche Bitumengehalte. Entsprechend dem bathymetrischen Bildungsniveau dieser Gezeitensedimente ist auch Biotritus mit Pellets in den arenitisch-lutitischen Feinlagen sedimentiert. Diskontinuitätsflächen, gekappte Laminitgefüge im schräg- und kreuzgeschichteten Bereich, sind als Anzeichen vor allem von mechanischer Erosion zu sehen und kennzeichnen ein hochenergetisches Flachstwassermilieu. In diesen Laminiten sind zum Teil auch paradiagenetische Inhomogenitätsbreccien (SANDER 1936, 1950) entwickelt.

Der intertidale bis supratidale Bereich liefert mit den Stromatolithen sowohl mikrofaziell als auch gefügekundlich besonders ergiebige Studienobjekte. Das Zusammenwirken und zeitliche Übergreifen von biogener, chemischer und mechanischer Karbonatanlagerung extern, intern, frei und metasomatisch sollte auch bei der Diskussion der Zn-Pb-Fe-F-Anreicherung gebührende Beachtung finden.

Der in Teilabschnitten des Wettersteinkalkprofils auffällige raumrhythmische Wechsel von massigem Kalkstein und Laminiten dürfte seine Gestaltung durch zyklische Meeresspiegelschwankungen (SANDER 1936, 1948, 1950; BECHSTÄDT 1973, 1975 a) erfahren haben. Im Rahmen der Zwischenschichten sind noch weitere Gefüge- und Faziestypen zu erwähnen. Bei 870 m im Stefaniestollen quert eine etwa 10 cm mächtige grüngraue Mergelbank, die als tektonische Bewegungsbahn benutzt wurde und daher zum Nebengestein scharf be-

grenzt ist. An ihrer sedimentären Anlage ist nicht zu zweifeln, sie wurde entsprechend ihrer Orientierung auch in anderen Ausfahrungen gequert. Der Mineralbestand besteht auf Grund optischer und röntgenographischer Diagnose aus hauptsächlich Illit (verwitterten Glimmern), etwas Calcit und Dolomit, Pyrit, Spuren von Kaolinit und Feldspäten. Dieser im Normalprofil bei 246 m unter dem Raibler Schiefer einzuordnende auffällige Mergelton verfärbte sich bald nach der Aufschließung infolge der Limonitisierung des Pyrits gelblichbraun.

Mergelzwischenlagen dieser Art sind im hangenden Abschnitt des Wettersteinkalkes nicht bekannt geworden, wohl aber mehrere grüngraue *M e r g e l i g e D o l o m i t e* und *K a l k e* mit Mächtigkeiten von etwa 5–20 cm. Die öfters zu beobachtenden mm- bis cm-dünnen schwarzen Tonlagen (»Tonablöser«) als Hangendabschluß der mergeligen Lager entsprechen in genetischer Sicht den Vorstellungen von BECHSTÄDT (1975 b) für die Gailtaler Alpen, wonach an Rückstandsbildungen, vielleicht auch im Zusammenhang mit Emersionshorizonten zu denken wäre. Hinweise für Tuffherkunft sind jedenfalls nicht gegeben; im Gegenteil, die rein sedimentäre Belieferung mit terrigener Tonsubstanz nimmt doch in merklicher Weise in den oberen 100 m der Kalk-Dolomitabfolge ebenso wie Bitumen und Pyrite zu und erreicht mit dem Schieferton-Mergelhorizont der Raibler Serie ihren markanten Höhepunkt. Auffallend ist der stets hohe Dolomitanteil in den mergeligen Schichten. Es kann sogar häufiger von Mergeligen Dolomiten als von Kalken gesprochen werden.

Die bisher erwähnten Zwischenschichten und der massive dichte Wettersteinkalk sind in ähnlicher Ausbildung auch in der von BECHSTÄDT (1973, 1975 a, b) sedimentologisch beschriebenen Lagunenfazies der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth bekannt. Allerdings sind dort die inter- bis supratidalen Stromatolith-Laminiten bis in das Hangende zu reiner, nämlich als milchigweiße Flächen entwickelt, und die »grünen Mergel« Bleibergs spielen eine auffallendere Rolle, vor allem in Korrelation mit »feinen schwarzen Breccien« (HOLLER 1936, SCHULZ 1968, EPPENSTEINER 1965). Gerade diese für die Wettersteinkalk-Lagunenfazies der Draukalkalpen typische, mehrfache Schichtfolge wird von BECHSTÄDT (1973, 1975) in den Rahmen von Zyklothemen gestellt.

Wenn auch genau diese Folge von Faziestypen im Karwendelbereich nicht entwickelt ist, so steht außer Zweifel, daß es sich auch hier um eine zyklische Sedimentation handeln muß, welche durch »Meeresspiegelschwankungen, eventuell überlagert durch rhythmische Variation der Absenkungsbewegungen« (BECHSTÄDT 1973, S. 50) verursacht worden ist.

Feine Breccien bis Arenite sind zwar im Stefaniestollen als Resedimente in den inter- bis supratidalen Laminiten zahlreich, der aus der Bleiberger Lagerstätte bekannte und als erzhöfiger Leithorizont auffallende Typ der schwarzen Feinbreccien aber ist selten. Sie treten offenbar nur im Abschnitt zwischen 87 m und 101 m unter der Raibler Grenze mit sechs, zwischen 0,07 m und 1,10 m starken Lagern auf. Fast alle sind stark bituminös, tonig, pyritreich und überlagern von 87–95 m auffallend braune, bituminöse Kalksteine.

Die Beantwortung der Frage, ob überhaupt, bzw. welche stratigraphischen Horizonte für eine statistische Häufung von Lagererzkörpern in Frage kommen, ist nicht so leicht zu beantworten, wie etwa in lange in Betrieb stehenden Bergbauwerken, weil die Neuaufschlüsse im Schurfb ergbau Lafatsch für eine abschließende Beurteilung noch nicht ausreichen und die Situation

auch in den alten Bauen wegen verschmutzten und durch Schrämarbeit entstellten Wänden nur selten erkennbar ist.

Wohl erweisen sich die Hangendlager Z 3 und Z 4, die Kalksteine zwischen Z 6 und Z 7, zwischen Z 9 und Z 10 und das Liegende von Z 11 nach den Erkundungen im Südschlag I als potentielle Erzhorizonte, doch brachten diese in den obersten 18 m liegenden Bänke andernorts keine Erfolge.

Interesse kommt dann auch stratigraphisch tieferen Abschnitten zu, so z. B. den massigen Kalkbänken im Liegenden der Megalodusbank Z 43 zwischen 83 und 86 m, sowie Abschnitten zwischen 106 und 111 m unter dem Raibler Grenzlager. Das Liegende des Erzlagers im Stefanestollen bei 885 m entspricht seiner stratigraphischen Lage nach einem Kalksteinpaket etwa 240 m unter dem Bezugshorizont der Raibler Schichten.

Es steht auch außer Zweifel, daß sich die alten Abbaue im Reps und im Vomperloch vorwiegend in den oberen 100 m bis vermutlich 220 m des Wettersteinkalkes befinden. Die Megalodusbank Z 43, etwa 82 m unter dem Raibler Schiefer, scheint vor dem Mundloch des »Vostollens« am Reps-Südostabhang identifizierbar zu sein und feine schwarze Breccien sind im nördlichen Raibler Stollen beim »Silbernen Hansl« aufgeschlossen.

Im Gegensatz zu den seit Jahrzehnten bekannten und praktisch genützten Leitschichten im oberen Wettersteinkalk in der Lagerstätte Bleiberg-Kreuth, wird die exakte Feststellung der stratigraphischen Position von Erzlagern im Schichtverband des Karwendels wegen des Fehlens von eindeutigen petrographischen Kennzeichen nur recht selten möglich sein: etwa in den obersten 10 m der Abfolge, im Nahbereich der Megalodusbank und bituminös-toniger, arenitisch-feinbrecciöser Schichten zwischen 87 und 97 m im Profil. Im tieferen Abschnitt ist nur das Mergeltonlager mit 246 m Schieferabstand auffallend. Diese ungünstige Gesamtsituation würde beim Hoffnungsbau von Nachteil sein.

6. Geochemische Kennzeichnung der Abfolge

Eine geochemische Charakteristik des oberen Wettersteinkalkes, u. a. auch von Lafatsch, versuchte KRANZ (1974, 1976) im Rahmen von regional ausgedehnten Untersuchungen an mitteltriadischen Sedimentabfolgen. KRANZ befaßte sich mit der Verteilung von Ca, Mg, Sr, Fe, Mn, Pb und Zn in verschiedenen Fazieseinheiten. Die damals ermittelten Erkenntnisse können nunmehr durch eine Serie von Stichproben an charakteristischen Sedimenttypen ergänzt und mit ihnen verglichen werden (Tab. 1).

Über die Calcium- und Magnesium-Verteilung durch primäre und diagenetische Calcit- und Dolomitanlagerungen brachte schon SANDER (1936) treffliche Gefügeeinzelheiten. Generell ist seit langem die Calcivorherrschaft in den massigen Kalkbänken bekannt, während die Zwischenschichten verschiedener Genese, also Stromatolithe, feinschichtig flaserige Gesteine, arenitisch-feinbrecciöse Resedimente und mergelige Lagen, fast durchwegs durch hohen Dolomitgehalt ausgezeichnet sind. Die Ursachen dieser auffallenden Dolomitgehalte sind hauptsächlich in den i. w. S. synsedimentären Anlagerungsstadien zu suchen: Erhöhung von Salinität und Temperatur, Algenaktivität. Bemerkt sei allerdings, daß die Anhy-

drit-Gips-Einsprenglinge der Messerstichkalke – als Zeugen eines hypersalinaren Milieus – in fast reinen Kalklithiten und -areniten auftreten.

Die Strontium-Gehalte, als Faziesindikatoren oft überschätzt (FLÜGEL u. WEDEPOHL 1967), liegen in den kalkreichen Abfolgen nach KRANZ (1974) im Durchschnitt zwischen 100 und 200 ppm. Diese Feststellung deckt sich mit meinen Ergebnissen. Auffallend höhere Werte sind in manchen mergeligen, besonders dolomitisch-mergeligen Zwischenschichten, vor allem aber in bituminösen braunen Kalksteinen und in den bituminösen schwarzen Feinbreccien und Areniten zu finden: z. B. Z 46: 1.940 ppm; KRANZ 1974: 2.100 ppm. Z 48: 1.120 ppm.

Die bekannte positive Korrelation Sr/Ca und negative Korrelation Sr/Mg (z. B. SCHROLL 1967, KRANZ 1974) scheint in den hier untersuchten Sedimenten durch Tongehalte stark beeinflußt zu sein. Das Adsorptionsvermögen der Tonminerale und auch des Bitumens kommt nämlich auffallend zur Geltung.

Auch in der Barium-Verteilung fällt dieselbe Tendenz, nämlich der speichernde Einfluß von Ton und Bitumen, auf. Dem hier eher als erhöht zu bezeichnenden Durchschnittsgehalt der reinen Kalk- und Dolomitgesteine mit etwa 11–17 ppm Ba stehen auf das Doppelte erhöhte Werte in den bituminösen, tonigen Resediment-Areniten (schwarze Feinbreccien) gegenüber. Höchstwerte wurden im grünen Mergelton Z 79 (93 ppm) und im dolomitischen Mergelkalk des untersten Raibler Schiefers (79 ppm Ba) ermittelt. Dieselbe Schicht enthält auch über 1% P und 514 ppm Sr.

Über die Eisen-Gehalte ist seit langem im großen gesehen eine Zunahme in den hangenden Zwischenschichten durch sichtbare Pyritbildung bekannt, wobei mit der Kiesschwarze des »Grenzlagers« ein Maximum erreicht wird. Reine, schwach dolomitische Kalksteine und kalkige Dolomite weisen Fe-Gehalte um etwa 40–100 ppm auf. Auch durch den Gehalt an Tonmineralen steigt bekanntlich der Fe-Anteil, sodaß hier in den mergeligen und bituminöstonigen Lagen auch über 1.000 ppm (KRANZ 1974) erkläbar sind.

Auf die Korrelation von Fe/Mn weist KRANZ (1974) hin, sodaß die ppm-Werte von Magnesium zwischen etwa 13 und 40 in reinen Kalkdolomitgesteinen, über etwa 50–70 in den tonig-bituminösen Zwischenschichten und in pyritreichen Lagen auf und über 300 ppm ansteigen.

Bei Titan stehen die niederen Gehalte im reinen Kalk und Dolomit mit bis etwa 100 ppm den höheren Gehalten in den ton- und pyrithaltigen Zwischenlagern (bis 460 ppm) und in den bituminösen, dolomitisch-tonigen schwarzen Feinbreccien (bis 1.260 ppm) gegenüber und erreichen im Mergelton z. B. 2.300 ppm. Eine Stichprobe im unteren Raibler Schiefer ergab 0,45% Ti.

Eben diese allgemein bekannte Tendenz des bevorzugten Einbaues von Elementen in die Gitter der Tonminerale und in die Bitumensubstanz (RÖSSLER-LANGE 1976, SCHROLL 1976) wirkt sich auch in den Ergebnissen über Cadmium, Vanadium, Wolfram, angedeutet bei Antimon und doch deutlich bei Zink aus. Vor allem sind es immer wieder die bitumen- und tonreichen schwarzen Resedimente, das auffallende Mergellager Z 79 bei Profilmeter 246 und selbstverständlich der Mergel und Ton des Raibler Schiefers, welche all-

Tabelle 1: Haupt- und Spurenelemente in einigen nicht vererzten Sedimenttypen.

	Proben-Nr.	Profil-meter	CaO %	MgO %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Ba ppm	Cd ppm	Cu ppm
KALKSTEIN (bioklastische Lutite, Arenite)									
Megalodontenkalk	Z 1	1	50,9	2,95	3,42	0,81	14	≤0,01	5
massig	3a	5	50,2	1,85	2,91	0,49	18	≤0,01	≤3
Megalodontenkalk	Z 43	82	50,0	1,92	3,08	0,73	15	≤0,01	≤3
massig	43a	84	51,1	1,55	3,21	0,83	11	0,02	≤3
mit dkl. Komponenten	50a	98	49,9	2,05	2,93	0,82	12	≤0,01	3
Feinschichtung, Schollenbr.	Z 60	124	49,6	2,13	3,26	0,84	18	≤0,01	4
graue Feinsch., Schollenbr.	Z 60	124	49,8	1,94	3,08	0,75	11	≤0,01	3
massig	60a	125	50,2	2,07	3,00	0,55	12	≤0,01	3
kavernös	61a	134	50,0	2,03	2,88	0,79	14	≤0,01	5
br.-gr. Feinsch., Schollenbr.	Z 65	148	49,9	2,00	3,08	0,75	12	0,02	5
massig	68a	159	51,8	0,41	2,95	0,52	15	≤0,01	≤3
massig	69a	169	50,7	1,45	3,34	0,86	15	≤0,01	3
massig	74a	204	51,7	0,49	2,99	0,70	14	≤0,01	5
Messerstichkalk	MK	380	51,0	1,39	2,93	0,66	10	≤0,01	≤3
DOLOMITISCHE KALKSTEINE									
Feinschichtig, Schollenbr.	Z 3	4	48,9	3,02	2,90	0,47	12	≤0,01	≤3
massig, braun, bituminös	Z 33	62	47,0	4,17	3,18	0,83	15	≤0,01	≤3
hellbr. u. grau, Grobsch.	Z 48	92	47,1	3,74	3,57	0,99	16	≤0,01	≤3
graugrün, Feinschichtung	Z 51	99	47,8	3,82	2,92	0,71	14	≤0,01	≤3
hellbr., mm-Rhythmit	Z 56	107	48,1	3,54	3,21	0,78	15	≤0,01	≤3
undeutl. Feinschichtung	57a	112	47,6	4,32	2,86	0,87	12	≤0,01	≤3
hellbr. Feinschichtung	Z 70	170	47,1	3,92	2,95	0,83	12	≤0,01	≤3
bräunlich, massig	Z 71	181	48,0	3,73	3,17	0,85	17	≤0,01	3
DOLOMIT-STROMATOLITHE									
Feinschichten u. Schollenbr.									
grüngrau, bituminös	Z 2	3	41,8	9,34	2,99	0,70	19	0,01	≤3
bräunl. grüngrau, bitum.	Z 6	8	45,2	4,61	2,95	0,69	19	≤0,01	13
grüngrau	Z 9	14	36,0	13,90	2,92	0,92	15	≤0,01	≤3
bräunl., grüngrau	Z 42	80	42,8	8,44	2,45	0,71	14	≤0,01	≤3
stark suturiert	Z 49	95	37,7	12,30	2,75	0,81	13	≤0,01	≤3
bräunl. grau, massig	51c	98	44,3	6,77	3,13	0,80	11	0,01	≤3
kavernös, massig	53a	102	43,1	7,80	2,95	0,71	10	≤0,01	≤3
milchigweißer Rhythmit	Z 54	103	37,0	12,60	2,91	0,69	16	≤0,01	3
MERGELSTEINE									
dunkelgrau, mergeliger Dol.	Z 30	56	33,1	15,70	4,26	1,37	22	≤0,01	≤3
dklgr., bräunl., bitum. merg. Dol.	Z 44	86	37,1	13,20	2,64	0,73	16	≤0,01	≤3
grüngrau, mergeliger Kalk	Z 63	143	48,1	2,84	3,83	1,12	20	≤0,01	≤3
grüner Mergelton	Z 79	246	1,78	2,00	47,90	27,4	93	0,04	12
Dolomitischer, sandiger Mergelkalk									
Raibler Schiefer		+0,5	28,90	2,67	24,30	9,05	79	0,03	13
SCHWARZ FEINBRECCIE U. ARENITE									
hellgr. Dolomitmatrix	Z 45	87	36,5	14,0	2,75	1,59	29	≤0,01	5
dkl.-br. bitum. Kalkmatrix	Z 46	88	50,5	1,48	2,68	1,59	30	0,03	≤3
hellgr. Kalkmatrix	Z 48a	92	51,6	1,14	2,67	1,51	24	0,02	≤3
dkl.-br. bitum. Dolomitmatrix	Z 50	97	37,4	12,2	3,62	1,23	25	≤0,01	≤3

F ppm	Fe ppm	K ppm	Mn ppm	Na ppm	Pb ppm	Sb ppm	Sr ppm	Ti ppm	V ppm	W ppm	Zn ppm	CO ₂ %	Glüh- verl. %
80	9.900	1.300	365	130	5	≤0,2	149	140	70	≤0,2	67	39,7	39,9
29	≤40	800	40	130	4	≤0,2	155	20	40	≤0,2	2	43,6	44,0
46	≤40	1.300	13	160	≤2	≤0,2	177	50	30	≤0,2	≤2	43,4	43,8
40	≤40	1.500	24	120	3	≤0,2	210	20	40	0,4	≤2	42,5	42,9
31	40	1.700	13	150	3	≤0,2	268	30	30	≤0,2	7	43,2	43,8
59	90	1.900	27	210	≤2	≤0,2	237	110	60	≤0,2	25	43,4	43,9
64	40	1.900	17	230	≤2	≤0,2	158	60	60	≤0,2	7	43,4	43,9
255	40	1.200	23	100	3	≤0,2	133	≤20	20	≤0,2	7	43,7	44,0
25	90	1.700	20	160	6	≤0,2	215	≤20	20	≤0,2	26	43,6	43,9
30	90	2.100	31	250	4	≤0,2	219	110	20	≤0,2	9	43,4	43,8
100	40	1.200	13	110	≤2	≤0,2	284	≤20	40	≤0,2	2	42,6	43,9
41	≤40	1.700	20	160	3	≤0,2	192	20	30	≤0,2	9	42,9	43,4
25	40	1.700	27	190	5	≤0,2	224	≤20	40	≤0,2	7	43,5	43,8
20	≤40	2.200	20	60	4	≤0,2	171	≤20	40	≤0,2	9	43,4	43,7
46	40	900	57	160	3	≤0,2	232	60	50	≤0,2	9	43,6	44,0
64	40	1.900	35	150	4	≤0,2	416	40	≤20	≤0,2	9	43,4	44,1
114	90	2.400	27	220	≤2	≤0,2	567	230	40	≤0,2	12	43,1	43,8
57	40	1.800	24	190	3	≤0,2	243	50	20	0,3	14	43,7	44,3
31	40	1.600	29	140	4	≤0,2	159	30	30	0,3	21	43,4	44,0
51	40	1.900	34	220	≤2	≤0,2	196	50	40	≤0,2	7	43,6	43,9
78	40	1.700	31	190	3	0,3	195	70	70	0,3	26	44,0	44,5
49	40	2.900	18	240	≤2	≤0,2	211	210	60	≤0,2	9	42,9	43,6
79	7.700	1.400	297	270	5	0,3	137	120	70	≤0,2	42	44,2	43,0
100	40	5.100	40	230	≤2	≤0,2	164	≤20	40	≤0,2	≤2	44,2	44,4
388	230	3.500	24	470	3	≤0,2	253	460	60	≤0,2	24	44,7	45,4
191	40	1.700	37	350	3	≤0,2	185	180	30	0,3	26	44,7	45,0
231	40	2.070	24	360	≤2	≤0,2	258	200	70	≤0,2	21	45,2	45,9
49	90	1.600	31	140	3	0,3	254	500	30	0,3	25	43,4	44,3
57	40	2.100	29	180	≤2	≤0,2	167	90	40	0,4	39	44,6	44,9
137	40	1.900	31	190	3	≤0,2	228	60	20	≤0,2	21	45,8	46,3
229	1.200	5.900	46	410	4	≤0,2	171	780	40	0,3	26	43,2	44,0
115	200	2.800	34	300	≤2	≤0,2	143	380	20	≤0,2	18	45,1	45,4
50	90	4.500	29	620	5	≤0,2	271	550	20	≤0,2	14	42,2	43,0
54	9.900	53.800	23	410	12	2,3	158	2.300	100	2,3	667	0,5	8,7
366	27.500	35.100	1.350	3.330	6	0,9	514	4.500	100	1,0	95	23,0	24,8
203	2.000	9.200	52	410	≤2	0,3	196	1.260	70	0,4	26	42,1	43,1
211	1.200	9.500	71	460	7	0,3	1.940	920	60	0,5	19	40,0	41,0
225	600	9.100	62	550	≤2	≤0,2	1.120	860	40	0,6	26	40,2	41,2
222	600	5.600	34	340	≤2	≤0,2	269	650	70	0,4	26	43,3	44,1

gemein durch hohe Werte, so auch von Kalium (illitische Tonminerale!) auffallen.

Dieser Trend ist weiters bei Fluor zu bemerken, wenngleich allgemein gesehen nur eher niedrige Gehalte nachgewiesen werden konnten. Hier scheinen ausnahmsweise auch einige höhere unerwartete F-Gehalte in reinen Kalksteinen (60a: 255 ppm, 68a: 100 ppm), in den Dolomit-Stromatolithen (Z 49: 231 ppm, Z 54: 137 ppm) und in Mergeldolomiten (Z 9: 388 ppm, Z 30: 229 ppm, Z 42: 191 ppm) auf.

Die ermittelten Kupfer- und Blei-Gehalte sind als sehr niedrig zu bezeichnen.

Von den besprochenen Elementen sind in den Erzkörpern als Minerale nur Pyrit, Markasit, Zinkblende, Bleiglanz, Fluorit sowie Tonminerale und Bitumen bekannt.

Die Untersuchungen brachten damit eigentlich keine außergewöhnlichen, unerwarteten Erkenntnisse, und es dürfte auch nicht überraschen, wenn in manchen mergelig-tonigen und bituminösen Zwischenlagern sowie in den Schiefertonen der Raibler Serie noch höhere Metallkonzentrationen nachgewiesen werden sollten.

7. Mineralparagenese und Gefüge der Erzkörper

Die Erz- und Begleitmineral-Paragenese ist verhältnismäßig einfach. Sie besteht aus Zinkblende (Wurtzit), Bleiglanz, Pyrit, Markasit, Calcit, Fluorit, sehr selten Quarz, gelegentlich Anhydrit mit Gips. Baryt fehlt.

In der Oxidationszone sind sekundär Smithsonit, Hydrozinkit und Loseyit, Greenockit, Cerussit, Descloizit und selbstverständlich die Limonitminerale Samtblende und Rubinglimmer auffallend.

Die Mineralgefüge der Primärparagenese entsprechen weitgehend den von der Bleiberger Lagerstätte bekannten Formen und Aggregaten (SCHULZ 1968, KANAKI 1972), sind aber einfacher, nicht so formenreich.

Die Zinkblende liegt in den sedimentären Erzschlammern in Form von isometrischen, oft tetraedrischen Kriställchen lutitischer und arenitischer Kornfraktionen und klümpchenförmigen Aggregaten vor. Einzelkriställchen beherrschen auch die metasomatischen Verdrängungsfronten in den Karbonatgesteinen. Oft zu beobachtende zonare Einschlüsse z. B. von Calcilit führen zur mikroskopischen und makroskopischen Aufhellung der Körner (Innenreflexe!).

Wurtzit ist im Dünnschliff selten, offensichtlich als Relikt in kolloformen Gefügen feststellbar. Schalenblende verschiedenster Formen und Farben von hellgelb, orangefarbig, über rotbraun zu schwarzbraun beherrschen das Bild der meisten Erzkörper. Neben feinkörnigen, strähnig gebündelten und radialstrahligen Aggregaten sind häufig auch grobkristalline Sammelkristallitate entwickelt. Auffallend lichtgelbe Schalenblendekrusten erweisen sich im Mikronbereich belteropor nach Haarrissen massenhaft von Calcit durchzogen; dies führt lokal durch hellgraue Innenreflexe zu einer Aufhellung, die sich auch bei freisichtiger Betrachtung in hellgelber Gesamtfarbe auswirkt. Ursache dieser Bildung ist das im ursprünglichen Zn-Sulfidgel gefangene und auskristallisierte Karbonat.

Feinkörnige Bleiglanz-Kriställchen in Sedimentärerzen sind eine Seltenheit. Es domini-

eren allgemein derbkristalline Aggregate und die für relikte Gelformen charakteristischen Gefüge innerhalb des Zinksulfids. In Scherungszonen ist der bekannte Bleischweif zu finden. Pyrit und Markasit spielen in den Erzkörpern meist eine bescheidene Rolle oder fehlen ganz. Auffallende Anreicherungen sind nur in den Erzkörpern des obersten, schiefernahen Wettersteinkalkes feststellbar. Zonar angeordnete Interngefuge durch Einschlüsse bilden manchmal ursprüngliche Kristall- und Aggregatformen ab und machen das Ausmaß der diagenetischen Sammelkristallisation deutlich. Vor allem an kataklastischen und mylonitisierten Pyriten wird die sonst seltene, sehr subtile Anisotropie zu einer auffallenden optischen Anomalie, die allerdings an die Anisotropieeffekte der zum Vergleich meist vorhandenen Markasite nicht heranreicht. Die fast stets lamellierten Markasitindividuen unterliegen durch die Sammelkristallisation des Pyrits sichtlich einer Verdrängung. Bei Pyrit sind oft kolloforme Bildungen als Relikte erhalten und verraten schwach temperiertes Bildungsmilieu. In den Frühauftretenen der geopetalen Bodenerze ist die auch außerhalb der Erzkörper reichlich vertretene Variante der Framboidpyrite vorhanden.

Von den Begleitmineralen sind nur Calcit und Fluorit auffallend, wobei in gewissen Revieren nahezu das eine Mineral das andere ausschließt. Das Calciumkarbonat tritt, abgesehen vom Lutit in den erhaltenen sedimentären Erzfeinschichten, in auffällig grobspäti gen weißen Aggregaten als häufig jüngste Bildung der Erzkörper in Erscheinung, manchmal auch ohne Erzbegleitung sowie in Krackenzonen mit idiomorphoren, mitunter 30 cm langen Skalenoedern. Fluorit ist feinschichtig als reliktes, pigmentiertes Sediment nachzuweisen sowie in verschiedenen größer- und grobkörnigen Aggregaten diagenetischer Umkristallisationen und Lösungsumlagerungen. Die derben Aggregate sind am häufigsten violett, aber auch grau bis grüngrau gefärbt.

Quartz ist in der Lagerstätte Lafatsch-Vomperloch ausgesprochen selten und bildet in den wenigen beobachteten Fällen feinschichtig mit Kalklithit wechselseitige Laminitgefuge, in welchen auch pyritreiche arenitische Tonklümpchen enthalten sind. Diese kryptokristallinen Quarz-Calcit-Aggregate werden von grobkristalliner Zinkblende und grobspäti gem Calcit schräg zur Feinschichtung verdrängt. Stellenweise ist wegsamkeitsbedingt in Haarrissen Sammelkristallisation zu Quarz erkennbar.

In einigen Erzkörpern sind sehr grobkörnige Aggregate von blauem Anhydrit, begleitet von krustenförmigen Überzügen mit weißem Gips zu finden. Die mit Calcit und Schalenblende auftretenden Anhydritgebilde erreichen dm- bis m-Ausmaße.

Die Gefügetypen reichen von sedimentärem Erzschlamm über sammelkristallisierte stratiforme Erzrhythmite bis zu Schalenblenden, Schalenblendebreccien und grobkristallinen Derberzen mit typisch »epigenetischen Verdrängungsgefügen«. Sehr verschiedenartige Bildungen also, doch wird die Vielfalt der Erzgefüge, z. B. von Bleiberg-Kreuth (SCHULZ 1968) und Mežica (ŠTRUCL 1970, 1971, 1974) hier nicht erreicht.

Sedimentärerze wurden zuerst ausführlich von SCHNEIDER (1954), TAUPITZ (1954 a) und SCHULZ (1955) beschrieben, um zu beweisen, daß die Metallanreicherungen im Triasmäer, also synsedimentär begonnen haben und nicht erst – wie damals behauptet wurde – im Tertiär dem Gestein epigenetisch zugeführt wurden. Infolge dieser damals unum-

gänglich wichtigsten Beweisführung kamen die sehr viel reichlicher vertretenen mehrdeutigen Erzgefüge mit typischem Verdrängungscharakter zwar als syn- und postdiagenetische Umkristallisationen und Stoffumlagerungen reichlich in die Diskussion, doch fanden hiefür diese damaligen Erklärungen nicht allgemeine Anerkennung. Das kam bereits bei der 1. Pb-Zn-Diskussionsstagung 1956 in München mit Berechtigung zur Geltung (PETRASCHECK 1957, und Diskussionsbemerkungen von HOLLER, KOSTELKA, FRIEDRICH, CLAR, alle 1957) und die Probleme wurden offenbar bis heute noch nicht ausreichend geklärt.

Typische Sedimentärerze (SCHULZ 1976) sind in Form von Zinkblende-Kalkludit-Feinschichten und -Rhythmen, Schräg- und Kreuzschichten, Resedimenten auf Diskontinuitätsflächen, syndiagenetischen Faltungen (z. T. mit gekappten Faltenscheiteln) und Kataklase mit unterschiedlichem, mechanischen Verhalten verschieden teilbeweglicher Lagen (z. B. zerbrochene Schalenblendekrusten in Zinkblende-Kalkludit) und in Form von geopetalen mechanischen Anlagerung im Lafatsch-Vomperloch-Gebiet nachweisbar (Abb. 4, 5, 6, 7). Derartige Gefüge kennzeichnen Erzsedimente, und zwar zwingenderweise mit einer Eindeutigkeit, so daß selektive Metasomatose als Erklärung ausscheiden muß. Die Praxis lehrt aber, daß nicht von allen Autoren gleich objektiv gesehen wird, und teils bewußt, teils mangels Erfahrung über »Sedimentärerze« zu großzügig geurteilt wird. So manche Mahnungen und Einwände waren und sind daher durchaus berechtigt und sollten zu sauberer Beweisführung anspornen.

Seit der generellen Anerkennung sedimentärer Erzgefüge in der Trias ist vom gefügekundli-

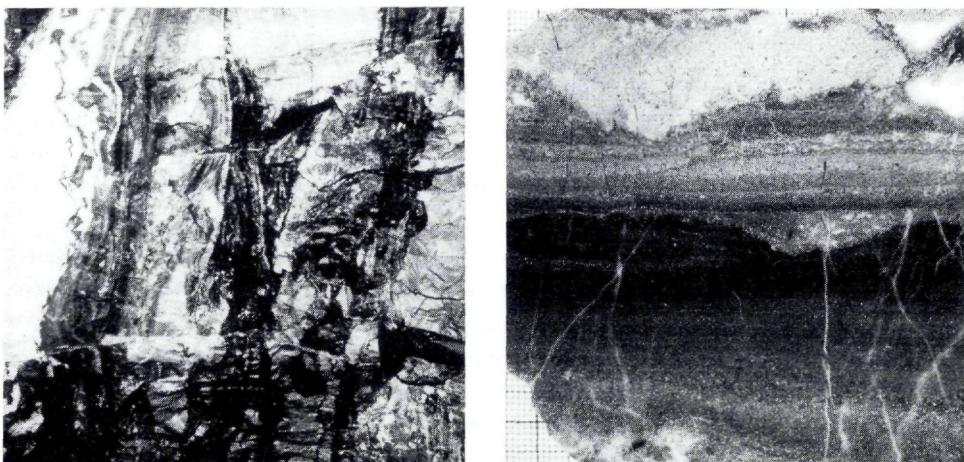


Abb. 4: Geopetales »Bodenerz« mit bituminösen Fluorit-Pyrit-Kalk-Feinschichten (schwarz-weiß, rechts) und Zinkblende-Kalk-Feinschichten (grau-weiß, Mitte links). Ganz links Übergang zu grobspätigem Calcit (weiß) mit Schalenblende (grau). Stefanie 900 m, Firste. Maßstab rechts unten: Hammer.

Abb. 5: Zinkblende-Kalkfeinschichten (verschieden grau), dunkle Lagen Fluorit-reich. Geopetale Erosionsdiskordanzen. Großanschliff, Maßstab: mm-Papier.

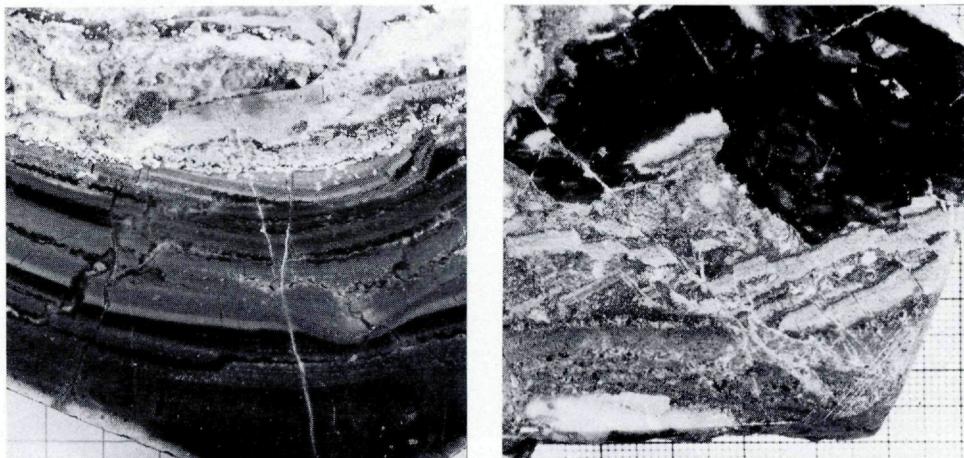


Abb. 6: Fluorit-Kalkfeinschichten (unten), nach syndiagenetischer Faltung an Erosionskontur überlagert von pseudomorph zu Hydrozinkit umgewandelten Zinkblendekörnern (weiß-grau) und derber Zinkblende (verschieden grau). In der unteren Bildhälfte einige syndiagenetisch sammelkristallisierte Fluoritaggregat (schwarz) parallel und schräg zur Feinschichtung. Großanschliff, Maßstab: cm-Papier.

Abb. 7: Syndiagenetische Inhomogenitätsbrecce am Beispiel einer zerbrochenen Schalenblendekruste (grauweiß, Mitte) unterlagert von bildsameren ZnS-Feinschichten (weißgrau) und überlagert von gefalteten bituminös-tonigen Kalkfeinschichten (schwarzgrau). Großanschliff. Maßstab: mm-Papier.

chen Standpunkt aus die Frage nach deren interner oder externer Anlagerung zur wesentlichsten geworden. In unseren großen kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten liegen meist beide vor! Es sei vorweggenommen, daß in der Region Lafatsch-Vomperloch zwingende Beweise für extern-sedimentäre Erzanreicherung am freien Meeresboden nur als Seltenheit erbracht werden können. Und es wird daher den von POLESNIG (1957, 1964), SIEGL (1956, 1957) und PETRASCHECK (1957) entworfenen Vorstellungen – was die Existenz intern entstandener Erzkörper z. B. in Bleiberg betrifft – gebührende Aufmerksamkeit zu widmen sein. Nur zum Teil ähnliche Vorstellungen diskutieren auch DŽULYNSKI (1976), SASS-GUSTKIEWICZ (1975), DŽULYNSKI u. SASS-GUSTKIEWICZ (1978) für oberschlesische Pb-Zn-Lagerstätten in der Trias Polens.

SIEGL (1956) prägte, dem häufigen Befund feinschichtiger Erzschlämme im untersten Teil von Erzkörpern Rechnung tragend, den anschaulichen Terminus »Bodenerz«. Solche Bodenerze sind auch in verschiedenen Lagererzkörpern und Erzlinsen im Karwendel zumindest relikthaft erhalten. Sie sind hier auffallenderweise nicht nur mit Kalklitit, sondern oft auch mit illitischen Tonmineralen, Bitumen und Fluorit vergesellschaftet; vor allem in den untersten Laminae der Erzsedimentabfolge, und gerade dort auch mit Pyrit und Markasit. Die Sedimentärerze sind im Karwendel gewöhnlich mit einfacher Paragenese entwickelt: überwiegend Zinkblende in Form idiomorpher Kriställchen lutitischer bis feinarenitischer Kornfraktionen und mit verschiedener Packungsdichte bis zu geschlossenen, dichten Zinkblendegefügen

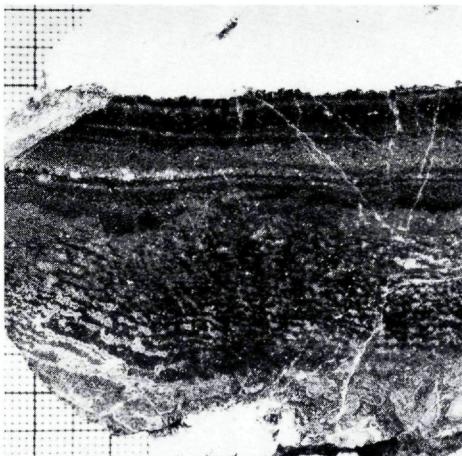
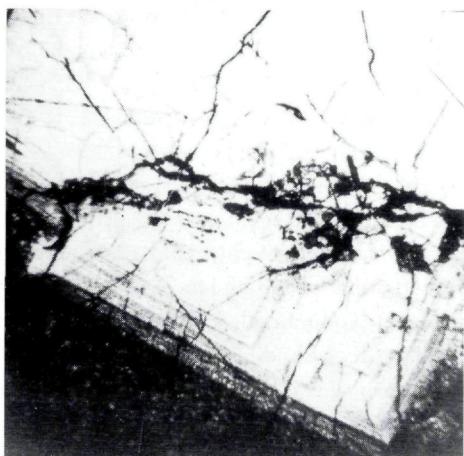
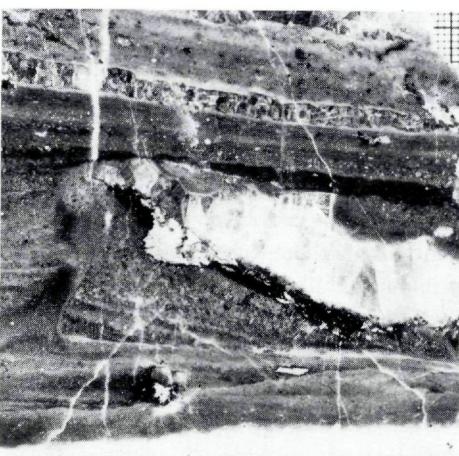


Abb. 8: Zinkblende-Kalkfeinschichten (oben) sind im unteren Teil des Stückes syndiagenetisch zu bipolaren Schalenblendekrusten unter Beibehaltung des Lagenbaues umgewandelt. Oben (weiß) grobspätiger Calcit. Großanschliff. Maßstab: mm-Papier.

Abb. 9: Schalenblendekrusten unter dem Mikroskop. Nicols X. Die grauweiß erscheinende Schalenblendelage ist durch, bei der chemischen Fällung miteingeschlossenen feinstverteilten Calcit infolge der Innenreflexe stark aufgehellt. Das faserige Gefüge der reineren Blende kommt links oben zur Geltung. Polierter Anschliff; Seite 0,8 mm.

Abb. 10: Syndiagenetische Teilbewegungen im Schlammilieu (Fluorit-Zinkblende-Kalkfeinschichtung) und nur scheinbar polare Kristallisation eines Fluoritrasens. Ausschnitt hiezu = Abb. 11. Großanschliff. Maßstab: mm-Papier.

Abb. 11: Dünnschliffausschnitt aus Fluoritrasen der Abb. 10. Der nach unten in den Kalklutit gewachsene Anteil des Kristalls zeigt Interngeföge teils als zonaren Einbau von Kalkschlamm, teils als si durch Übernahme einer Tonlage. Der nach oben extern frei gesproßte, außerhalb des Bildes liegende Anteil des Kristalls (vgl. Abb. 10) enthält keine Verunreinigungen und wird von feingeschichtetem Lutit geoptikal überlagert. Natürl. Größe 12×12 mm.



(Abb. 8, 9). So gut wie immer ist inhomogenes Parallelgefüge als Feinschichtung entwickelt, an der viel seltener Bleiglanz, Pyrit und Markasit Anteil haben. Eine wichtige Rolle im sedimentären Aufbau mancher Erzkörper spielt neben Kalkschlamm und -spatit Fluorit. Vielfach können auch die von SCHNEIDER (1954) beschriebenen primären und diagenetisch kristallisierten Gefüge bestätigt werden (Abb. 10). Calcit und Fluorit spielen als Begleiter der Erzminerale ganz ähnliche Rollen, doch fällt eine regional stark inhomogene Verteilung dieser Minerale auf. Besonders fluoritreich sind die Erzlager im Revier Brantlinne und in den östlichen Repsbauen, wo der Calcit weitgehend zurücktritt.

Es ist sehr schwierig, zweifelsfreie Befunde für externe Fremdmineralanlagerung zu bringen. Zu selten sind die Erzschlämme mit den Kalksedimenten im ungestörten und weitgehend unveränderten Feinschichtverband erhalten. Für diesen Nachweis müßten allmähliche Übergänge von stratiformen, vorwiegend mechanisch angelagerten Erzgefügen in die allseitigen schichtigen Fortsetzungen zu finden sein; Übergänge, die selbstverständlich metasomatischen Platztausch ausschließen. Jedoch beherrschen meist scharfe Grenzflächen rings um die Erzkörper und innerhalb der Erzkörper zum relikten Nebengestein das Bild.

Wenn auch die geopetale Lage der Bodenerze auf i. w. S. synsedimentäre Platznahme schließen läßt, so bleibt für die Anlage der, doch offensichtlich dominierenden mehrdeutigen, stratiformen, aber lokal auch diskordanten Erzgefüge noch ein weiter Zeitraum. Tatsächlich liegen, nach dreidimensionalen Grubenaufschlüssen zu schließen, vor allem auch im Dach verschiedenster Erzkörper meist scharfe Begrenzungskonturen vor, die auf interne Mineralisation für das Zustandekommen heutiger Gefügebilder schließen lassen.

Nur wenige Befunde beweisen externe Metallanreicherung in den Sedimentbauzonen. Interessanterweise gehört dazu auch ein Aufschlußbefund ohne typische Sedimentärerzgefüge. Im Stefaniestollen wurde 2–3 m im Liegenden der Megalodusbank (Profil-m 82) wegen eines kleinen linsenförmigen Erzkörpers von nur 7 m schichtiger Ausdehnung eine massive Wettersteinkalkbank als »erzhöfig« vermutet und 115 m weit aufgeschlossen. Die Strecke verläuft von Stollenmeter 1.104 der Stefaniehauptstrecke in Richtung Osten zum Südschlag I, wo ebenfalls im Liegenden dieser Megalodusbank Erze mit schichtiger Ausdehnung angefahren wurden. Die gesamte Querverbindung brachte auf eine Kalkbank mit 30 cm beschränkte Sprenkelerze von ziemlich gleichmäßiger Ausbildung (Abb. 11). Es gibt kein unmittelbares petrographisches Kennzeichen dieses biodetritischen Kalklutits bis -arenits, in welchem hauptsächlich separiert liegende ZnS-, ganz untergeordnet PbS-Kriställchen und isometrische Aggregate intergranular und in Spatitzonen des Kalksteins eingelagert sind. Andere Begleitminerale sind nicht vorhanden. Die maximalen Gehalte, die während des Vortriebes bekannt wurden, dürften um 7–8 % ZnS, und 2 % PbS liegen. Es ist ausgeschlossen, derartige Befunde als Internbelieferungen erklären zu wollen. Trotzdem kein typisches Sedimentärerzgefüge vorliegt, kann es sich wegen der präzisen stratigraphischen Lagekonstanz nur um synsedimentäre Pb-Zn-Ausscheidungen handeln, die frühdiagenetisch im Zusammenhang mit der Kalspatisation ebenfalls eine Sammelkristallisation mitgemacht haben. Für die Erklärung des primären Erzauftrittes scheiden sowohl »freie« Hohlräumanlagerung als auch »unfreie« Metasomatose sicher aus.

Unter den, dem äußeren Aussehen nach, sedimentären Erzen, sind aus dem Reps-Südhang Wechsellagerungen von ZnS-CaF₂-Lutit mit Chlorophytendetritus (Abb. 12) und von ZnS-CaF₂-Kalkludit (Abb. 13) anzuführen. In beiden Fällen gehören die abgebauten Probestücke der normalen Externabfolge des oberen Wettersteinkalkes und keiner Hohlraumfüllung an. In beiden Fällen zeigen Rupturen und Fältelung im Erzschlamm syndiagenetische Verformungen an. Die stratigraphische Position dieser Aufschlüsse ist nicht genauer bekannt. Darüber hinaus sind freilich noch reichlich weitere Sedimentärerze gefunden worden, denen aber die Ungewißheit ihrer primär internen oder externen Genese anhaftet.

In besonderen Fällen werden Veränderungen von primären zu sekundären Gefügen verständlich, wie z. B. im Falle der Lagenbaue mit bipolaren (antipolaren) Kristallrasen und mit schalenblendeähnlichen Krusten (SCHULZ 1978). Aus Zinkblendeschlamm-Feinschichten entwickelten sich, durch Übergänge mit dem Primärgefüge verbunden, feinlaminiert krustenförmige Zinkblendelagen, die über den Umweg selektiver Auflösung leichter löslicher Laminæ frontal aufeinander zuwuchsen. In vielen Fällen, in denen sich die Wachstumsfronten nicht trafen, sind die Restlumina mit Calcit oder Fluorit auskristallisiert.

Es steht außer Zweifel, daß vorhanden gewesene Sedimentärerze von syndiagenetischen Lösungsvorgängen mehr oder weniger stark betroffen, also erodiert wurden und andere, neuere Kristallitate deren Stelle einnehmen. Dies geht einwandfrei aus unregelmäßig diskordant angeschnittenen und herausgelösten Erzfeinschichten hervor, die nach Lösungsumwandlungen und Platznahme von fein- bis grobkristallinen Schalenblenden, grobspätigem Calcit und (bzw. oder) Fluorit nun aber meist so stark entstellt erscheinen, daß keine aussagekräftigen Gefüge übrig blieben.

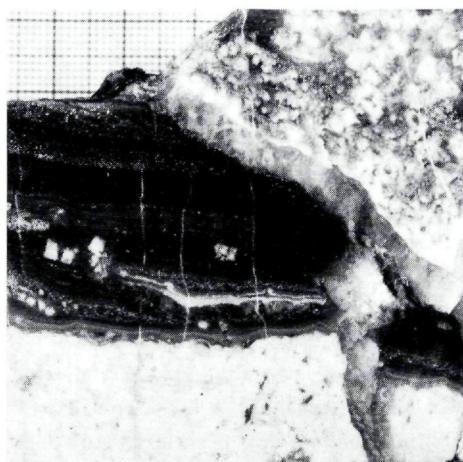
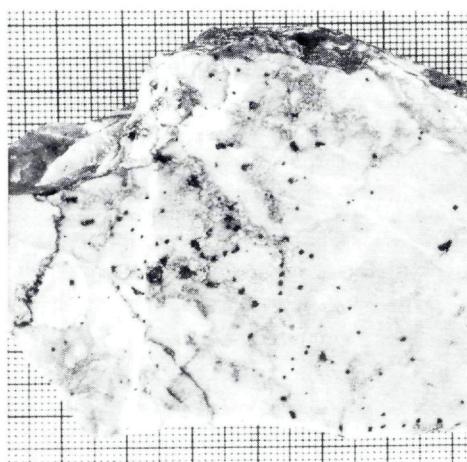


Abb. 12: Sprenkelerz mit Bleiglanz (schwarz), Zinkblende (verschieden grau) im Wettersteinkalk (graubraun). Großanschliff. Maßstab: mm-Papier.

Abb. 13: Algendetritus (grauweiß, unten) mit Poikiloporella duplicata, überlagert von Zinkblende-Fluorit-Kalschlamm-Feinschichten (dunkelgrau, Mitte), syndiagenetisch zerschert. Grenzfläche mit grobkrustallinem Fluorit besetzt. Maßstab: mm-Papier.

Gerade solche grobkristalline Begleitminerale in der Paragenese mit Schalenblenden schneiden auch die Karbonatsedimente ohne Rücksicht auf ihre fazielle Herkunft mit scharfen, glatten Konturen, woraus in auffälliger Weise die Verschiedenzeitigkeit von normaler Sedimentbildung und Platznahme dieses Typs von Erzmineralparagenese ersichtlich ist.

Die geschilderten Fälle lehren somit, daß sedimentäre Primärgefüge zerstört wurden, und zwar oft auch selektiv unter Beibehaltung der Feinschichtung durch kristalline Lagenbaue, ohne Rücksicht darauf, ob primär externe oder interne Erzlutite vorgelegen hatten.

Denn auch H o h l r a u m e r e r z u n g e n sind im gesamten Gebiet sicher nachweisbar. Es sei vorausgeschickt, daß von »Hohlräumen« dann gesprochen wird, wenn bei dreidimensionaler Betrachtung zumindest ein Stück weit eine dachförmige Obergrenze erkennbar ist. Rundliche, wolkige Begrenzungskonturen sind typisch. Der Hauptinhalt besteht aus S c h a l e n - b l e n d e n teils mehr formisotroper, teils mehr schichtig-lagiger und plattenförmiger Gestalt, wobei Übergänge zu grobkristallinen Zinkblendeaggregaten bestehen (Abb. 14). Die Ausmaße solcher Erzkörper reichen bis zu einigen Meterzehnern, wobei bei großräumiger Betrachtung eine schichtgebundene Anordnung doch zumindest angedeutet ist. Dies hängt mit selektiven Verdrängungen (»Verdrängung« im Sinne RAMDOHR's 1975) zusammen und bringt manchmal ein reliktes, weit ausgedehntes Kalksteingerüst zur Geltung (Abb. 15). Im Lokalbereich von Metern folgte der Lösungsangriff auch belteropor entlang s-diskordanten Fugen und apophysenartig.

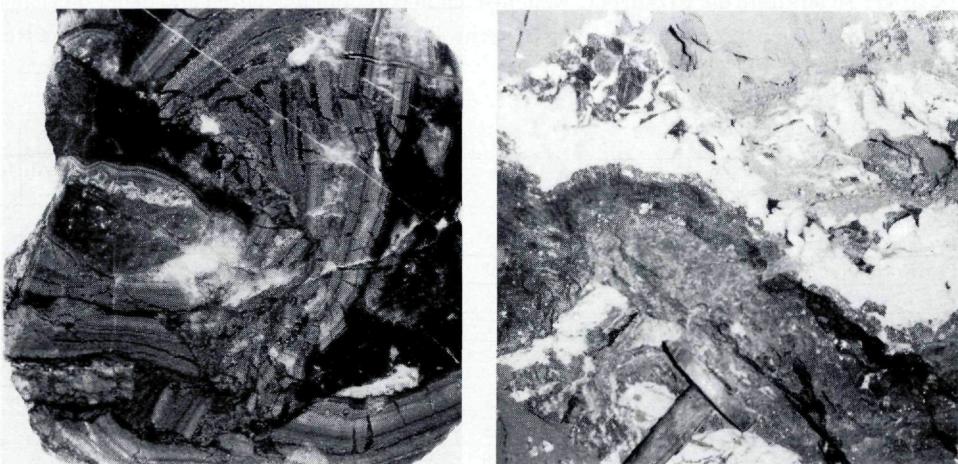


Abb. 14: Syndiogenetische Verfaltung von Zinkblende-Fluorit-Kalkfeinschichten (verschieden hellgrau), verursacht auch Bildung von Deformationsbreccie. Auch diagenetische Kristallisation von Fluorit parallel und normal zur Schichtung (schwarzgrau). Tonig-bituminöser Lutit (rechts, links oben, grau-schwarz). Maßstab: cm-Papier.

Abb. 15: Derb- und feinkristalline Schalenblenden (licht- bis dunkelgrau) mit etwas Bleiglanz, begleitet von grobspätigem Calcit (weiß) bilden einen häufigen Vererzungstyp im Wettersteinkalk (lichtgrau). Stefanie, Südschlag I.

Bleiglanz und Fe-Bisulfide spielen in diesem Rahmen eine untergeordnete Rolle, wobei besonders beim Bleisulfid die Neigung zur Sammelkristallisation die Chancen auf ursprüngliche Gefüge weitgehend schwinden läßt.

Die Hohlraummineralisationen bilden den Hauptauftritt für grob- bis riesenspätigen Calcit und für derben Fluorit. Dolomitisation ist damit nicht verbunden. In manchen Krakkenzonen wurden Kalkspatskalenoeder mit 30 cm Länge und darüber gefunden.

In einigen wenigen Fällen ist grobkristalliner blauer Anhydrit in den Calcitarealen mit unregelmäßigen Aggregaten eingeschaltet, wobei randlich und auf Fugen Umwandlung in weißen, feinkörnigen Gips zu bemerken ist.

Metasomatische Anlagerung mikritischer Zinkblendekekställchen in Randzonen der Kalksteinkontakte ist häufig zu beobachten. Diese ionaren Platztauschprozesse sind in vielen Fällen begleitet von Schalenblendeumkrustungen an den Kontaktflächen. Ebensohäufig folgt die Metasomatose bevorzugten Wegsamkeiten im Mikrobereich, wie etwa Haarrissen der Kalksteine.

Es muß zugegeben werden, daß allein beim Anblick solcher, sehr zahlreich vorliegender Internekerkörper die Vermutung rein epigenetischer Vererzung keineswegs abwegig war, und es ist auch nach dem heutigen Stand der Pb-Zn-Forschung nicht selbstverständlich, hiefür eine unanfechtbare Erklärung der Genese vorzulegen.

Im Vorkommen von geopetalen Bodenerzen kann die Mitbeteiligung von mechanisch intern resedimentiertem Lösungsrückstand gesehen werden.

Zur Frage der »erzleitenden« Funktion von Klüften kann festgestellt werden, daß alpidisch betätigte Scherklüfte die Erzkörper zweifellos schon vorgefunden hatten und daher mechanische Schleppungen mit der Bildung von Bleischweif, Schalenblendemyloniten u. ä. sowie Re-

Tabelle 2: Flotationsergebnisse

	Pbtot %	Pbsulf %	Pbox %	Zntot %	Znsulf %	Znox %	Fe %	F %	CaO %	MgO %	Al ₂ O ₃ %
Roherz 1953 (Stefanie 880 m)	5,67	5,64	0,03	9,78	9,59	0,19	0,25	0,11	42,38	1,38	0,16
PbS-Konzentrat	80,86	80,55	0,31	2,30	2,30	0	0,39	0,001	1,42	0,01	0,04
ZnS-Konzentrat	1,03	1,03	0	62,72	62,63	0,09	0,36	0,015	2,56	0,03	0,01
Berge	0,36	0,34	0,02	0,61	0,44	0,17	0,14	0,10	53,81	1,32	0,12
Roherz 1956	2,92	2,79	0,13	15,88	15,63	0,25	0,22	0,29	39,86	0,85	0,09
PbS-Konzentrat	82,46	82,21	0,25	1,78	1,70	0,08	0,37	0	0,89	0,01	0,01
ZnS-Konzentrat	1,26	1,23	0,03	62,76	62,64	0,12	0,25	0,05	2,55	0,08	0
Berge	0,18	0,09	0,09	0,59	0,40	0,19	0,18	0,38	54,22	1,02	0,09
Roherz 1957	2,53	2,44	0,09	14,95	14,78	0,17	0,34	0,47	40,57	0,94	0,08
PbS-Konzentrat	82,48	82,44	0,04	1,08	1,00	0,08	0,39	0,03	1,30	0,02	0,02
ZnS-Konzentrat	1,21	1,19	0,02	62,85	62,75	0,10	0,22	0,03	2,40	0,11	0
Berge	0,18	0,14	0,04	0,94	0,83	0,11	0,20	0,55	53,69	1,17	0,10

kristallitate leicht erklärbar sind. Doch sei auch in Erinnerung gerufen, daß die statistische Übersicht im Großraum zum Teil stark inhomogene Verteilung der Erzkörper erkennen läßt, was eine belteropore Bindung an Schwächezonen im und unter dem triadischen Meeresboden wahrscheinlich macht. Die Region Lafatsch-Reps liefert hiezu auffällige Beispiele.

8. Geochemische Daten der Erze

Es war im Rahmen dieser Arbeit nicht beabsichtigt, eine geochemische Statistik der Spurenelemente von Zinkblenden und Bleiglanzen durchzuführen, doch sind hier einige bisher vorliegende Werte (SCHROLL 1953, 1954, FRUTH 1966) zusammengestellt und durch wenige Ergebnisse neuerdings angelaufener Untersuchungen ergänzt.

Aus dem Bergbau Lafatsch liegen überdies aus der letzten Betriebsperiode Ergebnisse von Aufbereitungslaborversuchen, von einem Flotationsgroßversuch sowie von weiteren Verarbeitungskampagnen in der Bleiberger Aufbereitung vor (ENZFELDER 1980). Diesbezügliche Ergebnisse von Erzanalysen sowie von Bleiglanz- und Zinkblendekonzentraten werden hier auszugsweise angeführt. In den Jahren 1953–1961 wurde insgesamt 2.067 t sorgfältig gekuttetes Hauwerk gewonnen, welches dementsprechend hohe Metallgehalte aufwies: 2,40% Pb, 18,75% Zn. Die Flotationsergebnisse waren nach ENZFELDER (1980) hervorragend, die PbS-Konzentrate konnten nämlich durchschnittlich auf 82,42% Pb und die ZnS-Konzentrate auf 63,28% Zn angereichert werden. Im folgenden sind einige Einzelergebnisse von Roherzverarbeitungen und chemischen Analysen ausgewählt.

Aus diesen und anderen Analysenergebnissen (Tab. 2, 3, 4) fallen folgende Besonderheiten an den Erzmineralen auf.

Bemerkenswert sind die hohen Zn - und Pb -Gehalte der Zinkblendens bzw. Bleiglanze sowie

Tabelle 3: Spurenelemente in Bleiglanzen (ppm):

Fundorte	Nr.	Ag	As	Bi	Cd	Co - Cu	Fe	Ge	Hg	In	Mn	Mo	Ni	Sb	Se	Sn	Te	Tl	V	Zn
Reps (»Lafatsch«) ²⁾	124	300	0	0							50		0					0		
Reps (»Lafatsch«) ²⁾	125	100	0	3							500		10					3		
Reps (»Lafatsch«) ²⁾	126	30	0	5							500		0					3		
Reps (»Lafatsch«) ¹⁾	27	300	0	0							50		0					0		
Lafatsch, 6. Lf., 900 m, an Raiblerkl. ³⁾ derbes Aggr.	629	27	270	0,26	16		3,5		≤0,1		≤0,1	≤0,1	≤0,1	600		≤0,1		1,7	≤0,1	740
Lafatsch, 6. Lf., 900 m, an Raiblerkl. ³⁾ derbes Aggr.	631	100– 300	1.100	0,11	23		5,7		≤0,1		≤0,1	≤0,1	≤0,1	900		≤0,1		0,67	≤0,1	1.400
Lafatsch, 6. Lf., Süd I, 152 m W; ³⁾ grobkrist. in Schalenbl.	639	15	21	0,14	8,2		1,1		≤0,1		≤0,1	0,18	≤0,1	1.000		≤0,1		2,0	≤0,1	207
Lafatsch, 6. Lf., Süd I, 152 m W; ³⁾ grobkrist. in Schalenbl.	642	10	90	0,19	11		2,2		0,16		≤0,1	0,14	≤0,1	800		≤0,1		0,60	0,65	1.300
Lafatsch, 6. Lf., Süd I, 194 m SE; ³⁾ grobkrist. Schalenbl.	657	60	1.000	0,10	14		2,0		≤0,1		≤0,1	≤0,1	≤0,1	1.600		≤0,1		17	≤0,1	1.300
Lafatsch, 6. Lf., Süd I, 239 m W; ³⁾ grobkrist. Aggr.	660	300	1.700	0,26	20		5,4		≤0,1		≤0,1	0,21	≤0,1	2.300		≤0,1		9,6	≤0,1	390
Lafatsch, 6. Lf., 900 m, an Raiblerkl. ⁴⁾ derbes Aggr.	9	26	490	1,2	152	≤1	22	165		0,75	2		≤5	510	0,24	≤5	<0,02	3		24.000
Lafatsch, 6. Lf., 900 m, an Raiblerkl. ⁴⁾ derbes Aggr.	10	8	1.650	0,56	43	≤1	8	42		1,65	≤1		≤5	340	0,29	≤5	<0,02	≤1		4.400
Lafatsch, 6. Lf., 900 m, an Raiblerkl. ⁴⁾ derbes Aggr.	130	21	600	0,96	14	≤1	6	10		0,58	≤1		≤5	480	0,16	≤5	<0,02	6		680
Lafatsch, 6. Lf., 900 m, an Raiblerkl. ⁴⁾ derb, verw. m. ZnS	900	67	5.300	0,34	470	≤1	38	52		0,47	7		≤5	180	0,12	≤5	<0,02	6		85.200
Lafatsch, 6. Lf., 900 m, sammelkrist. Feinlage in Lagererz ⁴⁾	131	136	9.100	0,27	40	≤1	6	38		0,61	2		≤5	150	0,30	≤5	<0,02	9		10.000

Fundorte	Nr.	Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ge	Hg	In	Mn	Mo	Ni	Sb	Se	Sn	Te	Tl	V	Zn
Lafatsch, 6. Lf., Süd I, 152 m W; ⁴⁾ Aggr. in Schalenbl.-Lager	165	15	480	0,66	49	≤1	8	42		0,39		3		≤5	560	0,42	≤5	<0,02	≤1		8.000
Lafatsch, 6. Lf., Süd I, 152 m W; ⁴⁾ Lagererz, verw. m. ZnS	168	48	7.800	0,80	62	≤1	12	350		0,97		5		≤5	105	0,86	≤5	<0,02	77		151.000
Lafatsch, 6. Lf., 1.106 m, Feinlage auf Sedimentärerz ⁴⁾	117	17	170	0,34	59	3	6	390		0,81		4		≤5	490	0,17	≤5	<0,02	≤1		13.500
Reps, Naßwandbau; ⁴⁾ Einzel-XX in Calcit	68	10	640	0,55	9,8	≤1	3	9		0,44		≤1		7	590	0,19	≤5	<0,02	4		1.100
Reps, Haspelzeche; ⁴⁾ Einzel-XX in Schalenbl.	88	33	790	0,48	1.200	3	92	410		0,87		6		12	230	0,06	≤5	<0,02	14		240.000
Reps, Raiblerstollen; ⁴⁾ derbes Aggr.	96	31	6.500	3,50	49	≤1	4	70		0,78		2		8	250	0,94	≤5	<0,02	≤1		6.100
Vomperloch, Brantlinne, oberh. P 652; ⁴⁾ XX-Aggr. in Schalenbl.	217	54	6.200	0,98	145	≤1	6	150		1,55		2		≤5	840	0,90	≤5	<0,02	≤1		23.000

1) nach SCHROLL 1951

2) nach SCHROLL 1954

3) Material SCHROLL – SCHULZ 1980

4) Weitere Ergebnisse SCHULZ 1981

die allgemein niederen *Fe*- und *Mn*-Gehalte, wenngleich freilich in den Schalenblenden zweifellos feinlagige Differenzen vorliegen.

Interessant und auch in wirtschaftlicher Sicht beachtenswert sind die relativ hohen *Cd*-Werte im Zinksulfid. Die geringe *Cd*-Aufnahme in Bleiglanzen ist wohl nur an Stelle von *Zn* möglich.

Erwähnenswerte Ausmaße erreichen offensichtlich auch die *Ag*-Gehalte in Bleiglanzen und noch auffallender in Zinkblenden, was einerseits auf diadoche Substituion, andererseits auf mechanischen Einbau in die Mineralgitter zurückgeführt wird.

Bei *Sb* hingegen zeichnet sich durchschnittlich ein starker Einbau im Bleiglanz ab, was im allgemeinen wie bei *Ag* mit steigender Temperatur leichter möglich ist.

Recht beachtlich sind auch die *As*-Konzentrationen in vielen Bleiglanzen und in manchen Zinkblenden, worin man ebenfalls einen Einfluß höherer Bildungstemperaturen sehen könnte.

Als auffallendes Spurenelement ist weiters *Cu* in Zinkblenden vertreten, und betreffend die *Tl*-Gehalte im Zinksulfid kommt an den wenigen Beispielen die bekannte Tendenz höherer Konzentrationen in Schalenblenden z. T. in beachtlicher Menge zur Geltung.

Günstig nieder liegen die *F*-Gehalte nach den Flotationsergebnissen in den Zinkblendekonzentraten. Sie sind auf feinstkörnige Verwachsungen von Fluorit mit den Sulfiden zurückzuführen.

An nutzbaren Spurenelementen ist in Ergänzung von *Ag* und *Cd* auch noch *Ge* zu nennen, das in manchen Zinkblenden in auffallender Konzentration festgestellt worden ist. *Ge* soll in Gelegenäufigkeit zu *In* besonders im sauren Milieu angereichert werden. Vergleichsweise ist dazu das Zusammengehen von *Ge* und *Ga* in den wenigen Zinkblendebeispielen bemerkenswert. Von gewissem wirtschaftlichen Interesse könnten schließlich im Falle zukünftiger bergbaulicher Unternehmungen die aus dem Lafatscher Hauwerk als Flotationsabgänge anfallenden reinen *Calcit*-Massen sein, welche auf die häufig vorkommende und immer grobspätiige *Calcitgangart* und das überwiegende Kalk-Erzträgergestein zurückzuführen sind.

Wenn von der Lagerstätte Lafatsch-Vomperloch auch erst wenige Analysen an den *Pb*- und *Zn*-Sulfiden durchgeführt wurden, so kann schon auf einen gewissen Trend hingewiesen werden: auffallende *Ag*-, *As*- und *Sb*-Gehalte in Bleiglanzen, bemerkenswerte *Ag*-, *As*-, *Cd*-, *Ge*-*Tl*-Gehalte in Zinkblenden. Übersichtliche Vergleiche bisheriger Daten versuchte SCHROLL 1979 zu geben.

Bezugnehmend auf SCHROLL (1976, Tab. 2.2.) könnte auf Grund der Spurenelementverteilung der Lafatscher Erzminerale empirisch auf tief- bis mittelthermale Bildungen geschlossen werden, was freilich nur bisherige Ansichten bestätigt. Die Spurenelementparagenese der Zinkblenden entspräche demnach Bildungen in neutralen bis sauren Lösungen.

Dank einer freundlichen Mitteilung von SCHROLL konnten bei derzeit laufenden raster-elektronenmikroskopischen Untersuchungen an Schalenblenden stäbchenförmige Galenite und eine nicht näher identifizierte Mineralphase festgestellt werden, die nachweislich ein *Pb*-*As*-Sulfosalz ist und vermutlich auch den Träger des *Tl* darstellt.

Außer diesen nur sehr allgemeinen, möglichen Aussagen über die Temperaturen der metall-

führenden Lösungen werden in letzter Zeit zur Kennzeichnung des Bildungsmilieus immer häufiger Isotopenanalysen herangezogen. So untersuchte KÖPPEL (KÖPPEL und SCHROLL 1979) die Blei - Isotopenverhältnisse zahlreicher kalkalpiner Blei-Zinkerzlagerstätten und fand auf Grund der generell übereinstimmenden Pb-Isotopenverhältnisse ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) in Bleiglanzen ostalpiner Pb-Zn-Lagerstätten, sowie der $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ -, $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse, daß das Lagerstättenblei sich vor der Abtrennung in einem Milieu »typischer Unterkruste« (schriftl. Mitt. KÖPPEL 1979) entwickelt haben muß. Diese Feststellung wird für die Diskussion der Metallherkunft noch sehr wesentlich sein.

Auch über die Isotopenzusammensetzung des Schwefels bieten sich bereits zahlreiche Analysenergebnisse von Sulfid- und Sulfatschwefel aus kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten an. Ein Teil der hier für Lafatscher Erzminerale vorgelegten Daten kann dankenswerterweise einem unveröffentlichten Bericht von I. FRUTH, München, entnommen werden. Die anderen massenspektrometrischen Analysen wurden von E. PAK, Wien, durchgeführt. Die S-Isotopenverhältnisse sind, wie üblich, auf den Troilit-Standard vom Eisenmeteorit Canon Diablo $^{32}\text{S}/^{34}\text{S} = 22,21$, $= ^{34}\text{S} = 0\%$ bezogen und als Abweichungen $\delta^{34}\text{S}$ in ‰ dargestellt.

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Lafatscher Zinkblenden streuen zwischen $-12,6$ und $-26,2$, die von Bleiglanzen zwischen $-20,0$ und $-27,2\text{‰}$, ein Pyrit-Wert liegt bei $-17,3\text{‰}$. Mittelwerte sind nicht signifikant, weil sich im Histogramm Abb. 16 zwei stärkere Besetzungen zur Deutung anbieten, wie diese ähnlich auch bei den Untersuchungen an Bleiberger Sulfiden auffielen (z. T. in SCHROLL, SCHULZ u. PAK 1982). Obwohl bei den neuerdings analysierten 31 Mineralen auf den Gefügetyp geachtet wurde, waren bisher keine auffallenden Unterschiede bzgl. ihrer $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zu bemerken. Auffällig sind jedenfalls das Maximum bei -15 bis -17‰ und die starken Besetzungen bei -21 bis -23‰ . Die auffallende Variationsbreite der Daten von $13,6\text{‰}$ mit Anreicherung von leichtem ^{32}S kann in Anlehnung an bisher gepflogene Interpretationen (RÖSSLER-LANGE 1976, SCHROLL 1976, DROVENIK 1979) auf starken Einfluß bakterieller Prozesse im Bildungsraum gedeutet werden.

So niedere Werte, wie sie gefunden wurden in Bleiberg, Gailtaler Alpen: $-4,1\text{‰}$ (Zinkblende), $-4,5\text{‰}$ (Bleiglanz, im Wettersteinkalk); Jauken, Gailtaler Alpen: $+1,5$, $-2,5\text{‰}$ (Zinkblenden), $-3,7\text{‰}$ (Bleiglanz, im Wettersteinkalk); Marienberg, Mieminger Kette: $-2,2$, $-4,6\text{‰}$ (bis $-21,3\text{‰}$); Handschuhspitze, Wassерgrube, Mieminger Kette: $-4,4\text{‰}$ (bis $-20,4\text{‰}$); Drachenkar, Mieminger Kette: $-5,7\text{‰}$ (alles Zinkblenden im Wettersteinkalk); von St. Veith, Heiterwand: $-3,2\text{‰}$ (Zinkblende im Alpinen Muschelkalk); Kerschbuchhof, Nordkette: $-6,1\text{‰}$ (Zinkblende in Reichenhaller Schichten); Thaur, Nordkette: $-6,8\text{‰}$ (Bleiglanz) und $-6,6\text{‰}$ (Zinkblende, im Alpinen Muschelkalk) und Höttinger Graben, Nordkette: $+4,2\text{‰}$ (Bleiglanz, in Partnachkalk), konnten in den Lafatscher Erzen nicht festgestellt werden. Meines Erachtens sollten diese niederen bzw. nahe 0‰ liegenden $\delta^{34}\text{S}$ -Werte an die mögliche Mitbeteiligung von magmatischem Schwefel erinnern und die hauptsächliche Metallzufluhr durch Thermen auch für die Erze Lafatsch-Vomperloch nicht ausschließen.

Wenn damit auch keine zweifelsfreien Anhaltspunkte gegeben sind, so könnte man immerhin

Tabelle 4: Spurenelemente in Zinkblendens (ppm):

Fundorte	Nr.	Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Ge	Hg	In	Mn	Ni	Pb	Sb	Se	Sn	Te	Tl
Reps (»Lafatsch«); ¹⁾ grobkrist., braun	20	100– 1.000		0		1.000– 10.000		1.000– 10.000	10– 100	10– 100			0					10– 100		
Reps (»Lafatsch«); ¹⁾ grobkrist., hellbraun	21	10– 100	100– 1.000			1.000– 10.000		100– 1.000	10– 100	100– 1.000			0					10– 100		
Vomperthal; ¹⁾ grobkrist., braun	22	100– 1.000		0		1.000– 10.000		1.000– 10.000	100– 1.000	10– 100	10– 100			100– 1.000				10– 100		
Vomperthal; ¹⁾ grobkrist., hellbraun	23	100– 1.000	1.000– 10.000			1.000– 10.000		100– 1.000	10– 100	10– 100			0				100– 1.000			
Reps (»Lafatsch«); ²⁾ Schalenblende dicht, braunrot	27	500	5.000			5.000	0	5.000	0	300	0	100	0	1.000	100	0		3.000		
Reps (»Lafatsch«); ²⁾ kristallin, rotbraun	24	100	0		3.000	0		500	30	100	0	0	0	0	0	0	0	0	3	
Reps (»Lafatsch«); ²⁾ feinkrist., hellbraun	25	5	0		1.000	0		5.000	0	30	0	0	100	0	30	0	0	0	0	
Reps (»Lafatsch«); ³⁾	144	300	300		3.000	0		3.000	100	100	50	0	0	0		300	3	0		
Reps (»Lafatsch«); ³⁾	145	100	0		3.000	0		500	30	100	0	0	0	0		0	0	0	3	
Reps (»Lafatsch«); ³⁾	146	5	0		1.000	0		300	0	30	0	0	0	0		0	0	0	0	
Reps (»Lafatsch«); ³⁾	147	300	300		3.000	0		1.000	10	50	30	10	0		50	3	10			
Reps (»Lafatsch«); ³⁾ Schalenblende	148	500	5.000		5.000	0		5.000	0	300	0	100	0	100	0	0		3.000		
Vomperthal ³⁾	149	500	1.000		5.000	0		500	10	50	50	0	0	100	0	100	5	300		
Vomperthal ³⁾	150	300	100		3.000	0		5.000	100	50	0	100	0	0	0	0	0	10		
Lafatsch ⁴⁾		50– 540			450– 4.300	30– 980	50– 900	<10– 540	45– 870									<30– 760		
Lafatsch ⁴⁾		130– 590			970– 2.900	80– 560	190– 970	<10– 15	50– 220									<30– 490		
Lafatsch, 6. Lf., 900 m; ⁵⁾ gelbbr., dichtes Sed.erz	104	79	165	0,55	1.320	18	64	365		1,00	24	≤5	380	1,9	<0,02	≤5	<0,02	45		
Lafatsch, 6. Lf., 900 m; ⁵⁾ braune feinkrist. Schalenbl. in Lager	131	220	270	0,29	2.050	6	66	310		0,93	7	≤5	8.600	0,8	<0,02	≤5	<0,02	45		
Lafatsch, 6. Lf., 900 m; ⁵⁾ braune derbe Schalenbl. in Lager	900	100	215	0,18	2.050	2	103	540		1,38	3	5	330	0,7	<0,02	≤5	<0,02	26		
Lafatsch, 6. Lf., Süd I, 152 m W; ⁵⁾ gelbe dichte Schalenbl. in Lager	165	172	1.970	0,81	3.600	4	222	610		2,10	7	≤5	14.100	2,6	<0,02	≤5	<0,02	165		

Fundorte	Nr.	Ag	As	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Ge	Hg	In	Mn	Ni	Pb	Sb	Se	Sn	Te	Tl
Lafatsch, 6. Lf., Süd I, 152 m W; ⁵⁾ braune grobkrist. Schalenbl. in Lager	165	146	270	0,42	4.300	≤1	352	305		1,56	4	≤5	4.000	2,3 <0,02	≤5 <0,02	≤1				
Lafatsch, 6. Lf., Süd I, 152 m W; ⁵⁾ braune grobkrist. Schalenbl. in Lager	168	64	3.100	0,45	2.200	3	9	1.200		0,87	5	≤5	89.000	1,8 0,04	≤5 <0,02	260				
Lafatsch, 6. Lf., Süd I, 152 m W; ⁵⁾ gelbe dichte Schalenbl. in Lager	168	114	200	0,43	1.750	2	57	560		1,28	4	≤5	4.900	0,7 <0,02	≤5 <0,02	≤1				
Lafatsch, 6. Lf., Süd I, 194 m SE; ⁵⁾ dichte dkl.-braune Schalenbl.	155	69	860	0,41	2.100	≤1	116	580		0,83	3	≤5	7.800	0,5 0,05	≤5 <0,02	50				
Lafatsch, 6. Lf., Süd I, 194 m SE; ⁵⁾ rote dichte Schalenbl.	155	77	5.700	0,40	6.800	≤1	119	970		1,09	4	≤5	11.700	1,1 0,13	≤5 <0,02	275				
Reps, Gipfelbaue; ⁵⁾ braunes grobkrist. Aggr. in Quarzsed.	26	95	430	0,31	4.300	≤1	450	140		2,75	3	≤5	790	18 0,04	≤5 <0,02	≤1				
Reps, Oberbau; ⁵⁾ braunes grobkrist. Aggr.	75	55	530	0,87	850	3	20	575		0,62	3	≤5	2.200	≤0,5 0,04	≤5 <0,02	48				
Reps, E Laf. Niederlg.; ⁵⁾ braunes feinkrist. Sed.erz	32	70	180	0,68	1.650	7	33	525		1,60	19	≤5	2.500	8,2 <0,02	≤5 <0,02	32				
Reps, E Laf. Niederlg.; ⁵⁾ braunes feinkrist. Sed.erz	37	61	68	0,45	1.470	7	39	1.900		1,57	33	≤5	2.300	7,1 <0,02	≤5 <0,02	35				
Reps, Naßwandbau; ⁵⁾ hellbr. grobkrist. Aggr.	69	81	720	0,23	1.620	3	25	635		0,75	3	≤5	6.500	2,3 <0,02	≤5 <0,02	73				
Vomperloch, obere Brantlinne; ⁵⁾ braunes grobkrist. Aggr.	63	59	160	0,61	3.800	1	107	185		1,25	2	≤5	2.100	3,0 <0,02	≤5 <0,02	≤1				
Vomperloch, Brantlinne, oberh. P. 652; ⁵⁾ hell- u. dkl.-braune bipol. Schalenbl.	217	420	1.150	0,26	4.400	2	5	1.080		7,90	4	≤5	4.900	1,1 <0,02	≤5 <0,02	145				

1) nach SCHROLL 1950

4) nach FRUTH 1966

2) nach SCHROLL 1953

5) weitere Ergebnisse SCHULZ 1981

3) nach SCHROLL 1954



Abb. 16: Verdrängungsrelikte von Wettersteinkalk (grau) zementiert von Calcit (weiß) im Hangenden eines Lagererzkörpers. Stefanestollen, 900 m.

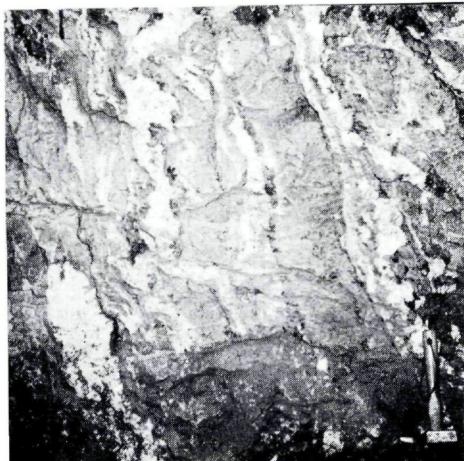


Abb. 17: Selektive, ungefähr schichtparallele Verdrängung von Wettersteinkalk (lichtgrau) durch Schalenblende (dunkelgrau) und Calcit (weiß). Stefanie, Südschlag I.

am Beispiel der sicher triadisch-submarin-hydrothermalen Quecksilberlagerstätte Idrija (Slowenien) Erfahrungen gewinnen und an die prinzipiell mögliche Deutung erinnert werden: Der Sulfidschwefel von Idrija streut von +8,6 bis –21,3‰, mit einem Mittelwert von –3,75‰ (DROVENIK et al. 1979). Untersucht wurden in diesem Falle Zinnober und Pyrit, deren heterogene S-Isotopenzusammensetzung durch die Mitwirkung des mitteltriadischen Vulkanismus (Tuffe in der Schichtabfolge) mit Hydrothermen bei der z. T. synsedimentären Lagerstättenbildung erkläbar ist.

Zur Klärung der Frage der Herkunft von »Fremdelementen« im oberen Wettersteinkalk des Karwendels kann auch noch das $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ -Verhältnis des Melnikovit-Pyrts des Kies-Grenzlagers an der Basis der Raibler Schichten zum Vergleich herangezogen werden: drei $\delta^{34}\text{S}$ -Werte liegen mit –26,1, –26,3, –30,0 am negativen Ende des PbS- und ZnS-Schwefels und zeigen mit dieser noch stärkeren Anreicherung von leichtem Schwefel nicht nur den starken Fraktionierungseffekt im biogenen Stoffkreislauf des Schwefels an, sondern machen auch den genetischen Unterschied zwischen dieser rein sedimentären Kiesausscheidung im reduzierenden Faulschlammilieu mit besonders starker Beteiligung von Schwefelbakterien und den Sulfiden der Erzkörper deutlich.

9. Tektonischer Rahmen

Die Lagerstätten Lafatsch-Reps und Brantlrinne liegen innerhalb der Inntaldecke im mittelstein S-fallenden Nordflügel der Lafatscher Synklinale (Abb. 17, 18). Eine tektonische Gefügeanalyse für das Bergaugebiet und seinen Rahmen liegt seit langem vor (SCHULZ 1954, 1955) und es wird daher hier nur eine zusammenfassende Beschreibung gegeben.

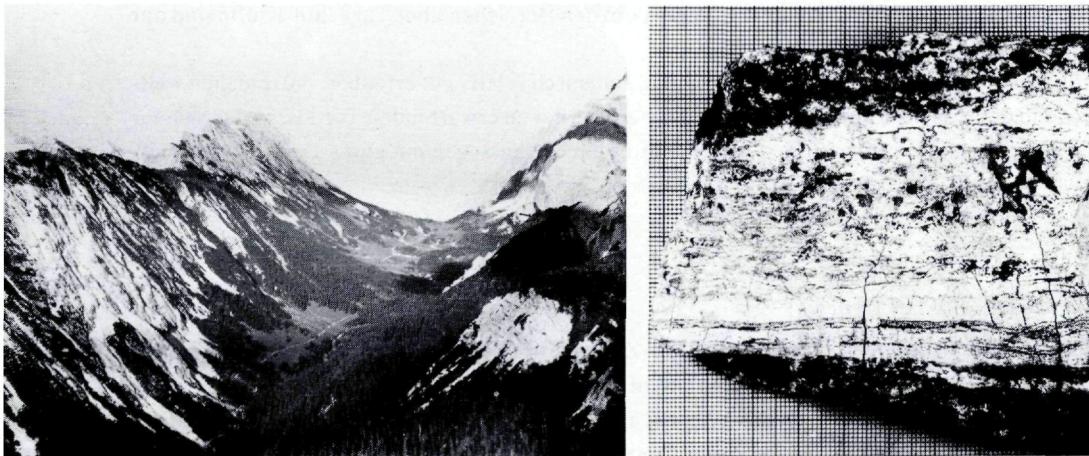


Abb. 18: Blick nach Osten auf das Überschalljoch und die Lafatscher Synklinale mit Wettersteinkalk (Felswände links: Kamm Reps – Brantlspitze und rechts: Speckkarspitze – Bettelwurf), Raiblerschichten (Wiesen, Wälder) und Hauptdolomit (Felsen rechts unten) im Kern. Vgl. dazu Profil Abb. 23.

Abb. 19: Algenstromatolith (Dolomit, weiß) mit teils schichtgebundener, teils diffuser ZnS-Vererzung (schwarz). Maßstab: mm-Papier.

Von der Großfaltung mit 2 km-Ausmaß der synklinalen ac-Symmetrieebene sind der Wettersteinkalk mit den darüberlagernden Raibler Schichten (260 m mächtig) und der untere Hauptdolomit im Kern betroffen. Die im Bereich Kastenalm-»Silberner Hansl« horizontal liegende Muldenachse dreht, mit leichtem Anstieg nach Osten allmählich in die ENE-Richtung und erreicht im Raum Überschalljoch – Moosbödele (Vomperloch) 20°–30° Neigung. Mit gleichen oder ähnlichen Achsenlagen sind die nördlich anschließende Reps-Gamskar-spitz-Antiklinale und die Roßbloch-Synklinale geprägt. Der mittelsteil S-fallende N-Flügel und der saiger stehende S-Flügel der Lafatscher Mulde – und analoge Prägungen im Großfaltenareal der Inntaldecke – kennzeichnen den tangentialen Transport mit vorherrschendem Druck von Süden.

Im Kluftgefüge (Abb. 19) dominieren bankrechte, mit den Schichtflächen rotierte Scherklüfte verschiedener Orientierung. Eine Kluftgruppe dürfte in ac-Lage vermutlich als Zerrfugentyp angelegt und nachher durch Zergleiten betätigt worden sein. Dazu kommen im Faltungsakt früh entstandene hk0-Klüfte, die heute je nach Neigung der Schichtpakete in unterschiedliche Positionen zu liegen kamen. Im S-fallenden Faltenflügel Reps – Gamskar-Spitze – Hochkanzel bilden heute die NE-SW-streichenden und NW-fallenden Linksverwerfer die dominierend entwickelte Kluftgruppe gegenüber der NW-SE-Kluftschar (Rechtsverwerfer), wodurch eine ungleichscharige Entwicklung zur Geltung kommt. Im steilgestellten Schichtpaket Bachofen-Spitze – Bettelwurf nimmt diese mitrotierte Diagonalkluftschar heute i. a. N-S-(NNW-SSE-)Streichen ein, mit Einfallen nach E bzw. W. Die Zerscherungen brachten i. a. Verwürfe von Metern bis zu wenigen Meterzehnern. In vergleichbaren Fällen sind die Ver-

wurfsbeträge in tieferen Niveaus geringer, als in den Bereichen über Tage. h0l-Klüfte sind nur bereichsweise stärker entwickelt.

Die Relativsinne der Scherbewegungen sind statistisch relativ gut erfaßbar, entsprechen weitgehend den von der genetischen Anlage der Klüfte her zu erwartenden Trends, so daß sich für den praktischen Bergbaubetrieb in dieser Hinsicht Voraussagen mit guter Treffsicherheit ableiten ließen.

10. Diskussion der Genese

Über die Entstehung der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten gibt es, allgemein gesehen, ein Überangebot von Vorstellungen: sie reichen von tertiär-, kretazisch-, jurassisch-epigenetisch dem Gestein zugeführten Hydrothermen, über hydrothermal-synsedimentäre Belieferung mit schichtdiskordanten und konkordanten triassischen Erzanreicherungen in faziell bedingten »Erzfallen«, bis zu rein sedimentären Metallzufuhren durch Verwitterungslösungen. Schließlich wurde an faziesbedingte synsedimentäre Spurenelementanhäufungen und deren sekundäre Konzentration durch chemische und mechanische Resedimentation an Emersionsflächen und in triadischen Verkarstungszonen während Trockenfallens des Meeresbodens sowie auch an submarin-deszendente Entstehung von Erzkörpern gedacht.

Es sei vorweggenommen, daß eine Erklärung wohl für bestimmte Typen von Erzkörpern einer Lagerstätte glaubhaft sein kann, jedoch nicht auf alle Erzkörper und schon gar nicht auf alle Lagerstätten übertragbar sein muß.

Für die hier behandelten Erzanreicherungen des Gebietes Lafatsch-Vomperloch sind folgende Befunde besonders zu beachten:

Die Konzentration schichtförmiger und schichtgebundener Erzkörper in den oberen 240 m des Wettersteinkalkes.

Der Nachweis externer, sedimentärer Erzanlagerung am freien Meeresboden (stratiforme Sprenkelerze über 100 m verfolgbar; mechanisch und chemisch angelagerte Erzrhythmiten im normalen Kalkgesteinverband).

Das Überwiegen interner chemischer Erzanlagerung in Hohlräumen bis zu Meterzehnerausmaßen, mit Erhaltung von Verdrängungsrelikten des Karbonatgesteins.

Das, wenn auch sehr untergeordnete, Vorhandensein geopetaler Erzschlämme (Bodenerde) mit generellem Parallelismus dieser Feinschichten mit der Schichtung des Nebengesteins.

Das Vorherrschen von kolloformen Erzgefügen, z. T. auch als Verdränger älterer Sedimentärerze, manchmal mit Abbildung ursprünglicher Erzfeinschichtung durch chemische Lagenbaue.

Die Begleitminerale (»Gangart«) Calcit und (oder) Fluorit z. T. in mikritischen Kornfraktionen, überwiegend aber in Form von grobkristallinen Aggregaten, und zwar mit regional wechselndem Auftreten.

Die regional inhomogene Verteilung der stratiformen und schichtgebundenen Erzkörper mit z. T. auffälliger Abhängigkeit von Fugensystemen (z. B. Raibler-Kluft-System).

Die dennoch vortektonische Existenz der Erzkörper (postkristalline alpidische Deformationen).

Darüber hinaus sind noch zu berücksichtigen: die höheren Spurenmetallgehalte in gewissen Zwischenlagern, die Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen, die keineswegs strenge Gebundenheit der Erzlager an stratigraphisch definierte Horizonte, das Fehlen von allothigenem Detritus im Bodenerz der intern und extern deutbaren Erzkörper.

Es ist klar, daß von einer optimalen Erklärung der Genese vom ersten Auftritt der Metalle und Begleitelemente bis zum heutigen Gefüge der Mineralparagenese, eine Übereinstimmung in möglichst allen genannten Punkten zu fordern ist.

E x t e r n s e d i m e n t ä r e E r z a n l a g e r u n g s g e f ü g e zwingen, auch wenn sie nur selten nachweisbar sind, zur Anerkennung synsedimentärer, stratiformer Metallanreicherung in der Trias. In wieviel zeitlichen Folgen die freien Sedimentbauzonen beliefert wurden, wage ich nach den derzeitigen Kenntnissen nicht zu sagen; es müssen allerdings mehrere voneinander unabhängige Anreicherungsergebnisse gewesen sein, was durch unterschiedliche stratigraphische Lage solcher Objekte zu beweisen ist. Zur weiteren Bestätigung der syngenetischen Ereignisse können die zahlreichen geopetalen Erzschlämme angeführt werden, die, auch im Falle von Hohlraumsedimenten, infolge des lagemäßigen Übereinstimmens von Intern-s und Extern-s die intratriadiischen Vorgänge anzeigen.

Der Versuch, diese typischen Sedimentärerzgefüge durch Abbildungsmetasomatose erklären zu wollen, ist illusorisch, weil z. B. eine selektive Nachbildung von schon primär vererzten Resedimenten sowie von Wechselfolgen einerseits diagenetisch verformter und andererseits auch ungestörter Kalkschlamm-Erz-Feinschichten mit allen Einzelheiten nicht denkbar ist. **S e l e k t i v e U m k r i s t a l l i s a t i o n e n**, Gelbildungen und Neukristallisationen in sedimentären Erzfeinschichten zeigen anschaulich die Zerstörung der wichtigen Primärerzgefüge. Die sekundären Nachfolgegefüge sind jedoch für sich allein betrachtet bereits mehrdeutig und dürfen daher auch im Falle s-parallelen Lagenbaues (z. B. bipolare kolloforme Bildungen und Kristallrasen) nicht ohne weiteres als Sedimentärerze bezeichnet werden.

Auch das diskordante Eingreifen jüngerer »Gele« (z. B. Schalenblenden samt etwas Bleiglanz) und derber Kristallitate (z. B. fein- und grobkristallisierte Zinkblende, grobkörniger Bleiglanz sowie grobspäthiger weißer Calcit und grobkristalliner Flußspat) in echte sedimentäre Erzschlämme beweist **L ö s u n g s e r o s i o n** mit **Z e r s t ö r u n g u r s p r ü n g l i c h e r G e f ü g e**. Erodier wurden hiebei zum Beispiel Erzrhythmite (laminierte ZnS-Fluorit-Kalklitite), auch derartige schräggeschichtete Abfolgen, Resedimente, syndiogenetisch gefaltete Bereiche und Deformationsbreccien.

Aus dem Nachweis derartiger Verdrängungen resultiert nun freilich die Möglichkeit, in allen stratiformen Erzlagnen auch ohne erhaltene Sedimentärerze ursprünglich typische Erzsedimente zu vermuten, die dann durch syndiogenetische Stofftauschvorgänge zu gelförmigen und grobkristallinen Gefügen umgewandelt wurden. Dieser Fall wurde auch schon von SCHNEI-

DER (1953, 1954, 1969), TAUPITZ (1954 a, b), MAUCHER (1954), SCHULZ (1955) in Erwägung gezogen und damals als diagenetisch-hydatogene Phase bezeichnet.

Als auslösende Ursache für derartige Gefügeveränderungen können die aus den sedimentologischen Erkenntnissen ableitbaren *hypersalinaren Bedingungen* in Seichtwässern wahrscheinlich gemacht werden. Sie vermochten die chemische Resedimentation von Erzen auszulösen. Dieser Erklärung kommt die größte Chance in jenen Fällen zu, in denen die stratiforme Position der Erzlager weitgehend erhalten blieb und womöglich Übergänge zum unveränderten Sedimentärerz nachweisbar sind. Es sind die dem Sedimentologen allgemein von Karbonatgesteinen bekannten diagenetischen Gefügeveränderungen, die nun auch im Falle von mitbeteiligten Sedimentärerzen, im geochemisch geeigneten Milieu, ähnlich abgelaufen sein werden: sie brachten also *Sammelkristallisationen*, *Entmischungen*, *Metasomatosen* und die zwar nicht identifizierbare, aber doch wohl nicht anzuzweifelnde *chemische Resedimentation*. Nach den Befunden wird es sich vorwiegend um frühdiagenetische Ereignisse in den jungen, wenig konsolidierten Sedimenten, bzw. im Falle von Emersionen in den oberflächennahen Bauzonen gehandelt haben (Abb. 20).

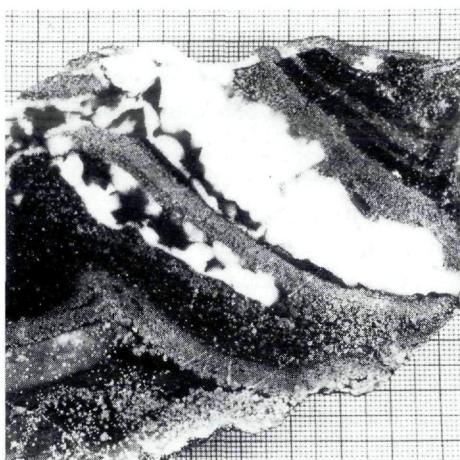


Abb. 20:
Syndiagenetische Faltung von Sedimentärerz mit bituminös-tonigen Zinkblende-Kalkschlammlagen (hellgrau und schwarz-grau) und Calcitasen (weiß). Maßstab: mm-Papier.

Darüber hinaus aber gibt es noch weitere mehrdeutige Erzkörpertypen zu identifizieren, bei welchen von der Topologie und von den Erosionskonturen im Nebengestein her mit den bisher in Erwägung gezogenen Erklärungen nicht das Auslangen zu finden ist. Polnische Kollegen deuten derartige Vererzungen als »hydrothermalen Karst« (SASS-GUSTKIEWICZ 1975, DŽULYNSKI 1976, DŽULYNSKI und SASS-GUSTKIEWICZ 1978). Wenn auch der Terminus »Karst« im Zusammenhang mit hydrothermalen Verdrängungen nicht gebräuchlich ist, so muß meines Erachtens doch der Ansicht interner Bildungen durch metallführende Lösungen gebührende Bedeutung beigemessen werden. Auffallend sind manchmal Bodenerze (SIEGL 1956, 1957), welche in diesen Fällen als mechanisch-geopetalen Lösungs-rückstand aufzufassen sind. Den größten Raum nehmen aber kolloforme und grobkristalline

Bildungen als chemische Interngefüge ein. Die Konfiguration der Lösungshohlräume mit Abweichungen von der stratiformen Position macht den Lösungsangriff im reaktionsanfälligen und sichtlich schon lithifizierten Karbonatgestein besonders deutlich: selektive Erosion, teils belteropor nach der Bankung, teils nach s-diskordanten Fugen mit Apophysen, lässt an Verdrängungen durch mineralisierende Lösungen keinen Zweifel.

Wollte man nicht aszendente, sondern deszendente Lösungen für den Antransport der Metalle verantwortlich machen und wie KRANZ (1974) eine Stoffumlagerung aus dem potentiellen Metallreservoir des Raibler Schiefertons vermuten, so fänden natürlich die stratiformen, extern sedimentierten Erzfeinschichten keine Erklärung.

Welche Bedeutung könnte man aber resedimentären Stoffumsätzen anlässlich von Trockenfallen und triadischer Verkarstung einräumen? Nach der, zum Unterschied von den südsardischen und manchen nordafrikanischen Pb-Zn-Vorkommen (ZUFFARDI 1976, BONI 1979) völlig anders gearteten Situation bezüglich authigenem und allothigenem Mineralbestand sowie der Groß- und Kleingefüge (SCHULZ 1980), halte ich diese Erklärung, abgesehen von den schon diskutierten Fällen lokaler Gefügeveränderungen, für nicht zutreffend. Man bedenke auch die, um offenbar submarine Schwächezonen gescharten, externen und internen Erzansammlungen, wie sie z. B. im Nahbereich des N-S-verlaufenden Raibler-Kluft-Systems entwickelt sind. Diskordante triadische Gangvererzungen vom Typ der vererzten Zerrklüfte in Bleiberg (SCHULZ 1968) gibt es allerdings im Bereich Lafatsch-Vomperloch nicht. Man bedenke ferner, daß so auffallende und regional weit ausgedehnte Trockenlegungen, wie sie auf dem Wettersteinkalk vor Einsetzen der Raibler Sedimentation mit relieffüllender Kies-schwarze und Mergelton erkennbar sind, mit Ausnahme des Melnikovitpyrits so gut wie keine Erzminerale und auch keine »Gangart«-Begleiter zur Konzentration brachten. Gerade in diesem stratigraphischen Niveau müßten optimale reduzierende Bedingungen für rein sedimentäre Erzausscheidungen geherrscht haben. Auch die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte des sedimentären Eisenbisulfides zeigen gegenüber den Pb-Zn-Erzkörpern veränderte Verhältnisse an.

Sollten Emersionen und triadische Verkarstungen des trockengelegenen Meeresbodens als Ursache für die Lagerstättenbildung in Frage kommen, in wievielen Horizonten der hier fast 1 km mächtigen Wettersteinkalkabfolge müßte man zumindest bescheidene Erzausscheidungen finden! Dergleichen ist aber nicht zu beobachten.

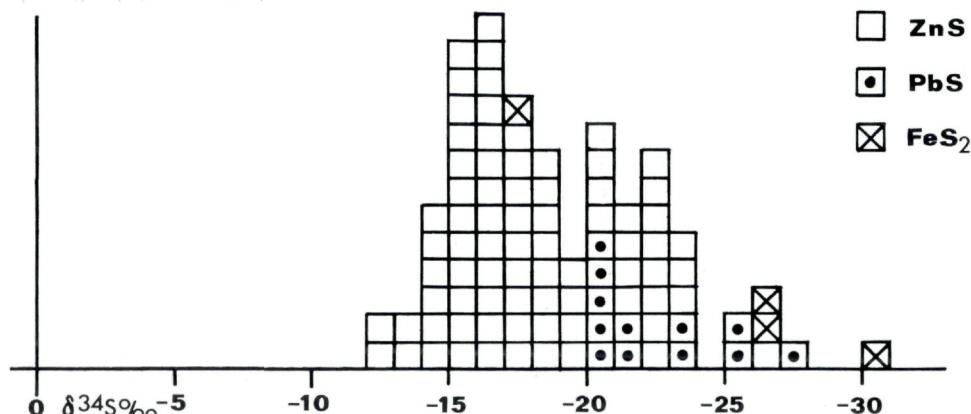
Somit wird man an außergewöhnliche, periodische Ereignisse von Metallzufuhren in den Ab-lagerungsraum denken müssen und dabei zwangsläufig um einen extrusiven Stofflieferanten nicht herumkommen. Dagegen gibt es keinerlei stichhaltige Einwände. Wenn auch nach dem heutigen Stand der Pb- Isotopenforschung nicht an unmittelbare Zusammenhänge mit dem initialen basischen Magmatismus zu denken ist, der in den Nördlichen Kalkalpen mit submarinen Lavaergüssen in den Arlbergschichten (AMPFERER 1932, MUTSCHLECHNER 1954) (Langobard-Cordevol: HIRSCH 1966) in Erscheinung trat, so liegen doch indirekte Zusammenhänge in diskutabler Nähe. Metallvorräte, sei es in Form von Lagerstätten, akzessorischen Erzmineralen oder von Spurenelementen im nahen oder fernen Untergrund, weiters von Wasser in Form von vadosen Wässern, stark salinarem Meerwasser, heiße Tiefenwässer wie Paläogrundwasser, Formationswässer, Connate-Wasser, Schwefel aus

Thermen in indirektem Zusammenhang mit Magmenherden (Aufheizung!) oder aus dem biogenen Kreislauf, chloridische Lösungen, möglicherweise durch Auslaugung tiefer liegender Evaporite mit NaCl-Vorräten, das alles könnte einen Reaktionsmechanismus in Gang gebracht und zur Zirkulation von metallführenden Solen geführt haben. Der Einwand, Thermen könnten keine Zufuhrwege durch die Karbonatplattform gefunden haben, muß als banal zurückgewiesen werden. Wenn Laven in cm-schmalen Fugenscharen und mm-zarten Rupturennetzen ihr Fortkommen finden (zahlreiche Beispiele in südalpinen Vulkangebieten), so wird eine entsprechende Wegsamkeit wohl auch für Lösungs- und Gastransporte gegeben sein. Diesbezügliche geochemische Möglichkeiten diskutiert WEDEPOHL (1974).

Selbstverständlich müssen bei ascendenten Transporten nicht die gesamten Zufuhrwege von der Tiefe her mineralisiert sein, wie das verschiedentlich gefordert wurde, sondern kann in die Tiefe zu auch nur mit diskreten Zirkulationswegen gerechnet werden. Die Ausfällung der Minerale unterliegt doch den T-, P-, X-Bedingungen, wird von pH- und Eh-Verhältnissen gesteuert und können so topomineralische Einflüsse für die im Karbonatmilieu ausgefällten Element- bzw. Mineralparagenesen (Zn, Pb, Fe, nur ausnahmsweise Cu-Minerale, z. B. Nordkette) zur Geltung kommen.

Bezüglich der Herkunft der Metalle, die in den angenommenen pseudohydrothermalen, schwach bis mäßig temperierten Lösungen transportiert wurden, ließen sich dank der isotopengeochemischen Forschungen schon konkretere Vorstellungen erarbeiten. So interpretiert KÖPPEL (1981) das Blei der triassischen Lagerstätten als Misch-Erzblei aus permissiven Vulkaniten, Sedimentiten sowie einer weiteren Komponente wahrscheinlich vorpermissiver Herkunft, möglicherweise aus dem Altikristallin. Einer freundlichen Mitteilung dieses Autors zufolge zeigte sich bisher generell, daß auf Grund der Isotopenverhältnisse das Erzblei der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten nicht identisch ist mit dem Spurenblei in den Begleitgesteinen. Damit erhält die aus Gefügebeobachtungen gewonnene Vorstellung extrusiver Stoff-

Abb. 21: Isotopenhistogramm.



zufuhr in die Lagunen mit stratiform-externer und diskordant-interner Erzanreicherung eine ganz wesentliche Stütze. Die vorhin schon diskutierten Möglichkeiten der Umkristallisationen und chemischen Resedimentation im Zyklus von Emersionen können dennoch ihre Gültigkeit behalten und damit für sekundäre Stoffumsätze verantwortlich sein. Nur: ohne lagerstättenbildende Metallzufuhr nützen weder Trockenlegungen noch Verkarstungen und geochemische Fallen, um die heutigen Erzkonzentrationen zu bekommen.

Bezüglich möglicher Metallmobilisationen in tiefer liegenden, alten Gesteinen sei an die unscheinbaren Pb-Zn-Lagerstätten im Triasstreifen Schwaz-Brixlegg erinnert, in welchen auch Fahlerz mitenthalten ist. Mit HADITSCH u. MOSTLER (1970) halte ich Lösungsumlagerungen aus den unterlagernden devonischen Fahlerzlagerstätten für die komplexere Erzparagenese in der Trias für mitbeteiligt.

Den hier dargelegten genetischen Deutungen widersprechen auch nicht die von SCHNEIDER et al. 1975 und SCHNEIDER et al. 1977 über seltene Elemente in Fluoriten bekanntgemachten Ergebnisse. Periodisch im Flachwasser austretende Thermen könnten vermutlich auch jene nicht selten entwickelten kleinen trichter- und kahnförmigen Fremdmineralanreicherungen – ohne Rücksicht auf fazielle Bedingungen – verursacht haben. Analoge Reliefformen mit zeitweiser Füllung durch, vom normalen Meerwasser abweichende Solen, kann man nämlich auch an den rezenten Gas- und Thermenaustritten im Flachwasser um Vulcano (SCHULZ 1970), Pantelleria und Santorin beobachten.

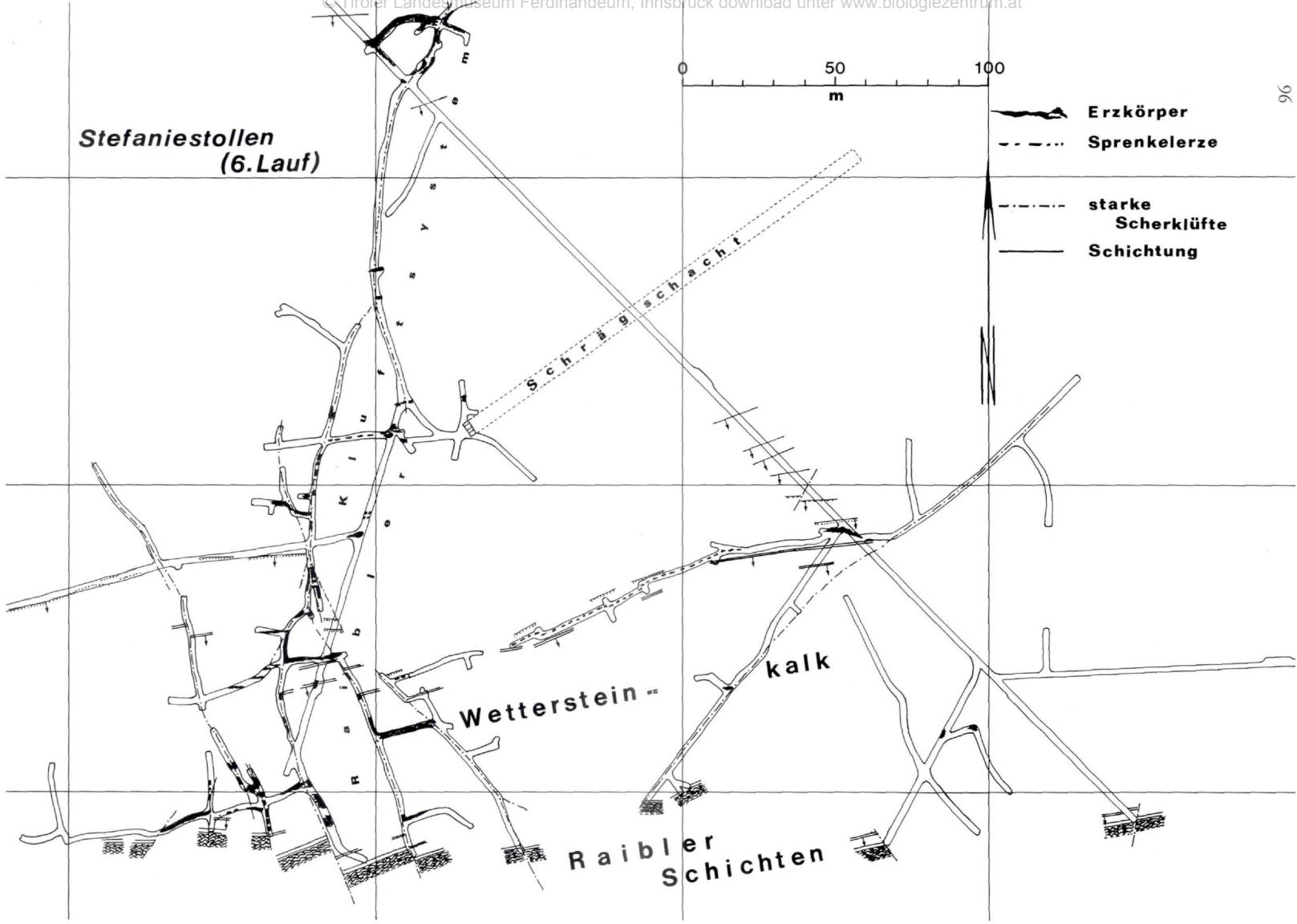
Syntektonische Stoffumsätze haben meines Erachtens in den Karwendelllagerstätten keine Bedeutung. Wohl sind mechanische Verschleppungen von Erzen an Scherfugen und in der Folge Rekristallisationen erfolgt, doch halte ich die gelegentlich beobachtbaren kleinräumigen Mineralisationen entlang alpidischer Klüfte für bereits intratriadisch submarin entstanden.

Will man nun abschließend eine, möglichst vielen Befunden gerechtwerdende, genetische Interpretation bekanntgeben, so müßte diese periodische, extrusiv-(sekundär-)hydrothermale Stoffzufuhren in das Triasmeer beinhalten, die extern-stratiforme und intern an den oberen Wettersteinkalk gebundene Erzanlagerungen verursacht haben, welche jedoch den besonderen subtidalen und intertidalen Bedingungen entsprechende syndiagenetische Gefügeveränderungen erlitten haben. Die Lagerstätte ist triadisch entstanden und wurde nachkristallin von der alpidischen Orogenese verformt.

11. Historische Angaben

Nach SRBIK (1929) stand um 1500 am Südhang des Reps und am Westgehänge des Überschalljoches sowie im Knappenwald (Vomperloch) und im Roßloch ein bedeutender Bergbau auf Bleiglanz und Galmei in Betrieb. Um 1550 soll der Lafatscher Bau wegen zu großer Transportschwierigkeiten zum Erliegen gekommen sein. Die Verhüttung der Erze fand nämlich in Jenbach und Vomperbach statt. Damals soll das gesamte untertägige Streckennetz 5–6 km betragen haben.

Geringe Streckenauffahrungen wurden 1845–1850 in der »Tausch- und Eisenkollergrube« im Reps, 1848 und 1872 im Knappenwald durchgeführt.



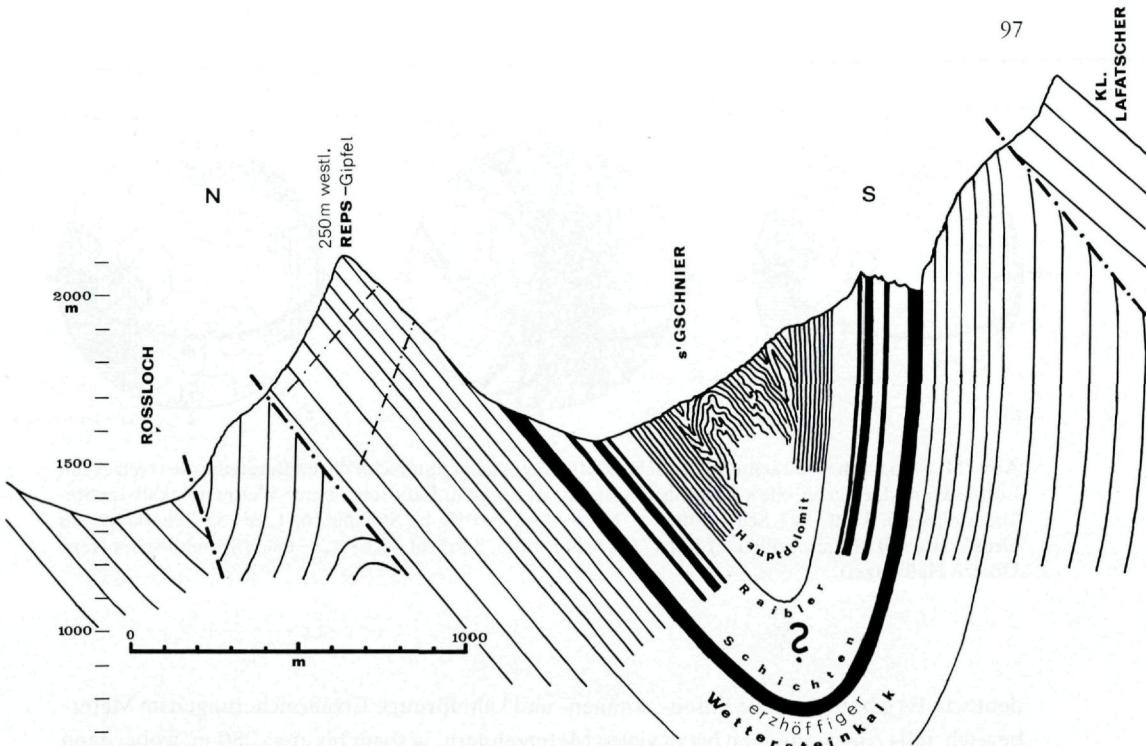


Abb. 23: Profil durch Lafatscher Synklinale. Vgl. Abb. 18.

1926–1930 wurden von der SOC. VIEILLE MONTAGNE, als Pächterin des Bergbaues Lafatsch von der Firma TIROLER MONTANWERKE, Wiedergewältigungen und 1.500 m Streckenausfahrungen in Angriff genommen.

Von 1951–1963 betrieb die BLEIBERGER BERGWERKS-UNION den Schurfbergbau Lafatsch, führte mit dem Stefaniestollen (= 6. Lauf) von der Kasten-Alm aus eine Unterfahrung der alten Baue durch und wurde auch an vielen Orten fündig. Damals wurden 7.565,8 m Strecken und 1.044,3 m Aufbrüche ausgefahren (ENZFELDER 1980). Ein tonnlägiger Schacht wurde bis zum alten Raiblerstollen beim »Silbernen Hansl« am Lafatscher Bach aufgebrochen und auch ein 5., 4. und 3. Lauf mit unterschiedlich langen Ausfahrungen angelegt.

12. Praktische Erkenntnisse für den Bergbau

Bedingt durch die marine triassische Genese der Lagerstätte herrschen schichtgebundene und schichtförmige Erzkörper mit nestförmigen Ausweiterungen vor. Sie sind bevorzugt in den oberen 110 m des Wettersteinkalkes, aber auch bis 240 m unter dem Raibler Schiefer, ausnahmsweise auch in noch liegenderen Schichten (Kleiner Heißenkopf) bekanntgeworden. Die Mächtigkeiten der Lagererzkörper reichen häufig bis 3 m, seltener bis 5 m, doch sind auch noch größere Werte bekanntgeworden. Die streichenden Erstreckungen variieren außeror-

Abb. 22: Lafatsch – Stefaniestollen. Ausschnitt aus vereinfachter Grubenkarte.

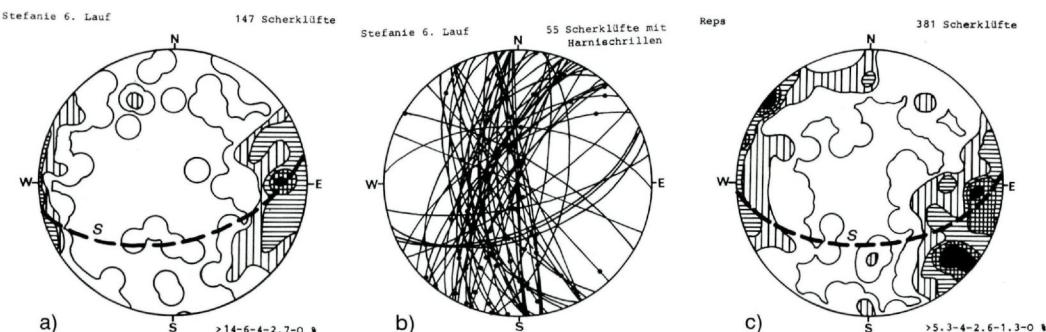


Abb. 24: Statistische Betrachtung des Scherkluftgefüges zeigt unterschiedliche Besetzung des Netzes mit Lotpunkten; dazu generelle s-Lage als Großkreis. a) Bergbau Lafatsch, oberer Wettersteinkalk im Stefaniestollen, 6. Lauf. 147 Scherklüfte, $> 14-6-4-2,7-0\%$. b) Stefanie, 6. Lauf. 55 Scherklüfte als Großkreise mit Harnischrillen. c) Reps. 381 Scherklüfte, $> 5,3-4-2,6-1,3-0\%$. (Schmidt'sches Netz, Untere Halbkugel).

dentlich. Es gibt teils lokale linsen-, wannen- und kahnförmige Erzanreicherungen im Meterbereich, teils Ausdehnungen bis zu vielen Meterzehnern, ja sogar bis etwa 280 m, wobei dann allerdings lineare Anreicherungszonen vorherrschen.

Großräumig betrachtet liegt eine inhomogene Verteilung der Erzkörper vor, wobei aber keine ausgeprägte Gebundenheit an Leitschichten zu erkennen ist. Dies, und auch die meist schlechte Typisierbarkeit der stratigraphisch wichtigen Zwischenschichten im grobbankigen Wettersteinkalk, würde sich beim Hoffnungsbau erschwerend auswirken. Immerhin gibt es aber in der generell für die Erzführung prädestinierten Abfolge einige, auf Grund von Mineralbestand und Gefüge freisichtig identifizierbare Schichten, die wegen ihrer flächig weiten Verbreitung zur stratigraphischen Orientierung brauchbar sind: pyrit- und tonreiche Feinschichten, vor allem im hangendsten Abschnitt, mehrere bituminöse Feinbreccien, ein bis zwei Megalodusbänke und ein Mergeltonlager.

Im neu aufgeschlossenen Areal innerhalb des Reps-Südflügels zeichnet sich mit dem »Raibler-Kluft-System« eine offenbar schon im triadischen Meeresboden wirksame, 25–30 m breite Zone quer zum Schichtverband, mit erzleitenden Wegsamkeiten ab. Inwieweit auch einem etwa 100–150 m breiten, im Repsrücken nach NE hochziehenden Streifen hinsichtlich stärkerer Erzführung durch bevorzugte Wegsamkeit für Lösungen Bedeutung zukommt, ist nicht klarzustellen. Die früher als »alpidische Erzbringer« bezeichneten Kluft V₁, V₂, V₃ u. a. haben zwar Verwürfe im oberen Wettersteinkalk und damit Niveauverstellungen verursacht, doch ist dennoch statistisch gesehen eine bevorzugte Anordnung linealiformiger, schichtkonkordanter Erzkörper mit ENE- bis W-E-Verlauf erkennbar. Auch im Revier Vomperloch sind vereinzelt linear in der Schichtung verlaufende Erzanreicherungen mit W-E-Richtung auffallend, die ihre Ursache in der triassischen Genese, sei es durch inhomogene Stofftransporte oder sedimentologische Einflüsse haben könnten. Bei einer zukünftigen Suche nach Erzkörpern müßte also sowohl auf eventuelle stratigraphische Gebundenheit der

Erze, besonders im obersten Abschnitt, als auch auf s-diskordante, submarin angelegte, erzleitende Schwächezonen geachtet werden.

Durch die alpidische Gebirgsbildung ist das Kalk-Dolomit-Begleitgestein samt seinen Erzkörpern in Großfalten gelegt und reichlich von Zerscherungen betroffen worden. Es handelt sich um Verwürfe von Meter- bis Zehnermeterrausmaßen. Dabei sind statistisch gesehen NE-Klüfte als Linksverwerfer, NW-Klüfte als Rechtsverwerfer und NS-Klüfte meist als Rechtsverwerfer betätigt worden. Horizontalverschiebungen herrschen vor, doch sind im Nordflügel der Großmulde verschiedentlich auch tektonische Transporte von Blöcken, entsprechend dem mittelsteilen S-Fallen der Schichtung auf- bzw. abwärts erfolgt. Längsklüfte und söhlige Verwerfer sind als Abschiebungen oder Überschiebungen identifizierbar.

Aufbereitungstechnisch erwies sich das Lafatscher Erz bei Flotationsgroßversuchen als hervorragend. Die PbS-Konzentrate konnten nach ENZFELDER (1980) durchschnittlich auf 82 % Pb, die ZnS-Konzentrate auf 63 % Zn angereichert werden. Das Aufbereitungsmetallausbringen betrug in diesem Falle 80 % Pb und 93 % Zn. Schädliche Spurenelemente sind nur in sehr bescheidenem Maße enthalten, dagegen stellen die Cd- und Ge-Gehalte in den Zinkblenden wirtschaftlich beachtenswerte Nebenmetalle dar.

Nach dem Ergebnis der Aufschlußarbeiten von 1951–1962 können die Erz- bzw. Metallvorräte (laut Berichten der B. B. U. und O. M. FRIEDRICH 1963) wie folgt beurteilt werden. Vom Niveau des Stefaniestollens (= 6. Lauf, Kastenalm) bis zum 1. Lauf (angenommen 84 m über Raiblerstollen) ist mit 173.000 t Roherz, bzw. mit 2.670 t Pb und 13.890 t Zn zu rechnen. Zu diesen sicheren und wahrscheinlichen Vorräten kommen (nach HIESSLEITNER und eigenen Kartierungen) die im Bereich der alten Baue am Reps noch erschließbaren Erze in der Größenordnung von 65.800 t mit etwa 600 t Pb und 3.600 t Zn. Auf Grund des tektonischen Baues und des Verzungstyps ist auch das Niedersetzen der Erze zumindest bis in das Muldentief in wahrscheinlich 600–700 m ü. d. M. (= 600 m unter Stefaniestollen) zu erwarten, sodaß für diesen nicht erschlossenen Bereich weitere 360.000 t Roherze mit 5.700 t Pb und 30.600 t Zn gerechnet werden kann. Schließlich ergibt sich daraus im Gebiet Reps-Lafatsch an sicheren und wahrscheinlichen Vorräten rund 600.000 t Roherz mit einem durchschnittlichen Metallgehalt bei 1,5 % Pb und 8 % Zn.

Nach meinen Kartierungen in den alten Grubenbauern im Revier Vomperloch-Brantlinne darf für dort, unter Miteinbeziehung der wahrscheinlichen Tiefenfortsetzung der Erzführung bis in das nur mehr seicht liegende Muldentief, mit rund 350.000 t Roherz mit etwa 1 % Pb und 5 % Zn, bzw. mit ca. 3.500 t Pb und 18.000 t Zn gerechnet werden.

Die Gewinnung dieser Erze wäre aber nur durch eine untertägige Verbindung mit dem Revier Lafatsch bzw. durch einen Stollen mit dem Inntal realisierbar. Für die Erschließung des 3–4 km weiten Gebietes zwischen Lafatsch und Vomperloch spricht der geologische Befund, wonach sich im Muldennordflügel, also in den Südhangen der Sunntiger Spitze, Haller-Anger-Spitze und Gamskar-Spitze unter den im Gelände anstehenden Raibler Schichten noch ein ausgedehnter Hoffnungsraum mit möglichen Erzvorräten anbietet.

Danksagung

Die Forschungen wurden im Rahmen des 2. Schwerpunktprogrammes der ÖRK S 21/01 durchgeführt und vom FONDS ZUR FÖRDERUNG DER WISSENSCHAFTLICHEN FORSCHUNG dankenswerterweise finanziell unterstützt.

Für Anregungen und Diskussionen, die zur Anfertigung der Studie wertvoll waren, danke ich den Herren em. Prof. Dr. Ing. H. BORCHERT (Diessen/Ammertsee), Univ.-Prof. Dr. L. KOSTELKA (BBU Klagenfurt), Univ.-Prof. Dr. E. SCHROLL und seinen Mitarbeitern (BVFA-Geotechnik, Wien), Prof. Dr. M. DROVENIK (Universität Laibach), und Doz. Dr. V. KÖPPEL (ETH Zürich).

13. Literatur

- Ampferer, O., 1932: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. – G. B. A. Wien.
- Bechstädt, Th., 1973: Zyklotheme im hangenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – Veröff. Univ. Innsbruck, 86, 25–55.
- Bechstädt, Th., 1974: Sind Stromatactis und radiaxial-fibröser Calcit Faziesindikatoren? – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 11, 643–663.
- Bechstädt, Th., 1975a: Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 149, 73–95.
- Bechstädt, Th., 1975b: Sedimentologie und Diagenese des Wettersteinkalkes von Bleiberg-Kreuth-Berg- u. Hüttenm. Mh., 120, 466–471.
- Boni, M., 1979: Zur Paläogeographie, Mineralogie und Lagerstättenkunde der Paläokarst-Erze in Süd-West-Sardinien (Iglesiente-Sulcis). – Diss. Univ. Heidelberg, 260 S.
- Brandner, R., 1978: Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, 317–354.
- Clar, E., 1957: Diskussionsbeitrag in »Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen« München 1956. Berg- u. Hüttenm. Mh., 9, 234, 242, 247.
- Czurda, K., 1973: Fazies und Stratigraphie obertriadischer Megalodontenvorkommen der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.–A., 3, 397–409.
- Diener, C., 1925: Grundzüge der Biostratigraphie. – Verlag Franz Deuticke, Leipzig und Wien, 304 S.
- Drovenik, M., J. Duhoňák u. J. Peždický, 1979: Schwefelisotopenuntersuchungen in slowenischen Erzlägerstätten. – 3rd ISMIDA 1977, Verh. Geol. B.–A., 3, 301–309.
- Dżułyński, St., 1976: Hydrothermal Karst and Zn-Pb Sulfide Ores. – Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, XLVI, 217–230.
- Dżułyński, St. u. M. Sass-Gustkiewicz, 1978: Ore Breccias in the Triassic Rocks of the Cracow-Silesian Region (Poland). – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 3, 125–130.
- Dżułyński, St. u. M. Sass-Gustkiewicz, 1980: Dominant Ore-Forming Processes in the Cracow-Silesian and Eastern-Alpine Zinc-Lead Deposits. – Proceedings of the Fifth Quadrennial IAGOD Symposium. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 415–429.
- Enzfelder, W., 1980: Bericht der BBU an die Berghauptmannschaft Innsbruck. – Unveröffentlicht.
- Eppensteiner, W., 1965: Die schwarzen Breccien der Bleiberger Fazies. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14.–15., 205–228.
- Flügel, H. W. u. Wedepohl, K. H., 1967: Die Verteilung des Strontiums in oberjurassischen Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen. – Contr. Mineral. Petrol., 14, 229–249.

- Friedrich, O. M., 1963: Gutachtliche Äußerung über den Wert des Zink- und Bleibergbaues Lafatsch-Vomp bei Scharnitz in Tirol. – Gutachten für BBU. Nicht veröffentlicht.
- Fruth, I., 1964: Die Spurenelementverteilung in nordalpinen Pb-Zn-Lagerstätten. – Fortschr. Miner., 41, 181.
- Fruth, I., 1966: Spurengehalte der Zinkblenden verschiedener Pb-Zn-Vorkommen in den Nördlichen Kalkalpen. – Chemie der Erde, 25, 105–125.
- Haditsch, J. G. u. H. Mostler, 1970: Bemerkungen zu einem syngenetischen Bleiglanz-Zinkblende-Vorkommen in Nordtirol (Silberberg bei Brixlegg). – Österr. Akad. Wiss., Sitzung d. math.-naturwiss. Kl. vom 15. Jänner 1970, 39–40.
- Hegemann, F., 1948: Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr. – Fortschr. Mineral., 27, 54–55.
- Hegemann, F., 1960: Die Entstehung der kalkalpinen Blei-Zinkerzlagerstätten. – N. Jb. Miner. Mh., 7/8, 170–185.
- Hiessleitner, G., 1934: Über die Vererzungsfolge auf der Blei-Zinkerzlagerstätte Lafatsch in Nordtirol. – Verh. Geol. B.–A., 4/5, 49–58.
- Hiessleitner, G., 1949: Montangeologische Untersuchung der Pb-Zn-Lagerstätte Lafatsch-Vomp (Tirol). – Gutachten an die BBU. Nicht veröffentlicht.
- Hirsch, F., 1966: Étude stratigraphique du Trias Moyen de la région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). – Mitt. Geol. Inst. ETH Zürich, N. F. Nr. 80, 73 S.
- Holler, H., 1936: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. – Carinthia II, VII. Sonderheft, 82 S.
- Holler, H., 1957: Diskussionsbeitrag in »Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen« München 1956. Berg- u. Hüttenm. Mh., 9, 234, 245, 247.
- Kanaki, F., 1972: Die Minerale Bleibergs (Kärnten). – Carinthia II, 82. bzw. 162. Jg., 7–84.
- Kostelka, L., 1957: Diskussionsbeitrag in »Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen« München 1956. Berg- u. Hüttenm. Mh., 9, 245, 253–254.
- Köppel, V. u. E. Schroll, 1979: Bleisotopenzusammensetzung von Bleierzen aus dem Mesozoikum der Ostalpen. – 3rd ISMIDA 1977, Verh. Geol. B.–A., 3, 403–409.
- Köppel, V., 1981: Pb-Isotopes and Genetic Constraints for the Pb-Zn-Deposits in Triassic Carbonates of the Alps. Proceed. 4th ISMIDA 1981.
- Kranz, J. R., 1974: Geochemische Charakteristik des erzhöffigen Oberen Wettersteinkalkes (alpine Mitteltrias) der Ostalpen. – Diss. Freie Univ. Berlin, 219 S.
- Kranz, J. R., 1976: Stratiforme und diskordante Zink-Blei-Anomalien im erzhöffigen Oberen Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). – Mineral. Deposita (Berl.) 11, 6–23.
- Maucher, A., 1954: Zur »alpinen Metallogenese« in den bayerischen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach. – Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 4, 454–463.
- Maucher, A., 1957: Die Deutung des primären Stoffbestandes der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten als syngenetisch-sedimentäre Bildung. Und Diskussionsbeitrag in »Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen« München 1956. Berg- u. Hüttenm. Mh., 9, 226–229, 234.
- Mutschlechner, G., 1954: Die Massengesteine der Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen. – Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 4, 386–395.
- Petrascheck, W. E., 1957: Die Gesichtspunkte für eine hydrothermale Entstehung der kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten. Und Diskussionsbeitrag in »Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen« München 1956. Berg- u. Hüttenm. Mh., 9, 229–233, 248–249, 255.
- Polesnig, W., 1957: Diskussionsbeitrag in »Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen« München 1956. Berg- u. Hüttenm. Mh., 9, 240–241.
- Polesnig, W., 1964: Studien der Erzstrukturen in der Grube Bleiberg-Kreuth. – Diplomarbeit Montanist. Hochsch. Leoben.

- Rainer, H., 1957: Diskussionsbeitrag in »Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen« München 1956. Berg- u. Hüttenm. Mh., 9, 235–237, 249.
- Ramdohr, P., 1975: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. – Akademie-Verlag Berlin, 1277 S.
- Rösler, H. J. u. H. Lange, 1976: Geochemische Tabellen. – Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 674 S.
- Sander, B., 1936: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). – Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 48, 27–139.
- Sander, B., 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I. Springer Verlag Wien.
- Sander, B., 1950: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, II. Springer Verlag Wien.
- Sander, B., 1970: An Introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies. – Pergamon Press Oxford, Braunschweig, 641 S.
- Sarnthein, M., 1965: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – Verh. Geol. B.–A., 1/2, 119–162.
- Sarnthein, M., 1966: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – Ber. Nat. Med. Ver. Innsbruck, 54, 33–59.
- Sarnthein, M., 1967: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. – Geol. Rundschau, 56, 116–127.
- Sass-Gustkiewicz, M., 1975: Zinc and Lead Mineralization in Collapse Breccias of the Olkusz Mine (Cracow-Silesian Region, Poland). – Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, XLV, 303–326.
- Schneider, H.-J., 1953: Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der Nördlichen Kalkalpen. – Fortschr. Mineral., 32., 26–30.
- Schneider, H.-J., 1954: Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., N. F., 66, 1–37.
- Schneider, H.-J., 1964: Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. – In: Sedimentology and Ore Genesis (G. C. Amstutz), Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York, 29–45.
- Schneider, H.-J., 1969: The influence of connate water on more mobilization of lead-zinc deposits in carbonate sediments (Summary). – Convegno Sulla Rimobilizzazione dei Minerali Metallici e Non Metallici, 119 S., Cagliari.
- Schneider, H.-J., Möller, P. und Parekh, P. P., 1975: Rare Earth Elements Distribution in Fluorites and Carbonate Sediments of the East-Alpine Mid-Triassic Sequences in the Nördliche Kalkalpen. – Mineral. Deposita, 10, 330–344.
- Schneider, H.-J., Möller, P. und Parekh, P. P., Zimmer, E., 1977: Fluorine Contents in Carbonate Sequences and Rare Earths Distribution in Fluorites of Pb-Zn-Deposits in East-Alpine Mid-Triassic. – Mineral. Deposita, 12, 22–36.
- Schroll, E., 1950: Spurenelementparagenese (Mikroparagenese) ostalpiner Zinkblenden. – Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., 1–5.
- Schroll, E., 1951: Spurenelementparagenese (Mikroparagenese) ostalpiner Bleiglanze. – Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., 1–6.
- Schroll, E., 1953: Über Unterschiede im Spurengehalt bei Wurtziten, Schalenblenden und Zinkblenden. – Sitzungsberichte d. mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 162, 5, 305–332.
- Schroll, E., 1954: Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze, Teil I. – Mitt. Österr. Mineralog. Ges., Sonderheft Nr. 3, 1–83.
- Schroll, E., 1967: Über den Wert geochemischer Analysen bei stratigraphischen und lithologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen am Beispiel ausgewählter Profile der Ostalpen Trias. – Geologicky Sborník XVIII, 2, 315–330.
- Schroll, E., 1976: Analytische Geochemie, II: Grundlagen und Anwendungen. – Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 374 S.
- Schroll, E., O. Schulz und E. Pak, 1982: Die Schwefelisotopenverteilung in der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg (Kärnten, Österreich). – Mineral. Deposita (in Druck).

- Schulz*, O., 1954: Gefügekundlich-tektonische Analyse des Blei-Zink-Bergbaugebietes Lafatsch (Karwendelgebirge, Tirol). – Berg- u. Hüttenm. Mh., 5, 85–95.
- Schulz*, O., 1955: Montangeologische Aufnahme des Pb-Zn-Grubenrevieres Vomperloch, Karwendelgebirge, Tirol. – Berg- u. Hüttenm. Mh., 9, 259–269.
- Schulz*, O., 1966: Die diskordanten Erzgänge vom »Typus Bleiberg« syndiagenetische Bildungen. – IS-MIDA 1966, Arti Grafiche »Saturnia«, Trento, 149–161.
- Schulz*, O., 1968: Die synsedimentäre Mineralparagenese im Oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – Tschermaks min. petrogr. Mitt., 12, 230–289.
- Schulz*, O., 1970: Unterwasserbeobachtungen im sublitoralen Solfatarenfeld von Vulcano (Äolische Inseln, Italien). – Mineral. Deposita (Berl.), 5, 315–319.
- Schulz*, O., 1976: Typical and Nontypical Sedimentary Ore Fabrics. – Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits (K. H. Wolf), 7, 295–338.
- Schulz*, O., 1978: Kolloforme ZnS-Lagengefüge und ihre Genese in Karbonatgesteinen. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe Erdwiss. Komm., 3, 159–168.
- Schwinner*, R., 1946: Ostalpine Vererzung und Metamorphose als Einheit? – Verh. Geol. B.-A., 4–6, 52–61.
- Siegl*, W., 1956: Zur Vererzung der Pb-Zn-Lagerstätten von Bleiberg. – Berg- u. Hüttenm. Mh., 5, 108–111.
- Siegl*, W., 1957: Diskussionsbeitrag in »Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen« München 1956. Berg- u. Hüttenm. Mh., 9, 237–238.
- Srbik*, R. v., 1929: Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. – Bericht des Naturwiss.-mediz. Vereins, Innsbruck, 41, 1–277.
- Štruc*, I., 1970: Poseben tip mežiškega svinčeve cinkovega orudnenja v rudišču Graben. – Geologija, Razprave in Porocila, 13, 21–34.
- Štruc*, I., 1971: On the Geology of the Eastern Part of the Northern Karawankes with Special Regard to the Triassic Lead-Zinc-Deposits. – Sedimentology of parts of Central Europe, Guidbook, VIII. Int. Sediment. Congress, 285–301.
- Štruc*, I., 1974: Nastanek karbonatnih kamenin in cinkovo svinčeve rude v anizičnih plasteh Tople. – Geologija, Razprave in Poročila, 17. Knjiga, 299–397.
- Taupitz*, K. C., 1953: Die verschiedene Deutbarkeit von »metasomatischen« Gefügen auf »thermalen« Blei-Zink-Lagerstätten. – Fortschr. Mineralogie, 32, 30–31.
- Taupitz*, K. C., 1954a: Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten des Typs »Bleiberg«. – Zeitschr. für Erzbergbau und Metallhüttenwesen, 8, 1–7.
- Taupitz*, K. C., 1954b: Die Blei-Zink- und Schwefelerzlagerstätten der Nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. – Diss. Bergakad. Clausthal.
- Wedepohl*, K. H., 1974: Basic Geochemical Data of Zn, Pb and Cu and Hydrothermal Ore Genesis. – Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Akad. Wiss., 1, 160–173.
- Zuffardi*, P., 1976: Karsts and Economic Mineral Deposits. – Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits (K. H. Wolf), Vol. 3, 175–212.

Anschrift des Verfassers:

Univ.-Prof. Dr. O. Schulz
 Institut für Mineralogie und Petrographie
 der Universität Innsbruck
 Abt. Geochemie u. Lagerstättenlehre
 Universitätsstraße 4
 A-6020 Innsbruck, Universitätsstr. 4

