

A 15653-R
1 Anlage
TAV

Die Erzvorkommen des mittleren Mieminger Gebirges



EDV:

vorgelegt als Diplomarbeit
am
Institut für allgemeine und angewandte
Geologie und Mineralogie
der Universität München

von

Klaus Germann

Februar 1963



Vorwort

Herr Privatdozent Dr. H.-J. SCHNEIDER, mit der Bearbeitung der bayrischen und Nordtiroler Vorkommen im Rahmen der Monographien deutscher Blei-Zink-Erzlagerstätten betraut, ermöglichte mir dankenswerterweise die vorliegende Untersuchung der Lagerstätten des zentralen Mieminger Gebirges. Mit umfassender Sachkenntnis überwachte er stets kritisch den Fortgang der Arbeiten.

Herr Prof. Dr. A. MAUCHER gestattete mir die Benutzung der Einrichtungen des Institutes für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie. Hierfür und für die Beratung bei der Mikroskopie der Erze gilt ihm mein aufrichtiger Dank.

Zu Dank verpflichtet bin ich auch Herrn Dr. H. MILLER. Seine stratigraphischen und tektonischen Arbeiten im Mieminger Gebirge bildeten die Grundlage der lagerstättenkundlichen Untersuchungen, die auch durch gemeinsame Geländebegehungen und kritische Aussprache gefördert wurden.

Auch meinen Kollegen und den Assistenten des Institutes danke ich für die gewährte freundschaftliche Hilfe und die zahlreichen nützlichen Ratschläge.

Die Sektion Coburg des deutschen Alpenvereins erleichterte die Geländearbeit durch die Gewährung kostenloser Unterkunft auf der Coburger Hütte.

Inhalt

	Seite
<u>Einleitung</u>	1
<u>1. Der geologische Rahmen der Erzlagerstätten</u>	2
1.1 Das Nebengestein (Stratigraphie)	2
1.11 Der „alpine Muschelkalk“	2
1.112 Tufflagen in den anisischen Hornsteinkalken	5
1.12 Partnachsichten	6
1.13 Wettersteinkalk	7
1.131 Der untere Wettersteinkalk	7
1.1311 „Großoolithe“ und Dolomitisierung	7
1.1312 Kieselsäureführung	10
1.1313 Anzeichen von Zwischenschichten im unteren Wettersteinkalk	12
1.132 Der obere Wettersteinkalk	14
1.1321 Formen der primären Sedimentation	14
1.1322 Die mechanischen Umlagerungen des Sediments	16
1.1323 Die Bildungen der Diagenese	18
1.2 Faziesentwicklung in der aniso-ladinischen Geosynklinale	21
1.3 Tektonik	23
1.31 Regionale Übersicht	23
1.32 Tektonik und Gesteinsgefüge	25
<u>2. Die Mineralisation der Erzlagerstätten</u>	26
2.1 Mineralbestand	26
2.11 Zn-Pb-Fe-Sulfide	26
2.12 Die Pb-Zn-Fe-Erze der Oxydationszone	30
2.13 Kupfererze	30
2.131 Primäre Sulfide	31
2.132 Cu-Erze der Zementationszone	33
2.133 Bildungen der Oxydationszone	34
2.14 Molybdän- und Vanadiumerze	36
2.15 „Gangarten“	38
2.2 Mineralparagenesen	38

3. <u>Vererzung im Gesteinsverband</u>	40
3.1 Stratigraphische Verbreitung der Erzvorkommen	40
3.11 Erzführung im unteren Wettersteinkalk	40
3.12 Vererzung des oberen Wettersteinkalkes	41
3.2 Sedimentäre und frühdiagenetische Erzgefüge im Handstück- und Schlibfbereich	43
3.21 Erzrhythmite	43
3.22 Erzresedimente	45
3.23 Korngefüge der Diagenese	46
3.3 Zur Typengliederung der Lagerstätten	49
4. <u>Die Genese der Vererzung</u>	51
4.1 Historische Entwicklung der Anschauungen	51
4.2 Zur Frage der Erzzufuhr und -Anreicherung	53
4.21 Begriffe	53
4.22 Paradiagenetisch-hydrothermale Vererzung im unteren Wettersteinkalk	53
4.23 Syngenetisch-sedimentäre Vererzung im oberen Wettersteinkalk	55
4.3 Epigenetische Umlagerungen des syngenetisch-sedimentären Stoffbestandes	57
5. <u>Einzelbeschreibung der Erzvorkommen</u>	60
5.1 Lagerstätten im oberen Wettersteinkalk	60
5.2 Lagerstätten im unteren Wettersteinkalk	74
5.3 Tabellarische Zusammenstellung der Erzvorkommen und des Bergbaues	80
Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse	83
Literaturverzeichnis	I - VIII

Einleitung

Das Mieminger Gebirge - als Parallelkamm zum Wettersteingebirge zwischen diesem und dem Inntal bis 2800 m Höhe aufragend - war ein in der Vergangenheit sehr bedeutendes Bergbaugesbiet. Zumindest seit der Mitte des 16. Jahrhunderts und bis in die zwanziger Jahre unseres Jahrhunderts war in diesem Gebirge ein reger Bergbau auf Blei-Zinkerze umgegangen, der weder vor der Ungunst des Klimas in der großen Höhe (Abbaue bis 2400 m!) zurückschreckte, noch durch niedrige Erzgehalte entmutigt wurde. Von der Westgrenze des Arbeitsgebietes (vgl. Taf. 1, Fig. 1) am Marienbergjoch bis zum östlichen Abschluß am Breitenkopf durchsuchten die alten Knappen systematisch das ganze Gebirge, durchkletterten Wände und Schluchten und legten Stollen und Schürfe an Stellen an, die auch heute nur unter Schwierigkeiten erreicht werden können.

Um 1920 war auch der größte Bergbau des Gebietes - Silberleiten am Schachtkopf - wirtschaftlich unrentabel geworden. Der Betrieb wurde eingestellt und das Grubengebäude begann rasch zu verfallen.

Die Geschichte der Durchforschung des Bergbaugesbietes ist kurz. Im überwiegenden Teil sind es Bergleute (SCHMIDT, ISSER, HÄUSING, LANDGRAEBER), die meist aus bergbautechnischer Notwendigkeit die Lagerstätten auf tektonischen Bau und Erzführung untersuchten. Der Geologe AMPFERER hingegen, der die Grundzüge des Baues der Mieminger Berge 1905 zuerst festhielt, tat die Lagerstätten mit einem einzigen Satz ab. Bezeichnenderweise ist es wieder ein Bergmann - TAUPITZ - der in neuester Zeit (1954 a) die Erzvorkommen in größerem, manchmal zu großem Zusammenhang bearbeitet. Über der großen Zusammenschau - die unbestreitbar wohlfundiert, neue Ergebnisse bringt - mußten jedoch manche wichtigen Einzelheiten schon aus zeitlichen Gründen unberücksichtigt bleiben.

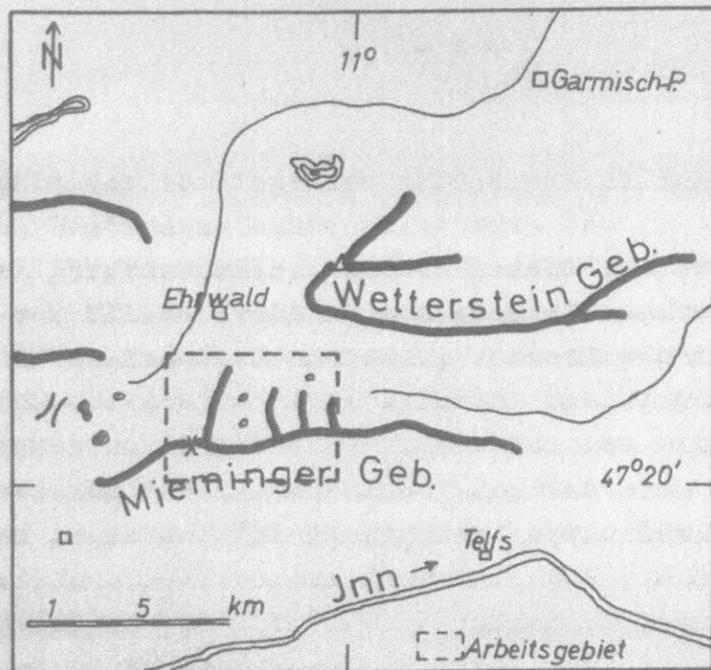


Fig. 1: Übersichtskarte zur Lage des Arbeitsgebietes im zentralen Mieminger Gebirge. Maßstab 1:300 000

Mieminger Großgewölbe

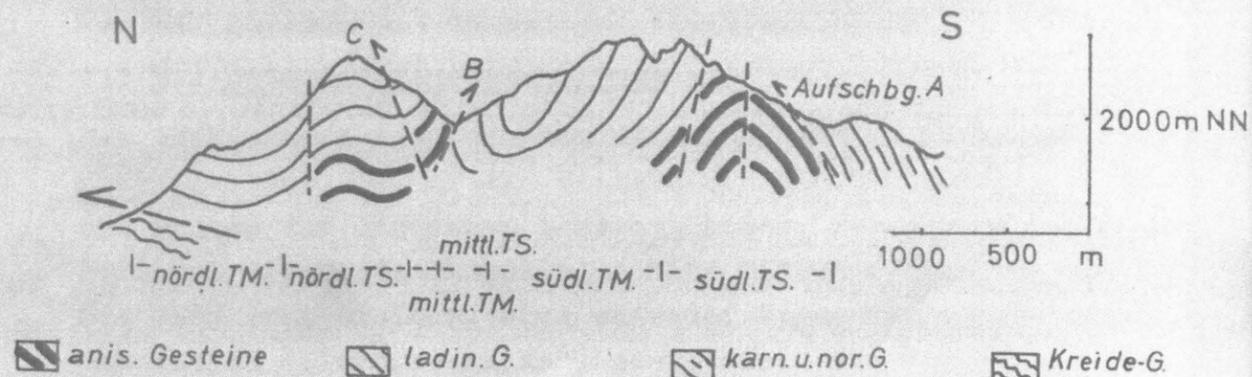


Fig. 2: Schematisches Profil des westrandes der zentralen Mieminger Berge mit den Teilfalten des Mieminger Großgewölbes und den Aufschiebungen A, B und C. Im Norden des Profils der vorrand der "Inntaleinmet" als flachliegende Überschiebungsbahn. Nach MILLER (1962 a).

Aufgabe der vorliegenden Arbeit sollte deshalb eine gründliche Bestandsaufnahme aller noch beobachtbaren Spuren des alten Bergbaus sein. Darüber hinaus sollte, aufbauend auf den von MILLER (1962 a) neu geschaffenen stratigraphischen und tektonischen Grundlagen, Vererzung und Nebengestein gefügekundlich und mineralogisch untersucht werden. Ein weiteres zentrales Problem stellte die stratigraphische Einordnung der Erzvorkommen dar, die dank der ausgezeichneten Arbeiten MILLERS möglich wurde. Diese detaillierten Untersuchungen sollten dazu beitragen, die Entstehungsfrage kalkalpiner Blei-Zink-Lagerstätten in diesem Teilbereich erneut zu beantworten.

Als kartographische Grundlage zur Erfassung der Einzelvorkommen diente eine Vergrößerung im Maßstab 1:10000 des Schichtlinienandruckes der „Karte des Wetterstein- und Mieminger Gebirges 1:25000, Blatt Mitte“ des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, die dieser freundlicherweise zur Verfügung stellte.

1. Der geologische Rahmen der Erzlagerstätten

1.1 Das Nebengestein (Stratigraphie)

Die Vorkommen nutzbarer Erzminerale sind im zentralen Mieminger Gebirge auf den Wettersteinkalk beschränkt. Trotzdem sollen die liegenden Schichtglieder, der alpine Muschelkalk und die Partnachschichten hier mitbesprochen werden. Sie sind zwar erzleer, aber entweder wegen ihrer Definition umstritten („Partnachkalke“) oder weisen für die genetische Deutung der Lagerstätten entscheidende Sonderbildungen auf (Muschelkalk).

1.11 Der „alpine Muschelkalk“

Die von ROTHPLETZ (1888) aus dem Karwendel-Gebirge beschriebene Gliederung des alpinen Muschelkalks nach faunistischen Gesichtspunkten (Gasteropoden-Horizont, Brachiopodenkalk,

Ammoniten-Horizont) läßt sich im Mieminger Gebirge mangels bestimmbarer Fossilien nicht durchführen. MILLER (1962 a, S. 8) ging deshalb dazu über, eine lithologisch-fazielle Unterscheidung der verschiedenen Gesteinstypen zu treffen, die jedoch im Mieminger Gebirge eine stratigraphische Gliederung nicht völlig ersetzen kann. In horizontaler und vertikaler Richtung können sich die verschiedenen Bildungsumständen entsprechenden Gesteine wechselseitig vertreten.

Die mit der Gliederung ROTHPLETZ' etwa gleichlaufende konventionelle Einteilung in unteren, mittleren und oberen Muschelkalk läßt sich deshalb im Mieminger Gebirge nur im Groben aufrechterhalten.

MILLER (1962 a) unterscheidet fünf Gesteinstypen, deren Bezeichnung zugleich eine knappe lithologische Beschreibung darstellt:

Rhizocorallium-Gastropodenkalke, etwa entsprechend dem unteren Muschelkalk und damit dem „Gastropoden-Horizont“ (ROTHPLETZ).

Riffkalk, bei anderen Autoren mittlerer Muschelkalk, „Brachiopoden-Kalk“ (ROTHPLETZ).

Hornsteinfreier Bankkalk, zum mittleren Muschelkalk zu rechnen, tritt zusammen mit dem Riffkalk auf.

Feingeschichteter Kalk, fazielle Sonderentwicklung des Riffkalces, mittlerer Muschelkalk.

Hornsteinkalk, oberer Muschelkalk, „Ammoniten-Horizont“ (nach ROTHPLETZ).

Nach TAUPITZ (1954 a, S. 46, Abb. 26) wäre eine Pb-Zn-Vererzung auf den oberen Teil des mittleren Muschelkalces beschränkt, müßte also im Mieminger Gebirge im Bereich der Riffkalke und zwischengelagerten hornsteinfreien Bankkalke zu erwarten sein. Als stratigraphische Leithorizonte gelten ein bitumenreicher toniger Platten- und Knollenkalk, der in Mergellagen übergehen kann, grüne Mergel und dolomitische Lagen.

Die Pb-Zn-Vererzung des alpinen Muschelkalces konnte im Mieminger Gebirge nicht bestätigt werden. Anzeichen der von TAUPITZ (1954 a) in Anlehnung an die Untersuchungen CLARS (1929)

(an der westlich benachbarten Heiterwand) erwähnten lithologischen Differenzierungen sind jedoch auch im Mieminger Gebirge vorhanden:

Am Westfuß der Marienberg Spitzen liegt auf 1700 m zwischen dunklen, bankigen Kalken aus dem Grenzbereich zwischen den hornsteinfreien Bankkalken und den Hornsteinkalken eine Linse blättrig zerfallender Mergel. Unmittelbar im Liegenden der Mergellinse deuten Brauneisenschwarten auf einen erhöhten Pyritgehalt hin. Ein alter, unbedeutender Bergbauversuch (7)⁺ erschloß offensichtlich keine Erze. Vom Bergbau St. Veit an der Heiterwand beschreibt TAUPITZ (1954 a, S. 46) die Vererzung ebenfalls aus dem Liegenden einer Mergellinse des „oberen Muschelkalces“.

CLAR (1929, S. 339) schildert von St. Veit, daß die Haupterzzone im Liegenden eines grobspätigen „Dolomitmarmors“ mit geringem Eisengehalt auftritt. Bildungen, die den von St. Veit horizontmäßig und lithologisch wahrscheinlich entsprechen, sind aus dem Drachenkar der Mieminger Berge zu nennen. 50 m unter der Muschelkalkobergrenze stecken im dickbankigen hornsteinfreien Kalk unregelmäßig begrenzte dolomitische Körper mit deutlichem Eisengehalt. Offensichtlich ist die Sammelkristallisation des Dolomits hier nicht bis zur Bildung eines grobspätigen Dolomitzorngefüges fortgeschritten.

Vermutlich sind mit diesen Bildungen auch die Brauneisenanreicherungen vergleichbar, die VIDAL (1953, S. 59) aus dem Wettersteingebirge und SCHNEIDER (1953 a, S. 23) vom Arnspitzgebiet aus dem oberen bzw. obersten mittleren Muschelkalk schildern.

Auch die „grünen Mergel“ (TAUPITZ 1954, S. 46) von St. Veit finden ihre Entsprechung in den Mieminger Bergen. In der Nordwand der westlichen Griesspitzen wurden 60 m unter dem üblichen Tuffhorizont dünne Lagen „grüner Mergel“ festgestellt, die nach ihrer stratigraphischen Position etwa denen

+) Die Zahlen in Klammern entsprechen der fortlaufenden Nummerierung in Tabelle 1, S. 80.

von St. Veit entsprechen dürften. Dies stellt die tiefsten bisher bekannten Bildungen im alpinen Muschelkalk dar, die vulkanischen Einfluß vermuten lassen.

1.112 Tufflagen in den anisischen Hornsteinkalken

In den obersten Lagen des Hornsteinkalkes, im konventionellen Sinne im obersten Muschelkalk, treten in den Mieminger Bergen an zahlreichen Stellen vulkanische Tuffe in Erscheinung.

Zwar erwähnt AMPFERER (1905, S. 485) vom Tajakopf „grüne Mergellagen“, aber erst TAUPITZ (1954 a, S. 4) spricht in Anlehnung an die Bearbeitung durch VIDAL (1953) im Wettersteingebirge, von „Andesittuffen“. Eine systematische Aufnahme und genaue Untersuchung der Tuffvorkommen im Mieminger Gebirge verdanken wir MILLER (1962 a, S. 12 ff.):

Zu unterscheiden sind reine Kristalltuffe mit makroskopisch sichtbaren Feldspäten und großen Biotiten und Tuffite mit einem stärkeren Karbonatgehalt. U.d.M. wird der Mineralinhalt ergänzt durch Hellglimmer, Chlorite, „Leukoxen“, Quarz und Apatit; vulkanisches Glas ist nur in Relikten erhalten.

Die Mächtigkeit und Anzahl der Tufflagen zeigt starke regionale Schwankungen. Ihre optimale Ausbildung erreichen die Tuffe am Vorderen Tajakopf, größere Vorkommen liegen an der Nordseite der Biberwierer Scharte und in einem südlich parallel verlaufenden Streifen zwischen Hinterem Drachenkopf und Marienberg Spitzen.

Die regelmäßige Anordnung der Orte optimaler Tuffentwicklung, die starken Mächtigkeitsunterschiede, die Korngrößenabnahme nach dem Hangenden der Tuffe und der Fund von gröberklastischem vulkanischem Material (Lapilli bis 4 mm Größe) lassen MILLER (1962 a, S. 17) folgern, daß eine „autochthone Förderung“ der Tuffe des Wetterstein- und Mieminger Gebirges sehr wahrscheinlich ist. Fehlen auch die unmittelbaren Hinweise auf vulkanische Schlote, so ist doch anzunehmen, daß es sich um an Spalten aufgereichte Eruptivzentren handelte, worauf nach MILLER (1962 a, S. 16) vor allem die auffällige konzentrische Anordnung der Orte gleich starker Tuffentwicklung schließen läßt.

In engem räumlichen und zeitlichen Zusammenhang mit den vulkanischen Erscheinungen steht die starke Kieselsäureführung der oberen Muschelkalkhorizonte, die mit abnehmender Stärke bis in den unteren Wettersteinkalk reicht. Auf S.54 soll auf die Möglichkeit der genetischen Verknüpfung von Vulkanismus, Verquarzung und Vererzung hingewiesen werden.

1.12 Partnachschichten

Die stratigraphische Einordnung der Partnachmergel ist seit SKUPHOS (1892) geklärt. Die Definition der Partnachkalke, vor allem wenn sie ohne Mergel ausgebildet sind, blieb jedoch bisher umstritten. AMPFERER & HAMMER (1899, S. 312) bezeichnen den dunklen, großoolithischen unteren Wettersteinkalk als „Partnachkalk“, und auch in neuerer Zeit übernehmen einige Autoren (z.B. SCHMIDEGG 1951, SCHNEIDER 1953 a) diese Definition. MILLER (1962 a,b) beschränkt dagegen den Namen „Partnachkalke“ auf mehr oder weniger geschichtete dunkle Kalke innerhalb der Partnachmergel-Serie und an der Basis des Wettersteinkalkes. Der Komplex der Partnachschichten am Westrand der zentralen Mieminger Berge führt diese gebankten Kalke innerhalb der Partnachmergel. Sie stimmen in ihrem petrographischen Habitus sehr genau mit Kalken im Hangenden und Liegenden der Mergel und auch mit den fraglichen Kalken zwischen oberem Muschelkalk und unterem Wettersteinkalk überein. Es lag daher nahe, auch die wohlgebankten Kalke außerhalb der Mergel und die getrennt von diesen auftretenden, als „Partnachkalke“ auszuscheiden.

MILLER (1962 b, S. 410) läßt als bezeichnendes Merkmal der „Partnachkalke“ ihren Schichtungsrythmus (dickbankige Lagen wechseln mit dünn-schichtigen ab) gelten. Daneben sind eine schwache Hornsteinführung und das Fehlen von Großoolith-Strukturen (im Gegensatz zum unteren Wettersteinkalk!) charakteristisch.

TAUPITZ (1954 a, S. 45) übernimmt die Definition AMPFERER & HAMMERs und scheidet dementsprechend Erzvorkommen im „Partnachkalk“ aus, die „70 - 100 m über dem Muschelkalk“

liegen. Nach der von MILLER vorgeschlagenen Nomenklatur sind diese Lagerstätten jedoch in den zentralen Mieminger Bergen in den unteren Wettersteinkalk zu stellen.

1.13 Wettersteinkalk

Eine deutliche lithologische Dreiteilung des Wettersteinkalkes ist in den Mieminger Bergen gut zu verfolgen: Auf den massigen unteren Wettersteinkalk folgt der gut gebankte mittlere, der vom intensiv feingeschichteten oberen Wettersteinkalk überlagert wird.

1.131 Der untere Wettersteinkalk

1.131.1 „Großoolithe“ und Dolomitisierung

Das kennzeichnende Merkmal des unteren Wettersteinkalkes sind die sog. „Großoolithe“, deren Bau und Entstehung vor allem LEUCHS (1928), SCHMIDEGG (1928), SANDER (1936) und VIDAL (1953), beschrieben haben.

Mit der irreführenden Bezeichnung „Großoolithe“ werden hier konzentrisch-schalige Gebilde sehr unterschiedlicher Größe und Form bezeichnet, die in ihrer Bildungsweise nichts mit Ooiden und Oolithen üblicher Definition gemeinsam haben. Es handelt sich dabei im allgemeinen um Sinterauskleidungen von Hohlräumen, also um chemische Internsedimente.

Bevorzugt nehmen die einzelnen konzentrischen Karbonatlagen kugelige und unregelmäßig ellipsoidische allseitig geschlossene Räume ein. Die Grenzfläche zum umgebenden Gestein verläuft selten geradlinig, häufig weist sie ein starkes Relief auf, das die Schalen des „Großoolithes“ abbilden. Der „Oolithkörper“ kann dann im Extremfall auch schlauchförmig gebaut sein, wobei solche Schläuche als enge Verbindungen zwischen weiteren „großoolith erfüllten Räumen“ liegen. Das Wachstum der „Oolith“-Schalen ist meist vor der restlosen Füllung des Raumes beendet. Das verbleibende Restlumen in Form von zwickelförmigen Hohlräumen ist vielfach mit grobspätigem Karbonat ausgekleidet.

Die in ihrem Gefüge einheitlichen radialfasrigen Schalen⁺⁾ zeigen stoffliche Abweichungen voneinander.

Die von LEUCHS (1928) aus dem Wettersteinkalk beschriebenen „Großoolithe“ sind durchweg aus kalkigem Material aufgebaut, nur aus dem Ramsaudolomit erwähnt er (1928, S. 373) dolomitische „Großoolithe“. Auch SCHMIDEGG (1928) stellt seine Untersuchungen nur an kalkigen „Großoolithen“ an. Erst SANDER (1936, S. 119 ff.) erkennt Wechsellagerungen von Kalzit und Dolomit im „Großoolith“ und damit ein bisher unbekanntes Verhältnis des „Großoolithes“ zur Dolomitbildung.

Im unteren Wettersteinkalk der Mieminger Berge sind Dolomitierungserscheinungen allgemein. Zuckerkörnige Dolomite sind vom Marienbergjoch bekannt, MILLER (1962, S. 24) erwähnt hellbräunlichgelbe, fein vergrusende dolomitische Lagen auch aus der Gegend der Coburger Hütte und rosafarbene Dolomitmikrokriställchen vom Gipfel des Wannig. In den Nordwänden der Griebßspitzen (31-34) und im Brendl-Kar (45-47) wurden horizontgebundene eisendolomitische Bildungen („Ankerite“) zusammen mit einer Zn-Cu-Vererzung gefunden.

Diese lokale Dolomitisierung des unteren Wettersteinkalkes erfaßt auch die „Großoolithe“. Zu unterscheiden sind zwei Arten der Dolomitisierung:

a. Der „Großoolith“ zeigt einen schalenweisen primären Wechsel von kalzitischem und dolomitischem Material bei kalzitischem „Nebengestein“;

Die äußerste, wandständige Schale ist meist kalzitisch ausgebildet, sie wittert auch im Gegensatz zu den inneren Schalen wie das umgebende Gestein an. Die folgenden Schalen, meist von nur sehr geringer Dicke (3 mm bis < 0,1 mm), sind wechselnd dunkel gefärbt und aus Dolomit bzw. Fe-führendem Dolomit mit schwankendem Kalkspatgehalt aufgebaut. Diese Schalen wittern je nach Eisengehalt des Dolomits typisch bräunlich an.

b. Nur Teile (Segmente) des „Großooliths“, quer zu den einzelnen Schalen, oder der ganze „Großoolith“ einschließlich des Nebengesteins werden von der Dolomitisierung erfaßt.

Die Dolomitisierung bzw. Ankeritierung greift dann diskordant über die Strukturen hinweg und schafft unregelmäßig begrenzte, durch ihre charakteristischen Verwitterungsfarben

^{+) SCHMIDEGG (1928, S. 11) wies nach, daß die c-Achsen des Kalkspates senkrecht zur Faserachse und damit parallel zur Wand des „Großoolithes“ stehen.}

gut hervortretende Dolomit- bzw. Ankeritkörper. Diese Art der Dolomitisierung stellt also gegenüber a., einen sekundären Vorgang dar.

Die Entstehung der „Großoolithe“ war zeitweise stark umstritten. Der Deutung als anorganische Gebilde stand die Meinung, es handele sich um organische Reste (Algen?), gegenüber. Seit LEUCHS (1928, S. 381 ff.) und SANDER (1936, S. 123) ist jedoch hinreichend geklärt, daß die „Großoolith“-Struktur als eine Versinterung wassererfüllter Hohlräume durch chemisch angelagerten Kalkspat (und Dolomit) aufzufassen ist. Nach SANDER (1936, S. 123) ist die Bildung „anschließend an die submarine Diagenese als ein Teil derselben“ erfolgt. Die Versinterungsvorgänge liefen in relativ klarem, seichtem Wasser ab (SANDER 1936, S. 121); Hinweise darauf geben begleitende Korallen und das Fehlen des resedimentären Sandfangs (S. 77). Die Vergesellschaftung der „Großoolithe“ mit Korallen ließ sich auch in den Mieminger Bergen (Igelskar 48) gut beobachten. LEUCHS (1928, S. 382) gelangt auf anderem Wege - er erkennt die kavernöse Struktur der Riffgesteine - zu dem gleichen Ergebnis und betont die Bedeutung der „Großoolithe“ als Leitform der Rifffazies.

Die Dolomitisierung und Ankeritization in den „Großoolithen“ der zentralen Mieminger Berge sind also, wie der primäre Wechsel von Kalzit und Dolomit zeigt, diagenetische bzw. spätdiagenetische Vorgänge. Stellenweise greift die Dolomitisierung, vor allem bei verstärkter Anlieferung Mg- und Fe-reicher Lösungen über die „Großoolithe“ hinaus und erfaßt mit metasomatischer Dolomitisation auch das Nebengestein. Die Füllung des innersten Restlumens der „Großoolithe“ mit grobspätigem Kalzit bzw. Dolomit ist jeweils die jüngste Bildung.

In einem Dünnschliff von einem „Großoolith“ aus dem unteren Wettersteinkalk der Griesspitzen (32) wurde neben der schaligen Anreicherung von Quarzkristallen (s. unten) auch die Anlagerung von Pyrit beobachtet.

Der Pyrit ist im allgemeinen zu Brauneisen oxydiert, dessen

konzentrische Lagen auch im Handstück gut sichtbar sind. Neben der mehr diffusen, wolkigen Verteilung des Brauneisens um undeutlich erkennbare Kerne, sind aber auch würfelige Querschnitte von Brauneisenpseudomorphosen nach Pyrit u.d.M. zu erkennen.

Die Anlagerung von Pyrit in „Großoolithen“ ist ebenso wie die von Quarz, in der einschlägigen Literatur bisher nicht bekannt geworden. LEUCHS (1928, S. 383) nimmt das angebliche Fehlen von Pyrit sogar zum Anlaß, eine Theorie EDERS (1923, S. 11) zur Bildung der „Großoolithe“ abzulehnen.

EDER schreibt die Bildung der „Großoolithe“ ähnlichen Vorgängen zu, die auch bei der Entstehung der Karlsbader Sprudelsteine ablaufen. Der Sprudelstein ist ein Absatz warmer, kalziumkarbonathaltiger Wasser in Spalten und Höhlungen des Gesteins. Zwischen den karbonatischen Schalen treten schichtweise Verunreinigungen von „Eisenoxyd“ (SCHMIDEGG (1928, S. 16) meint damit wohl vor allem Limonit) auf. Auch Pyrit ist aus den Ablagerungen der Karlsbader Thermen bekannt. Gerade dieses Vorkommen von Pyrit läßt nach EDER (1923, S. 11) den Schluß auf gleiche Bildungsbedingungen bei den „Großoolithen“ zu.

Das Auftreten von Quarz und Pyrit in den „Großoolithen“, macht zumindest in den zentralen Mieminger Bergen die Existenz höher temperierter, thermaler Wasser wahrscheinlich, denen neben der Füllung der „Großoolithe“ auch eine gewisse Bedeutung bei der Zn-Pb-Cu-Vererzung des unteren Wettersteinkalkes zukommen könnte. Jedenfalls treten diese Bildungen immer gemeinsam auf und liegen auch in enger Nachbarschaft (räumlich und zeitlich) zu den oben angeführten Tuffen.

Gleichzeitig mit der primären chemischen Interanlagerung von Ankerit, Dolomit und Pyrit wird in den „Großoolithen“ auch Quarz angelagert.

1.1312 Kieselsäureführung

Feinkristalliner Quarz in Form von Hornsteinen, wie er im liegenden Muschelkalk und in den Partnachsichten auftritt, fehlt im unteren Wettersteinkalk. Dagegen ist der Quarz hier in idiomorphen mm - bis cm - großen Kriställchen ausgebildet. Das Auftreten von idiomorphen Quarzen im unteren Wettersteinkalk der Mieminger Berge wurde von MILLER (1962, S. 25)

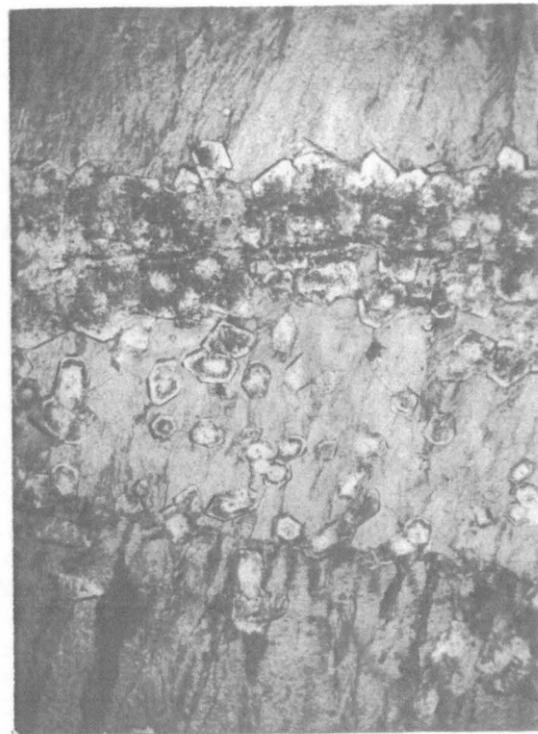


Fig.1: Zonar gebaute, idiomorphe Quarze sprossen in und zwischen einzelnen karbonatischen „Großoolith“-Sinterschalen. - Unterer Wettersteinkalk, Gieß Spitzen-Nordwände (32); Dünnschliff, Vergr. 30x.

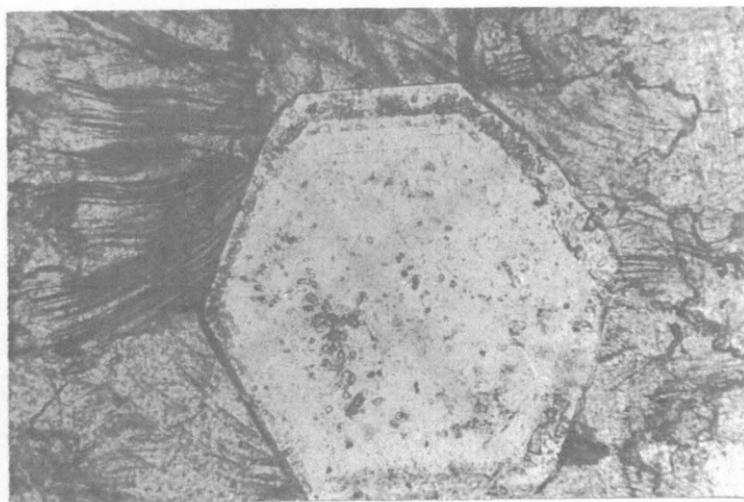


Fig.2: Idiomorpher Quarz mit zonar eingebauten Karbonatkristalliten. Deutlich ist die Fasertextur des „Großoolith“-Karbonates (hier vermutlich eisenhaltiger Dolomit = Ankerit). - Ausschnitt aus Fig.1, Vergr. 120x.

eingehender beschrieben. Während danach die Quarze üblicherweise in normalen, dichten Kalk eingewachsen sind, zeigten Dünnschliffuntersuchungen, daß sie auch im dolomitischen, bzw. ankeritischen Internsediment der „Großoolithe“ gebildet sind.

Die Quarzkristalle fügen sich in den Schalenbau der „Großoolithe“ ein und bilden deren Lagengefüge ab (Taf. 2, Fig.1,2). Bevorzugt sprossen sie auf den die einzelnen Lagen trennenden Inhomogenitätsflächen, sind aber auch innerhalb der karbonatischen Schalen zu finden.

Die Quarzkristalle zeigen fast ausschließlich das (pseudo) hexagonale Prisma, das von den Rhomboedern begrenzt wird. Der Anteil des Prismas an der Gesamtlänge ist schwankend. Nach dem Überwiegen von Prisma oder Rhomboeder lassen sich deutlich 2 verschiedene Formen von Kristallen unterscheiden, die auch in Gesamtgröße und Innenbau deutlich voneinander abweichen:

Form 1: Länge durchschnittlich 0,45 mm, Breite 0,25 mm
 maximal 0,9 mm, 0,45 mm
 Verhältnis Gesamtlänge / Prismenlänge 2,7;
 deutlicher Zonarbau durch Karbonateinschlüsse.

Form 2: Länge durchschnittlich 0,26 mm, Breite 0,08 mm
 Verhältnis Gesamtlänge / Prismenlänge 1,3;

Form 2 zeichnet sich also durch besonders nadeligen, langprismatischen Habitus aus; gedrungene Formen mit fehlendem Prisma, wie sie MILLER (1962, S. 26) beschreibt, konnten nicht gefunden werden.

Der Zonarbau der Kristalle zeigt sich in Form von Säumen von Karbonateinschlüssen, die sich um einen meist reinen, seltener auch durch Karbonatpartikel verunreinigten Kern von Quarz legen.

Nach RUCHIN (1958, S. 238) können solche „poikilitischen Strukturen“, bei denen große Kristalle im Inneren kleine Trümmerteilchen einschließen, nur während der Verfestigung in Sedimenten gebildet werden.

Die Quarzkristalle in den „Großoolithen“ entstanden vermutlich durch Sammelkristallisation während der diagenetischen Veränderung des „Großoolith“ Internsediments. Ein primärer SiO₂-Gehalt, der offenbar nicht allzu groß war (sonst wahrscheinlich Hornsteinbildung!), wird während der diagenetischen Sammelkristallisation um bevorzugte Keime - man könnte an primäre sehr kleine, wandständige Quarzkriställchen denken - angereichert. Die zonaren karbonatischen Säume sind vermutlich Anzeichen von Selbstreinigung, einem Vorgang der auch bei Karbonaten und Flußspat (vgl. S. 47) beobachtet werden kann. Das um einen Keim sich ansammelnde Quarzmaterial schiebt beim idiomorphen Wachstum das „verdrängte“ Karbonat vor sich her; Wachstumsstillstände werden dann durch karbonatische Säume markiert. Der mehrfache Wechsel von Wachstum und Stillstand, ist wohl auf kurzfristig sich ändernde Lösungsbedingungen für die Kieselsäure zurückzuführen (Veränderung des pH-Wertes, Konzentrations- und Temperaturschwankungen?).

1.1313 Anzeichen von Zwischenschichten im unteren Wettersteinkalk

Der untere Wettersteinkalk erscheint in seiner massigen Ausbildung nur wenig gegliedert. Eine lithologische Differenzierung zeigte sich jedoch 1., im Auftreten eines dolomitischen und ankeritischen Horizontes 50 bis 80 m über der Muschelkalkobergrenze, und 2., in 100 bis 150 m über den anisischen Hornsteinkalken liegenden Sonderbildungen.

Diese Gesteine sind gekennzeichnet durch einen raschen Fazieswechsel und Anzeichen starker mechanischer Umlagerungen. Ein Profil vom Bergbau „Welsches Loch“ (48) im Igelseekar zeigt nachstehende Abfolge:

Hangend:

- a. Dickbankiger bis massiger bräunlichgrauer Kalk mit „Großoolith“struktur
- b. 40 cm dünnbankiger, hellgelblichgrauer, bis weißer sehr reiner Kalk. U.d.M. als sedimentäre Mikrobrecchie (Kalkarenit) mit vorherrschend

kalkpelitischen bis kalkpsammitischen Material, Bruchstücke eckig bis wenig gerundet, Feinschichtung durch Korngrößenwechsel angedeutet.

- c. 10 cm Gestein wie b., weniger psammitische Komponente, schlierige blaugraue absätzige Flecken, von sehr fein verteiltem Bleiglanz herrührend, z.T. gelblich, grusig anwitternd.
- d. 50 cm Gestein wie b.
- e. 10 cm Gestein wie c.
- f. 80 cm feinkörnige Breccie (Korndurchmesser meist <1 cm) mit schwach gerundeten, verschieden gefärbten Komponenten, keine korrespondierenden Korngrenzen, Bindemittel rötlichgrau. U.d.M. verschimmeln Farbunterschiede d. Komponenten aus meist stark sammelkristallisiertem Kalk; Bindemittel karbonatisch, sehr feinkörnig, hoher Brauneisengehalt in feinen „Tröpfchen“ (Pseudomorphosen nach Pyrit?)
- g. 1 m Kalk wie c., etwa feinschichtig, blaugraue absätzige Streifen und Flecken von Bleiglanz.
- h. 2 m heller Kalk mit blaugrauen Flecken, besonders nahe.
- i. 5 m Erzkalk, dunkelbraungrau mit dunklen unscharfen Flecken, Großoolithstruktur, zwischengelagerte feingeschichtete Kalkpsammiten und Kalkpsephite mit fremden Komponenten, Fossilenschutt (Korallen, Gastropoden), Zinkblende und Bleiglanz als derbe Körper oder Breccienkomponenten (vgl. S. 45).

Liegend:

- k. Gleichmäßiger, etwas hellerer Kalk, ähnlich a.

Das häufige Auftreten sedimentärer Breccien im oben beschriebenen Profil weist zusammen mit dem raschen lithologischen faziellen Wechsel innerhalb weniger Meter auf unruhige Sedimentationsverhältnisse in Riffnähe hin. Nach SANDER (1936, S. 120) begleiten zwar „Unkonformitäten“, Kreuzschichtungen und Kalkpsammiten im Wettersteinkalk der Innsbrucker Nordkette allgemein die „Großoolithe“, im vorliegenden Fall wird aber die Sonderstellung noch durch das Auftreten von Erzpsephiten betont.

Vielleicht kann man in Anlehnung an die Verhältnisse im oberen Wettersteinkalk (SCHNEIDER 1954, S. 12) von einer Sonderfazies des unteren Wettersteinkalkes sprechen, die hier lokal ausgebildet ist.

1.132 Der obere Wettersteinkalk

Seit LEUCHS (1932), SANDER (1936) und SCHNEIDER (1953 b, 1954) sind Stoffbestand und Gefüge der Gesteine des oberen Wettersteinkalkes genau untersucht und genetisch gedeutet. Im Folgenden sollen deren auch für das zentrale Mieminger Gebirge gültigen Ergebnisse referiert und durch eigene Beobachtungen ergänzt werden.

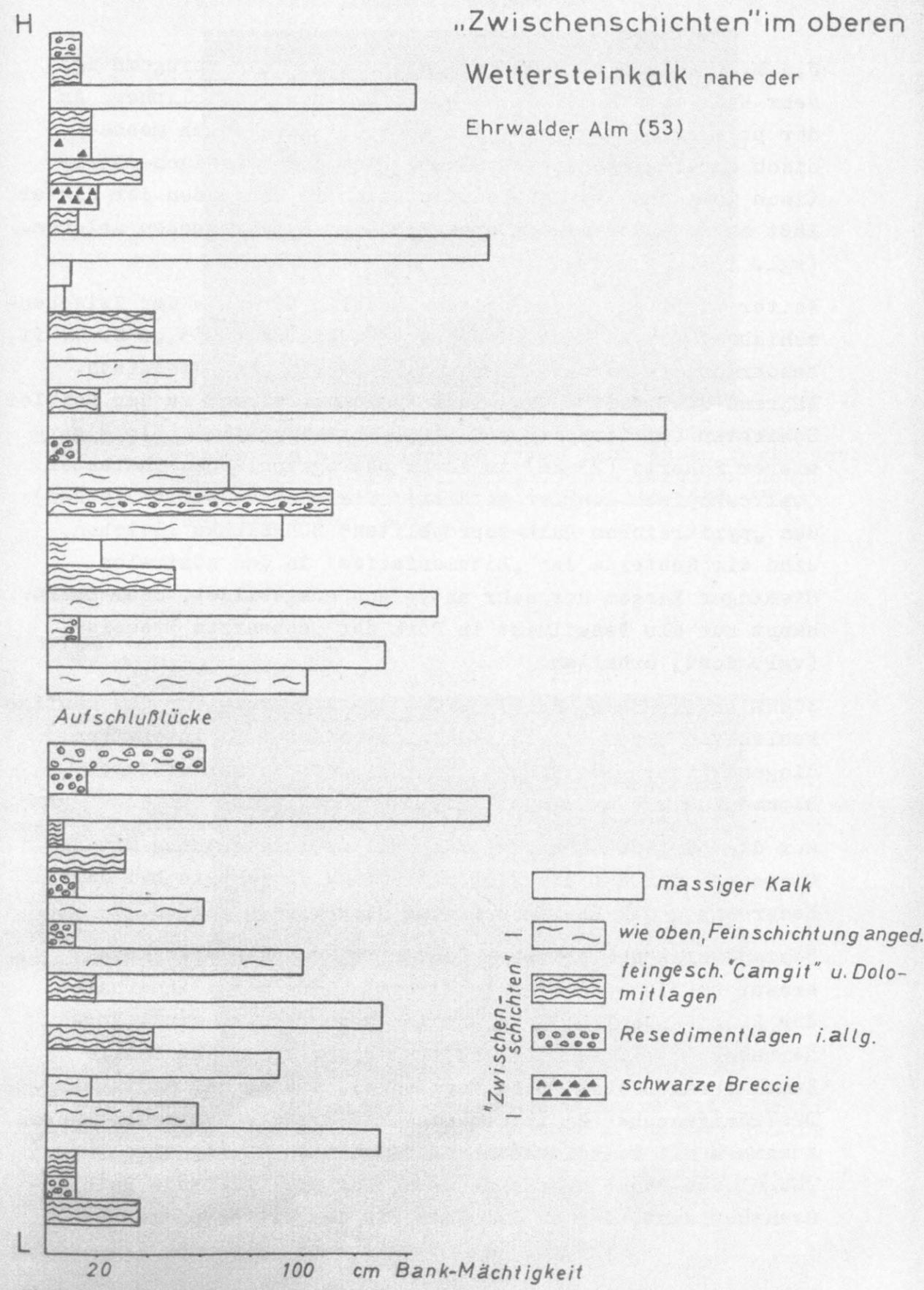
1.1321 Formen der primären Sedimentation

Darunter sollen alle Bildungen verstanden werden, die weder deutliche Anzeichen späterer chemischer (z.B. Sammelkristallisation), noch mechanischer (z.B. Resedimentation) Veränderungen zeigen. Mit inbegriffen sei aber mechanisch umgelagerter Kalk-Dolomit-Detritus (Kalkarenit), wenn wegen der geringen Korngröße der Komponenten das Gefüge des Ausgangsgesteines unerkennlich geworden ist.

Die Gesteine des oberen Wettersteinkalkes sind gekennzeichnet durch einen Wechsel von Kalken und Dolomiten, wobei die Dolomite, bzw. die dolomitreichen Kalkpelite („Camgite“) als Zwischenmittel zwischen dicken Kalkbänken liegen. Ein Profil von der Ehrwalder Alm (53) (Taf. 3), zeigt die periodische Einschaltung dieser Zwischenschichten (SANDER 1936) sehr deutlich.

Die Zwischenschichten wiederum zeichnen sich durch deutliche Feinschichtung in dolomitreichem Material aus. Der Dolomitgehalt tritt dabei primär detritisch und in Form kavernöser, biogen angelagerter Krusten (SANDER 1936, S. 128) auf und bewirkt zusammen mit rhythmischem Korngrößenwechsel die Feinschichtung. Wellige Verbiegungen und Kräuselungen der feinschichtigen Lagen deuten auf paradiagenetische Bewegungen im halbverfestigten Sediment hin.

Neben der mechanischen und biogenen Anlagerung von Dolomit und Kalzit ist in selteneren Fällen auch chemische Externanlagerung des Kalzits in Form von Sinterkrusten zu beobachten.



U.d.M. erweisen sich diese Sinterbildung als gefügemäßige sehr ähnlich den auf S. 7 beschriebenen Großoolithen. An der polaren Belegung der Kalkspatpalisaden durch mechanisch angelagerte Rundkörperchen und der klastisch-detritisch fortschreitenden Sedimentation im Hangenden der Sinter läßt sich jedoch die externe Bildung am Meeresboden ablesen. (vgl. Taf. 4 , Fig. 2)

Weitere typische lithologisch-fazielle Merkmale der Zwischenschichten zeigen sich in den von SCHNEIDER (1953 b, S. 14 ff.) beschriebenen Sapropeliten und bitumenreichen Gesteinen. Während die pyritreichen Kalke nahe der Grenze zu den Raibler Schichten (Mitterspitzen-S (10), Ehrwalder-Alm (53), Biberwierer Scharte (23-26) in ihrem petrographischen Charakter (makroskopisch dunkler gefärbt; rote oder schwarze Flecken) den „pyritreichen Kalk-sapropeliten“ SCHNEIDERS gleichen, sind die Gesteine der „Bitumenfazies“ in den zentralen Mieminger Bergen nur sehr untypisch ausgebildet, oder überhaupt nur als Resediment in Form der „schwarzen Breccie“ (vgl. dort) erhalten.

SCHNEIDER (1953 b, S. 17) sieht die Erklärung für das häufige Fehlen von Bitumenrhythmiten unter anderem in intensiven diagenetischen Lösungsumsätzen, die den primär diffusen Bitumenbestand auf Suturlinien konzentrieren.

Auf die pyritreichen Gesteine soll im Zusammenhang mit der Diagenese und auf die Flußspatführung im Gestein bei der Besprechung der Pb-Zn-Vererzung hingewiesen werden.

Bestandteile des primären Sediments, (häufig aber auch erneut umgelagert) sind Fossilreste, die meist innerhalb der Zwischenschichten lagenweise angereichert sind. Vorherrschend, bzw. auffallend sind besonders dickschalige Lamellibranchiaten (z.B. Megalodus), die an der Marienberg-Dreikönigszeche (2) in den schwarze Breccie führenden Bänken zusammen mit Resedimenten auftreten und bei (4) eine „Megalodus-Bank“ zusammensetzen. Der pyritführende Raibler-Grenzhorizont, der an der Südseite der Mitterspitzen (10)

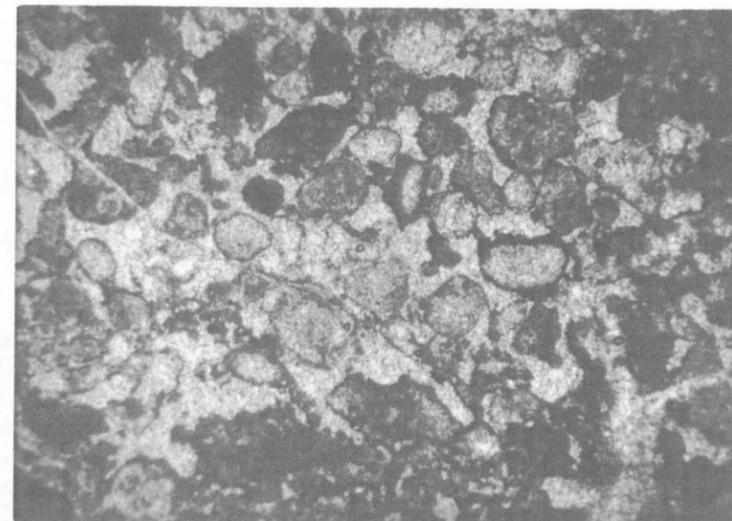


Fig.1: „Rundkörperchen“-Resediment. Die „Rundkörperchen“ erscheinen wegen der von innen nach außen fortschreitenden Sammel- und Reinigungskristallisation hohl. - Oberer Wettersteinkalk, Ehrwalder Alm (53); Dünnschliff, Vergr. 30x.

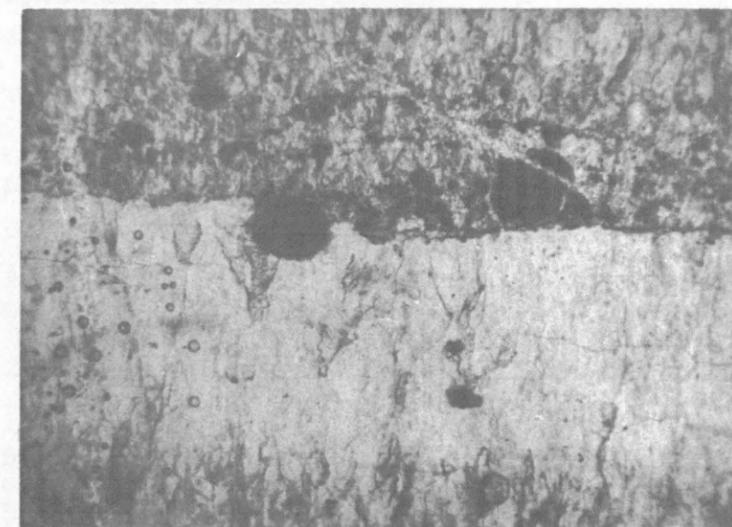


Fig.2: Externe Kalksinterlagen wechsellagern mit detritischem Sediment („Rundkörperchen“, dunkel); polare Grenzflächenbelegung - Oberer Wettersteinkalk, Schachtkopf-Silberleiten (13); Dünnschliff, Verg. 30x.

aufgeschlossen ist, zeichnet sich durch eine bis zu 10 cm mächtige Lage pyritisierter Echinodermenbruchstücke aus (Taf. 8).

1.1322 Die mechanischen Umlagerungen des Sedimentes

Charakteristische Bildungen der Zwischenschichten sind Mehrfachsedimente, bzw. Resedimente.

Resedimente sind nach SANDER (1936, S. 77) Anlagerungsgesteine, die sich selbst, bzw. Fragmente derselben Abfolge auch als Komponente enthalten. Sie werden im Bildungsraum des primären Sedimentes in derselben Zeit wieder aufgearbeitet und abgelagert.

Ist der unter 1.1321 beschriebene pelitische Kalk-Dolomit-Detritus auch im Sinne SANDERS ein Resediment, unterscheidet er sich doch von den hier zu beschreibenden. Das Gefüge des Ausgangsgesteins ist nicht mehr zu erkennen, der Kalk-Dolomit-Pelit ist textuell „anonym“.

Das Ausgangssediment lassen z.B. die pseudoidischen Rundkörperchen, die SCHNEIDER (1953 b, S. 14) als abgerundete Pelitknollen, entstanden durch submariner Aufarbeitung, beschreibt, noch erkennen (vgl. Taf. 4 Fig. 1).

Die kugeligen bis elliptischen Gebilde zeigen meist keinen schaligen Aufbau. Der manchmal mit Bitumen oder Pyrit pigmentierter Karbonatpelit neigt im Kern der Rundkörperchen häufig zu Rekristallisation; ein verbleibender schmaler Rand aus Pelit läßt den Eindruck entstehen, als seien die Rundkörperchen hohl gewesen.

Noch deutlicher ist die Textur des zerbrochenen Ausgangsgesteines bei den konzentrisch-schalig umkrusteten eckigen Bruchstücken erhalten, die mit FLÜGEL & KIRCHMAYER (1962, S. 114) wohl am ehesten als Onkoide zu bezeichnen sind (vgl. Taf. 5, Fig. 1).

Konzentrische Schalen legen sich um unregelmäßig-eckige Bruchstücke und bilden die Form des Bruchstückes etwas geglättet ab. Körperchen bis zu einem Durchmesser von 1 cm wurden beobachtet, die Anzahl der umkrusteten Schalen schwankt von 1 bis 20!

Größe, Unregelmäßigkeit der Form und stark schwankende Schalenanzahl lassen an eine organogene Bildung der Schalen, vielleicht durch Algen, denken.

Das auffälligste Resediment des oberen Wettersteinkalkes im Mieminger Gebirge ist die „schwarze Breccie“, die von TAUPITZ (1954 a, Abb. 16) westlich des Untersuchungsgebietes und von SCHNEIDER (1953 b) östlich davon aufgefunden wurde.

Im zentralen Mieminger Gebirge wurde MILLERS (1962, S. 25) Fund einer schwarzen Breccie an der Ehrwalder Alm (53) noch durch Funde an der Biberwierer Scharte (23, 24) (im Schutt!) und an der Lagerstätte Marienberg-Drei-Königs-Zeche (2) (im Anstehenden) ergänzt.

Im Handstück betrachtet, schwimmen die grauen bis schwarz-braunen meist eckigen Komponenten von 1,5 cm bis 1 mm Durchmesser in einem käsiggelben bis grünlichen Bindemittel. U.d.M. hellt sich die dunkle Farbe stark auf. Ihrerseits bestehen die Komponenten teilweise (Biberwierer Scharte) aus resedimentierten stark pigmentierten (Bitumen?, Brauneisen) Rundkörperchen oder (Marienberg) aus eckigen bis schwach gerundeten Bruchstücken eines sehr dichten, feinkörnigen, bituminösen Pelits. Das Bindemittel ist ein kalkiger, schwach dolomitischer Pelit mit starkem Pyrit- bzw. Brauneisengehalt.

Während die „schwarze Breccie“ bei der Ehrwalder Alm als scharf begrenzte Bank innerhalb der Zwischenschichten des oberen Wettersteinkalkes liegt (Taf. 3), ist die Breccie von Marienberg weniger scharf begrenzt (Taf. 17, Fig. 2).

In einem 3 - 5 m mächtigen Paket eines feingeschichteten Kalks mit Fossilschuttlagen liegen, allseitig unregelmäßig begrenzt, meist lappige Flecken von schwarzer Breccie geringer Korngröße (0,5 cm). Die Breccieflecken liegen im allgemeinen auf den Bänken und greifen mulden- oder grabenförmig in das Liegende, seltener sind isolierte Vorkommen innerhalb der Bänke im dichten Kalk zu beobachten. Im Normalfall sind die dunklen Komponenten von einem käsig-gelben kalk-mergeligen Bindemittel verkittet; Bindemittel und Komponenten kommen aber auch unabhängig voneinander auf und in den Kalkbänken vor. „Graded bedding“ der Komponenten ist häufig.

Die diskordant in das Liegende eingreifenden Mulden und Taschen mit schwarzer Breccie sind als submarin-erosive Bildungen am Meeresboden zu erklären, die entweder auf starke Strömungen, verstärkten Lösungsangriff, oder auf Rutschungen und Setzungen zurückzuführen sind.

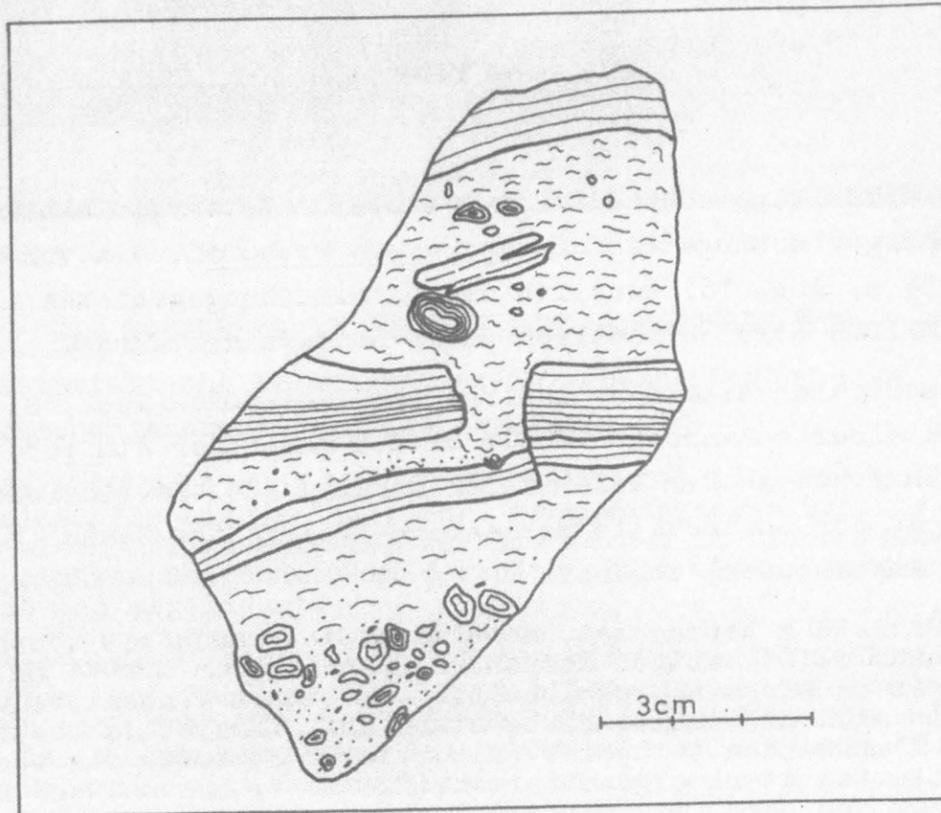


Fig. 1: Diagenetisch verfestigte Dolomitlagen zerbrechen innerhalb eines noch plastischen Pelites, der zwischen die Bruchstücke fließt. Schalig mit Dolomit unkrustete Gesteinsbruchstücke (Onkoide) sind lagenweise zusammen mit dolomitischen Schollen angereichert. Großanschliff, natürl. Größe. Oberer Wettersteinkalk nane der Ehrwalder Alm (Fdpkt. 53).

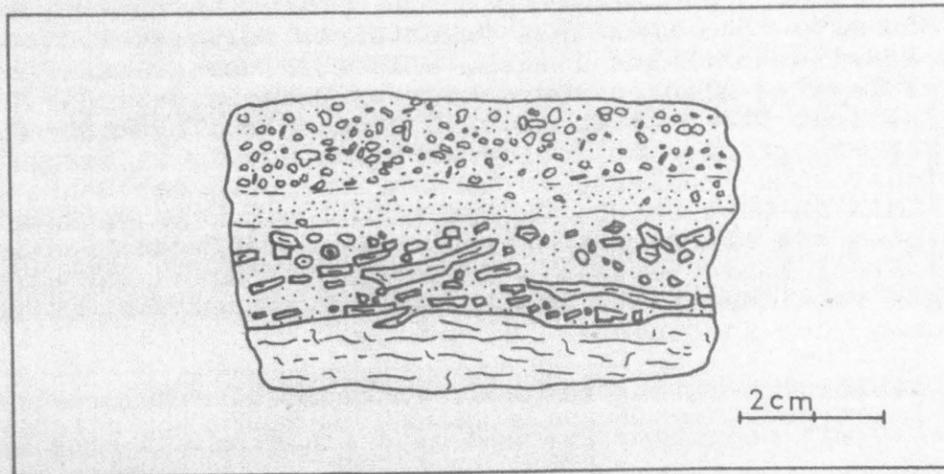


Fig. 2: Eine gegenüber Fig. 1 noch gesteigerte mechanische Beanspruchung führt zur Zerlegung der dolomitischen Lagen in zahlreiche flache Schollen, die die Textur des Ausgangsgesteines noch erkennen lassen. Großanschliff, natürl. Größe. Fundpt. wie oben.

Die häufig verschwimmenden Grenzen zwischen Komponenten und Bindemittel erklärte schon SCHNEIDER (1953 b) durch Umlagerung der Komponenten in wenig verfestigtem Zustand (vgl. S. 23); die Diagenese ging über beide gemeinsam hinweg.

Zu den Umlagerungen des bereits verfestigten Sediments sind noch die häufigen Zerbrechungen von Dolomitlagen in plattige, schollenartige Bruchstücke („Schollenbreccie“ nach TAUPITZ 1954 a, S. 29) zu rechnen (s. Taf. 5, Fig. 2). Diese Breccien bzw. Aufarbeitungslagen innerhalb der Zwischenschichten des oberen Wettersteinkalkes sind als ein weiteres Anzeichen synsedimentärer Bodenunruhen und starken mechanischen Angriffs durch submarine Strömungen zu werten.

Zu den Erscheinungen der Diagenese leitet ein ähnlicher, von SANDER (1936, S. 31) beschriebener Breccientyp über: die Inhomogenitätsbreccien.

Sie entstehen paradiagenetisch, indem bereits verfestigte relativ spröde Schichten innerhalb noch bildsamer Pelite zerbrechen. NATLAND & KUENEN (1951, S. 89), die ähnliche Bildungen als „pull-aparts“ beschreiben, sehen in ihnen Anzeichen eines schwach geneigten Sedimentationsbodens, auf dem früh verfestigte, dünne Gesteinslagen durch Zugspannungen zerlegt werden. Taf. 5 Fig. 2 zeigt, daß nach der Zerbrechung das hangende, noch mobile Sediment von oben in die Zwischenräume fließt.

1.1323 Die Bildungen der Diagenese

Die physikalischen und chemischen Vorgänge, die während der Diagenese ablaufen, bedingen meist eine grundlegende Umgestaltung und ein Verwischen des alten sedimentären Verbandes. Während im allgemeinen eine Vergrößerung und Vereinfachung des Gefüges und vor allem Kompaktion durch diagenetische Vorgänge erreicht werden, wirkten Entstehen von Kleinhöhlen im oberen Wettersteinkalk umgekehrt. Im Gegensatz zur allgemeinen Verringerung des Porenraumes, öffnen sich bis mehrere Millimeter messende Hohlräume, die das Gestein durchschwärmen, jedoch meist in schichtparallelen Lagen angereichert sind.

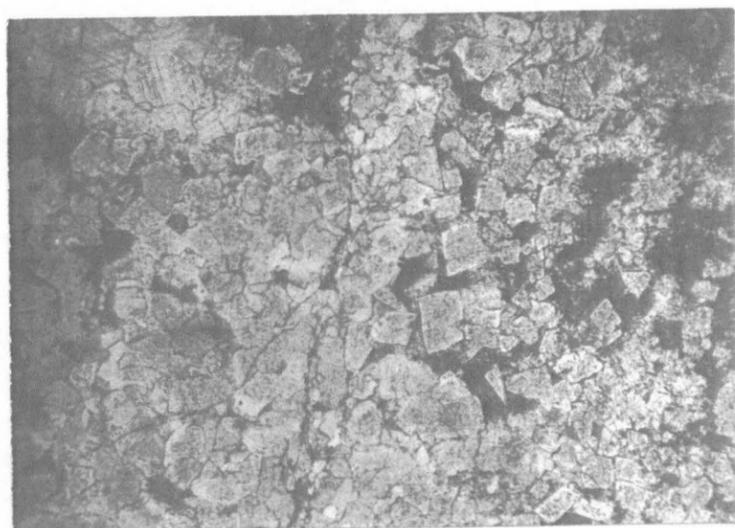


Fig.1: Dolomitspatisation: Idiomorphe Dolomitrhomben wachsen zu einem groben Dolomitpflaster zusammen. - Oberer Wettersteinkalk, Vorderer Taja Kopf; Dünnschliff, Vergr. 30x.

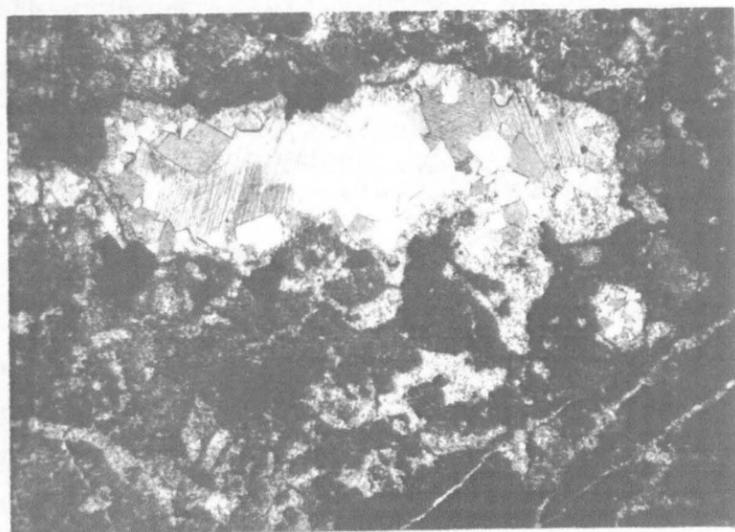


Fig.2: Kleinhöhle mit randständigen Dolomitrhomben und zentralem, zwillingslamelliertem Kalkspat; geopetales Internsediment undeutlich. Um die Kleinhöhle mehrere teilidiomorphe Pyritkörner (schwarz). - Oberer Wettersteinkalk, nahe der Ehrwalder Alm; Dünnschliff, Vergr. 30x.

Die Form der Kleinhöhlen (Taf. 6 Fig. 2) ist meist unregelmäßig lappig bis elliptisch; häufig sind sie parallel der Schichtung gelängt. Die spätere Füllung besteht vorwiegend aus randständigem (älterem), idiomorphem Dolomitspat und einem meist stark zwillingslamelliertem (jüngerem) Kalzit im Restlumen. Die geopetale Füllung der Kleinhöhlen mit Dolomit- bzw. Kalzitpelit, wie sie SANDER (1936) beschreibt, ist selten ausgebildet. Pyrit, der vor allem im raiblernahen Wettersteinkalk häufiger ist, ist wolzig an den Rändern der Kleinhöhlen angereichert, findet sich aber auch als Bodenbelag (siehe auch SCHNEIDER 1953 b, S. 14).

Möglichkeiten für die Entstehung der Kleinhöhlen sieht SANDER (1936) vor allem in mechanischer und chemischer Internabtragung (Lösung). TAUPITZ (1954 a, S. 30) glaubt, daß zumindest einige dieser Höhlen durch Blasen von Verwesungsgasen geschaffen wurden.

Aus karbonischen Kalken beschreibt HODGSON (1959) und aus dem Hangenden des Kupferschiefers KORN (1932) ähnliche Höhlen, deren Entstehung beide unabhängig voneinander auf die Wirkung von Gasblasen zurückführen.

Eine wesentliche Rolle mag vor allem der Schwefelwasserstoff bei der Bildung eines Teiles der Kleinhöhlen spielen. Sapropelitisches Gesteine weisen ja auf lokalisierte Faulschlammfazies innerhalb des oberen Wettersteinkalkes hin. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die FeS_2 -Höfe um die Kleinhöhlen unmittelbare Anzeichen von Eisensulfidfällung durch H_2S darstellen. Auch Einschlüsse anderer Gase (CO_2 , NH_4 , Kohlenwasserstoffe, Luft), die infolge des Überlagerungsdruckes während der Kompaktion aus tieferen Schichten ausgepreßt werden, können im wenig verfestigten hangenden Sediment zur Hohlraumbildung führen.

Die diagenetischen Vorgänge im Sediment äußern sich vor allem in einer Kornvergrößerung der Komponenten. Im allgemeinen beginnt die Bildung der typischen grobspätigen karbonatischen Pflastergefüge mit der Kristallisation idiomorpher Kristalle, die noch Zonarbau, bzw. nichtzonaren Einbau von mikrokristallinem Karbonat zeigen. Beim fortschreitenden Wachstum berühren sich die idiomorphen Individuen und wachsen zu einem unregelmäßigen Mosaik zusammen (Taf. 6 Fig. 1).

Neben Kalzit und Dolomit unterliegen auch die übrigen Mineral-
komponenten des oberen Wettersteinkalkes, vor allem Flußspat
(vgl. S. 46) und die Erzminerale einer intensiven Sammel-
kristallisation.

SANDER (1936, S. 129) unterscheidet Dolomitspatisation und
Kalkspatisation, die entweder diffus oder belteropor (ent-
lang von Wegsamkeiten) ablaufen.

Ein typisches Beispiel diffuser Dolomitspatisation liefert
der obere Wettersteinkalk, der am Tajakopf (besonders 37,38,
42-44), an der Biberwierer Scharte und in Marienberg die
Erzlagerstätten begleitet. Makroskopisch zeigt das Gestein
undeutliche Feinschichtung und das körnig-rauhe Anwittern
eines Dolomits. U.d.M. läßt sich das Zusammenwachsen der zu-
erst im karbonatischen Pelit schwimmenden Rhomboeder gut ver-
folgen. Die idiomorphen Dolomitindividuen heben sich mit schar-
fen Grenzen vom Pelit ab und zeigen im Zentrum poikilitische
Struktur, randlich sind sie klar. Bei dichter Packung bleibt
die idiomorphe Begrenzung nicht mehr erhalten, sie wird unregel-
mäßig polygonal. Eine fortschreitende Kornvergrößerung ver-
wischt die ursprüngliche Kornform noch mehr und schafft ein
zunehmend gröberes Dolomitaggregat, dessen Körner ineinander
verzahnt sind (vgl. Taf. 6, Fig. 1)

Anzeichen einer ähnlich ablaufenden diffusen Kalkspatisation
sind die noch gröberen Kalzitpflaster.

Die Füllung der Kleinhöhlen mit drusig-randständigem Dolomit-
spat und zentralem Kalkspat kann als weitere Äußerung dia-
genetischer Spatisationen gewertet werden. Das zeitliche Nach-
einander von Dolomit- und Kalzitkristallisation ergibt sich
aus der räumlichen Abfolge: Randständig - älter der Dolomit,
zentral-jünger der Kalkspat.

An dieser Stelle muß auch schon auf die Bedeutung der dia-
genetischen Sammelkristallisation bei den Erzen und beim
Flußspat hingewiesen werden. Der Flußspat - als ein später
bei der Vererzung zu beschreibender Bestandteil des primären
Sedimentes - zeigt eine diagenetische Sammelkristallisation,
die wie beim Dolomit über idiomorphe bzw. teilidiomorphe
Individuen mit Zonarbau zu einem groben Fluoritpflaster führt.
Analog zur Dolomit- und Kalkspatisation muß man bei der Um-
wandlung primär sedimentärer Flußspatgesteine von einer
Flußspatisation sprechen, die bei einigen Lagerstätten in

ihrer Bedeutung der karbonatischen Spatisation nicht nach-
steht.

Ein Altersverhältnis von Dolomit- und Flußspatisation zeigt
sich möglicherweise in den flußspatreichen Sedimenten der
Lagerstätte Marienberg (1,2). Idiomorph ausgebildete Dolo-
mitrhomboeder werden von klarem Flußspat verdrängt und schwim-
men als Skelette in der sammelkristallisierten Flußspatmasse.
Ausgangssediment ist ein feinschichtiger Karbonat-Flußspat-
Pelit. Das grobe Flußspatpflaster ist also nach der Sproßung
der Dolomitrhomboeder gewachsen. Unklar bleibt, ob auch
zwischen der Sproßung der Fluoritwürfel - als erstem An-
zeichen diffuser Flußspatisation - und der Dolomitspatisa-
tion ein Altersunterschied besteht.

Vielleicht handelt es sich hier auch um gleichzeitige Bil-
dungen. Der Dolomit ist lediglich mangels entsprechender
Materialzufuhr in einem frühen Entwicklungsstadium stehen-
geblieben, während der reichlich vorhandene Flußspat sich zu
einem derben Pflaster weiterentwickeln konnte und den Dolomit
verdrängte.

Auch Quarz wächst authigen in den Sedimenten des oberen
Wettersteinkalkes.

An der Biberwierer Scharte (23,24) sind sehr kleine (0,1 mm)
idiomorphe Quarzkristalle in einem dichten Karbonatpelit
entwickelt. Zonar, meist aber im Kern sind Karbonatkristal-
lite poikilitisch eingelagert. Die gut entwickelten Kristall-
flächen sprechen gegen detritische Herkunft der Quarzkristalle.

1.2 Faziesentwicklung in der aniso-ladinischen Geosynklinale

Die fazielle Entwicklung des aniso-ladinischen Sedimentations-
raumes der zentralen Mieminger Berge ist vom mittleren Anis
bis ins obere Ladin in starkem Maße von einem Wechsel zwi-
schen Riff- und Beckenbildungen beherrscht. Das Aufleben
vulkanischer Tätigkeit im oberen alpinen Muschelkalk bedeutet
eine starke Verschlechterung der Lebensbedingungen für Riff-
organismen, die noch im Mittelanis mächtige Riffklötze auf-
bauen. Gegen das U-Ladin hin klingen die Verseuchung und
Eintrübung des Wassers durch vulkanische Vorgänge ab. Während
im E des Gebietes die Riffbildung mit dem unteren Wetter-

steinkalk sehr rasch wieder einsetzte, entwickeln sich weiter im W (Wampeter Schrofen - Marienberg Spitzen) noch die Partnachmergel als typische Vertreter der Beckenfazies. Die „Partnachkalke“ des zentralen Mieminger Gebirges dagegen kennzeichnen den Übergang von der Becken- zur Rifffazies. Im unteren Wettersteinkalk stehen die Riffe bereits wieder in voller Blüte, obwohl vulkanische Tätigkeit in schwächerer Form (wahrscheinlich) noch andauert. Der hohe Kieselsäuregehalt des Meerwassers im oberen Muschelkalk hat sich zwar verringert, es kommt nicht mehr zu starker Vermehrung von kieselsäureverbrauchenden Organismen und zur Hornsteinbildung; die Zufuhr von Kieselsäure und Fe-Ionen in das Meerwasser dauert aber immer noch an. Möglicherweise sorgen Thermen für ständige Nachfuhr von SiO_2 und Fe, die das kavernöse Riffgestein durchziehen und zusammen mit Karbonaten, Hohlräume im Riff auskleiden. Die Sedimentation ist lokal unruhig und sprunghaft, unvermittelt schalten sich Breccienhorizonte ein, wenn schwache submarine Bodenunruhen den Sedimentationsraum erschüttern. Diese letzten Nachwehen des Vulkanismus klingen rasch ab und die ausgeglichene, ruhige Sedimentation des mittleren Wettersteinkalkes, dessen Dasycladaceenkalke nicht als Riffbildung im engeren Sinne (MILLER 1962, S. 24) gelten können, hält über längere Zeit an.

Erneute Unruhe und teilweise Eintrübung läßt sich an den Sedimenten des oberen Wettersteinkalkes ablesen. Rhythmische Änderung der Sedimentationsbedingungen bildet sich in Groß- und Kleinrhythmen (Feinschichtung der Zwischenschichten) ab. Die feintrhythmischen Zwischenschichten von sedimentärem Kalk-Dolomit-Pelit und die Einschaltungen von sapropelitischen Gesteinen machen die Entstehung der Gesteine des oberen Wettersteinkalkes in einer „karbonatischen Entwicklung der Schwarzmeer-Fazies“ (SCHNEIDER 1953 b, S. 45) wahrscheinlich.

Turbulente Strömungen, vielleicht durch Erschütterungen und kleinräumige Verstellungen des Sedimentationsbodens oder starke Temperaturgefälle im Meerwasser bedingt, verformen

die unverfestigten Sedimente und zerbrechen die bereits erstarrten, deren Bruchstücke dann resedimentiert werden.

Diese Anzeichen unruhiger Sedimentation sind durch die „Zwischenschichten“ des oberen Wettersteinkalkes abgebildet. Die massigen oder dickbankigen Gesteinspakete entsprechen Perioden ruhiger Absatzbedingungen. Auch die Bildung der sapropelitischen Gesteine, die uns heute fast ausschließlich nur in den Komponenten der „schwarzen Breccie“ erhalten sind, läuft vorzugsweise in beruhigtem Sedimentationsmilieu ab, wenn sich lokal Becken mit stagnierendem Wasser bilden können. Setzen stärkere Strömungen ein, die eine bessere Durchlüftung bewirken, werden nicht nur die Bedingungen der euxinischen Fazies aufgehoben, sondern auch deren noch kaum verfestigte Produkte teilweise aufgearbeitet.

Die Gliederung des oberen Wettersteinkalkes durch Feinschichtung tritt in dessen obersten Horizonten merklich zurück. Zugleich mehren sich wieder die Anzeichen euxinischer Fazies (dunklere Farbtöne, Pyritreichtum) im raiblernahen Wettersteinkalk, die sich bis zu den Raibler Sandsteinen und Schiefertonen noch verstärken. Der eigentliche Grenzhorizont mit der pyritvererzten Fossilschuttlage bringt nochmals eine Steigerung des Sulfidgehaltes im Sediment und den raschen Übergang von kalkigen zu quarzigen (Sandsteine) und tonigmergeligen (Schiefertone) Gesteinen, die sich noch durch hohen Eisengehalt auszeichnen und zusammen mit salinaren Gesteinen (Rauhacken) auf Landnähe hinweisen.

1.3 Tektonik

1.31 Regionale Übersicht

Ein knapper tektonischer Überblick muß sich an die grundlegenden Arbeiten AMPFERERS (1902, 1905) und die modernen gefügekundlichen Untersuchungen MILLERS (1962 a) halten. Ein Teilbereich am Westrand des Arbeitsgebietes wurde im Rahmen der beiliegenden Kartierungsarbeit untersucht.

Die Mieminger Berge bilden ein Großgewölbe, dessen Kern und Flanken durch mehrere Teilfalten gegliedert sind (vgl. Taf.1,

Fig.2). Der Scheitel des Gewölbes ist zu einer weiten Mulde („südliche Teilmulde“ nach MILLER) mit oberem Wettersteinkalk im Kern (Schartenkopf) verbogen. Im Süden leitet ein südlicher Teilsattel (Grünstein) nach dem Mieminger Plateau über, nach Norden folgen ein mittlerer Teilsattel (Biberwierer Scharte), eine mittlere Teilmulde, ein nördlicher Teilsattel und eine nördliche Teilmulde (Sonnenspitze). Drei, E-W bzw. NE-SW streichende Störungen mit nordvergentem (Aufschiebung A u. C) bzw. südvergentem (Aufschiebung B) Überschiebungscharakter engen das Großgewölbe weiter ein und eliminieren die Teilfalten nach Osten zunehmend.

Als Äußerung einer jüngeren „Blocktektonik“ (SCHNEIDER 1953 b) sind früh angelegte E-W-streichende Störungszüge und ein NNW- und NNE-streichendes System von Diagonalstörungen (meist Blattverschiebungen) aufgerissen.

Zu den E-W-Störungen sind größtenteils auch die von TAUPITZ (1954 a, S. 7) beschriebenen vererzten Deckelklüfte zu rechnen, die meist lokal beschränkte Über- bzw. Abschiebungen sehr geringer Schubweite darstellen.

Größere Bedeutung kommt auch Schichtparallelen Klüften zu, die im Bereich der Lagerstätten häufig Erz führen. Zeitlich sind sie nicht scharf einzuordnen, da sedimentbedingte Schwächungsstellen in bzw. zwischen den Schichtpaketen bei jeder der zahlreich beobachtbaren Beanspruchungsphasen aufreißen konnten. Streichende Störungen größeren Ausmaßes eliminieren vielfach die Raibler Schiefertonsandstein Folge im unmittelbaren Hangenden des oberen Wettersteinkalkes. Dadurch wird die Feinstratigraphie des oberen Wettersteinkalkes stark erschwert.

Jüngste Bewegungen, von AMPFERER (1941) dem atektonischen Vorgang der Bergzerreißung zugeordnet, führen zum (pleistozänen) Absinken des Schachtkopfes entlang einer vorgeprägten N-S-Schwächezone („Wasserkluft“) in ein präexistentes Tal.

Die zeitliche Abfolge der tektonischen Ereignisse im Mieminger Gebirge kann (z.T. in Anlehnung an MILLER 1962 a) folgendermaßen festgelegt werden:

1. Entstehung des Großfaltenbaues mit E-W gerichteten Achsen. Möglicherweise Aufreißen schichtparalleler Klüfte durch Biegegleitung.
2. Überschiebung von „Inntal“- über „Lechtal-Einheit“; Störungen in Richtung des Gebirgsstreichens (auch „Deckelklüfte“?).
3. Einengung des Großfaltenbaues durch interne Aufschiebungen (A,B,C).
4. Blocktektonik - vorwiegend Blattverschiebungen in NNW- und NNE-Richtungen.
5. Atektonische „Bergzerreißung“ längs durch 4., vorgezeichnete Schwächezonen.

1.32 Tektonik und Gesteinsgefüge

Bei der genetischen Einstufung der Blei-Zink-Vererzung ist das Verhältnis der Erz- und Nebengesteinsgefüge zur Tektonik von wesentlicher Bedeutung. Da die Vererzung teilweise an Störungen gebunden ist und schichtige konkordante Anreicherungen im Nebengestein im Kleinbereich keine mechanische Deformation aufweisen, wurden die Lagerstätten früher allgemein „posttektonisch“ bezeichnet.

SCHNEIDER (1953 b, S. 97) betont demgegenüber, daß auch die Gefüge des - sicherlich prätektonisch-sedimentären - Wettersteinkalkes und seiner Spezialfazies außer einer „germanotypen Bruchtektonik“ keinerlei „alpinotype Durchbewegung“ erkennen lassen. Auch im Mieminger Gebirge blieben die mikroskopischen Anlagerungsgefüge von einer tektonischen Beeinflussung verschont, wenn man von verbogenen Kalkspatzwillingslamellen (z.B. Welsches Loch) absieht.

SCHNEIDER (1953 b) führt diese Unversehrtheit, die Erz- und Nebengesteinsgefügen im Kleinbereich (cm-dm-m) gemeinsam ist, auf die „Schutzwirkung“ einer „sehr früh einsetzenden Block-Tektonik“ zurück; die dadurch geschaffenen „Bewegungseinheiten“

gleichen jüngere Beanspruchungen durch „Eigenbewegungen“ aus und schützen die schichtigen Gefüge vor Deformation.

2. Die Mineralisation der Erzlagerstätten

2.1 Mineralbestand

Bisher waren aus den Lagerstätten des zentralen Mieminger Gebirges nur primäre Pb-Zn-Fe-Sulfide bekannt. ISSER (1888) erwähnt zwar vom benachbarten Wannig-Gebiet Fahlerz, doch TAUPITZ (1954 a) kann dieses weder dort noch im zentralen Mieminger Gebirge bestätigen. Die primären (?) Kupferminerale seien alle zu Malachit oxydiert.

Eine neuerliche systematische Suche erbrachte nun in zahlreichen Erzanschliffen ^{eine} Kupfermineral-Paragenese, die in ihren primären und sekundären Anteilen für kalkalpine Verhältnisse ungewöhnlich reichhaltig ist und deshalb eine gesonderte Darstellung verdient.

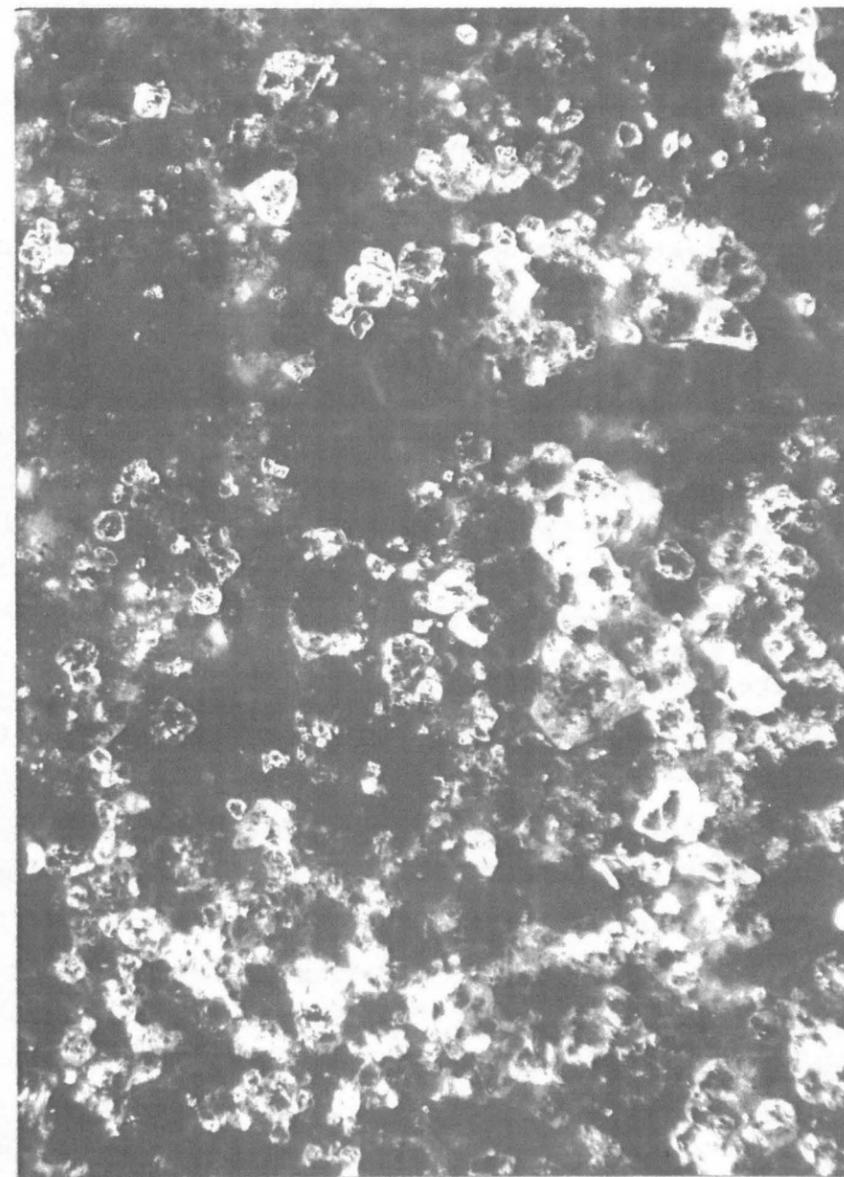
2.11 Zn-Pb-Fe-Sulfide

Zinkblende/ZnS:

Das vorherrschende Mineral der untersuchten Erzvorkommen ist in Lagerstättenteilen mit erhaltenen Primärgefügen undeutlich idiomorph in Tetraeder- oder Rhombendodekaederform bei Korngrößen von $\sim 0,01$ bis $0,2$ mm ausgebildet. Zonarbau wird teilweise durch poikilitisch eingelagertes Karbonat bedingt. Dunkle Kerne der idiomorphen Körner bestehen neben eingewachsenen Karbonat vielleicht auch aus bituminösen Substanzen, beides mag bei der Ausfällung des Zinksulfids im Meerwasser als Kristallisationskeim gedient haben.

Erstmals wurden in Blendekörnern von der Lagerstätte Silberleiten (11) auch Verwachsungen mit Bleiglanz gefunden (Taf.7).

Ein Teil der dunklen Kerne der makroskopisch ungewöhnlich metallisch grau reflektierenden Blende wird von sehr kleinen ($< 0,01$ mm) Bleiglanzkörnern gebildet. In einigen Fällen sind auch bis zu zwei feinkörnige Bleiglanzsäume um einen Zinkblendekern beobachtet worden.



Zinkblendekörner (mit weißen Innenreflexen glasartig durchscheinend) mit schwarzen Kernen von sehr feinkörnigem, manchmal skelettartig gewachsenem Bleiglanz. - Oberer Wettersteinkalk, Silberleiten („Mutterlagerstätte“, (11)); Anschliff, Nicols x, Vergr. 250x.

Offensichtlich sind durch günstige Umstände, die den Bleiglanz vor Mobilisation und Sammelkristallisation bewahrten, die Gefüge primärer Ausfällung von Bleiglanz und Zinkblende erhalten geblieben. Vermutlich handelt es sich um Entmischungen primärer Gele, ^{die} entgegen der allgemeinen Tendenz - nur eine geringe Sammelkristallisation erfuhren.

Ganz im Gegensatz dazu beobachtet man im allgemeinen eine räumliche Trennung von Bleiglanz und Zinkblende schon im Handstück und in noch stärkerem Maße bei der Betrachtung ganzer Lagerstätten, wie das Beispiel Silberleiten zeigt.

Bedeutend größer, mit einer durchschnittlichen Korngröße von 0,1 bis 0,4 mm, sind idiomorphe Zinkblenden vom Tajakopf (43). Die Einzelkörner sind sehr dicht gepackt und können sich zu einem geschlossenen Korngefüge vereinigen. Der Zonarbau um einen karbonatreichen Kern ist ausgezeichnet und wird vor allem durch wechselnde Innenreflexe abgebildet.

Die Innenreflexe sind nicht nur schalenweise verschieden; jeweils drei Seiten des hexagonalen Querschnittes einer Schale haben sich durch dunkelbraune bis schwarze Färbung ab, die sich oft in feine Streifen auflöst.

In überwiegender Menge liegt die Zinkblende in Form nicht kristallographisch begrenzter, ungegliederter, derber Massen vor.

Gegenüber den grobkristallinen, texturlosen Blenden zeichnen sich noch die Schalenblenden durch ein geregeltes Gefüge aus. Auch hier können zwei Typen unterschieden werden, die in Stoffbestand, Struktur und Alter voneinander abweichen. Selten sind die äußerst feinschaligen, kugeligen Bildungen, in denen neben vorwiegend Zinkblende auch Bleiglanz und Pyrit in den Schalenbau einbezogen sind. Gewöhnlich ist diese Art der Schalenblende nur in reliktschen Bruchstücken erhalten (s.S.45). Bei dem zweiten Typ fehlen Bleiglanz und Pyrit meist ganz, lediglich die Zinkblende, lagenweise verschieden gefärbt, liegt in parallel texturierten Bändern schichtparallel, aber auch in Klüften im Nebengestein.

Eine große Variationsbreite zeigt die Farbe der Zinkblende, die zwischen hellem Gelb (Schachtkopf) und metallischem Schwarzbraun (Murseer 45) schwanken kann. TAUPITZ (1954 a, S. 15) erkannte schon, daß die Farbe der Blende zwar von Gebiet zu Gebiet wechselt, innerhalb eines Vorkommens aber etwa gleich bleibt.

Ganz entsprechend sind u.d.M. auch die Innenreflexe außerordentlich verschiedenartig, sie schwanken zwischen weißgelb, rot und dunkelbraun.

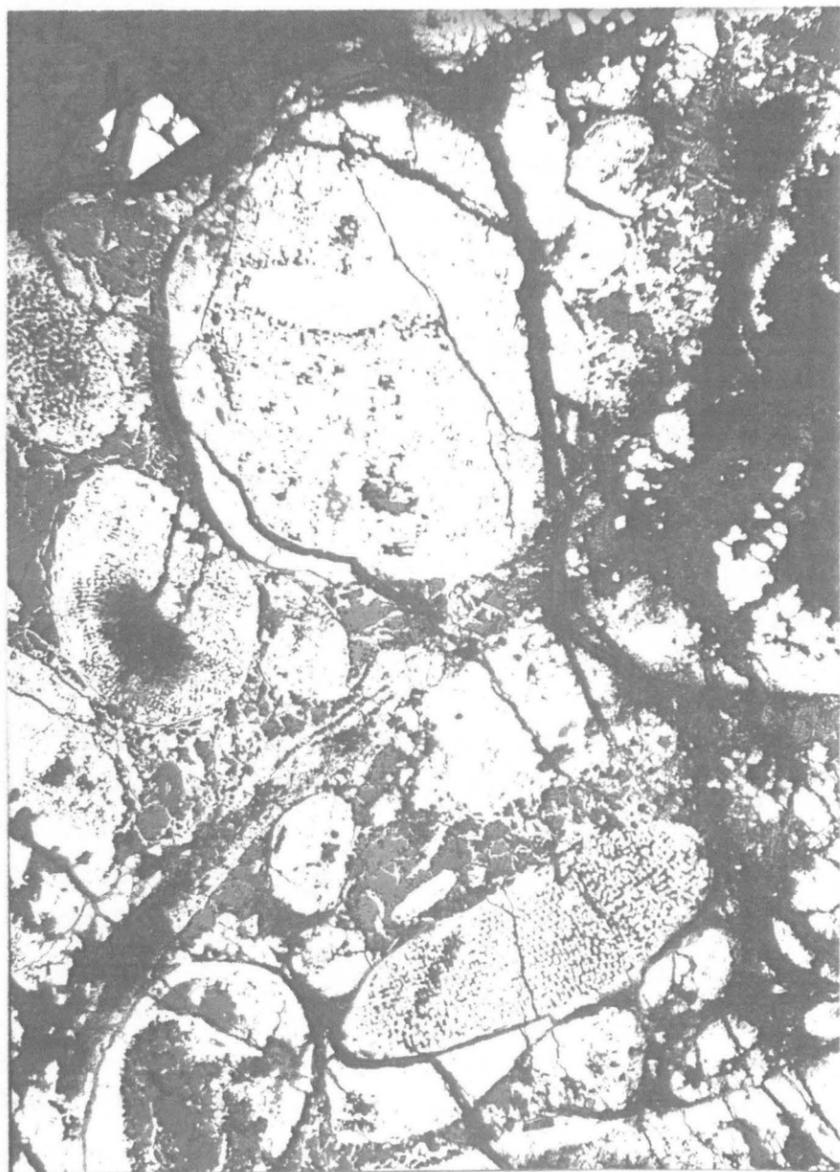
Die Zinkblenden aus dem unteren Wettersteinkalk, die zusammen mit Kupfererzen auftreten, zeigen unter dem Erzmikroskop eine ungewöhnliche rosa bis rosabraune Reflexionsfarbe. Auch mit Ölimmersion sind die Innenreflexe (dunkelbraun) deutlich schwächer als in den Blenden des oberen Wettersteinkalkes. Eine Verwechslung mit Bornit ist hier leicht möglich.

Der Spurenelementgehalt der Zinkblenden des Mieminger Gebirges wird derzeit von Herrn Dipl.Geol. Dr. I. FRUTH im Rahmen eines Forschungsauftrages untersucht.

Bleiglanz/PbS

Primärer, nichtmetasomatischer und nicht sammelkristallisierter Bleiglanz ist bisher noch nie mit Sicherheit festgestellt worden. Deshalb sind die oben beschriebenen äußerst feinkörnigen Verwachsungen mit Zinkblende besonders bemerkenswert. Sie stellen möglicherweise den ersten Fund von Entmischungen primärer ZnS-PbS-Gele dar. Weitaus häufiger sind derbe, oft teilidiomorphe Massen und idiomorphe Kristalle bis 1,5 cm Kantenlänge. PbS unterliegt fast immer einer starken Sammelkristallisation (mögl. Ausnahme s. oben).

Die Oxydation des Bleiglanzes führt zuerst zur Bildung von „Schwarzbleierz“-Überzügen, die sich unter dem Erzmikroskop als Cerussit mit Bleiglanzverdrängungsresten erweisen. Mit dem Bleiglanz verwachsene Kupferminerale sind zu Covellin umgewandelt, der in feinen Flittern im Cerussit schwimmt. Verwachsungen des Bleiglanzes mit den primären Kupferminerale konnten jedoch noch nicht festgestellt werden.



Pyritisierte (Pyrit weiß) Echinodermenbruchstücke (abgerollt) mit gut erkennbarer Siebstruktur. - Raibler-Grenzlager, Mitterspitzen-Süd (10); Anschliff, Vergr. 62x.

Pyrit, Markasit und Melnikovit-Pyrit/FeS₂

Dem Pyrit bzw. Markasit kommt vor allem in den raiblernahen Horizonten des oberen Wettersteinkalkes und im unteren Wettersteinkalk größere Bedeutung zu. Makroskopisch auffällige Anreicherungen sind nur von der Biberwierer Scharte (23,24) und von den Mitterspitzen-Süd (10) bekannt geworden.

Der meist durch Sammelkristallisation idiomorph in Würfeln gewachsene Pyrit zeigt die üblichen Eigenschaften und Gefüge. Eine seltene Verdrängung von Pyrit durch Brauneisen, Neodigenit und Covellin wurde in einem Anschliff vom Mursee (46) beobachtet. Primär gebildeter „Bakterien“- bzw. „Brombeer“-Pyrit wurde nur in Anschliffen von der Biberwierer Scharte (23) erkannt.

Markasit gibt sich bereits in den Dünnschliffen durch tafelförmige oder leistenförmige Querschnitte zu erkennen. Im Anschliff - durch die hellere, fast weiße Reflexionsfarbe und die starke Anisotropie vom Pyrit sehr gut zu unterscheiden - ist er ebenso häufig wie Pyrit.

Pyrit und Markasit kommen gemeinsam, oft in aneinander grenzenden Körnern vor. Markasit ist meist primär idiomorph, Pseudomorphosen nach Pyritwürfeln sind möglich, Pseudomorphosen von Pyrit nach Markasit unerwartet selten.

Um Kornaggregate von Markasit und Pyrit legt sich in den Erzen des unteren Wettersteinkalkes manchmal ein Saum eines bräunlichgelb reflektierenden Minerals mit schwacher Anisotropie, das am ehesten als Melnikovitpyrit anzusprechen ist.

Vermutlich handelt es sich bei diesen „Umkrustungen“ von Markasit und Pyrit um tieftemperierte sekundäre Bildungen; das Markasitkorn diene als Keim bei Ausfällung gelförmigen Eisensulfids aus tieftemperierten Lösungen. Die geringe Anisotropie ist entweder mit RAMDOHR (1960, S. 745) auf Überzug mit Vitriolen zurückzuführen, oder zeigt das beginnende Auskristallisieren zu Markasit an (Taf. 11, Fig. 1).

2.12 Die Pb-Zn-Fe-Erze der Oxydationszone.

Zinkspat/ $ZnCO_3$ mit wechselndem Eisengehalt und in geringer Menge Zinkblüte $Zn_5(OH)_6(CO_3)_2$ sind die üblichen Oxydationsprodukte der Zinkblende, die als „Galmei“ abgebaut wurden.

Größere Galmeianreicherungen entstehen nach SMIRNOW (1954, S. 178) durch metasomatische Verdrängungen von Kalkspat durch Zn-reiche Lösungen. Die Trennung von Blei und Zink in manchen Lagerstätten mag auf die bevorzugte Wegführung des Zinks in Verwitterungslösungen zurückzuführen sein.

Zinkblenden mit beginnender Oxydation sind häufig (Silberleiten, Marienberg, Tajakopf (41)) von dünnen Anflügen des gelben Cadmiumsulfids Greenockit/ CdS überzogen.

Die Oxydation des Bleiglanzes führt über das erwähnte Schwarzbleierz zur Bildung von Cerussit/ $PbCO_3$, dessen tafelige Kristalle besonders in Silberleiten gut entwickelt sind.

Seltenere oxydische Bleierze sind in der Literatur erwähnt: ISSER (1881) nennt Anglesit/ $PbSO_4$, Pyromorphit/ $Pb_5[Cl/(PO_4)_3]$ und Lanarkit/ $2PbO \cdot SO_3$ von Silberleiten und DITTLER (1916, S. 521) Mennige Pb_3O_4 von Silberleiten.

Limonit als Verwitterungsprodukt von FeS_2 ist im Mieminger Gebirge an allen Erzvorkommen häufig. Vor allem in den Erzen des unteren Wettersteinkalkes wurden ausgezeichnete Verdrängungsbilder von überwiegend Nadeleisenerz und untergeordnet Rubinglimmer an Pyrit beobachtet.

2.13 Kupfererze

Kupferminerale erwähnt zuerst ISSER (1888, S. 313; 1919, S. 94) von den „Muschelkalklagerstätten“ Haverstock und Hochwarte im westlichen Mieminger Gebirge. TAUPITZ (1954 a, S. 17) kann das von ISSER aufgefundene Fahlerz im Anschliff nicht bestätigen, die primären Erze seien wahrscheinlich vollständig zu Malachit und Azurit oxydiert. Er ergänzt lediglich die Liste solcher Vorkommen durch Funde am Tajakopf und an den Griespitzen.

Die Funde von Kupfermineralen in den Triasgesteinen der Nordtiroler Kalkalpen sind spärlich. GÜMBEL (1861, S. 250) beschreibt Vorkommen im Weißbachtal bei Reichenhall „auf den das Gyps bedeckenden Gesteinsplatten“ und am „weissen Wandel“ am Wendelstein,

wo Spuren von Kupfererzen zusammen mit Eisenerzen im Wettersteinkalk vorkommen. KLEBELSBERG (1935, S. 44) führt aus dem alpinen Muschelkalk am Südrand des Karwendelgebirges (Höttinger Graben, Kerschbuchhof, Thaur, Mühlau) und am Achensee (Trist) Malachit, Azurit und ein Antimon-Arsen-Fahlerz an. Eine Kupfervererzung des Wettersteinkalkes entdeckte RAUSCH (1953, S. 99) am Hochstauen (Malachit) und SCHNEIDER (1953 b, Tab. 1) bei Zirl (Fahlerz; nach frdl. mündl. Mitteilung erzmikroskopisch bestätigt).

Die erzmikroskopische Untersuchung der Gesteine des ankeritischen unteren Wettersteinkalkes im zentralen Mieminger Gebirge konnte die Kenntnis sulfidischer und oxydischer Kupferminerale der alpinen Mitteltrias beträchtlich erweitern.

Die Fundstellen von Kupfermineralen sind auf die Lokalitäten bzw. Lagerstättenreviere „Grieß Spitzen“ (31-34) und „Mursee“ (45-47) beschränkt.

Die Größe der Kornaggregate überschreitet sehr selten 1 mm; häufig ist die Bestimmung durch sehr geringe Korngrößen erschwert bzw. unmöglich gemacht.

Der Anteil der Cu-Paragenese an der gesamten Vererzung (PbS, ZnS) macht nach den heutigen Aufschlüssen maximal 1/100 aus. Innerhalb der Cu-Erze wiederum überwiegt neben dem Malachit der Covellin, gefolgt von der Reihe der Kupferglanze. Fahlerz tritt zurück, Enargit wurde überhaupt nur in zwei Schliffen vom „Mursee“ beobachtet.

2.131 Primäre Sulfide

Fahlerz: In den dunkelbraunen bis schwarzen Zinkblenden aus den Erzvorkommen „Grieß Spitzen“ und „Mursee“ treten, unregelmäßig verteilt, sehr kleine Körner (meist $< 0,1$ mm) eines grünlich-grauen, manchmal schwach bläustichigen, isotropen Erzminerals auf, dessen Reflexionsvermögen deutlich über und dessen Schleifhärte geringfügig unter den entsprechenden Werten der Zinkblende liegen. Mit Ölimmersion verdeutlichen sich Helligkeits- und Farbunterschiede gegenüber der Zinkblende. Vermutlich sind sowohl das Kupferantimonfahlerz Tetraedrit (etwa Cu_3SbS_3 ; olivgrauer Farbton), als auch das Kupferarsenfahlerz Tennantit (etwa Cu_3AsS_3 ; leicht bläulich) und Mischtypen

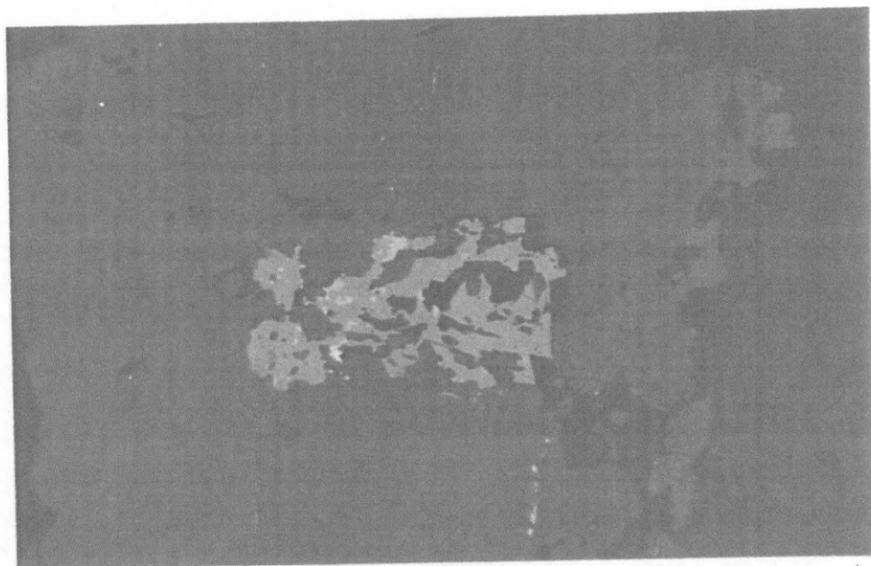


Fig.1: Fahlerz (mittelgrau) in Zinkblende (dunkelgrau). Die hellen Einlagerungen im Fahlerz sind vermutlich Ag-reiches Fahlerz. - Unterer Wettersteinkalk, Mursee (46); Anschliff, Vergr. 1000x.

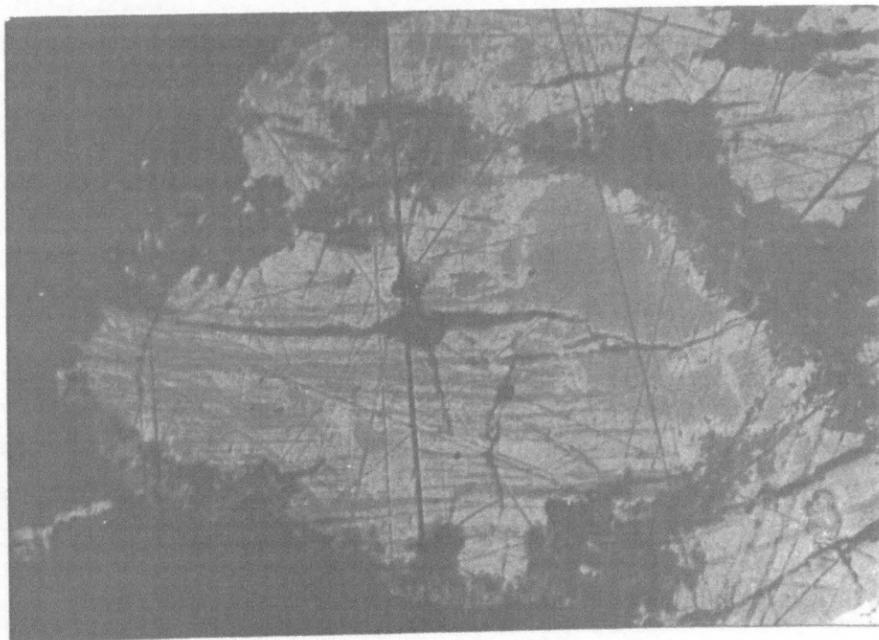


Fig.2: Lamellarer Kupferglanz aus Neodigenit (hellgrau) mit deutl. Lamellen von „blaubleibendem“ Covellin (mittelgrau). Das größere Mineralkorn (gleiche Helligkeit wie bl. Covellin) rechts oberhalb der Bildmitte ist wohl Bornit, der von Kupferglanz verdrängt wird. Um das gesamte Kornaggregat legt sich ein schmaler Saum von gewöhnlichem Covellin (dunkelgrau). Die mangelnde Schliffgüte ist auf die Brüchigkeit des Präparates zurückzuführen. - Unterer Wettersteinkalk, Mursee (46); Anschliff, 1 Nicol, Vergr. 1100x.

vertreten (möglicherweise auch ein Ag-reiches CuSb-Fahlerz, s.Taf. 9, Fig. 1).

Enargit/Cu₃AsS₄: In Anschliffen vom Erzvorkommen „Mursee“ (45-47) sind sehr kleine Körner (<0,01 mm) eines rosagelblichen, mittelstark reflektierenden Minerals erhalten, dessen kräftiger Reflexionspleochroismus die Farbe zwischen rosagelb und gelblichweiß schwanken läßt. Entsprechend der Bireflexion ist die Anisotropie kräftig; die Farben wechseln von gelb nach bräunlichviolett, bei völlig gekreuzten Nicols fällt ein tiefdunkelgrüner Farbton auf. Zwillingsbildung ist zu beobachten, führt aber nie zu Lamellierung. Damit ist die Bestimmung als Enargit gesichert. Verwachsungen von Enargit und Fahlerz, wie sie in den Zinkblenden vom „Mursee“ vorliegen, sind wohl primär. Verdrängungen von Enargit durch Neodigenit und Covellin gehören der Zementationszone an.

Kupferkies/CuFeS₂: Zu den primären Erzen gehört vermutlich auch der Kupferkies, der in Form kleiner Tröpfchen (<0,01 mm) innerhalb der Zinkblende vom „Mursee“ (46) beobachtet wurde. Infolge der geringen Größe waren die Körner nicht mit Sicherheit zu bestimmen. In einigen Fällen deuten Reflexionsfarbe und Farbeffekt bei gekreuzten Nicols (grünlichblau, aber keine scharf definierbare Änderung) auf Kupferkies hin.

Bornit/Cu₅FeS₄ wurde bereits im Zusammenhang mit der Zinkblende (s.S. 28) erwähnt. Es ist nicht ausgeschlossen, daß ein Teil der „rosa Zinkblende“, der keine, bzw. sehr schwache Innenreflexe zeigt und nach längerer Zeit bläulich anläuft, Bornit ist.

Neodigenit/Cu₉S₅: In der weitaus überwiegenden Anzahl aller untersuchten Fälle ist der isotrope Kupferglanz als descendente Fällung an Zinkblende zu erkennen. Vereinzelt mag er als primäres Sulfid vorgelegen haben. Jedoch ist die sekundäre Entmischung in lamellaren bzw. paramorphen Kupferglanz meist vollkommen.

2.132 Cu-Erze der Zementationszone

Die nachfolgend beschriebenen Erzminerale wurden vorwiegend in Anschliffen von der Lagerstätte „Mursee“ (45-47) gefunden. Zur erzmikroskopischen Diagnose der sehr kleinen Mineralkörner (im Durchschnitt $< 0,5$ mm) mußten meist starke Vergrößerung (> 100 fach) und Ölimmersion herangezogen werden.

Neodigenit/Cu₉S₅: Der isotrope blaue Kupferglanz tritt in den Vorkommen des Mieminger Gebirges bevorzugt zementativ verdrängend an Zinkblende auf. Seine ausgeprägte Zerfallsneigung (RAMDOHR 1960, S. 421) fördert aber eine rasche Umwandlung in lamellaren, bzw. rhombischen Kupferglanz und vorherrschend blaubleibenden Covellin.

Lamellarer oder paramorpher Kupferglanz ist häufiger als die Ausgangs- und Endprodukte Neodigenit und rhombischer Kupferglanz. Die von RAMDOHR (1960, S. 421) beschriebene Entmischung von Neodigenit in Neodigenit und rhombischen Kupferglanz ist bevorzugt entwickelt; die Umwandlung ist meist grob und nicht-lamellar („paramorpher Kupferglanz“).

Rhombischer Kupferglanz/Cu₂S: Das grauweiße, mit Ölimmersion bläuliche Erzmineral ist schwach anisotrop. Reiner Kupferglanz, ohne Verwachsungen mit Neodigenit und Covellin, ist selten. Zementative Verdrängungen von Zinkblende durch Neodigenit wandeln sich über lamellaren Kupferglanz in rhombischen um.

Covellin/CuS: Zu den häufigsten Kupfermineralen im unteren Wettersteinkalk gehört der Covellin. Sein ungewöhnlich starker Reflexionspleochroismus und seine charakteristischen roten Anisotropiefarben schließen jede Verwechslung mit einem anderen Erzmineral aus. Mit Ölimmersion ändert sich die blaue Reflexionsfarbe bei einem Teil der Covellintafeln nach rötlichviolett, bei dem anderen Teil, dem „blaubleibenden“ Covellin, bleibt die blaue Farbe erhalten. Während der blaubleibende Covellin ebenfalls einen sehr hohen Reflexionspleochroismus von bläulichweiß nach dunkelblau zeigt, ist die Stärke der Anisotropie etwas herabgemindert, vor allem das Rotorange der Diagonallstellung ist schwächer.

„Blaubleibender“ Covellin ist nach FRENZEL (1960, S. 116) vorwiegend ein niedrig temperiertes, verwitterungsbedingtes Abbauprodukt des rhombischen Kupferglanzes unter der Einwirkung saurer Wässer. In den Erzen vom „Mursee“ erscheint „blaubleibender“ Covellin auch als Entmischungsprodukt von Neodigenit, dem er in Form von Lamellen orientiert eingelagert ist. Trotz der Bevorzugung einer Richtung ist bei gekreuzten Nicols zu erkennen, daß die Tafeln des „blaubleibenden“ Covellins parallel der Oktaederfläche (111) im Neodigenit liegen. Es handelt sich hier also im Sinne RAMDOHRs (1960, S. 421) um den sehr seltenen „Lamellaren Kupferglanz aus Neodigenit und Covellin“ (vgl. Taf. 9, Fig. 2).

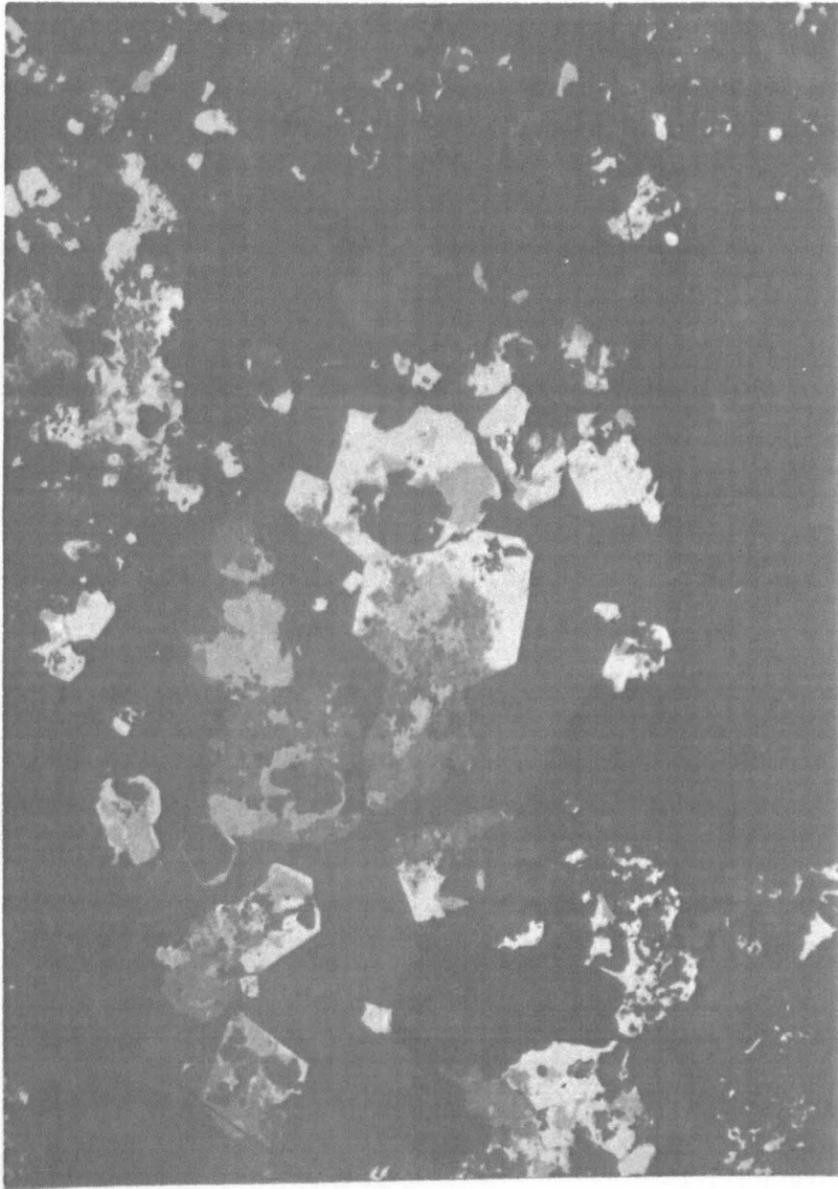
Derartig lamellarer Kupferglanz kann Zerfallsprodukt eines Hochtemperatur-Neodigenits sein, dessen CuS-Gehalt mit der Temperatur ansteigt (nach RAMDOHR 1943, S. 6 geologisches Thermometer für Bildung über 78°). RAMDOHR (1943) beobachtete aber auch zementative Bildung, für die es aber bis jetzt keine Erklärung gibt. Das Vorkommen vom „Mursee“ mag hierher zu zählen sein.

Normaler Covellin verdrängt zementativ bevorzugt Zinkblende entlang von Spaltrissen, zeigt aber auch die beginnende Oxydation der übrigen sulfidischen Erze (z.B. Fahlerz, Neodigenit) durch Verdrängungen an.

2.133 Bildungen der Oxydationszone

Gediegen Kupfer/Cu: In frischen Schliffen fällt Cu sofort durch den leuchtend rosa Farbton auf, der jedoch sehr bald nach Kupferrot nachdunkelt. Bezeichnend ist, daß es nur zusammen mit Cuprit auftritt und auch Cuprit immer unregelmäßig begrenzte Kupferkörner und feinste Cu-Fünfkuchen umschließt.

Auf die untersten Teile des eisernen Hutes von Kupferglanzlagerstätten, wo Zementationserze bereits wieder der Oxydation unterliegen, beschränkt sich nach RAMDOHR (1960, S. 299) die Verbreitung des gediegenen Kupfers. Die Bedeutung des gediegenen Kupfers als kennzeichnendes Mineral der Oxydationszone kupferführender Lagerstätten betont dagegen SMIRNOW (1954, S. 126).



Idiomorpher Cuprit (weiß, in verschiedenen Oktaederschnitten), teilweise in Tenorit (schwankendes Mittelgrau) umgewandelt. Unterer Wettersteinkalk, Mursee (46); Anschliff; Vergr. 1100x.

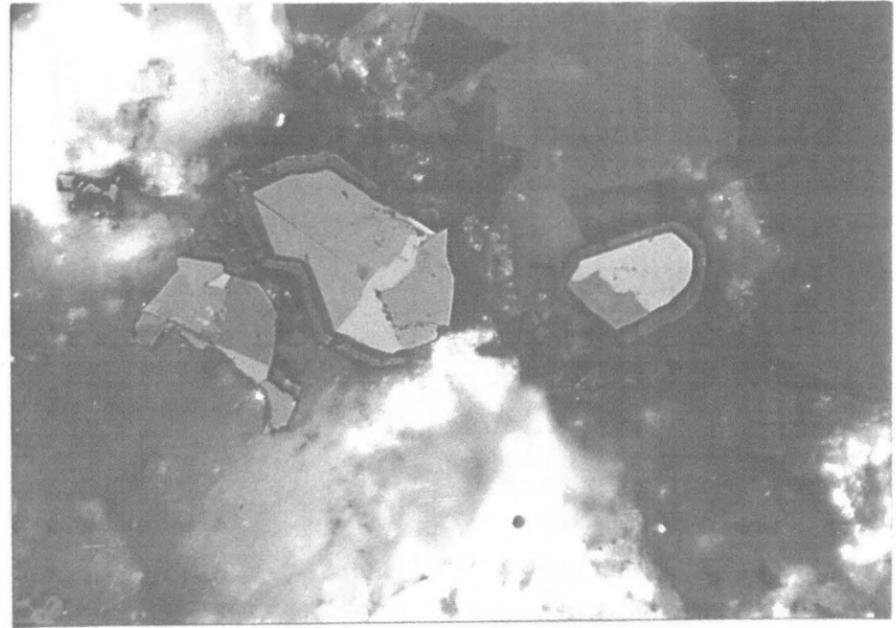


Fig.1: Kornaggregate von Pyrit und Markasit (mittelgrau und hellgrau) mit Saum von Melnikovit-Pyrit (dunkelgrau), in Karbonat (Innenreflexe). - Unterer Wettersteinkalk, Mursee (46); Anschliff, Nicols x, Vergr. 440x.



Fig.2: Cuprit (hellgrau) und partiweise Tenorit (mittelgrau) mit gediegenem Kupfer (weiß); "ankeritisches" Nebengestein dunkelgrau mit schwachen Innenreflexen. - Unterer Wettersteinkalk, Mursee (46); Anschliff, Vergr. 800x.

Cuprit/Cu₂O zeichnet sich durch sehr niedriges Reflexionsvermögen bei schmutzig blauem Farbstich aus. Die Anisotropie mit wenig deutlichen Farben ist schwach, sie wird auch von den starken blutroten Innenreflexen überstrahlt.

Neben unregelmäßig begrenzten Körnern wurden in Anschliffen vom „Mursee“ (46) auch idiomorphe Cuprite gefunden, die Oktaederquerschnitte zeigen. Cuprit kann einerseits unmittelbar von Malachit verdrängt, andererseits aber zuerst in den kupferärmeren Tenorit übergeführt werden (Taf.10).

Tenorit/CuO: Das Reflexionsvermögen des lichtcremebraunen Minerals ist ähnlich schwach wie das des Cuprits. Ein auch in kleinen Körnern gut sichtbarer kräftiger Reflexionspleochroismus und die starken Anisotropieeffekte (blau-weiß) sind neben der Farbe gute diagnostische Hinweise.

Tenorit verdrängt häufig Cuprit, tritt aber auch unabhängig davon in isolierten Körnern und Kornaggregaten zwischen wenig oxydierten zementativen Kupfererzen auf. RAMDOHR (1960, S. 831) führt ähnliche Vorkommen auf direkte Umwandlung von zunächst gebildetem Covellin zurück.

Malachit/Cu₂[(OH)₂(CO₃)₂] ist das häufigste, bzw. auffallendste Kupfermineral im Mieminger Gebirge. Bevorzugt werden Kluftflächen, auch im sonst erzfreien unteren Wettersteinkalk, überzogen; selten reichert sich das grüne Mineral auch in Form kleiner traubig-nieriger Aggregate an. U.d.M. leuchten die grünen Innenreflexe des Minerals in einem Hof um viele der zementativen und oxydativen Kupferminerale, die im letzten Akt der Oxydation von Malachit verdrängt werden.

Azurit/Cu₃[(OH)₂(CO₃)₂] ist wesentlich seltener, wurde aber bei den Vorkommen „Grieß Spitzen“ und „Mursee“ als dünner Kluftbelag zusammen mit Malachit entdeckt.

Von Interesse ist, daß nach RAMDOHR (1960, S. 1010) Azurit fast immer aus Enargit, Fahlerz oder Famatinit entstanden ist, das blaue Mineral also einen Hinweis auf die primären Sulfide der Lagerstätten gibt, die dann durch die Beobachtung im Erzmikroskop bestätigt werden.

Hellblaue bis hellgrünlichblaue Überzüge, die gemeinsam mit Malachit und Azurit vorkommen, könnten der Farbe und der Erzparagenese entsprechend Aurichalcit/2(Zn,Cu)CO₃·3(Zn,Cu)(OH)₂ sein.

Aurichalcit entsteht bevorzugt durch Reaktion kupferhaltiger Wasser mit Zinkspat. Werden Zinkerze oxydiert, die Kupfersulfide enthalten, die meist nach der Zinkblende oxydiert werden, ist nach SMIRNOW (1954, S. 184) reichliche Entwicklung von Aurichalcit möglich. Die Verwachsungen der untersuchten Zinkblenden mit Fahlerz begünstigen also die Bildung.

Das Zusammentreffen der oben geschilderten Mineralien innerhalb eines eng begrenzten Lagerstättenbereiches, ja sogar im Handstück, erhellt, daß hier die Zementationszone eines kupferführenden Erzvorkommens der Oxydation unterliegt.

2.14 Molybdän- und Vanadiumerze

Ilsemannit/MoSO₄·5H₂O ist von CANAVAL (1914, S. 157) auf alten Halden des Bergbaues Silberleiten in „ganz gleicher Ausbildung wie in Bleiberg“ aufgefunden worden.

Wulfenit/PbMoO₄ scheint in den zentralen Mieminger Bergen völlig zu fehlen (er tritt erst südlich davon am Tschirgant wieder auf).

Descloizit/Pb(Zn,Cu)[(OH)/VO₄] wurde an vier verschiedenen Lokalisationen (Schachtkopf-Nord (13), Schachtkopf-Süd (11), Vorderes Taja-Törl (39), oberes Brendl-Kar (41)) erstmals bemerkt. Die sehr verschiedenfarbigen rötlichschwarzen bis olivgelben Überzüge des Minerals bedecken meist allseitig Bruchstücke von Wettersteinkalk. Kristallrasen (bis 1 mm große Kriställchen) mit gutausgebildeten rhombischen Bipyramiden sind nicht selten, bevorzugt sind aber erdige, kryptokristalline Überzüge entwickelt.

Herr cand.geol. H. WOLF, der nordalpine Descloizite im Rahmen seiner Diplomarbeit röntgenographisch und mikrochemisch untersucht, kann sowohl bei den kristallinen, wie auch bei den erdigen Überzügen den sicheren Vanadiumnachweis erbringen. Der Kupfergehalt ist sehr niedrig und erlaubt die Einstufung nahe dem kupferfreien Endglied Descloizit der Mischkristallreihe Descloizit-Mottramit.

An allen Fundpunkten ist die Nähe oxydierter Blei- und Zinkerze auffällig; in einem Fall überzieht Descloizit auch eine Galmei(?) - Kruste. Die Vorkommen am Tajakopf (39,41) liegen auf ~ 2100 m Höhe, die am Schachtkopf (11,13) bei 1560 m. Berücksichtigt man den errechneten Absenkungsbetrag des Schachtkopfes von ~ 700 m (vgl. S. 24), so ergibt sich auch hier eine vergleichbare Höhenlage.

Die Bildung der Descloizite muß vor der Absenkung des Schachtkopfes abgelaufen sein, denn letztere erforderte sehr große Reliefunterschiede (~ 1000 m), die im angenommenen Bildungsraum (mitteltertiäre Gebirgsoberfläche mit geringer Talüber-tiefung) noch nicht gegeben waren.

Die ascendente Entstehung von V- und Mo-Anreicherungen verneinte zuerst HEGEMANN (1949), der aufgrund spektrochemischer Untersuchungen die Mobilisation in deszendente Verwitterungslösungen aus den Hangendschichten annimmt. Als vanadium- und molybdänhaltiges Ausgangsediment läßt er nahezu ausschließlich die „Grenzoolithbank“ gelten. SCHROLL (1951) erweitert die Zahl der möglichen Muttergesteine durch die gesamten Raibler Schichten, den Hauptdolomit und vor allem den vererzten Wettersteinkalk. Erst SCHNEIDER (1953 b) macht sich von der Annahme der Mobilisation aus unmittelbar überlagernden V- und Mo-reichen Sedimenten frei, betont die Wirksamkeit terrestrischer Verwitterungslösungen auf einer alten Landoberfläche und erweitert so das Liefergebiet V- und Mo-reicher Lösungen auf alle bituminösen Schichtglieder der Mittel- und Obertrias.

Vielleicht war eine Zirkulation der Lösungen in ausgedehnten Karsthöhlensystemen möglich, deren Anlage auf ältere Störungszonen zurückgeht. Die allseitig mit Descloizit umkrusteten Wettersteinkalk-Bruchstücke können dann als Schutt aufgefaßt werden, der innerhalb der, den Lagerstättenbereich durchsetzenden Karstschlote den V- (und Mo)- angereicherten Lösungen ausgesetzt war.

TAUPITZ (1954 a) sieht eine Erklärung für das - mittlerweile widerlegte - Fehlen von V- und Mo-Erzen in Silberleiten in einer frühzeitigen Erosion der Raibler Schichten und des Hauptdolomits im Lagerstättenbereich, bedingt durch eine „starke, steile Faltentektonik“. Mit der Annahme terrestrischer Verwitterungslösungen mit großem Einzugsbereich ist aber die

unmittelbare Nähe V- und Mo-liefernder Gesteine nicht mehr notwendig. Nicht unbeachtet darf aber auch der Mo- und V-Gehalt bituminöser Lagen des Wettersteinkalkes selbst bleiben.

Einer kleinräumigen Trennung von Mo und V innerhalb der Hutzone der Bleiberger Lagerstätte (SCHROLL 1951, S. 150) entspricht nach SCHNEIDER (1953, S. 111) eine provinzielle Trennung im nordalpinen Raum (V vor allem im Berchtesgadener Gebiet!). Diese „Gesetzmäßigkeit“ der Mo- und V-Verteilung ergab sich aber nur, weil noch zu wenige Beobachtungen vorlagen. Die neuen Ergebnisse zeigen, daß V und Mo im Wetterstein-Mieminger-Lechtaler-Großraum durchaus nebeneinander auftreten.

Eine kleinräumige Trennung, mit V-Anreicherung im zentral gelegenen Mieminger Gebirge und bogenförmiger Anordnung der Mo-Erzvorkommen (nördlich der Mieminger im Höllental, westlich in Dirstentritt, südlich am Tschirgant), ist dagegen deutlich zu erkennen.

2.15 „Gangarten“

Die „Gangarten“ Kalzit, Dolomit, „Ankerit“ und Quarz wurden im Zusammenhang mit dem Nebengestein besprochen (s. dort). Der weiterverbreitete Flußspat ist in seiner Ausbildung charakteristisch für die gesamte Entwicklung des Sedimentes, sowohl hinsichtlich der primären Anreicherungen, als auch in den typischen Verbänden der paradiagenetischen Sammelkristallisation. Er wird deshalb im Zusammenhang mit den primären und sekundären Erzgefügen ausführlicher behandelt.

Strontianit/ SrCO_3 fand HÄUSING (1898, S. 103) in Drusen am Bergbau Silberleiten; LANDGRAEBER (1927, S. 390) erwähnte auch Cölestin (SrSO_4) vom „Negelsee-Kar“, der nach SCHNEIDER (1953 b, S. 78) im oberen Wettersteinkalk häufig ist.

2.2 Mineralparagenesen

Die Mineralparagenesen werden von stratigraphischen und tektonischen Faktoren kontrolliert. So verdanken z.B. die fluoritfreie Zinkblende-Bleiglanz-Paragenese von der Lagerstätte

„Welsches Loch“ und die fluoritfreien Bleiglanz-Zinkblende-Erze vom Schachtkopf ihre ähnliche Zusammensetzung völlig verschiedenen Bildungsbedingungen. Während das Fehlen des Flußspats in den Erzvorkommen des unteren Wettersteinkalkes ein charakteristisches primärparagenetisches Merkmal ist, bezeugt es bei den Lagerstätten des oberen Wettersteinkalkes meist nur intensive Umlagerungen der primär meist flußspat-führenden Erze.

Folgende charakteristische Paragenesen lassen sich unterscheiden:

a. Unterer Wettersteinkalk

- a₁ „Ankerit“-Zinkblende-Bleiglanz-Fahlerz (Enargit)-Paragenese; auf die Lagerstättenreviere „Grieß Spitzen“ (31-34) und „Mursee“ (45,47) beschränkt.
- a₂ Zinkblende-Bleiglanz-Paragenese in schichtigen Verbänden; nur am „Welschen Loch“ (48).
- a₃ Zinkblende („Galmei“)-Bleiglanz-Paragenese an Störungszonen („Negelsee-Kar“).

b. Oberer Wettersteinkalk

- b₁ In schichtigen Verbänden:
- b₁₁ Zinkblende-Bleiglanz-Flußspat-Paragenese; meist mit guterhaltenen primären Gefügen, wahrscheinlich wenig veränderte, ursprüngliche Form der Vererzung („Marienberg“ (2), „Silberleiten“ (11)).
- b₁₂ Zinkblende-Pyrit (Markasit)-Flußspat-Bleiglanz-Paragenese; sehr ähnlich b₁₁, aber höherer Pyrit- und niedrigerer Bleiglanzgehalt, stratigraphisch höher gelegen („Scharntenbaue“ (23,24,26)).
- b₁₃ Zinkblende-Bleiglanz-Paragenese („Taja-Kopf“ (35,36))
- b₁₄ Pyrit-Vorkommen an der Grenze zu den Raibler Schichten („Mitter Spitzen“ (10)).
- b₂ An Störungszonen:
- b₂₁ Zinkblende („Galmei“)-Bleiglanz-Paragenese, auch Zinkblende („Galmei“)-Bleiglanz getrennt voneinander („Silberleiten“, „Friedrich Hammacher“, „Drachensee“).

3. Vererzung im Gesteinsverband

3.1 Stratigraphische Verbreitung der Erzvorkommen

TAUPITZ (1954 a) beschrieb aus den zentralen Mieminger Bergen Erzvorkommen aus dem „alpinen Muschelkalk“, nämlich nicht genauer lokalisierte Vorkommen im „Drachenkar“ und in den Nordwänden der „Grieß Spitzen“, sowie die Bergbaue „Drachensee“, „Taja-Kopf“ und „Mursee“. Während die von TAUPITZ nach der Literatur und persönlichen Mitteilungen zitierten Vorkommen im „Drachenkar“ und am „Vorderen Taja-Kopf“ nicht mehr aufgefunden werden konnten, müssen die Lagerstätten „Grieß Spitzen“ und „Mursee“ nach der neuen Definition (s.S. 6) zum unteren Wettersteinkalk gestellt werden. Der Bergbau „Drachensee“ ging dagegen in einer Störungszone zwischen Muschelkalk und Wettersteinkalk um. Die hier vorherrschende „Galmei“-Vererzung deutet auf ausgedehnte deszendente Umlagerungsprozesse hin.

Lediglich ein Stollenvortrieb im oberen Muschelkalk NE des Marienbergjoches (7), den TAUPITZ nicht erwähnte, erschloß eine geringe Pyrit- und Limonitvererzung.

Nachdem die von TAUPITZ (1954 a) als „Partnachkalk“ bezeichneten Gesteinskomplexe, der auf S.6 gegebenen Definition entsprechend, nunmehr den massigen, „großoolithischen“ unteren Wettersteinkalk representieren, sind diese Lagerstätten nicht mehr als Vorkommen im „Partnachkalk“ zu bezeichnen. Das Auftreten der Erze ist also an die Riff-Fazies des unteren Wettersteinkalkes gebunden!

Die Pb-Zn-(Cu)-Vererzung beschränkt sich demnach im zentralen Mieminger Gebirge auf den unteren und den oberen Wettersteinkalk (vgl. Taf. 19).

3.11 Erzführung im unteren Wettersteinkalk

Die quarzreichen, ferrodolomitischen Fahlerz-Zinkblende-Vorkommen im Brendl Kar (45-47) und an den Grieß Spitzen (31-34) sind an den typischmassigen, „großoolithischen“ unteren Wettersteinkalk in einem Bereich von 50-80 m über den Tufflagen des alpinen Muschelkalkes gebunden.

Die streichende Erstreckung dieser Vererzung ist gering; sie setzt an der Grünsteinscharte ein und verliert sich im östlichen Brendl-Kar bereits wieder. Die maximale Mächtigkeit des ankeritischen Körpers mit ca. 30 m wird im westlichen und mittleren Brendl-Kar erreicht.

Die den Ankerit begleitende Verquarzung reicht über dessen Verbreitungsgebiet hinaus und ist vom Hinteren Taja-Törl nach Westen vor allem noch im Schwärzkar kräftig entwickelt.

Sind die erwähnten Vorkommen durch den ungestörten Kontakt zum Liegenden stratigraphisch eindeutig einordenbar, so fehlt bei den Lagerstätten des Igelskars eine sichere stratigraphische Bezugsfläche. Die lithologischen Eigenschaften des erzführenden Gesteins (überwiegend „großoolithisch“) und die tektonische Position (sicherer unterer Wettersteinkalk in den östlichen und westlichen Karflanken) erlauben aber zumindest beim Vorkommen „Welsches Loch“ (35 a) die Einordnung in ein 100 bis 150 m über der Muschelkalkobergrenze liegendes Niveau des unteren Wettersteinkalkes. Neben diesem deutlichen Unterschied in der stratigraphischen Position fällt gegenüber den oben erwähnten Vorkommen in den Nordwänden der Gries Spitzen auch das völlige Fehlen oxydischer und sulfidischer Kupfermineralien und des Quarzgehaltes auf. Die Bleiglanz - Zinkblende - Vererzung nimmt einen scharf begrenzten 10-20 m mächtigen Horizont ein, der sich durch lithologische Sonderbildungen (vgl. S. 12) auszeichnet, im Streichen aber bis jetzt noch nicht weiter verfolgt werden konnte.

Im unteren Wettersteinkalk treten also zwei, nach Gefüge, Paragenese und stratigraphischer Position unterscheidbare Erzanreicherungen auf.

3.12 Vererzung des oberen Wettersteinkalkes

Die exakte stratigraphische Einordnung der Erzvorkommen des oberen Wettersteinkalkes ist wegen des meist tektonischen Kontaktes zu den zusätzlich oft verdeckten Raibler Schichten sehr schwer. „Edle Flächen“ (schwarze Breccie, milchige (Dolomit-) Flächen) sind zwar häufig zu unterscheiden, ihr stratigraphischer

Leitwert ist im zentralen Mieminger Gebirge jedoch sehr fraglich.

TAUPITZ (1954, S. 38) geht so weit, die Zwischenschichten „L“ zu numerieren und ihre Entfernung von der Raibler-Wettersteingrenze metermäßig festzuhalten. So typisch die „schwarze Breccie“ im oberen Wettersteinkalk sein mag, so ist doch nicht zu übersehen, daß sie nach Stoffbestand und Gefüge sehr verschiedenartig ausgebildet sein kann und die Möglichkeit ihrer Entstehung in dem an Resedimenten reichen oberen Wettersteinkalk ständig gegeben war (s.S. 23).

Eine stärkere Bedeutung scheint bei der stratigraphischen Unterscheidung der Lagerstätten dem Pyritgehalt zuzukommen. Von den Erzvorkommen im tieferen oberen Wettersteinkalk (ca. 100 m unter der Raibler Grenze) nimmt der Pyrit (Markasit)-Anteil zu den Erzen im Hangenden zu, bis er im „Raibler Grenz-lager“ maximal angereichert ist (Taf. 19). Der Zunahme des Pyritgehaltes von unten nach oben, läuft die Abnahme von Bleiglanz etwa parallel, Zinkblende ist in einen mittleren Bereich am stärksten angereichert.

Die schichtgebundene Vererzung des oberen Wettersteinkalkes reicht im zentralen Mieminger Gebirge vom tieferen oberen Wettersteinkalk (~100 m unter den Raibler Schichten) bis zur Grenze Raibler Schichten - Wettersteinkalk. Eine Bindung an stratigraphisch scharf definierbare Horizonte konnte, mit Ausnahme des Raibler Grenzlagere, nicht beobachtet werden.

Dolomitisierungszonen, die sich durch starke, diffuse Dolomitspatisation auszeichnen, begleiten zwar häufig die Lagerstätten (Tajakopf, Biberwierer Scharte, Marienberg), sie zeigen jedoch nur stärkere diagenetische Veränderungen des ohnehin dolomitreichen oberen Wettersteinkalkes an, stratigraphischer Leitwert kommt ihnen nicht zu.

Dolomitspatisation gibt aber nur zu erkennen, daß, wie SCHNEIDER (1953 b, S. 94) nachweist, mit der Intensität der Vererzung auch der Umfang diagenetischer Umlagerungsprozesse zunimmt.

Wie schon im unteren Wettersteinkalk, zeigt sich auch hier, daß sich die Erzanreicherungen bei geringer vertikaler Verbreitung (max. 150 m des oberen Wettersteinkalkes) im Schichtstreichen über weit größere Entfernungen (5 km im Arbeits-

gebiet) verfolgen lassen; die Schichtgebundenheit im Großen wird dadurch sehr deutlich.

3.2 Sedimentäre und frühdiagenetische Erzgefüge im Handstück- und Schliffbereich

Ein kennzeichnendes Merkmal der großen, wirtschaftlich interessanten Erzkörper ist ihr unregelmäßiges Gefüge, das keine (metasomatische Verdrängungskörper) oder wenig (Kluft- und Störungsvererzung) Abhängigkeit vom Gefüge des Nebengesteins zeigt.

Dieser schlechte Regelungsstatus der Erzkörper und ihre häufige Bindung an tektonische Strukturen führten zu der Deutung als epigenetisch-hydrothermale Bildungen, wie sie auch heute noch von vielen Autoren (vgl. S.52) vertreten wird.

Eine quantitativ weitaus geringere, aber in geregelten Gefügen auftretende Vererzung zeigt eine auffällige Verwandtschaft mit den Gefügen des Nebengesteins und ist für die genetische Deutung des ganzen Lagerstättentyps ausschlaggebend.

3.21 Erzrhythmite

Im Handstück, wie im Dünnschliff sind Karbonat - Fluorit - Zinkblende - Feinschichten, mit z.T. rhythmischem Wechsel von Korngröße und Stoffbestand zu unterscheiden. Die Zinkblende belegt am Beginn jeder Feinschicht polar die Unterlage und zeigt als weiteres geopetales Gefügemerkmal „graded bedding“ (Taf. 16 Fig. 1). Das „graded bedding“ ist noch betont bei Feinschichten, die mit einem Bleiglanzsaum beginnen; PbS, hier getrennt von der Zinkblende, scheint wegen des höheren spezifischen Gewichts schneller abzusaigern. Eine mm-rhythmische Feinschichtung wird auch durch abwechselnde Lagen bleiglanzfrierer und stark mit Bleiglanz durchstäubter Zinkblende entwickelt.

Die Einzelkörner der Zinkblende in vielen Erzfeinschichten zeigen oft idiomorphe Querschnitte und dunkle Kerne. Mit SCHULZ (1959, S. 187) ist anzunehmen, daß diese vorher chemisch

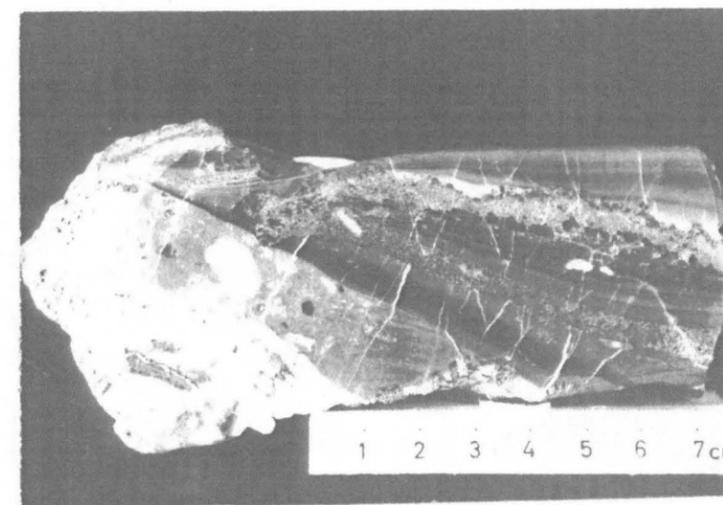


Fig.1: Schräggeschichteter, bituminöser Fluorit-Rhythmit mit Zinkblende- und Bleiglanz-Feinschichten (ZnS im Photo grobkörnig, mittelgrau; PbS (schwarz), - Oberer Wettersteinkalk, Marienberg-Dreikönigszeche (2); Großanschliff.

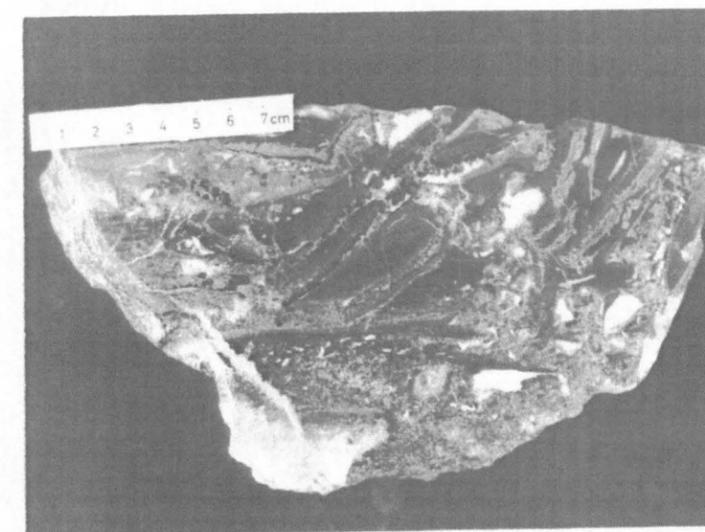


Fig.2: Flußspat-Erz-Karbonat-Rhythmit mit sehr unregelmäßiger Lage der Feinschichten, bedingt durch kräftige para-diagenetische Verformungen (überwiegend Verbiegungen). Diagenetische Sammelkristallisation läßt derbe Flußspat- und Kalkspatpflaster (weiße Flecken) entstehen. - Oberer Wettersteinkalk, Marienberg-Dreikönigszeche (2), Großanschliff.

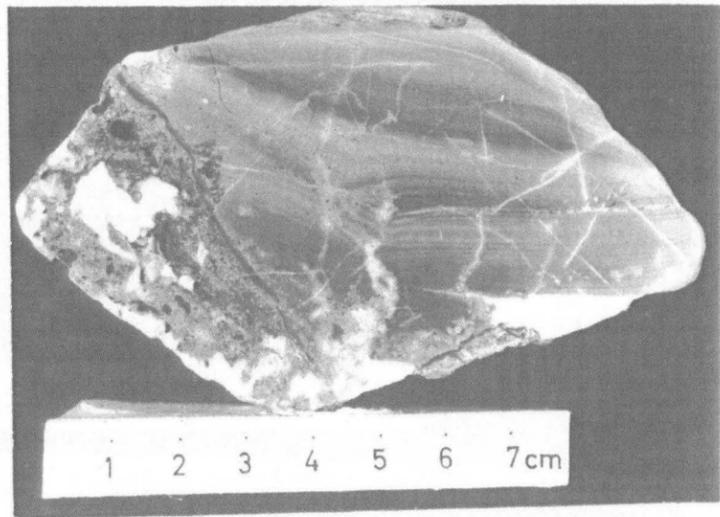


Fig.1: Feinschichtiger, bituminöser Fluoritrythmit (ca. 30% CaF_2). In der Bildmitte eine „Sackung“ als paradiagenetische Verformung; rechts oben Schrägschichtung angedeutet. Die zahlreichen kleinen Klüfte haben deutliche Bleichungshöfe. - Oberer Wettersteinkalk, Marienberg-Dreikönigszeche (2); Großanschliff.

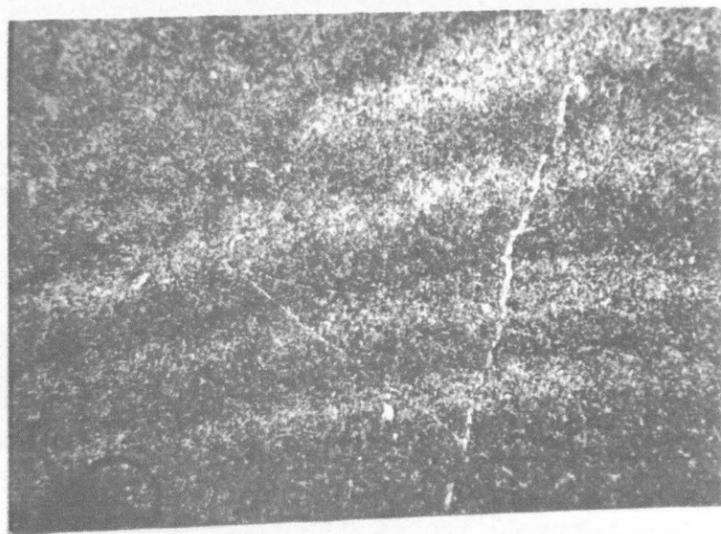


Fig.2: Ausschnitt aus Fig1. Rhythmit mit wechselndem Flußspatanteil: Helle Lagen reicher an unregelmäßig körnigem, diffus verteiltem Flußspat, dunkle mehr karbonatisch (wenig ZnS). Die Flußspatlagen keilen deutlich nach dem linken Bildrand hin aus. - Dünnschliff, Vergr. 30x.

ausgefällten ZnS-Kristalle mechanisch angelagert wurden. Überraschend ist die strukturelle Übereinstimmung dieses nordalpinen Blendetyps aus dem Wettersteinkalk mit dem Typ A, den SCHULZ aus den Raibler Schichten der Südalpen beschreibt.

Die mm- bis cm-rhythmische Schichtung des Karbonat-Flußspat-Zinkblende-Rhythmits läßt außerdem als Anzeichen unruhiger Sedimentation lokal verbreitete Schrägschichtung (Taf.12, Fig.1 u. Taf.12, Fig.2) erkennen.

Besonders gute Beispiele rhythmischer Schichtung liefert der Flußspat, der bei einigen Lagerstätten (Silberleiten, Marienberg) zusammen mit Karbonaten als gesteinsbildendes Mineral auftritt. Die Bänderung (0,1-0,5 mm mächtig) des Mikrorhythmites (vgl. Taf.13 Fig.2) mit ihrem makroskopisch kennzeichnendem Farbwechsel von hellbräunlichgrau nach dunkelgrau entsteht einerseits durch rhythmischen Wechsel der Korngrößen von Karbonat und Flußspat (feinkörnige Fraktionen dunkel!) und andererseits durch einen wechselnden Flußspatanteil, der in größerer Menge hellere Farbtöne ergibt. ZnS und FeS_2 sind in geringer Menge vertreten. Flußspat (bis 30% d. gesamten Sediments) ist in den einzelnen Feinschichten diffus verteilt, seine Kornform unregelmäßig.

Synsedimentäre bzw. paradiagenetische Verformungen schaffen Kreuzschichtungen und Fließfalten im flußspatreichen Sediment und in den ZnS-Feinschichten.

Schräg- und Kreuzschichtung im Erzsediment liefern ein gutes Argument gegen die Behauptung, die Erz- bzw. Flußspatfeinschichten entstünden durch belteropores Einwandern des Erzes bzw. Flußspats entlang bevorzugter (Schicht-) Fugen und Metasomatose im festen Gestein. Die Diskordanzflächen, die bei Schrägschichtungen entstehen, böten z.B. belteropor vordringenden Flußspat ungleich bessere Wegsamkeit, als die Schichtfugen. Diese Diskordanzflächen sind aber flußspatfrei.

Im allgemeinen sind sedimentäre Gefüge auf Flußspat- und Zinkblende beschränkt; nur in den schichtigen Erzen von Silberleiten sind sie noch durch die primäre Verwachsung fein-

körnigen Bleiglanzes mit feingeschichteter Zinkblende erhalten (s.S.).

Durch welche Einflüsse das Erz in den seltenen Fällen so weitgehend vor Mobilisation und Sammelkristallisation bewahrt werden konnte, ist nicht geklärt.

3.22 Erzresedimente

Wie das Nebengestein kann auch das Erz in Breccienform ^{ent}resedimentiert werden. Lange bekannt sind die relikthischen Bruchstücke von Schalenblenden, die entweder scharf begrenzt in derbem klarem Kalkspat schwimmen oder in den normalen, weniger sammelkristallisierten Kalkpelit eingebettet sind.

Von der Lagerstätte Silberleiten stammen Relikte einer sehr dünnchaligen Schalenblende mit zonaren Bleiglanzlagen, die zusammen mit gröberen Nebengesteinsrelikten in einer Zinkblende - Karbonat - Matrix schwimmen. Der begleitende Wettersteinkalk ist zerbrochen, die Fugen werden von der Breccienmasse ausgefüllt.

SCHNEIDER (1953 b) und TAUPITZ (1954 a) betrachten die Schalenblenden übereinstimmend als gelförmige Abscheidungen von Zinksulfid, die ähnlich wie die Kalksinterlagen (vgl.S.14) extern chemisch am Meeresboden angelagert wurden.

SCHULZ (1959, S. 189) nimmt dagegen paradiagenetische Bildung einer „Zinkblende (Schalenblende) C“ an, die ebenfalls paradiagenetisch in einem „hochteilbeweglichen Medium“ wieder zerbrochen wurde. Wahrscheinlicher ist jedoch, daß diese Schalenblenden als externangelagerte Glaskopfbildungen schneller als der unter- bzw. überlagernde Karbonatpelit verfestigt wurden und in der Art von Inhomogenitätsbreccien zerbrachen. Nicht ausgeschlossen ist danach ein sekundäres Weiterwachsen während diagenetischer Prozesse.

Während die von TAUPITZ (1954, S. 31) als Erzpsammite gedeuteten Sprenkelerze ihren sedimentären Ursprung nur sehr undeutlich erkennen lassen, ist dieser bei den Erzbreccien (Erz-psephite) von der Lagerstätte „Welsches Loch“ (35 a) gesichert:

Im Handstück sind bis 3 cm große, wenig kantengerundete ^{Bruchstücke}, von dunkelgrauem, feinschichtigem und hellerem bräunlichgrauen Kalk zusammen mit eckigen Zinkblendebruchstücken sehr uneinheitlicher Färbung (gelb-rot-dunkel-braun) zu beobachten. Einige Nebengesteinsbruchstücke führen feinverteilte, einheit-

lich gefärbte ZnS. Die Verschiedenartigkeit der Komponenten schließt eine Deutung als diagenetische Inhomogenitätsbreccie oder tektonische Breccie aus. Diese Zinkblendebruchstücke unterscheiden sich untereinander zudem u.d.M. sowohl in der Schliffgüte (Ausbrüche) als auch in Farbe und Stärke der Innenreflexe. Es handelt sich hierbei ganz offensichtlich um zusammengeschwemmtes Material von verschiedenen primären Bildungen.

Auch Pyrit und Markasit können mechanisch umgelagert werden. In den sehr FeS₂-reichen Erzen von der Biberwierer Scharte (23,24) sind sowohl Pyrit wie Markasit häufig scharfkantig begrenzt idiomorph ausgebildet, in vielen Fällen sind die Kristallkörner aber durch den mechanischen Transport- „kantengerundet“. Pyrit, Markasit und Bakterienpyrit, die ersteren ebenfalls meist kantengerundet und von sehr stark wechselnder Korngröße, füllen zusammen mit Karbonat Risse in der FeS₂-freien Zinkblende aus. Der Rundungsgrad der Körner, die nicht korrespondierenden Korngrenzen, die unterschiedlichen Korngrößen und das Nebeneinander von Pyrit und Markasit lassen sich am ehesten durch mechanische Einschwemmung der FeS₂-Körner in die Fugen der Zinkblendeaggregate erklären.

3.23 Korngefüge der Diagenese

Karbonat-Zinkblende-Flußspat-Rhythmite und erzärmere feingeschichtete Fluoritfelse ermöglichen in besonderem Maße das Studium der diagenetischen Erscheinungen im wenig verfestigten Sediment.

Die primären Flußspatgesteine, die in dieser Ausbildung erstmals von SCHNEIDER (1953 b, 1954 b, ff.) beschrieben und gedeutet wurden, enthalten Flußspat ursprünglich meist diffus verteilt in unregelmäßig begrenzten Körnern. Idiomorpher Flußspat in Form kleiner Würfel, nach SCHNEIDER ebenfalls extern chemisch-sedimentär, tritt in den Gesteinen des Miesinger Gebirges nur als diagenetische Bildung auf.

Das Sprossen zonar gebauter Flußspatwürfel im pelitischen Ausgangssediment soll in Anlehnung an die Wortprägungen (Dolomitspatisation usw.) SANDERS (1936) Flußspatisation genannt werden. Idiomorphe und teilidiomorphe Flußspat-

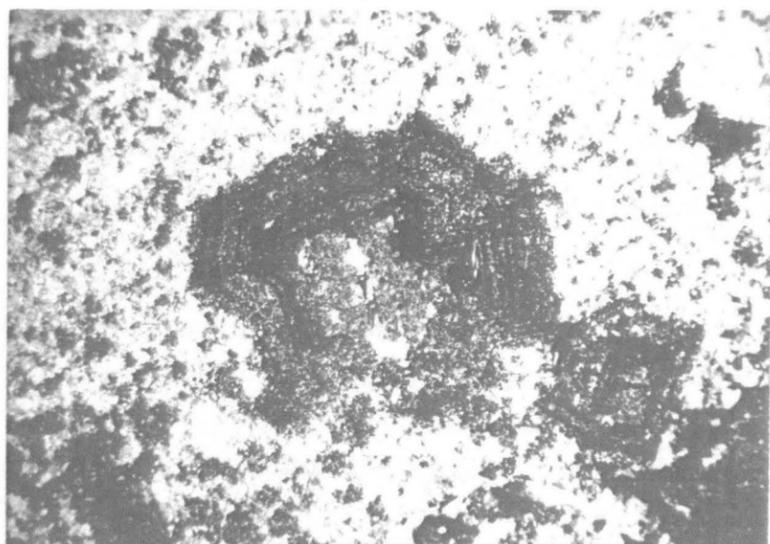


Fig.1: In einem flußspatreichen karbonatischen Pelit wachsen bei diagenetischer Sammelkristallisation idiomorphe Flußspatindividuen, die den karbonatischen Anteil des Sedimentes in mehrfachen Lagen zonar anlagern. - Oberer Wettersteinkalk, Marienberg-Dreikönigszeche (2); Dünnschliff, Nicols gekreuzt, Vergr. 30x.

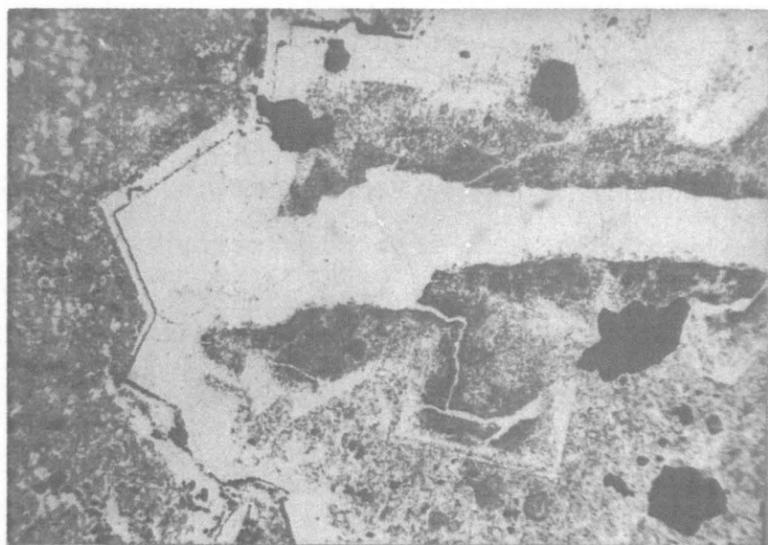


Fig.2: Fortschreitende Sammelkristallisation des Flußspates führt zu „Verdrängungen“ des karbonatischen Pelites. Im Sediment enthaltene ZnS wird ähnlich wie der karbonatische Anteil in dünnen Schnüren (schwarz) zonar eingebaut. Oberer Wettersteinkalk, Silberleiten („Mutterlagerstätte“); Dünnschliff, Vergr. 30x.

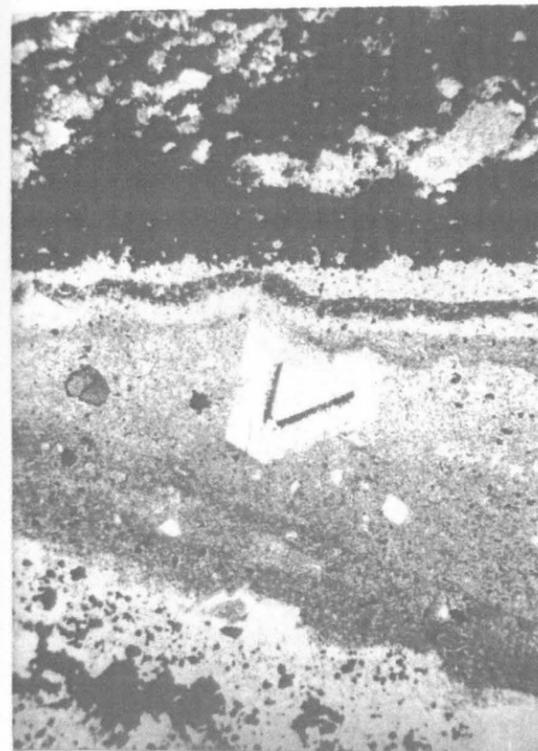


Fig.1: In der Bildmitte teilidiomorpher klarer Flußspat (weiß) mit zonar eingebauten Bleiglanzkörnern. Die hangende Bleiglanzfeinschicht wird während des diagenetischen Wachstums des Fluorits geringfügig verbogen. Über dem dünnen Bleiglanzband eine mächtigere Lage Zinkblende (im Photo schwarz) mit Fluorit und Karbonat (grau). - Oberer Wettersteinkalk, Silberleiten („Mutterlagerstätte“)(11) Dünnschliff, Vergr. 30x.

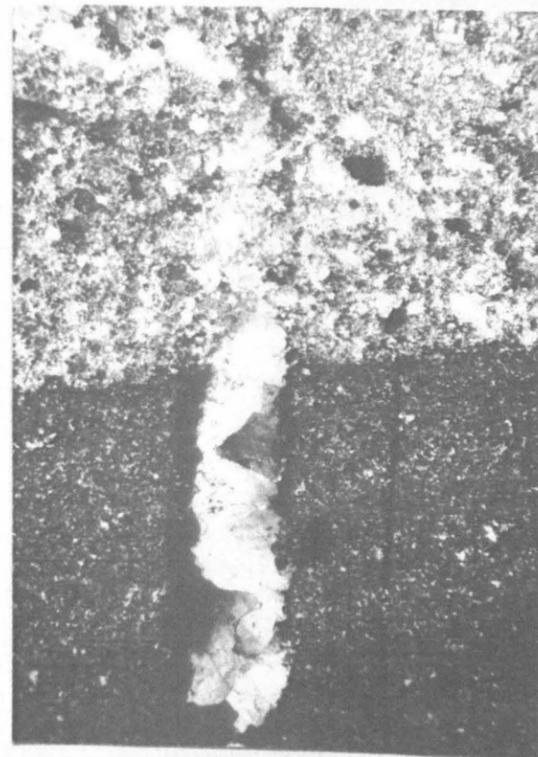


Fig.2: Eine Kluft durchsetzt flußspatreiches und flußspatarmeres, überwiegend kalzitisches Sediment. Im flußspatreichen Sediment (unten, dunkel) verheilt die Kluft zentral mit Kalkspat und randlich mit mobilisiertem Flußspat, während im karbonatischen Sediment (oben, hell) Flußspat als Kluftfüllung fehlt. - Oberer Wettersteinkalk, Marienberg-Dreikönigszeche (2), Dünnschliff, Nicols gekreuzt, Vergr. 30x.

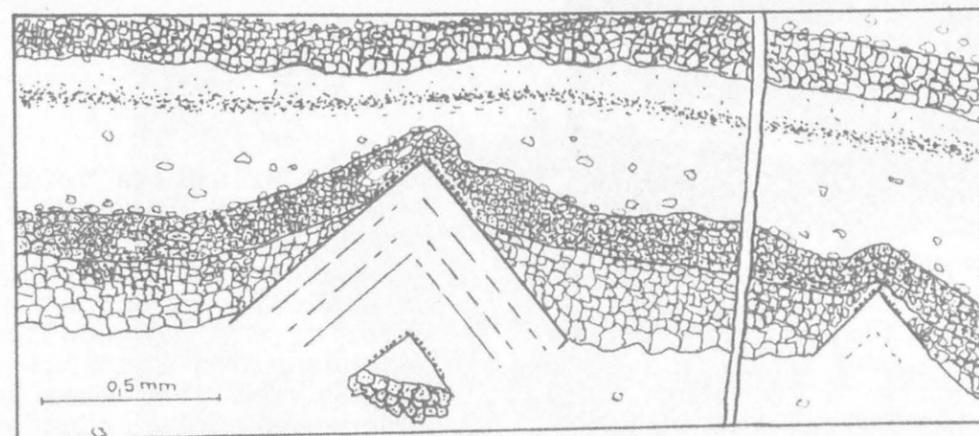


Fig. 1: Teilidiomorph sammelkristallisierender Flußspat durch wächst und verbiegt Zinkblende-Feinschichten. Die Blendekörner zeigen teilweise "graded bedding" und Bleiglanzkerne. Zwischen den beiden Flußspatwürfeln durchsetzt eine junge kalzitgefüllte Kluft die Erzfeinschichten. - Silberleitener "Mutterlagerstätte" (11), nach Anschliff.

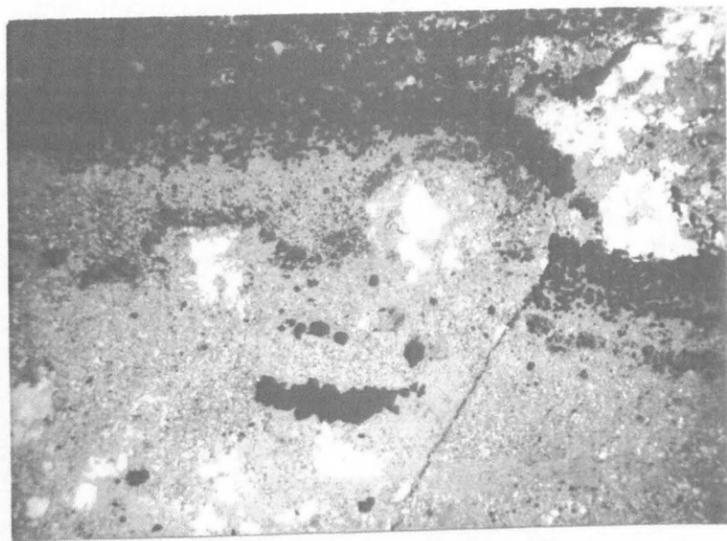


Fig. 2: Sammelkristallisierendes Karbonat (weiße "Augen") verbiegt Bleiglanzchnur zu halbkreisförmigen Girlanden. Darüber dichte Zinkblendelage (schwarz). In der rechten Bildhälfte versetzt eine jüngere Kluft die Erzfeinschichten. - Silberleitener "Mutterlagerstätte" (11); Dünnschliff, Vergr. 30x.

individuen mit mehrfachem (bis 20fach!) zonaren Einbau von Karbonat, Zinkblende oder Bleiglanz schwimmen diffus verteilt im Ausgangssediment. Mit fortschreitender Sammelkristallisation nimmt die Größe der Neubildungen zu, die zonaren Säume werden zunehmend nach außen gedrückt, die Kerne reinigen sich und mehrere Individuen wachsen zusammen. Im Endstadium entsteht ein klares Flußspatpflaster (cm-Ausmaß), auf dessen inneren Korngrenzen teilweise der ursprüngliche Zinkblende- bzw. Bleiglanz- und Karbonat-Stoffbestand in dünnen Säumen angereichert ist (Taf. 14, Fig. 2). Kalzit, Dolomit und Zinkblende sammelkristallisieren in Sedimenten mit hohem Flußspatanteil meist erst nach dem Flußspat (mögliche Ausnahme s. S. 21).

Macht sich der Wachstumsdruck (Kristallisationskraft) des kristallisierenden Flußspates schon durch die oben beschriebene Selbstreinigung (ANDREE 1911) bemerkbar, wirkt er sich bei Verbiegungen von Erzfeinschichten noch deutlicher aus (Abb. —). Bis 2 mm große Flußspatkristalle mit Anwachsstreifung (im Anschliff bei N+) wölben meist mit einer Würfecke dünne Zinkblende-Bleiglanz-Feinschichten auf und verbiegen sie parallel zu den Würfel Flächen. Die aufgebogenen Lagen dünnen dann entsprechend ihrer Dehnung stark aus. Eine weitere Zinkblendefeinschicht im Hangenden wird von der Verbiegung schon nicht mehr erfaßt (Taf. 16, Fig. 1).

In Frage kommt auch die Deutung als sedimentäres Anlagerungsgefüge. Danach wäre ein extern am Meeresboden gewachsener Flußspatkristall von einem Zinkblendepelit zusedimentiert worden. Da die "Böschung" der Kristallflächen aber zu steil war, blieb ihr Zinkblendebelag dünner als der des umgebenden flachen Meeresbodens.

Der Flußspatkristall ist aber sehr wahrscheinlich nicht syngenetisch-sedimentär gebildet worden: seine Reinheit und Größe, die Ähnlichkeit mit sicher diagenetisch gebildetem Flußspat sprechen dagegen.

Derartige Gefüge lassen sich am besten als Auswirkungen der Kristallisationskraft authigen wachsenden Flußspates in einem wenig verfestigten Sediment bei beginnender diagenetischer Sammelkristallisation erklären.

Das Problem des Wachstumsdruckes (Kristallisationskraft) von Kristallen war aus geologischer Sicht vor allem von ANDREE (1911 ff.) behandelt worden, wobei er die deutlichste Demonstration bei den schwebend ausgebildeten Kristallen sah. Neben der Volumenzunahme bei der Änderung des Aggregatzustandes und chemischen Reaktionen, spielen nach CORRENS (1926) vor allem „Grenzflächenkräfte“ eine bedeutende Rolle. Entscheidend ist hierbei die Ausbildung einer Grenzfläche fest-flüssig (Kristall-Lösung) statt einer Grenzfläche fest-fest (Kristall-„Nebengestein“). Zwischen wachsenden Kristall und „Nebengestein“ schiebt sich eine kapillare „Haut“ übersättigter Lösung ein, aus der der Kristall wächst.

Paradiagenetische Verformungen von primären Anlagerungsgefügen können vor, während und teilweise auch nach der diagenetischen Sammelkristallisation ablaufen. Neben den erwähnten Fließfalten und Kreuzschichten (s.S.44) in den Zinkblende-Flußspatrythmiten, sind kleinräumige (mm-cm-Ausmaß) Verstellungen, Brüche und Aufschiebungen möglich, die die Erzlagen zerbrechen und die Bruchstücke gegeneinander verstellen. In die Fugen und Zwischenräume können unverfestigte Erzschläume eindringen.

Als typische frühdiagenetische Bildung ist auch der in Kleinhöhlen intern sedimentierte Pyrit aufzufassen. Der mechanischen Sedimentation am Kleinhöhlenboden geht eine chemische Ausfällung des Pyrits aus eisenreichen Lösungen durch das (auch) kleinhöhlenbildende Schwefelwasserstoff-Gas voraus. Im allgemeinen noch vor der Dolomitspatisation lösen sich dann Pyritkriställchen vom Höhlendach ab und sedimentieren am Höhlenboden.

Kleinhöhlen mit geopetalem Pyritsediment treten bevorzugt im obersten Wettersteinkalk (z.B. Ehrwalder Alm, Biberwierer Scharte) auf. Möglicherweise entstammt ein Teil der vorgenannten „eisenreichen Lösungen“ dem deszendente während der frühen Diagenese umlagerten Eisengehalt des „Raibler Grenzlagere“.

Unregelmäßige Erzkörper im Bereich feingeschichteter Erze entstehen wohl durch Stoffwanderungen bei der diagenetischen Sammelkristallisation. Beginnende Sammelkristallisation zeigen viele der Erzfeinschichten. Zinkblende oder Bleiglanzkörner wachsen über ihre ursprüngliche Feinschicht hinaus in das umgebende karbonatische oder fluoritische Sediment.

Anhänger der Abbildungsmetasomatose oder einer „Gefügeabbildung durch selektive Verdrängung oder Imprägnation“ (CLAR 1956, S. 27) sehen sich einem komplizierten Vorgang gegenüber: selektive Verdrängung eines primären Karbonatrythmits durch Flußspat; anschließend selektive Verdrängung des karbonatischen Fluoritrythmits durch Zinkblende und Bleiglanz - oder - selektive Verdrängung eines Karbonat-Rythmits durch Fluorit, Zinkblende, Bleiglanz zugleich, wozu Stoff und Gefüge-Unterschiede im Ausgangsgestein kaum ausreichen. Bei der abschließenden Sammelkristallisation wird das vorher mühsam „abgebildete Gefüge“ durch das Sprossen von Bleiglanz und Zinkblende zerstört.

Eine Art echter metasomatischer „Gefügeabbildung“ tritt uns jedoch in den pyritvererzten Echinodermen-Bruchstücken des Grenzlagere von den Mitter Spitzen-Süd entgegen (vgl. Taf.8). Fig. 10.

3.3 Zur Typengliederung der Lagerstätten

Aus der stratigraphischen Position, der Textur der Vererzung und den verschiedenen Mineralparagenesen ergeben sich neue Gesichtspunkte zur Typisierung der Lagerstätten.

TAUPITZ (1954 b, S. 343) unterschied einzelne Lagerstätten-typen nach ihrem Stoffbestand, während SCHNEIDER (1953 b, S. 55) betont, die Erzparagenesen seien stark von ihrem Lagerungsverband kontrolliert und deshalb die Lagerstätten nach Form und Verband zu untergliedern.

Grundlegendes Ordnungsprinzip muß, wie die Vorkommen des Mieminger Gebirges deutlich zeigen, die stratigraphische Position sein.

Innerhalb der stratigraphischen Einheiten können dann die speziellen Lagerungsverbände, die sich in zweiter Linie differenzierend auf die Paragenesen auswirken, als ordnendes Merkmal herangezogen werden.

Berücksichtigt man alle obengenannten Faktoren, zeigt sich, daß kein Vorkommen mit einem anderen in allen wesentlichen Merkmalen (stratigraphische Lage, Gefüge, Paragenese) voll-übereinstimmt.

Die Vielfalt der individuell entwickelten Lagerstätten erlaubt somit keine strenge Zusammenfassung zu einigen wenigen Typen. Allerdings lassen sich gewisse gemeinsame Merkmale, sowohl hinsichtlich der stratigraphischen Position als auch der Erzparagenesen, für eine grobe Einteilung verwenden.

Die Vorkommen an der Biberwierer Scharte und am Taja-Kopf z.B., beide im oberen Wettersteinkalk und räumlich wenig voneinander entfernt, unterscheiden sich in ihrer Paragenese grundsätzlich: an der Biberwierer Scharte viel FeS_2 , ZnS und CaF_2 , wenig PbS, am Taja-Kopf wenig FeS_2 und kein CaF_2 , dagegen viel ZnS und PbS. Die Erzvorkommen Welsches Loch und Brendl-See, beide im unteren Wettersteinkalk, sind nach Gefüge und Paragenese noch weniger miteinander verwandt: PbS und ZnS am Welschen Loch, Cu-Mineralisation am Brendl-See; klastische ZnS am Welschen Loch, "hydrothermale" Vererzung am Brendl-See.

SCHNEIDER (1953 b) und TAUPITZ (1954 a) unterscheiden innerhalb der Nördlichen Kalkalpen verschiedenartige Paragenesen im oberen Wettersteinkalk. Nach Norden, also mit Annäherung an den Rand des Sedimentationsbeckens, überwiegt die Schwefelkiesparagenese mit untergeordnet Zinkblende und Flußspat und fehlendem Bleiglanz. Übergangsglieder zwischen der Schwefelkiesparagenese und der südlich davon in den Kalkhochalpen vorherrschenden Bleiglanz-Zinkblende-Paragenese fehlen nach TAUPITZ (1954 a).

Die Lagerstätten des zentralen Mieminger Gebirges lassen eine ähnliche Änderung der Paragenese in vertikaler Richtung (also in zeitlicher Abfolge) erkennen. Die PbS-ZnS-Paragenese ist hier jedoch durch deutliche Übergänge mit der Schwefelkiesparagenese des Raibler Grenzlagere verbunden. (vgl. Biberwierer Scharte in Taf.19).

Horizontal (Nordrand des Beckens) und vertikal (Grenze zu den terrigenen Raibler Schichten) läuft also mit der Verflachung des Sedimentationsbeckens und der Annäherung an das Festland (bei etwa gleicher Ausbildung des Nebengesteins) ein deutlicher Wechsel der Erzparagenese (Zunahme des FeS_2 -Gehaltes, Abnahme des PbS-Anteils) ab.

In diesem Zusammenhang betrachtet, unterstreicht die Cu-Mineralparagenese die oben skizzierte Gliederung in besonders eindringlicher Weise. Sie ist (zeitlich) ausschließlich auf den unteren Wettersteinkalk und (räumlich) auf jenen Bereich der Kalkhochalpen beschränkt, der sich mit der optimalen Verbreitung des oberanisischen Vulkanismus deckt.

4. Die Genese der Vererzung

4.1 Historische Entwicklung der Anschauungen

Erste Andeutungen über die Entstehung der seit Jahrhunderten bekannten und abgebauten Erzvorkommen finden sich nach dem großen Werk GÜMBELs (1861) vorwiegend in kleineren regional begrenzten Untersuchungen. GÜMBEL ist die Horizontbeständigkeit der Vererzung schon bekannt. Als erster spricht er (1861, S.245) von "späteren Zersetzungen", die den ursprünglichen Stoffbestand umgelagert und in "gangartigen Räumen" zu sekundären Erzvorkommen vereinigt haben. Wenig später kann sich auch SCHMIDT (1867, 1870, S. 297 ff.) "der Idee nicht erwehren, daß sich diese metallischen Substanzen aus dem nicht metallisch erscheinenden Kalk herausgebildet haben". BEUST (1871) erkennt zur gleichen Zeit, daß die Vorkommen im Oberinntal (auch im Mieminger Gebirge) deutliche Parallelen zu einigen südalpiner Blei-Zink-Lagerstätten zeigen. ISSER (1881, 1888 a, b) beschäftigt sich im Mieminger Gebirge zwar vorwiegend mit bergwirtschaftlichen Tagesfragen und exakten Beschreibungen von Erzparagenesen und Abbaufortschritten, bei der Untersuchung von Silberleitern drängen sich aber auch ihm (1881, S. 90) Gedanken zur Entstehung auf: "Die Erze brechen meist..... ursprünglich in Putzen und Nestern l a g e r f ö r m i g (von ISSER gesperrt!) im Wettersteinkalk ein. Durch später eintretende Zersetzung sind sie auf Spalten und Klüften des Kalkes in mehr g a n g a r t i g e Räume vereinigt worden". Äußert ISSER (1881) fast wortgetreu die Ansicht GÜMBELs, so enthält sich HÄUSING (1898, 1900), der Grubendirektor von Silberleitern, jeglicher Äußerung zur Entstehung der Vererzung.

Am Rande, sozusagen im Vorübergehen, bemerkt AMPFERER (1905), daß die Erzvorkommen des Mieminger Gebirges an Störungssysteme gebunden sind. Seinen Standpunkt als Vertreter einer sedimentären Bildungsweise gibt dann erst wieder LANDGRAEBER (1916, S. 657) klar zu erkennen, wenn er für die Entstehung der Erze, besonders des Mieminger Gebirges, nur eine Möglichkeit offen läßt: "In dem schwach dolomitischen Wettersteinkalk..... sind bei der Sedimentation reichliche Mengen geschwefelte Blei- und Blendemetalle als primäre Erzbringer abgesetzt worden". Noch einmal bestätigt LANDGRAEBER (1927, S. 390), daß die primären Erze deutlich sekundäre "Metallverschiebungen" (Verdrängungen, Spalten- und Hohlraumausfüllungen) erkennen lassen.

Dagegen hat seit 1893 POSEBNY wiederholt mit Nachdruck die ascendente epigenetische Vererzung dieser triassischen Pb-Zn-Lagerstätten betont. Der nach dem 1. Weltkrieg einsetzenden zusammenfassenden Bearbeitung kalkalpiner Blei-Zink-Lagerstätten (z.B. TORNQUIST 1928, 1930 usw.), schließt sich STIER (1929) an und charakterisiert die inzwischen Allgemeingut gewordenen epigenetischen Deutungen: "Dämpfe und Erzlösungen, die von der Eiszeit bis in die Vorkreidezeit auf Gebirgsbrüchen.... aufdringen", werden "im Bereich von Antiklinalen unter mächtigen Schieferhorizonten gestaut".

CLAR (1945) und PETRASCHECK (1945) sprechen noch einmal deutlich aus, daß die alpinen Lagerstätten einem einheitlichen jungen Vorgang ihre Entstehung verdanken. Nach PETRASCHECK strahlt die oberoligozäne bis untermiozäne Vererzung von einem Pluton unter der heutigen Hauptsache der Ostalpen aus. CLAR sieht dagegen stoffliche Umlagerungen und Lösungstransport im Gefolge der alpidischen Regionalmetamorphose. SCHNEIDERHÖHN (1952) schließt sich zwar der tertiären Entstehung der Lagerstätten an, leitet ihren Stoffbestand aber aus der „Regeneration“ varistischer Erze ab.

Der Ablauf und die Erscheinungen der nun folgenden historischen Entwicklung der genetischen Anschauungen wurde von SCHNEIDER (1953 b) in allen Einzelheiten festgehalten, so daß sich die folgenden Erörterungen auf die wesentlichen Stationen der Entwicklung vor allem nach 1953 beschränken können.

Als erste widersprachen SCHWINNER (1942) und HEGEMANN (1949, 1950) - allerdings ohne über fundierte Beweise zu verfügen - dieser Einordnung der Lagerstätten in eine unitarische alpidische Metallogenese. HEGEMANN (1950, S. 55) hält „einige Blei-Zinkerzlager der Alpen für syngenetische Bildungen in Verbindung mit untermeerischen extrusiven Thermen“. SCHNEIDER (1953 b, 1954 a, b) und TAUPITZ (1954 a, b) gelingt es dann durch eingehende stratigraphische und gefügekundliche Untersuchungen an Erz und Nebengestein die syngenetisch-sedimentäre Entstehung nordalpiner Blei-Zink-Lagerstätten nachzuweisen. Dieser an zahllosen kleinen und kleinsten Vorkommen zwischen Arlberg und Berchtesgadner Land systematisch erarbeitete Erkenntnis, die auch MAUCHER (1954) verteidigt, schließt sich SCHULZ (1955) bei der Bearbeitung von Pb-Zn-Vorkommen im Karwendel an.

Diese neue, bzw. wieder geborene syngenetische Deutung bleibt nicht unwidersprochen.

Mit CLAR (1956) beginnt eine harte Auseinandersetzung zwischen Syngenetikern und den Verfechtern epigenetischer Entstehung. CLAR (1956, S. 27) muß die Existenz sedimentärer Anlagerungsgefüge zugeben. Er deutet diese Erzablagerungen als Internsedimente in Höhlen anlässlich einer jüngeren epigenetisch-hydrothermalen Zufuhr. Dabei hält er jedoch auch „Gefüge-Abbildung durch selektive Verdrängung oder Imprägnation“ für möglich. Bei einer Diskussionstagung, die 1956 in München mit dem Thema „Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen“ abgehalten wird, greift PETRASCHECK die Gedankengänge CLARS abgehalten wird, greift PETRASCHECK die Gedankengänge CLARS über Internsedimentation auf und bestätigt damit zwar die Existenz von Anlagerungsgefügen, läßt aber die Entscheidung über den Zeitpunkt der Vererzung (syngenetisch-triassisch oder epigenetisch-tertiär offen. MAUCHER (1957, S. 228) wendet dagegen ein, daß die hierzu erforderlichen, ungeheueren, sich über den gesamten Kalkalpenbereich ausdehnenden niedrigen Hohlräumen gleicher stratigraphischer Lage, mechanisch einfach „unvorstellbar“ seien. Eindeutig für externe Anlagerungen von Zinkblende spricht sich in der Folgezeit vor allem SCHULZ (1959, 1960 a, 1960 b, S. 11) aus: „Vulkanische Stoffzufuhr führte, zumindest teilweise, zu extrusivsedimentärer, submariner

Erzanlagerung..... und zugleich zu intrusiv-epigenetischer Vererzung im tiefer gelegenen Sediment“. Während SCHULZ derart auch das Problem der diskordanten Gangvererzung zu lösen versucht, hatten SCHNEIDER, TAUPITZ und MAUCHER für deszendente Umlagerungen und Anreicherungen des primär-sedimentären Stoffbestandes plädiert. Eine Diskussionstagung in Bleiberg 1958 (KOSTELKA & SIEGL 1959) bestätigt die Möglichkeit von Stoffwanderungen „in der Größenordnung bis zu 10 m maximal“. Die Gedanken SEIDLs (1958) zu einer „Solemobilisation“ der Erze erhalten in diesem Zusammenhang vor allem bei der Annahme größerer Wanderwege Bedeutung.

In zusammenfassenden Darstellungen reiht HEGEMANN (1960) die nord- und südalpinen Blei-Zinkerzlagerstätten in den extrusiv-sedimentären Erzlagerstätten der Ostalpen ein, und PETRASCHECK jun. (1960, S. 204 ff.) stellt sie in den großen Zusammenhang der „alpin-mediterranen Blei-Zinkprovinz“, in der sie „magmatogen“ wie alle anderen Lagerstätten sind.

Die historische Entwicklung der genetischen Betrachtungsweise der Blei-Zinklagerstätten der alpinen Trias zeigt, wie vielschichtig und komplex deren Probleme sind. So verwundert es auch kaum mehr, daß SCHNEIDERHÖHN (1956) die Lagerstätten in den Triaskalken zu einer Gruppe von „komplexen Lagerstätten“ zählt, deren heutiger Inhalt aus mehreren „heterogenetischen Vorgangsreihen“ stammt.

4.2 Zur Frage der Erzzufuhr und -Anreicherung

4.21 Begriffe

Den Erörterungen zur Genese der Erzvorkommen des Mieminger Gebirges sei eine Klärung der verwendeten Begriffe voraus geschickt:

Syngenetische Bildungen sind als gleichzeitig und gleichartig in bezug auf die Bildung des Nebengesteins zu verstehen. Dazu gehören auch die diagenetische Verfestigung und die während der Diagenese ablaufenden Verschiebungen des primären Stoffbestands (MAUCHER 1957, S. 226).

Epigenetisch sind demzufolge alle Bildungen, deren Entstehung nicht gleichzeitig und gleichartig mit der Bildung des Nebengesteins abläuft.

Hydrothermalen Lösungen werden mit MAUCHER (1957, S. 226) nur als Bildungen einer magmatischen Differentiation betrachtet. Nicht magmatische Lösungen, die ihren Inhalt aus den durchwanderten Gesteinen aufnehmen und ihn wieder absetzen, sind hydatogene Bildungen.

4.22 Paradiagenetisch-hydrothermale Vererzung im unteren Wettersteinkalk

Der „großoolithische“, massige untere Wettersteinkalk zeichnet sich in einem Niveau von etwa 50 bis 80 m über dem oberani-

sischen Tuffhorizont durch deutlich diskordante, metasomatische Umwandlungserscheinungen aus („Ankerit“-Körper, Verquarzung). „Ankerit“, Quarz und Pyrit sind auch der „Großoolithstruktur“ des Nebengesteins - die als spätdiagenetische Bildung einer Riff-Fazies angesehen wird - primär eingelagert. Diese Mineralisation ist also „syngenetisch“ in bezug auf die Bildung der „Großoolithe“ und „paradiagenetisch“ in bezug auf das ganze Gestein.

Für die schwache Zinkblende-Fahlerz (Enargit)-Bleiglanz-Vererzung, die zusammen mit der oben beschriebenen Mineralisation auftritt, muß dementsprechend auch eine paradiagenetische Entstehung etwa gleichzeitig mit der Füllung der „Großoolithe“ angenommen werden. Gestützt wird die Annahme einer paradiagenetisch-hydrothermalen Vererzung durch das völlige Fehlen von sedimentären Gefügen und die kupferreiche Paragenese, aus deren Zusammensetzung (CuS-reicher Neodigenit) möglicherweise höhere Bildungstemperaturen (vgl. S. 34) abgeleitet werden können.

In der Krabachmasse östlich von Zürs am Arlberg findet KOCH (1958) Ankerite, die „dem Anis und den ladinischen Kalken schichtweise eingelagert“ sind. KOCH (1958, S. 206) kommt nach dem Studium der metasomatischen Gefüge zu dem Schluß, daß die Vorkommen „somit in die Gruppe der Lagerstätten der alpinen Metallogenese der ostalpinen Metallprovinz“ einzuordnen sind. Die Möglichkeit einer epigenetisch - hydrothermalen Vererzung während der Trias und damit eine Zuordnung zum Vulkanismus der benachbarten Melaphyre vom Lech erwägt er nicht!

Ein weiterer Hinweis ergibt sich aus der Nähe des oberanischen Vulkanismus, für den MILLER (1962) im Mieminger Gebirge lokale Ausbrüche nachweisen kann. Der erzführende Bereich des tiefen unteren Wettersteinkalkes deckt sich dabei ungefähr mit einem Gebiet maximaler Tuffmächtigkeit.

Die vulkanische Tätigkeit im Oberanis muß dem initialen Vulkanismus der alpidischen Geosynklinale zugerechnet werden. GEIS (1960, S. 50) teilt die „frühorogenen Sulfidlagerstätten“ in die direkt dem initialen Vulkanismus zugehörigen kupferhaltigen Kieslagerstätten und die weiter entfernten kupfer-

armen bis kupferfreien Lagerstätten mit Zinkblende, Bleiglanz und Pyrit ein.

Eine (im Kleinen) vergleichbare Abnahme des Kupfergehalts mit der (zeitlichen) Entfernung vom Vulkanismus zeigen auch die Lagerstätten des Mieminger Gebirges. Während die Erzvorkommen 50 bis 80 Schichtmeter (Grieß Sp., Mursee) über den oberanischen Tuffhorizonten die charakteristische Kupferparagenese aufweisen, führt das Vorkommen am „Welschen Loch“ (48), das etwa 50 bis 70 Schichtmeter höher liegt, weder „Ankerit“ und Quarz, noch die Kupfermineralisation. Die Vererzung zeigt hier sedimentäre Gefüge mit klastischer Zinkblende, ist also syngenetisch. Das Erzvorkommen leitet nach Paragenese und Gefüge zur syngenetisch-sedimentären Vererzung des oberen Wettersteinkalkes über.

4.23 Syngenetisch-sedimentäre Vererzung im oberen Wettersteinkalk

Das Nebengestein der oberladinischen Erzvorkommen ist durch einen sehr raschen Fazieswechsel gekennzeichnet, der in den „Zwischenschichten“ des oberen Wettersteinkalkes lokal auch Faulschlamm-Milieu bedingt. Die schnellen und häufigen Änderungen der Bildungsumstände sind Ausdruck sehr unruhiger Sedimentationsverhältnisse, die vorwiegend durch ein submarines Relief und stark schwankende Materialzufuhr hervorgerufen werden.

In diesem (100-150 m mächtigen) Schichtpaket mit der ausgeprägten faziellen Eigenart, liegen Erzvorkommen, deren Gefüge mit denen des sedimentären Nebengesteins verwandt sind. (Auf die diskordanten Erzanreicherungen auf tektonischen Strukturen wird in einem abschließenden Kapitel (s.S. 57) eingegangen!).

Außer sedimentären Anlagerungsgefügen können an den Erzen auch Gefüge diagenetischer Entstehung beobachtet werden, die wiederum mit den diagenetischen Gefügen des Nebengesteins übereinstimmen.

Mit Recht bezweifelt niemand die sedimentäre Dolomitbildung und die diagenetische Dolomitspatiation, wie SANDER (1936) sie schildert. Die von SCHNEIDER (1954 b) beschriebene sedimentäre Bildung von Flußspat und die oben ergänzend belegte „Flußspatiation“ zeigen aber in allen Einzelheiten vergleichbare Gefüge, die ebenfalls nur syngenetisch-sedimentäre Deutung zulassen.

Neben Fazies und damit Schichtgebundenheit, sedimentären und diagenetischen Gefügen spricht vor allem die Ungleichartigkeit der verschiedenen Lagerstätten für syngenetisch-sedimentäre Entstehung.

Vor allem die deutlichen paragenetischen Unterschiede sind ein gutes Argument gegen eine einheitliche tertiäre hydrothermale Vererzung. Die räumliche Entfernung der einzelnen verschiedenartigen Lagerstätten untereinander (die paradiagenetischen des unteren Wettersteinkalkes einbegriffen) ist gegenüber der Entfernung zum hypothetischen „lösungsbringenden Pluton“ so gering, daß durch sie keine bedeutenden Unterschiede in den physikochemischen Bildungsbedingungen (und damit der Paragenese) hervorgerufen werden können. Auch topomineralische Beeinflussung ist bei der faziellen Ähnlichkeit der vererzten Gesteine weitgehend ausgeschlossen. Bei lokaler Lösungszufuhr ins Meerwasser durch einen schwachen Vulkanismus könnten jedoch schon geringe Entfernungsunterschiede und geringfügige Änderungen von Chemismus, Temperatur und Strömung des Meerwassers - durch die jeweilige paläogeographische Situation bedingt - einen weitaus größeren Einfluß auf die Paragenese ausüben.

CLAR (1955, S. 22) benützt die - angebliche - Ähnlichkeit der Lagerstätten als Argument gegen die syngenetisch-sedimentäre Entstehung: eine sehr genaue lokale Wiederholung der paläogeographischen Einzelbedingungen während der anisischen und mehrfach in der ladinischen Stufe, die man aus dieser Ähnlichkeit ableiten müsse, sei nicht vorstellbar. Wie oben ausführlich dargelegt, unterscheiden sich die (nach TAUPITZ 1954 anisischen) Lagerstätten des unteren Wettersteinkalkes zu einem Teil grundsätzlich von denen des oberen. Auch innerhalb des oberen Wettersteinkalkes fallen charakteristische Unterschiede auf (s.S.) Daß eine genaue „lokale Wiederholung paläogeographischer Einzelbedingungen“ aber auch durchaus möglich ist, zeigen die mehrfachen Lagen von „schwarzer Breccie“, die SCHNEIDER (1953) aus dem oberen Wettersteinkalk der Maggeswand beschreibt und

mit den fast gleichartigen Bildungen in der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg/Kärnten vergleicht.

Die Möglichkeit von Internsedimentation in ausgedehnten Hohlräumen hat bereits MAUCHER (1957) mit dem Hinweis auf rein mechanische Schwierigkeiten nachdrücklich abgelehnt. Auch in den sedimentären Erzen des Mieminger Gebirges ist im allgemeinen ein fließender Übergang von den Erzfeinschichten zum nicht vererzten Nebengestein zu beobachten; bei einem Hohlraumsediment müßte eine scharfe Grenze ausgebildet sein. Echte (chemische) Hohlraumsedimente, wie die „Großoolithe“ des unteren Wettersteinkalkes, sind im allgemeinen allseitig wandständig mit dem Internsediment ausgekleidet und zeigen keine geopetalen Gefüge wie die externen Erzsedimente. Bei der Annahme von annähernd gleichzeitiger Internsedimentation der Erze im unteren und oberen Wettersteinkalk sind die ausgeprägten paragenetischen Verschiedenheiten ebenfalls nicht zu erklären. Eine Erklärung ist aber möglich, wenn man für die primäre Vererzung des oberen Wettersteinkalkes externe Sedimentation am Meeresboden unter dem modifizierenden Einfluß der jeweiligen paläogeographischen Situation annimmt. Als Stofflieferant kommt ein oberladinischer Vulkanismus in Frage, der sich aber nur mittelbar aus den „sprunghaften Faziesänderungen“ (SCHNEIDER 1953 b, S. 114) erschließen läßt.

In den südlichen Kalkalpen ist neuerdings ein mittel- bis obertriadischer Vulkanismus durch SIEGL (in KOSTELKA & SIEGL 1959, S. 246), PILGER & SCHÖNENBERG (1958) und VACHE (1962) in engem (genetischem) Zusammenhang mit den dort verbreiteten Blei-Zink-Erzlagerstätten aufgefunden worden.

4.3 Epigenetische Umlagerungen des syngenetisch-sedimentären Stoffbestandes

Möglichkeiten der deszendente Umlagerung von Blei- und Zinkerzen ergeben sich:

- a) durch diagenetische Lösungswanderung,
- b) tektonische Beanspruchung und gleichlaufende Mobilisation, sowie
- c) durch Einflüsse exogener Verwitterungsprozesse.

Diagenetische Lösungsumsätze mit Sammel- und Rekristallisation sind auch in den Erzen des Mieminger Gebirges nur im dm-Bereich zu beobachten. Die Reichweite von Verwitterungslösungen dagegen ist durch meist tektonisch angelegte Wanderwege bedingt und kann mehrere hundert Meter betragen.

Vor allem das Zink kann als Sulfat leicht gelöst und nach weitem Transport in sauerstoffarmen bis -freien Bereichen durch Reaktion mit dem karbonatischen Nebengestein zu Zinkspat („Galmei“) umgesetzt werden. Die an eine Störungszone gebundenen, ausgedehnten „Galmeistöcke“ des Friedrich Hammacher-Bergbaues (s.S. 67) sind auf diese Weise entstanden.

Von größerer Bedeutung sind weitreichende Umlagerungen des primären Bestandes, die im Mieminger Gebirge vor allem an der Lagerstätte Silberleiten zu größeren diskordanten Anreicherungen führt.

MAUCHER, SCHNEIDER und TAUPITZ nehmen an, daß die diskordanten Erzvorkommen an steil stehenden Störungszone, die in Gefüge und geochemischer Paragenese hydrothermalen Bildungen ähnlich sind, durch hydatogenen Umsatz wässriger Lösungen während und nach tektonischer Beanspruchung angereichert wurden. Wesentlich ist, daß die diskordanten Vorkommen fast immer gemeinsam mit einer schichtigen Vererzung auftreten (z.B. Silberleiten und „Mutterlagerstätte“ (10)).

Als Deutungsmöglichkeiten blieben neben der obengenannten noch offen:

- 1) Entstehung der Lagerstätte in 2 getrennten Phasen: syngenetisch-schichtige Vererzung in der Trias, epigenetisch-diskordante Vererzung nach der tektonischen Beanspruchung. Das räumliche Zusammentreffen zweier zeitlich so weit getrennter und verschiedenartiger Vorgänge ist aber äußerst unwahrscheinlich.
- 2) Die steilen diskordanten Gänge stellen die oberen Enden der Zufuhrspalten azzendenter hydrothermalen Lösungen dar. Ob diese Möglichkeit in den Mieminger Bergen verwirklicht ist, läßt sich wegen fehlender Untersuchungsmöglichkeiten z.B. an der großen Silberleitener Lagerstätte nicht entscheiden.

Auf eine - neuerdings diskutierte - Möglichkeit der Umlagerung von Pb-Zn-Erzen durch Solemobilisation, die zu einer Trennung von Pb und Zn führen kann, deuten die Untersuchungen von GARRELS (1944) hin. Danach begünstigen Chloridionen in schwacher

Konzentration die Löslichkeit von Pb und Zn in Form komplexer Sulfide, weil durch die Halogenionen die Metallionenkonzentration stark herabgesetzt wird: etwa $Me^{++} + nS \rightarrow MeS_n^{2n-2}$.

Bei höherer Chloridkonzentration fällt ZnS aus, während Pb bis zu einer stärkeren Abnahme des Cl⁻-Gehaltes (Verdünnung durch fremde Wässer) in Lösung bleiben kann. D.h., bei relativ geringer Salinität der Lösungen wird zuerst das Blei mobilisiert, worauf möglicherweise zurückzuführen ist, daß der Bleiglanz im Gegensatz zur Zinkblende fast nie in primären, sedimentären Gefügen erhalten ist.

GARRELS stellt fest, daß in hydrothermalen Gängen PbS höher liegt als ZnS. Die diskordante Lagerstätte Silberleiten zeigt im Gegensatz dazu entsprechend dem deszendenden Lösungsumsatz - daß die Pb-Anreicherung tiefer liegt als die Zn-Lagerstätte.

Als Lieferant von Chloriden, die die Erzlösung begünstigen, kommt nach MAUCHER (1957, S. 229) vor allem marine Sole in Frage, deren Salzgehalt in den ladinischen Kalken konserviert war.

Eine andere Möglichkeit für die Herkunft von Sole, die Dolomitierung bzw. Erzbildung bewirken kann, sieht SEIDL (1959) in den permischen Salzlagern, deren Mineralgehalt während episodischer Bodenunruhen zusammen mit „Metalllösungen“ auf alten (triassischen) tektonischen Linien aufsteigt. SEIDL (1959, S. 286) erkennt „Residuen“ des „permischen Salzgebirges“ in den Gipsvorkommen südlich des Fernpasses, die in den Raibler Schichten (!) liegen. Eine bisher völlig unbewiesene Hypothese!

Speziell die Löslichkeit von Bleisulfid untersuchte HEMLEY (1953), der zum Ergebnis kam, daß bei 25°C und 1 at Gesamt - druck 10^{-6} gPb (als PbCl⁻ bzw. Pb(HS)₂, oder Pb(HS)₃⁻) in 1 l schwefelwasserstoffgesättigter NaCl-Lösung transportiert werden können. Diesen „milden“ Versuchsbedingungen stehen andererseits während des angenommenen Umlagerungszeitraumes im Wettersteinkalk Drucke und Temperaturen gegenüber, die denen „hydrothermalen Bereiche entsprechen“ können (MAUCHER 1957, S. 229). Ungeklärt bleibt freilich die Herkunft des zur Lösung nötigen H₂S, will man nicht als „deus ex machina“ die Produktion sulfatreduzierender Bakterien in großen Tiefen gelten lassen.

Nachdem die Existenz sedimentärer Erzgefüge gesichert ist und der überwiegende Teil der diskordanten Anreicherungen weder als junge hydrothermale Nachschübe (SCHNEIDERHÖHN 1956), noch (wegen ihrer Bindung an jüngere tektonische Linien) als epigenetische Zufuhrspalten der triadischen syngenetischen Vererzung (HEGEMANN 1960, S. 181) aufgefaßt werden kann, bleibt die qualitative und quantitative Erfassung sekundärer deszendenter Umlagerungsvorgänge das zentrale Problem der Entstehung kalkalpiner Blei-Zinkerzlagertstätten, dessen Lösung darüberhinaus für jede Art aszendenter und deszendenter Sulfidtransporte von großer Bedeutung sein kann.

5. Einzelbeschreibung der Erzvorkommen

5.1 Lagerstätten im oberen Wettersteinkalk

Marienberg (M.: 26)

Marienberg - (Heilig)- Dreikönigszeche (M.: 26a; 1-4)^{†)}

Am Südostabhang der Handschuhspitzen liegen zwischen 1850 und 1950 m zahlreiche Einbaue, die zum Revier Marienberg zu rechnen sind. Die größten, teilweise heute noch befahrbaren Stollen, die sich selten zu bis 5 m hohen Zechen weiten, sind auf 1870 m Höhe nach NNE vorgetrieben worden. Eine unterhalb ansetzende Halde wird auf 1780 m von steilen Plattenschüssen abgelöst.

Vererzt ist ein eng begrenzter, etwa 10 m mächtiger Horizont des oberen Wettersteinkalkes (~40 m unter Raibler Oberkante), der sich durch Resedimentationsgefüge (Fossilenschuttlagen mit dem dickschaligen Megalodus und "schwarze Breccie") besonders auszeichnet. In Erznähe ist diffuse Dolomitspatisation häufig, die wie am Taja-Kopf auch zu größeren Dolomit (spat)zonen überleitet.

Die Erzmineralisation entspricht mit überwiegend Zinkblende bzw. Galmei, (auch Greenockit), wenig PbS und Flußspat in schichtigen Verbänden etwa der der Silberleitener "Mutterlagerstätte" (s.S.65). Der gegenüber den Schartenbauen (s.S.68) sehr geringe Pyritanteil ist auf die tiefere stratigraphische Lage des Vorkommens zurückzuführen.

Neben feinschichtigen Erzverbänden mit ZnS-CaF₂-Rhythmiten (Abb. —), die vor allem südlich oberhalb (1880 m) der Haupthalde auf einer kurzen Nebenthalde angetroffen wurden (vermutlich aus dem Liegenden der "schwarzen Breccie" gefördert), sind

†) Zahl vor dem Strichpunkt ist Monographie-Nr. (M); dahinter laufende Nr. aus Tabelle 1.

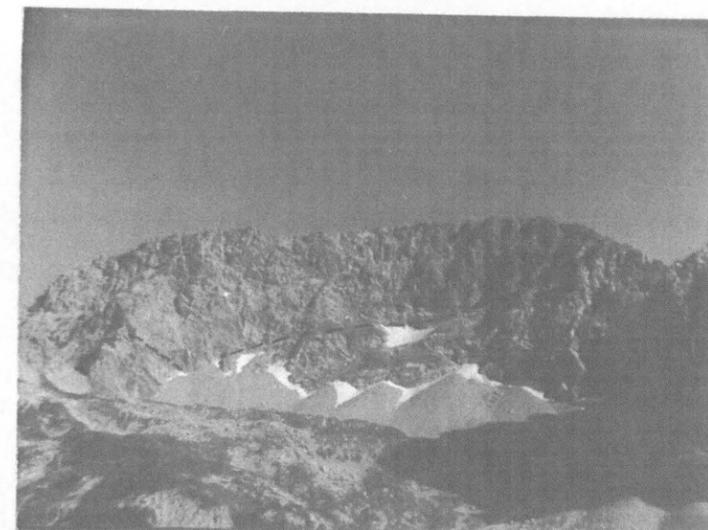


Fig.1: Die Nordwände der Griesß Spitzen (2743 m) vom Drachenkopf gesehen. Die gestrichelte Linie markiert die Grenze Muschelkalk-Wettersteinkalk, bis zu der (im Bereich des großen Schneeflecks) Erzfallstücke mit Kupferoxydationsmineralien verfolgt werden konnten.

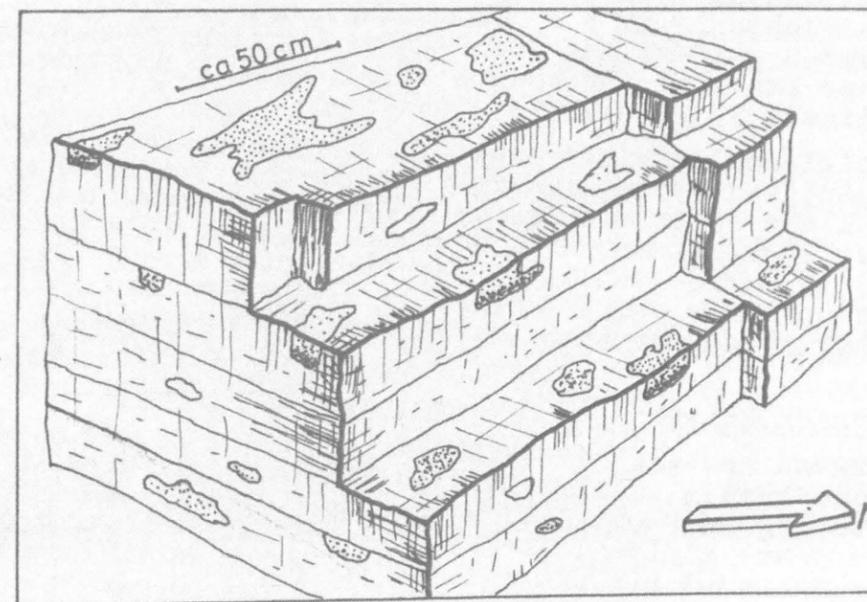


Fig.2: Die Lagerungsform der "schwarzen Breccie" an der Marienberg-Dreikönigszeche (2): Unregelmäßig lappig auf und in den Bänken des oberen Wettersteinkalkes liegen einzelne Flecken eines hellgelblichgrauen Mergelkalkes, der eine schwankende Zahl dunkelbrauner bis schwarzer, mm-großer Gesteinsbruchstücke verkittet. - Bevorzugte Längsachse der Breccienkörper etwa NW-SE streichend.

auch derbe Blendeerze meist an streichenden Klüften entwickelt. Daneben treten auch ärmere Kokarden- und Netzerze (ZnS „netzartig“ auf Klüften verteilt) auf, die auf anderen Haldenteilen wie die Schichterze verbreitet sind.

Oxydationserscheinungen treten zwar bei den heutigen Aufschlüssen zurück, es ist aber zu vermuten, daß größere Teile der Hutzone der Lagerstätte teilweise im Tagebau abgetragen wurden. Hierin ist wohl auch die Erklärung für die vegetationslose Hangverflachung auf ca. 1860 m unterhalb der Hauptstollen zu suchen.

Marienberg - Nord (M.: 26b; 5-7)

Nördlich unterhalb von (26a) am Ostabhang der Handschuhspitzen auf 1680 m und zu beiden Seiten des Weges zum Marienberg-Joch auf ~1720 m sind im oberen Wettersteinkalk (tektonische Grenze Raibler Schichten-Wettersteinkalk; raiblernahe Wettersteinkalk scheint zu fehlen!) mehrere kurze Stollen angefahren worden, die bis auf eine Ausnahme kein Erz antrafen.

Auch hier ist Dolomitspatisation auffällig. Teilweise wittern im Schichtstreichen angeordnete Dolomit„konkretionen“ aus.

Die südlichsten Abbauprobe dieses Bereiches, die mit saigeren Schächten (bis 6 m Teufe) und mehreren kurzen Stollen vorgenommen wurden, haben vor allem Bleiglanz angetroffen. Auf einer stark überwachsenen sehr alten Halde liegen die Reste dieses Fördererzes.

Der Bleiglanz ist hier vorwiegend an rötlichbraune Kluftfüllungen (teilweise limonitische Glaskopfbildungen) gebunden, die wohl als Produkt exogener Verwitterung und damit verbundener deszendenter Brauneisenumlagerungen (SCHNEIDER 1953 b, S. 106) zu betrachten sind. Wahrscheinlich ist die Umlagerung des Bleisulfides von den schichtigen Erzverbänden des unmittelbar benachbarten Erzvorkommens 26a ausgegangen.

Historische Entwicklung des Bergbaues Marienberg:

Der Bergbau ist nach WOLFSTRIGL - WOLFSKRON (1903) zuerst aus dem Jahre 1549 als Galmeibergbau „zum heiligen drey künigen in Mariaperg im Oberlandt“ überliefert. Nach ISSER (1888 b) war die kurze Blütezeit des Vorkommens auf die zweite Hälfte des 16. Jahrhunderts und auf das 17. beschränkt. Noch 1622 wurden von Marienberg 110 t Galmei an die Nassereither Messinghütte geliefert. Doch schon 1675 waren die Erzmittel erschöpft. Ein bäuerlicher Schürfer versucht dann noch einmal 1876 - 1878 mit sehr geringem Erfolg die Wiedergewältigung (ISSER 1888 a).

Hier muß auch ein von ISSER (1888 b) als „Waldschachtl“ überlieferter Schurfbau nördlich des Marienberg-Joches erwähnt werden, der vermutlich mit dem Stollen im oberen mittleren Muschelkalk auf (Pyrit- und Brauneisenspurten) ~ 1700 m östlich oberhalb des Weges zum Schachtkopf identisch ist. Seine Anlage geht wohl auf die von MUTSCHLECHNER (1955) überlieferte Verleihung im Jahre 1636 zurück.

Mieminger Südseite (M.: 27)

Grünstein-Süd (M.: 27a; 8)

Ein in der einschlägigen Bergbauliteratur bisher nicht bekanntes Erzvorkommen wurde durch Fallstücke auf 1880 m Höhe unterhalb der Grünstein-Südwand entdeckt. Das Anstehende mit grober Sicherheit im oberen Wettersteinkalk des Grünsteins vermutet werden, denn der die Erze begleitende Schutt führt zum überwiegenden Teil feingeschichteten oberen Wettersteinkalk.

Die Vererzung ist durch ein stärkeres Vorherrschen von Zinkblende gegenüber Bleiglanz gekennzeichnet. Oxydationserscheinungen mit Galmei- und Schwarzbleierz-Bildung sind allgemein. Neben reichen Zinkblende-Derberzen sind vor allem Breccien- und Netzerze für die Lagerstätte bezeichnend, wobei an den Breccien-erzen teilweise metasomatische Verdrängungen des Wettersteinkalkes durch Zinkblende zu beobachten ist.

Der einzige Hinweis auf Bergbautätigkeit im betreffenden Gebiet stammt aus dem Tourenführer von BURMESTER & PLANCK (1920), nach denen der Abstieg vom Grünstein an den Spuren eines Galmei-Bergwerkes vorbeiführen soll. Die eigene Begehung des sehr schwierigen Geländes konnte keine Bestätigung für die Existenz dieses Bergbaues erbringen.

Die Erzvorkommen der Grünstein-Südseite schaffen jedoch die Verbindung zwischen den Lagerstätten Marienberg-Dreikönigszeche im Westen und Gamswannele im Osten, die beide ebenfalls im oberen Wettersteinkalk ausgebildet sind.

Gamswannele (Gamswannig nach d.AV-Karte) (M.: 27b; 9)

An der Süd-Seite der Grießspitzen, 100 m unter der tektonischen Grenze zu den Raibler Schichten im oberen Wettersteinkalk sind kleinere Bergbauversuche auf arme Bleierze (Ag-Gehalt?) unternommen worden. Auf 2145 m wurde im saiger stehenden Wettersteinkalk (ss 90/90) ein 25 m langer Stollen vorgetrieben, der jedoch nicht erzfündig wurde. Auf 2175 m wurde ein Schacht (1,2x1,8 m) ca. 10 m tief abgeteuft; an seinem Oberende führt dieser reichlich verschmierten Bleiglanz und Brauneisen.

Wie bei Grünstein-Süd herrschen tektonische Breccien und Netzerze (vererzte Kleinklüfte) vor; spätere Bewegungen verschmieren den Bleiglanz auf den Kluftflächen. Zinkblende scheint stark zurückzutreten.

ISSER (1888 b) erwähnt das Vorkommen, legt es aber irrtümlich an den Südbach des Grünsteins. Die Lokalität Gamswannig liegt aber an der Südbachung der Grießspitzen und wie ISSER dann richtig schreibt ca. 2,5 km östlich des Marienbergjoches. Von den Abbau- bzw. Schürf-Perioden ist nur bekannt, daß das Vorkommen 1880 noch einmal belegt, also bereits vorher entdeckt und untersucht war.

Mitter Spitzen-Süd (M.: 27c; 10)

Am Unterende der Stöttltreise, auf 1370 m unter der Südwand der Mitter Spitzen wurden Pyrit- und Brauneisenerze durch einen bescheidenen Bergbau (3 niedrige kurze Stollen) erschürft.

Den unmittelbaren Übergang zwischen Raibler Schiefertönen und Sandsteinen und Wettersteinkalk bildet eine fossilreiche Pyritschwarte (vererzte Echinodermenbruchstücke Taf.8 Fig. →) mit ~ 10 cm Mächtigkeit. Nach dem Liegenden, im typischem raiblernahem Wettersteinkalk nimmt der Pyritgehalt rasch ab; kleinere Pyritkonkretionen verwittern zu Brauneisenmulm, der, wenn er ausgewachsen wird, das Gestein löchrig-kavernös erscheinen läßt.

Die Vererzung beschränkt sich hier offensichtlich auf Pyrit und Markasit, während bei einem vergleichbaren Vorkommen an der Heiterwand (ein Anschliff wurde von Herrn Dipl. Geol. Dr. H. MILLER freundlicherweise überlassen) u.d.M auch Zinkblende gefunden wurde.

Silberleiten (Schachtkopf) (M.: 28)

Der Bergbau Silberleiten, der im Schachtkopf (Taf.18), einem niedrigen Vorberg (1641 m) östlich von Biberwier umging, hat die größte Erzanreicherung des Untersuchungsgebietes aufgeschlossen und fast restlos abgebaut. Während noch in der Mitte der achtziger Jahre des vorigen Jahrhunderts die Länge aller offenen Grubenräume 59 km betrug, sind heute, bis auf wenige Ausnahmen (Gipfelbaue, Max-Braunstollen), die Stollen bzw. ihre Mundlöcher verfallen.

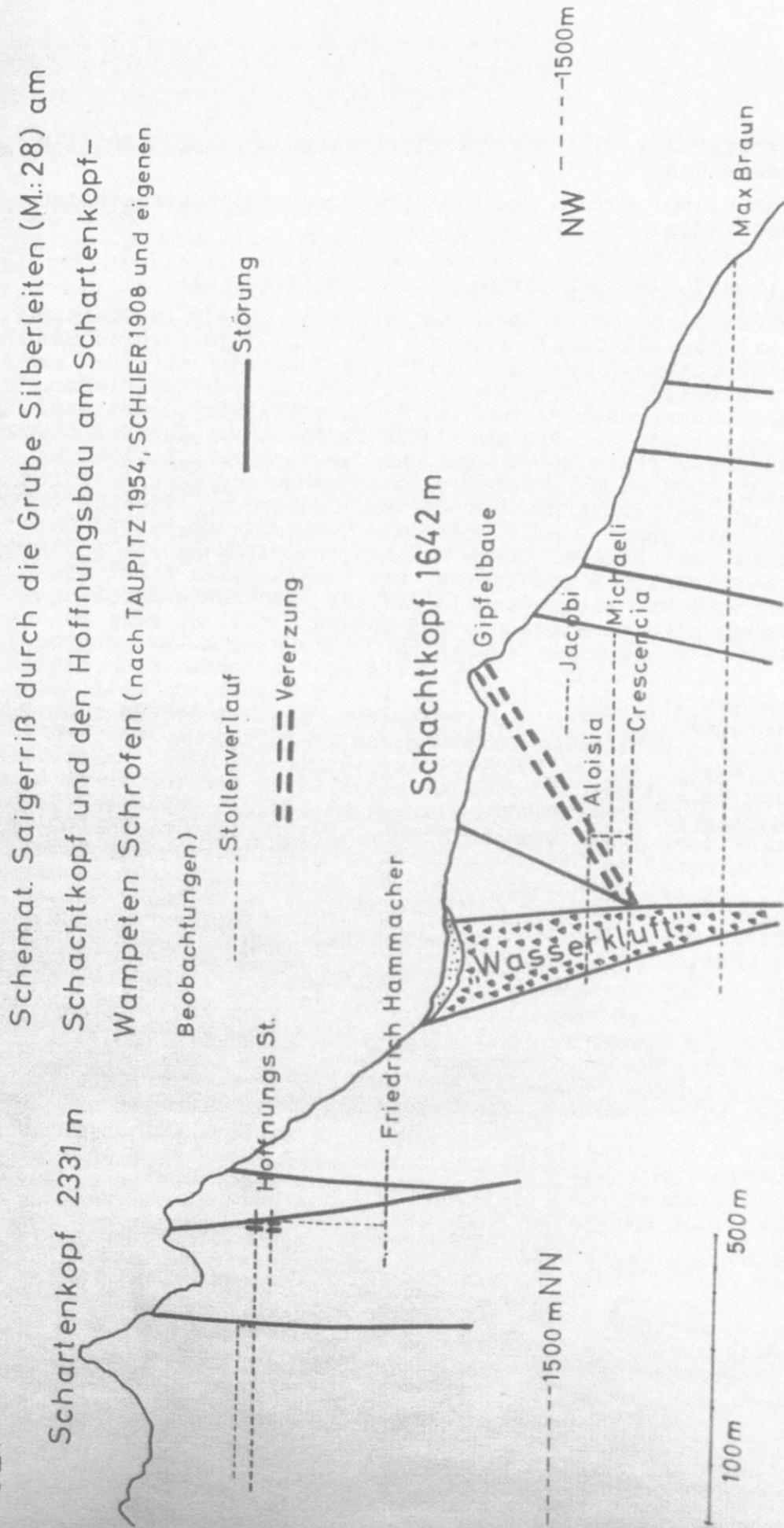
Die Darstellung der Lagerungsverhältnisse der Vererzung muß sich also im wesentlichen, wie auch schon bei TAUPITZ (1954 a), auf eine Wiedergabe der in der alten Bergliteratur (vor allem: BEUST (1871), HAUSING (1898, 1900), ISSER (1881, 1888 a+b), SCHLIER (1907), SCHMIDT (1867, 1870)) verstreuten Daten beschränken. Durch eigene Haldenfunde konnten die historischen Daten belegt und ergänzt werden.

Auf S. 24 wurde bereits auf die tektonische Stellung der Schachtkopfmasse eingegangen. Sie verdankt ihre heutige isolierte Lage einem sehr jungen Gleitvorgang, der sie vom Westrand des zentralen Mieminger Gebirges entlang einer 100 m breiten N-S-streichenden Störungszone („Wasserkluft“) um etwa 700 m absinken ließ.

Für AMPFERER (1941) ist die starke Zerstückelung der Wettersteinmasse des Schachtkopfes durch meist wasserkluftparallele Störungen eine Folge der Abbremsung der Absenkung auf dem Talboden. Er wiederholt damit nur die Ansicht SCHMIDTs (1867, S. 274), der die staffelförmigen Verwerfungen und „schwebenden Zertrümmerungen“ der Lagerstätte auf eine „Anstimmung gegen Westen bei der Absitzung“ zurückführt.

Innerhalb der Schachtkopfmasse, die als das abgesunkene Westen- de der von MILLER (1962 a) nachgewiesenen Mulde des Mieminger Gebirges aufzufassen ist, lassen sich zwei räumlich getrennte

SE



und stofflich deutlich verschiedenartige Lagerstättenteile unterscheiden.

Im Schachtkopf werden zwei räumlich getrennte Lagerstätten unterschieden:

Die Silberleitener Bleierzlagerstätte (M.: 28a)

ISSER (1881, S. 90) unterscheidet hier 4 parallele Bleierzblätter, die mit 15-45° nach SE einfallen. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Erzführung liegt bei 0,5 m, lokal erreicht sie 1,2 - 2,5 m, kann aber auch bis zu 1 mm dicken Bleiglanzsnürchen vertauben. Die streichende Gesamtlänge der Lagerstätte von den Ausbissen am Schachtkopfgipfel (1641 m), bis zu ihrem tektonischen Ende an der Wasserkluft (1340 m) beträgt ~ 500 m. Eine Mächtigkeitszunahme der Vererzung ist vor allem an Scharungen der Bleierzblätter, die TAUPITZ (1954 a, S. 106) als junge Deckelklüfte mit Überschiebungsnatur bezeichnet, mit älteren Quer- und Diagonalstörungen zu beobachten; auch bei lokalem Flacherwerden der Deckelklüfte nimmt die Erzmächtigkeit zu. Einen Hinweis auf die Entstehung der Kluftvererzung gibt eine Beobachtung ISSERS (1881, S. 90): wo die Erzblätter die Schichtflächen des Wettersteinkalkes queren, nimmt die Erzmächtigkeit zu; nicht selten laufen auch einige Erztrümmer den „Schichtklüften“ bis 15 m nach, um sich dann zu verlieren. Die durchaus moderne Auffassung ISSERS (1881, S. 90), die Erze seien ursprünglich in Putzen und Nestern „lagerförmig“ im Wettersteinkalk gelegen und durch später eingetretene Umlagerung auf Spalten und Klüften des Kalkes in mehr „gangartigen“ Räumen vereinigt worden, stellt vollends die Übereinstimmung mit den Ansichten TAUPITZ (1954 a, S. 107) her. Nach ihm wanderte bei der sulfidischen Umlagerung der Metallgehalt der schichtgebundenen, sedimentären Vorkommen in die Deckelklüfte ab, die die primären-sedimentären Lagerstätten schnitten und vererzte dabei auch die steilstehenden Klüfte in deren Nähe.

Der Bleiglanz der Primärlagerstätten wurde bei und nach der Umlagerung stark beansprucht und danach teilweise zu Schwarzbleierz und Cerussit oxydiert; die anderen, in der Menge stark zurücktretenden Primärerze (ZnS, FeS₂) liegen in oxydierter Form als Galmei und Brauneisen vor. HAUSING (1898), S. 103) erwähnt hier noch Strontianit als Drusenfüllungen.

Die alten Haldenbestände, die infolge der Durchkuttungen in den bergbaulich unergiebigsten letzten Betriebsjahren sehr arm sind, zeigen nur noch teilweise derbe Bleiglanzputzen (Jacobi-Stollen) und Cerussitüberzüge auf Kluftflächen.

Hinweise auf das Gefüge der Gangvererzungen verdanken wir wieder ISSER (1881, S. 90), der die deutliche Schichtung der Erze beschreibt. Bleiglanz, Schwarzbleierz und Galmei sind zusammen mit dem feinen Gangleiten wohl während jüngeren Bewegungen auf den Kluftflächen zu mehrfach übereinander liegenden brettartigen Lagen ausgewalzt. Auch Breccienminerale, bei denen oxydische Blei-Erze und Galmei als Bindemittel zwischen

kalkigen Breccienkomponenten liegen, sind nicht selten.

Die Zinkerzlagerstätte (M.: 28b)

Die Zinkerzlagerstätte, die im Schachtkopfbereich nicht zutage ausbeißt, streicht etwa parallel zur Bleierzlagerstätte, fällt aber etwas steiler nach SE. Der Haupterzzug besteht aus stockartigen Linsen von 3-20 m Mächtigkeit und 10-30 m Breite mit Kokarden- und Netzerzen, evtl. derben Sedimenterzen (TAUPITZ 1954 a, S. 105). Die Bildung von Galmei ist naturgemäß oberflächennah und an tagewässerführenden Wegsamkeiten („Wasserkluft“) besonders stark. Im Liegenden des Haupterzuges wurde ein geringmächtigeres 2. Lager angefahren.

Die in oxydischen Zinkerzen Galmei (Zinkspat im Wesentlichen), Zinkblüte (Hydrozinkit) tritt noch Greenockit, der als gelber Anflug auf Zinkblende mit beginnenden Oxydationserscheinungen auftritt. DITTLER (1916) beschreibt von hier einen Haldenfund von Mennige.

Auf der N-Seite und S-Seite des Schachtkopfes wurden neuerdings auf jeweils 1550 m Descloizit-Überzüge auf oberem Wettersteinkalk gefunden. Vanadiumminerale waren aus dem Untersuchungsgebiet bisher nicht bekannt und in diesem Bereich auch nicht erwartet worden.

Feinschichtige Pb-Zn-Erze mit hohem Fluoritgehalt wurden auf der Halde des Barbara-Stollens gefunden. Möglicherweise stellen sie die Überreste einer heute bereits erodierten „Mutterlagerstätte“ dar, deren Stoffbestand bei diagenetischer, tektonischer und auch verwitterungsbedingter Mobilisation in zwei räumlich und stofflich unterscheidbare Lagerstättenteile abwanderte.

Geschichtliche Entwicklung des Bergbaues Silberleiten

Die Entdeckung der Erzvorkommen am Schachtkopf ist nach ISSER (1881, S. 104) durch eine Sage überliefert:

Hirtenknaben, die am Schachtkopf Ziegen hüteten, fanden glänzende Steine, die von den Tieren beim Weiden losgetreten wurden. An den Ausbissen der Lagerstätte, die solcherart bloßgelegt wurden, begann dann bereits zu Beginn des 16. Jahrhunderts ein reger Bergbau. Nach SRBIK (1929, S. 206) geht die erste Erwähnung sogar auf 1483 zurück. 1511 wurden die ersten Bergrechte verliehen. Im höchsten Stollen des ganzen Schachtkopf-Bereiches konnte ISSER (1881, S. 105) noch die eingekopft-Bereiche der Jahre 1524 und 1570 entdecken. Die Bleierze wurden in unmittelbarer Stollennähe ohne weitere Aufbereitung verschmolzen. Erst 1645 wurde ein Schmelzofen im Tal bei Biberwier errichtet. Auch Silberleiten war vor allem im 17. Jahrhundert von dem allgemeinen Rückgang des Bergbaues von Tirol betroffen (SRBIK 1929).

Bis 1775 waren im wesentlichen Bleierze gefördert worden, erst in diesem Jahr werden erstmals größere Mengen Galmei (500 Zentner) erwähnt, die an auswärtige Messinghütten verkauft wurden. Im Jahre 1826 erhielt die Gewerkschaft Silberleiten

die Erlaubnis, in Biberwier eine Zinkhütte zu errichten. Um 1855 lag die Gesamtfördermenge von Bleierzen bei 3650 Zentnern, Zinkerze wurden 4580 Zentner gewonnen; die Metallausbeute belief sich dabei auf 1150 Zentner Blei und 1240 Zentner Zink.

Die hohen Fördermengen gingen auf Kosten der Vorratswirtschaft; die Abbaumethoden hatten starke Ähnlichkeit mit Raubbau. Dieses unwirtschaftliche Vorgehen hatte bald ein starkes Zurückgehen der Förderzahlen zur Folge, zudem fielen die Bleipreise und die Holzpreise (wesentlich für die Verhüttung) stiegen an. Nach einem Defizit von 500 Gulden im Jahre 1875 wurde 1879 die Gewerkschaft Silberleithen an kapitalkräftige deutsche Gewerke verkauft.

Unter Bergdirektor Max Braun wurde der Betrieb rationalisiert, die gefürchtete Wasserkluft wurde von mehreren Stollen durchfahren. Die veraltete Aufbereitung wurde erneuert und der Schmelzbetrieb in Biberwier völlig eingestellt. Durch Bergverwalter A. Häusing, der das nötige bergmännische und vor allem geologische Verständnis mitbrachte, nahmen auch der Hoffnungsbau und die Neuaufschlüsse im Friedrich-Hammacher Feld einen erfolgreichen Verlauf.

Insgesamt neigten sich die Erzvorräte aber doch ihrem Ende zu. Auch Bohrungen, die um 1908 im Hammacher Feld und in Silberleithen vorgetrieben wurden, brachten keine wesentlichen neuen Funde. Einige Jahre durchkuttete man noch alte Halden und Versatzberge und konnte 1916 unter dem Zwang des Kriegsbedarfes immerhin noch 496 t aufbereitetes Erz aus 4742 t Haufwerk gewinnen. Aber 1921 war das Ende des Bergbaues Silberleithen gekommen. Bei der Einstellung wurde die "sichtbare und gewinnbare Erzmenge auf 100 Waggon (zu 10 t) Bleierze und 500 Waggon" Zinkerze geschätzt (MUTSCHLECHNER 1955, S. 38).

Die wichtigsten Stollen im Silberleitener Grubengebäude sind:

Nicht mehr lokalisierbar:			
Meter ü. NN	Name	Länge	Baubeginn
1630 m	Eduard-Stollen	?	ca 1520
1560 m	Ularich-Stollen	180 m	?
Außerdem: Mathias-, Königin-, Johannes-, Wasserpriell-, Dreikönig-, Lazarus-Stollen.			
Mundlöcher lokalisierbar:			
1550 m	Barbara-Stollen	2800 m	1721
1470 m	Jacobi-Stollen	1900 m	1698
1430 m	Aloisia-Stollen	1370 m	1748
1400 m	Michaeli-Stollen	1650 m	vor 1800
1340 m	Crescentia-Stollen	1100 m	1820
1210 m	Max-Braun-Stollen	1370 m	1887

"Friedrich-Hammacher"-Revier (M.: 29; 20-21)

Die von der "Wasserkluft", einer ~100 m breiten, keilförmig nach unten verlaufenden N-S-Störungszone, abgeschnittenen Blei- und Zinklagerstätten des Schachtkopfes finden ihre Fortsetzung im Wettersteinkalkmassiv des östlich anschließenden Wampeten Schrofens. Sie wurden von den Stollen des "Friedrich-Hammacher" Grubenreviers aufgeschlossen.

Hauptförderstollen war der Friedrich-Hammacher-Stollen (1870 m), der 300 m nach E führt; ca. 50 m vom Mundloch zweigt ein Querschlag nach NE ab. Von dem Querschlag aus wurde ca. 85 m höher mit einem Aufbruch die Vererzung an einer Kluftscharung angefahren und ein Stollen 235 m nach der E-Seite des Berges durchgeschlagen. Ein weiterer Hoffnungsstollen liegt an der hier mit etwa 50° nach der Biberwierer Scharte streichenden Störung auf ~2000 m Höhe.

Wie in Silberleithen sind die Erzkörper an Kluftscharungen besonders reich, erreichen aber nie die Erzmenge der Silberleitener Schachtkopflagerstätte. 85 m über der Sohle des Friedrich-Hammacher-Stollens (1872 m) wurde nach HÄUSING (1900, S. 67) die edle Kalkzone an der Scharung von 2 Klüften (Störungen) angefahren, die mit Klüften im Schachtkopf ("Wasserkluft"- und "Urbanitzky"-Kluft) gleichzusetzen sind. Die Erzführung beschränkte sich in der Hauptkluft auf eine 10 m mächtige Kluftfüllung und bestand vor allem aus in Letten eingebettetem Galmei, aus wenig Zinkblende und Bleiglanz. Die Haupterzanreicherung konzentrierte sich auf 2 übereinanderliegende Stöcke (9x13 m und 14x12 m) von vorwiegend Galmei, die durch ein 30 m mächtiges erzarmes Mittel voneinander getrennt waren. Es handelte sich wohl um metasomatische Verdrängungskörper in einem stark tektonisch beanspruchten Gestein; die Verdrängung erfolgte von Rissen und Fiederklüften aus, die auch nach der Vererzung teilweise noch bewegt wurden, worauf Bleischweifstrukturen hindeuten. Haldenfundstücke (die Hoffnungsstollen liegen schwer zugänglich auf etwa 2000 m Höhe i.d. W-Wand des W.S.) zeigen sehr schön den ungemein zerklüfteten Kalk, der von feinsten Zinkblende- und Bleiglanzschnürchen durchzogen wird; selten wird der Mylonit auch völlig von Zinkblende und Bleiglanz verdrängt (TAUPITZ 1954 a, S. 106).

Geschichte des Bergbaues

Der Silberleitener Bergbau hatte bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts die Wasserkluft, die die Erzführung abschnitt, für ein unüberwindliches Hindernis gehalten. Zuerst war 1845 von dem k.-k. Berg- und Salinenbeamten Schaffer eine Durchquerung vorgeschlagen worden (HÄUSING 1898, S. 101). Die Furcht der Bergleute vor dem gewaltigen Wassereinbruch, der als Folge der Anzapfung des Drachen- und Seebensees alle Anstrengungen zunichte machen konnte, war aber noch zu groß. 40 Jahre später wagte man eine Durchquerung vom Aloisia-, Urbanitzky- und Crescentia-Stollen aus, die kein Erz antraf; bei Frost waren diese Querungen trocken. Trotz des Mißerfolges wurde

1887 noch der Max-Braun-Stollen von der Westseite des Schachtkopfes vorgetrieben, aber auch dieser letzte größere Stollenbau in Silberleiten konnte die erhoffte Fortsetzung der Lagerstätte nicht aufschließen.

Erst der Bergverwalter A. HÄUSING zog aus der gewaltigen Absenkung des Schachtkopfes, die er auch als erster genau berechnete, die nötigen Schlüsse. Mittlerweile hatte sich, durch Erzfunde im Schutt unterhalb des Wampeten Schrofens und die Entdeckung alter Baue an der Biberwierer Scharte und am Schartenkopf, die Aufmerksamkeit dem Wampeten Schrofen zugewendet. 1896 wurde der Friedrich-Hammacher-Stollen angeschlagen, mit dem die Verbindung einerseits zur Biberwierer Scharte und auch zu den vermuteten Lagerstätten im eigentlich Wampeten Schrofen geschaffen werden sollte. Die Vortriebarbeiten im Wettersteinkalk gestalteten sich aber derart schwierig und die Erzausbeute war so mager, daß zuerst 1907 und endgültig 1911 die Arbeit im Friedrich-Hammacher eingestellt wurde.

„Schartenbaue“ (M.: 30)

Zwischen Sonnenspitze (2412 m) und Wampetem Schrofen (2520 m) ist eine tiefe Kerbe (1999 m), die Biberwierer Scharte eingewachsen. Südlich der Scharte, an der längs der „Aufschiebung B“ Reichenhaller Schichten und oberer Wettersteinkalk zusammenstoßen, erstreckt sich oberer Wettersteinkalk, der der südlichen Hauptmulde des Mieminger Gebirges angehört. Die hier ungewöhnliche Mächtigkeit des oberen Wettersteinkalkes wird durch einen eingeschuppten Keil nahe der Biberwierer Scharte erklärt. Raibler Schichten, die von TAUPITZ (1954 a) aus dem Bereich der Scharte angegeben werden, sind nicht mehr erhalten, der Wettersteinkalk zeigt jedoch häufig typische raiblernahe Ausbildung.

Biberwierer Scharte-West (M.: 30a; 23,24)

An den West- und Nordwestabbrüchen des Schartenschrofens und des Wampeten Schrofens südlich der Biberwierer Scharte liegen in schwer zugänglichem Gelände zahlreiche kurze Stollen und Schurfschlitze und ein größerer Abbau, aus dem, teilweise im Tagebau, reiche Zinkerze gebrochen wurden.

Die Vererzung ist mit überwiegend Zinkblende (und deren Oxydationsprodukten), wenig Bleiglanz und Fluorit mit den Vorkommen Marienberg-Dreikönigszeche-Silberleiten zu vergleichen, unterscheidet sich jedoch durch einen hohen FeS_2 -Gehalt, der meist in Form von Markasit und seltener Pyrit vorliegt. Der Grund für den FeS_2 -Reichtum liegt in der hohen stratigraphischen Lage des Vorkommens und der Annäherung an das Raibler Grenzlager.

Die Gefüge der Vererzung sind durch geringe Umlagerungen gekennzeichnet. Derbe, diagenetisch gebildete Erze herrschen vor; der primäre Erzbestand ist in den ärmeren Sprenkelerzen und nach TAUPITZ (1954 a, S. 39) rinnenförmigen - im Querschnitt

muldenartigen - Erzzügen zu suchen. Diese Füllungen flacher Mulden sind jedoch, wie die Aufschlüsse zeigen, sehr undeutlich und auch als diagenetische Anreicherungen zu deuten!

Der Flußspat tritt meist gemeinsam mit Zinkblende auf; stellenweise bildet er aber auch außerhalb des Erzes größere Anreicherungen. Derbe, reine Fluoritmassen könnten dabei den Kalk verdrängen, oder wirken ohne deutliche metasomatische Verdrängungen auf das Nebengestein.

Das Nebengestein ist meist feingeschichteter oberer Wettersteinkalk, der durch das Auftreten von „Sonderfazies“ (vgl. S. —) in Form von schwarzer Breccie und dolomitischen Lagen gekennzeichnet ist. Die höheren Horizonte zeigen mit geringer Feinschichtung und rötlich bis schwärzlich fleckigem Aussehen, typisch raiblernahe Ausbildung.

Über die historische Entwicklung des Bergbaues ist nichts überliefert, doch weist die Anlage von Schrämmstollen (HÄUSING 1898, S. 105, berichtet, daß „Keilsetzarbeit und Bohrer mit convexer Bohrschneide“ festgestellt wurden) auf eine sehr weit zurückreichende bergmännische Tätigkeit hin.

Biberwierer Scharte (M.: 30b; 25,26)

Spuren jüngeren Bergbaues zeigen sich unmittelbar südlich über der Biberwierer Scharte auf 2015 m, 2040 m und 2080 m Höhe, wo sich von einem flachen Schurf, über einen 2 m langen Stollen, bis zu einem ~ 400 m langen Zubau-Stollen der Umfang bergmännischer Arbeit von unten nach oben steigert. Erze traf nur der untere Schurf an. Derbe Körper einer dunklen, grobkristallinen Blende liegen unabhängig von der Schichtung des Nebengesteins im pyritreichen oberen Wettersteinkalk.

Vor dem mittleren Stollen lagern einige Zentner Zinkblende, die wohl aus den Bauen von 30 a gefördert wurden.

Der höchste, lange Stollen, an dessen Ende ein gezimmerter Schacht nach unten führt ist jungen Datums. Guterhaltene Grubengeräte (ein Hunt, Reste von Geleisen) zeigen an, daß er Bestandteil jener Stollenlage war, die die Verbindung zwischen dem Friedrich-Hammacher-Grubenfeld (29) und den Erzvorkommen an der Biberwierer Scharte schaffen sollte, Der Stollen selbst hat keine Erze angetroffen.

Schwärzkar (M.: 30c; 27,28)

Der Bergbau im Schwärzkar, das sich zwischen Wampetem Schrofen und Drachenköpfen erstreckt, war nicht sehr intensiv.

In der streichenden Fortsetzung des oberen Wettersteinkalkes vom Schartenkopf liegt auf 2085 m im mittleren Schwärzkar ein sehr kleiner Schurf, in dem wenig Bleiglanz mit viel Zentralspat auftritt. TAUPITZ (1954 a, S. 106) erwähnt auch sehr arme Zinkblende-Kokardenerze, von denen Fallstücke im unteren Schwärzkar aufgefunden wurden.

Der Bergbau im Schwärzkar, dessen Spuren uns nur unvollständig erhalten sind, stand während der allgemeinen Blütezeit des Bergbaues zu Ende des 16. Jahrhunderts im Abbau.

Aus dem Jahre 1585 berichtet MUTSCHLECHNER (1955, S. 39) von einem Gesuch um Befreiung von den Erzabgaben, das von Gewerken, die im Schwärzkar einem kleinen Erzbergbau unterhielten, eingereicht wurde.

Drachenkar (M.: 31)

"Seeben" (M.: 31a)

Der Bergbau "Seeben" (bei FRIEDRICH 1953, S. 394 auch "Säbertal"), der nach den zahlreichen Verleihungen nach von größerer Bedeutung gewesen sein muß (MUTSCHLECHNER 1955), ist heute nicht mehr genau lokalisierbar. TAUPITZ vermutete die Erzvorkommen unterhalb der Sonnenspitze im Drachenkar. Sie sollten dort im Partnachkalk auftreten. Tatsächlich ist unter der Sonnenspitzen-Ostwand nur ein einziges, ca. 4 m langes, stollenähnliches Loch im mittleren Muschelkalk zu finden, aus dem aber offensichtlich nie Erze gefördert wurden.

Wahrscheinlich müssen die alten Baue nicht nur in der unmittelbaren Nachbarschaft der heutigen Lokalität "Seeben", also am Seebensee selbst, an der vorgelagerten Seeben-Alpe, sondern im gesamten Schwärz- und Drachenkar gesucht werden. So beschreibt MUTSCHLECHNER (1955, S. 38,39) unter dem Sammelnamen "Seeben" die Bergbaue am Drachensee und im Schwärzkar. Es ist zu vermuten, daß auch teilweise die Schürfe am Hinteren Tajakopf und am Grünstein-See hier mit einzubeziehen sind.

Wegen der weiträumigen Verteilung, der verschiedenartigen Paragenesen und Nebengesteine sollen die Erzvorkommen jedoch jeweils in anderem Zusammenhang bei den betreffenden Lagerstättengruppen besprochen werden.

Von Interesse ist hier nur die historische Zusammenfassung, die MUTSCHLECHNER den Archiven entnimmt: Bereits um 1500 wurde der Drachensee als "Wildsee im Perchwerch" bezeichnet. Seit spätestens 1561 sind Grubenverleihungen überliefert. Die Arbeiten waren durch Schnee und Lawinengefahr sehr erschwert und bei den geringen Erzmengen auch nicht rentabel. Trotzdem sind zwischen 1636 und 1661 mindestens 28 Verleihungen von Schürfrechten vorgenommen worden. Es fällt aber auf, daß es sich häufig um Verleihungen von alten, verlassenen Bauen handelt, die von ihren Vorbesitzern wohl wegen mangelnder Wirtschaftlichkeit aufgegeben wurden.

Wer die alten Bergbaue im Seebengebiet kennt, muß es überhaupt erstaunlich finden, daß immer wieder Männer den Mut aufbrachten, den spärlichen Erzausbissen in diesem für jene Zeit bergsteigerisch teilweise sehr schwierigen, ja bedrohlichen Gelände nachzugehen.

Noch zu Anfang des 18. Jahrhunderts bis 1735 wurde nach SRBIK (1929, S. 206) im "Saerberthal" Bleiglanz abgebaut, der in Ehrwalder Töpfereien wohl für Glasuren verwertet wurde.

Drachensee (M.: 31b, 29,30)

Der Weg von der Coburger Hütte zum Hinteren Taja-Törl und zur Grünsteinscharte führt am Bergbau Drachensee auf 2080 m Höhe vorbei.

Das Erzvorkommen liegt im Bereich des südlichen Teilsattels des Mieminger Gebirges. An einer Störung mit $100^{\circ}/55^{\circ}$ S stößt oberer Muschelkalk mit Wettersteinkalk zusammen. Die schräg nach unten abgeteufte Stollen verfolgen diese Störung, die aus zwei sich scharenden Blättern geringen Abstands besteht. Ein weiterer, 2,5 m langer Stollen verfolgt am Hang über dem Grünsteinsee eine 1 m breite, stark zerbrochene Gesteinszone, die 85° streicht und mit 80° nach Süden fällt.

Die Vererzung hält sich im wesentlichen an die Störungszone und die begleitenden stark zerbrochenen Gesteine. Primäre Sulfide, eine sehr helle Zinkblende, treten gegenüber oxydischen Erzen stark zurück. Vorherrschend sind Galmei und Brauneisen, zu denen noch Schwarzbleierz tritt.

Nach TAUPITZ (1954 a, S. 120) liegt das Vorkommen in einer kleinen Spatzonenlinse im oberen Muschelkalk. Für diese Deutung, die auf eine Ähnlichkeit mit der Lagerstätte St.Veit an der Heiterwand (CLAR 1929) anspielt, fehlen jedoch die Hinweise.

Wahrscheinlicher ist, daß es sich bei dem Vorkommen um umlagerte Erze aus dem oberen Wettersteinkalk der Lagerstätten am Tajakopf (35b!) handelt, die in einer horizontalen Entfernung von etwa 100 m in der streichenden Fortsetzung der Störungszone aufgeschlossen sind.

Das Erzvorkommen ist wohl zu der Bergbaugruppe "Seeben" zu rechnen, auf deren Geschichte bei (31a) näher eingegangen wurde.

Tajakopf (M.: 33)

Ein lebhafter Bergbau ging in dem Hinteren Tajakopf (2409 m) um, der sich zwischen dem südlichen Hauptkamm der Griespitzen und dem Vorderen Tajakopf einfügt, von beiden durch zwei tiefe Scharten (vorderes Tajatörl und hinteres (südliches) Tajatörl) getrennt.

Den komplizierten tektonischen Bau des Gebietes hat MILLER (1962 a, S. 70) geklärt. Der Wettersteinkalk des Tajakopfes bildet eine lebhaft gestörte Mulde, die mit der südlichen Teilmulde des Mieminger Gebirges gleichzusetzen ist. Von Norden und von Süden wird diese Mulde aus oberen Wettersteinkalk von Reichenhaller Schichten an den "Aufschiebungen" "B" und "A" überschoben.

Auf den Muldencharakter weist besonders eine schichtgebundene stärkere Dolomitisierung im oberen Wettersteinkalk hin, die in annähernd gleicher Höhe um den ganzen Tajakopf zu verfolgen ist und so das umlaufende Streichen der Schichten beweist.

Durch zahlreiche Störungen mit Loisach- bzw. Ammerrichtung wird der Wettersteinkalkkomplex noch weiter zerlegt.

Taja-Süd (M.: 33a; 35,36)

In unmittelbarer Nähe des hinteren (südlichen) Tajatörls sind zu beiden Seiten des Nord-Süd verlaufenden Grates kleinere Erzvorkommen im oberen Wettersteinkalk aufgeschlossen.

An der Ostseite des Grates im Brendl-Kar wurden auf 2260 m Höhe zwei je 1,5 m lange niedrige Stollen vorgetrieben. Beide verfolgen die Feinschichtung des oberen Wettersteinkalkes, die hier mit 100/75 N verläuft.

An der Westseite, im Drachenkar, liegt ein kleineres Vorkommen unverritzter Erze auf 2180 m ebenfalls im oberen Wettersteinkalk.

Die Vererzung mit Bleiglanz und Zinkblende ist schichtgebunden. Dünne, der Feinschichtung des Camgites parallel laufende Erzschnüre sind häufig durch Sammelkristallisation zu derberen Erzkörpern vereinigt, die dann auch vom diagenetisch gebildeten Zentralspat begleitet werden. Bleiglanz ist an stärker zerbrochenen Bereichen auch in dünnen Häuten auf Kluftflächen verbreitet. Bleiglanz und Zinkblende zeigen nur schwache Oxydationserscheinungen zu Schwarzbleierz und Galmei. Sehr selten sind Überzüge von Greenockit auf Zinkblende.

Beide Vorkommen liegen wahrscheinlich im höheren oberen Wettersteinkalk.

Taja-West (M.: 33b; 37,38)

Auf dem schmalen Band westlich unterhalb des Gipfels des Hinteren Tajakopfes auf 2340 m Höhe führen mehrere kleine Stollen in den oberen Wettersteinkalk.

Der größte und längste dieser Abbaue ist unterhalb des Tajakopf-Vorgipfels etwa 20 m in den Berg hinein zu verfolgen. Er hält sich an eine mit 95/75 S verlaufende bleiglanzvererzte Kluft, trifft aber keine größere Erzanreicherung an. Auf ca. 2335 m verläuft, direkt darunter, ein paralleler Stollen,

Die Erzführung beschränkt sich auf Bleiglanz und sehr viel Brauneisen, beide unregelmäßig und meist auf Klüften im Nebengestein verteilt.

Das Nebengestein, ein undeutlich feinschichtiger dolomitischer Kalk, ist stark zerbrochen. Die kräftige Dolomitisierung ist kennzeichnend für die Vererzung im oberen Wettersteinkalk. Während gewöhnlich ein rhythmischer Wechsel von Kalzit- und Dolomitfeinschichten zu beobachten ist, tritt hier (auch bei „Marienberg“) der Dolomit zu einem grobkörnigen Pflasterge-

füge zusammen und verwischt damit die ursprüngliche Textur des Gesteins (vgl. Taf. 6 Fig. 1).

Taja-Nord (M.: 33c; 39,40)

In der Rinne, die vom vorderen (nördlichen) Tajatörl in das Brendl-Kar hinabzieht, liegen von 2150 m bis 2070 m grobe Blöcke aus dem oberen Wettersteinkalk, die von Bleiglanz-schnüren durchzogen werden. Stellenweise ist auch Galmei in geringen Mengen vertreten.

Die Erze stammen wohl aus den Nordabbrüchen des hinteren Tajakopfes aus einem ähnlichen Niveau wie 33 a, b und d. Auch gefügemäßig entsprechen sie völlig den erwähnten Typen.

Aus der unmittelbaren Nähe dieser Erzfallstücke stammt ein Fund von olivbraunem Descloizit, der ein Wettersteinkalk-Bruchstück allseitig überzieht. Als Muttergestein für den Vanadiumgehalt kommen vermutlich die Raibler-Schichten in Frage, von denen MILLER (1962 a, S. 71) wenige eingeschuppte Reste in der von Westen zum nördlichen Tajatörl führenden Schuttrinne gefunden hat. Im Hangenden des oberen Wettersteinkalkes des Tajakopfes sind sie nicht mehr erhalten!

Taja-Ost (M.: 33d; 41-44)

Die intensivsten und erfolgreichsten bergbaulichen Aufschlüsse wurden an der Ostseite des Hinteren Tajakopfes geschaffen. An einem schmalen Knappensteig, der vom südlichen Tajatörl durch die Ostabbrüche des Tajakopfes führt, sind zwischen 2250 m und 2270 m zahlreiche kleine Stollen aufgereiht. Das aus diesen Abbauen gewonnene Erz liegt teilweise, offenbar bewußt zur Erleichterung des Transportes abgestürzt, in größeren Mengen im oberen Brendl-Kar.

Erhalten geblieben sind im wesentlichen nur kurze, niedrige Stollen, die wohl meist als Hoffnungsbaue aufzufassen sind. Die wenigen größeren Abbau sind bis auf eine Ausnahme ver- stürzt, so auch derjenige, unter dem sich auf 2255 m Höhe ein alter Kuttplatz mit viel derbem und sprenkeligem Zink- blendeerzen befindet.

Die Vererzung ist mit überwiegend Zinkblende in sprenkeliger, derber oder schaliger Ausbildung und wenig Bleiglanz normal ausgebildet. Neben den Blendeerzen mit einem Verhältnis von Zinkblende zu Bleiglanz wie etwa 7:1, ist der Bleiglanz ge- trennt von der Zinkblende in einem höheren Horizont stärker angereichert. Flußspat fehlt, bzw. wurde nicht beobachtet.

SCHNEIDER (1954 b, S. 19) beobachtet das Fehlen von Flußspat in Lagerstätten, die durch das Auftreten von Mo- und V- Mineralien eine Phase intensiver deszendenter Anreicherungen anzeigen. Das trifft, was die Descloizit-Bildung anbelangt, auf die Vorkommen am Tajakopf zu, ist doch zu dem bereits erwähnten Descloizitfund bei (33 c), noch ein Fund aus dem

oberen Brendl-Kar unterhalb des Hinteren Tajakopfes zu nennen.

Die deszendente Anreicherung von Vanadiummineralien war jedoch schwach, der Einfluß deszendenter Umlagerungen auf die Sulfide gering. Häufig sind noch derbe, diagenetisch sammelkristallisierte Zinkblende und Bleiglanz, selten aber diskordante Erzanreicherung an tektonischen Linien zu beobachten. Als besonderes Kennzeichen der Vererzung erscheint vielmehr eine deutliche Bindung an ausgezeichnete Horizonte, die durch eine starke Dolomitisierung (vgl. 33b) und teilweise "endogene" Breccienbildung gekennzeichnet sind. Die Breccie mit den groben, eckigen teilweise dolomitischen Wettersteinkalkkomponenten und einem Bindemittel aus Karbonatpelit mit Bleiglanzpigment verläuft schichtgebunden parallel der Feinschichtung des Kalkes. Nach dem Liegenden geht sie meist nach 1 m Gesamtmächtigkeit langsam in den normalen Wettersteinkalk über, der einige Meter tiefer mit Zinkblende vererzt ist. Nach dem Hangenden ist die Grenze sehr scharf, sie wird von einem dünnen Brauneisenband markiert. Vermutlich handelt es sich bei der Breccie, um eine frühdiagenetische Bildung nach Art der Inhomogenitätsbreccien.

Geschichtliche Entwicklung des Bergbaues am Tajakopf:

Weder bei ISSER, noch SRBIK und WOLFSTRIGL - WOLFSEKRON sind die doch immerhin recht zahlreichen Baue am Tajakopf erwähnt. Einzig MUTSCHLECHNER (1955, S. 42) sind in der südwestlichen Ecke des "Brendl-Kares" "unbedeutende Abbaue" bekannt. Es ist nun sehr wahrscheinlich, daß zumindest die drachenkarwärts gelegenen Baue noch zu dem unter (31a) beschriebenen "Seebengebiet" zu rechnen sind. TAUPITZ kennt nur diese westlich des hinteren Tajakopfes gelegenen Bergbaue, die südlich und östlich gelegenen waren ihm nicht bekannt.

Die Art des Vortriebes läßt einige Schlüsse auf die Abbauperioden zu. Deutlich zu unterscheiden sind vor allem handgeschlagene Stollen von solchen mit deutlichen Bohrspuren. Meist sind beide Vortriebsarten in oft eng benachbarten Bauen festzustellen. Daraus ist zu schließen, daß die während einer älteren Periode mehr oder minder erfolgreichen Abbaue in jüngerer Zeit mit "modernen" Methoden (Handbohrgeräte) wieder aufgenommen wurden. Der Beginn des Bergbaues lag wohl ähnlich wie in Seeben, etwa um das 16. Jahrhundert; nach einem jahrhundertelangen Niedergang wurden die Untersuchungen wahrscheinlich erst wieder in der Mitte und gegen Ende des vergangenen Jahrhunderts aufgenommen.

5.2 Lagerstätten im unteren Wettersteinkalk

Grieß Spitzen (M.: 32)

Grieß Spitzen N-Wände (M.: 32a; 31,32)

Die Grieß Spitzen bilden die beherrschende Gipfelgruppe des Mieminger Hauptkammes im Untersuchungsgebiet. Die Kammlinie wird auf der ganzen Erstreckung von Wettersteinkalk gebildet,

der nach Süden einfällt. Den Sockel der gewaltigen Nordwand bildet von der Grünsteinscharte bis zum hinteren Taja Törl (2257 m), der Muschelkalk (Taf. 17, Fig. 1). Während an der Grünsteinscharte die dünnbankigen, Tuff führenden Lagen des oberen Muschelkalkes bis an den Grat hinauf reichen, verschwinden sie östlich des Taja-Törls unter großen Schutthalen; den Wandsockel nimmt nur noch unterer Wettersteinkalk ein.

Von der Grünsteinscharte bis ins mittlere Brendl-Kar lassen sich nun im Schutt charakteristische Erzfallstücke mit braun anwitterndem "Ankerit", Zinkblende, Bleiglanz und Cu-Oxydationserze verfolgen.

Bei einer Durchsteigung der Wände bis zur Muschelkalk-Obergrenze in 2450 m Höhe war die Obergrenze der Erzfallstücke noch nicht erreicht, die anstehenden Erze mußten also zumindest im unteren Wettersteinkalk oder höher zu finden sein. Damit wurde deutlich, daß TAUPITZ sich geirrt hatte, als er die Vererzung aus dem mittleren Muschelkalk der Grieß Spitzen (und auch der anderen Vorkommen) beschrieb.

Anstehend und ohne zu große technische Schwierigkeiten erreichbar, finden sich die Erze nur im Brendl-Kar oberhalb der großen Schutthalen östlich des hinteren Taja-Törls.

Der untere Wettersteinkalk zeigt seine gewohnte "großoolithische" Struktur, ist aber zu großen Teilen dolomitisch bzw. ankeritisch ausgebildet. Die Ankeritführung und eine schwache Verquarzung sind teilweise an die Großoolithstruktur gebunden. Der Ankerit bildet unregelmäßig begrenzte Körper von 0,5-6 m Durchmesser, die sich etwa 50-80 m über der Muschelkalkobergrenze (Tuffe!) zu einer ca. 30 m mächtigen Lage vereinigen. Die Ankeritführung nimmt vom Liegenden nach dem Hangenden langsam zu.

Die eigentliche Vererzung, die zusammen mit dem Eisendolomit auftritt, beschränkt sich vor allem auf eine sehr dunkle, fast schwarze Zinkblende und wenig Bleiglanz. Als wesentliches paragenetisches Merkmal kommen jedoch noch ein schwacher Kupfergehalt hinzu; Malachit und Azurit sitzen dabei in dünnen Überzügen vielfach auf Kluftflächen. Die erzmikroskopische Untersuchung konnte zeigen, daß der Kupfergehalt aus fein verteiltem Fahlerz und Enargit in der Zinkblende mobilisiert wurde. Auch Markasit, teilweise mit Säumen von Melnikovit-Pyrit tritt zusammen mit der Zinkblende auf.

Setzt man voraus, daß die Ankeritförmigkeit und die Verquarzung mit der Zinkblende-Vererzung syngenetisch sind, kann der Zeitpunkt der Vererzung aus der Bindung von Ankerit und Quarz an einzelne Lagen des "Großoolithinternsediments" mit spät-diagenetisch angegeben werden.

Hinweise auf Abbaue der schwachen Vererzung existieren in der Bergbauliteratur nicht. Lediglich BURMESTER & PLANCK (1920) beschreiben in ihrem Tourenführer von der Aufstiegsroute zu den Grieß Spitzen alte Werkholztrümmer, die in dem felsigen Gelände nur zu bergbaulicher Tätigkeit dienen konnten.

"Hölle" (M.: 32b; 33)

Räumlich von den Nordwänden getrennt, jedoch paragenetisch völlig gleichartig ist die Vererzung des unteren Wettersteinkalkes, der seinen Schutt in die von der Grünsteinscharte hinabziehende Schlucht sendet. Zwischen 2000 m und 2200 m liegen auf der Ostseite der sog. "Hölle" Fallstücke mit Ankerit und viel Brauneisen, Zinkblende, Galmei, wenig Bleiglanz und den charakteristischen Malachit- und Azuritanflü- gen.

Grünsteinsee (M.: 32c; 34)

Südöstlich oberhalb des kleinen Grünsteinsees sind auf 2060 m Höhe die Spuren eines kleinen Bergbaues erhalten. Eine kurze Halde und an deren oberen Ende ein jetzt verstürzter Stollen, der wohl nur wenige Meter weit vorgetrieben war, sind die Zeugen einer Abbauperiode, während der das bei (31a) ge- schilderte "Seebengebiet" systematisch durchforscht wurde.

Wie bei (32a) ist die Vererzung an den Ankerithorizont im unteren Wettersteinkalk gebunden, wobei an dieser Stelle offen- bar der westlichste Ausläufer der Ankeritisierung angetroffen wurde. Weiter im Westen ist nur noch eine Dolomitierung aus- geprägt, die allerdings auch genau wie an den Gieß Spitzen schalenweise das Internsediment des "Großooliths" erfassen kann.

Mursee (Brendl-See nach AV-Karte)(M.: 34; 45-47)

Auf 1915 m Höhe, etwa 100 m südlich des Brendl-Sees im Brendl- Kar sind die Reste eines gezimmerten Schachtes erhalten. Wenig darüber, auf 1970 m Höhe, befand sich wohl ein söhliger Stollen, dessen Mundloch aber verstürzt ist; eine kleine Halde und Mauerreste erinnern an die Bergbautätigkeit.

Der sehr kleine Bergbau ging im ankeritischen unteren Wetter- steinkalk um. Auf einen 70-120 m breiten Streifen, der von 2000 m Höhe auf 1900 m in Nord-Süd-Richtung herabzieht, ist das Auftreten der typisch braun anwitternden eisendolomiti- schen Gesteine beschränkt. Die Lagerungsverhältnisse sind sehr schwer zu überblicken, da eine starke glaziale Überprä- gung des Geländes und Dolinenbildung das anstehende Gestein nur undeutlich erkennen lassen.

Eine Erklärung der streifenförmigen Nord-Süd-Anordnung des ankeritischen unteren Wettersteinkalkes läßt sich nur sehr schwer geben. Sicher ist nur, daß es sich nicht um eine junge, epigenetische Bildung an einer tektonischen Linie handeln kann, da die gleichartigen Vorkommen N der Gieß Spitzen eindeutig stratigraphisch gebunden und unabhängig von Störungen im unteren Wettersteinkalk liegen.

Die Vererzung ist, wie schon an den Gieß Spitzen, sehr schwach. Innerhalb der Ankeritkörper, die teilweise auf die "Großoolithe" beschränkt sind, sitzt wenig dunkelbraune bis schwarze Zink- blende zusammen mit derbem, reinem Kalkspat. Auf Klüften findet sich neben dem häufigen Brauneisen auch die oxydischen Kupfer-

mineralien Malachit und Azurit. Erzmikroskopisch konnte die bereits beschriebene Fülle von meist zementativen bzw. oxyda- tiven Kupfermineralien wie Neodigenit, grauer Kupferglanz, Covellin, Tenorit, Cuprit und gediegen Cu gefunden werden. Hinweise auf Primärmineralien (Enargit und Fahlerz) sind seltener wie an den Gieß Spitzen.

Der hervorstechende Wesenszug des Vorkommens ist also seine starke Oxydation, die hier die älteren zementativen Bildun- gen weitgehend veränderte. Vom primären Erzbestand sind nur die Zinkblende und Enargit erhalten geblieben. Die Oxydation des heutigen Lagerstättenareals inmitten des Brendl-Kars hat in stärkerem Ausmaß wohl erst nach der glazialen Über- prägung des Gebirges begonnen, als die Zementationszone bereits freigelegt war.

"Negelseekar" (Igelseekar nach AV-Karte)(M.: 35)

"Welsches Loch" (M.: 35a; 48)

In der Mitte des Igelseekares auf ca. 1950 m Höhe liegt ein sehr alter Bergbau, von dem ein ca. 4 m tiefer Schacht mit anschließend nach N führendem Stollen und mehrere flache Schürfe südlich davon erhalten sind.

Die Erze treten im unteren Wettersteinkalk auf, der meist massig bis dickbankig und völlig ungestört die ganze nörd- liche Hälfte des Igelseekars einnimmt. Die petrographischen Eigenschaften entsprechen den für den "großoolithischen" unteren Wettersteinkalk beschriebenen. Auffällig ist aber, daß sich zwischen die massigen "Großoolithpartien" auch fein- daß sich zwischen die massigen "Großoolithpartien" auch fein- schichtige Streifen und grobklastische Lagen einer sedimen- tären Breccie einschalten. Nicht selten sind Organismenreste (Korallen, Schnecken) zusammengeschwemmt. "Großoolithe" und Korallen zusammen mit Schrägschichtung in feinschichtigem Material und fremden Komponenten in den Breccienlagen deuten auf Riff- und Riffschuttbildung in einem unruhigen, stark bewegten Sedimentationsraum hin.

Die Vererzung liegt in einem etwa 10-20 m breiten Streifen konkordant in einem mittleren Niveau des unteren Wetterstein- kalks etwa 100-150 m über der Muschelkalk-Obergrenze und läßt sich über 100 m im Streichen (ss 115/55 N) verfolgen. Ver- mutlich entstammen auch die Erze von 35b der gleichen strati- graphischen Lage, nur wurden sie dort in dem tektonisch zer- hackten Gebiet stark an Störungszonen umgelagert.

Die Erze, vorwiegend Zinkblende mit wenig Bleiglanz, treten entweder in derben, unregelmäßig begrenzten Butzen und als Schalenblenden im Kalk auf, oder sind Bestandteile einer sehr polymikten sedimentären Breccie. Neben dem Kalk wurde also auch die Zinkblende in die synsedimentäre Aufarbeitung ein- bezogen und in Breccienform resedimentiert (s.S. 45). Als auf- fälliges Merkmal kommt noch das völlige Fehlen von Flußspat und auch des für den oberen Wettersteinkalk sehr typischen "Zentralspats" hinzu. Flußspat fehlt im unteren Wettersteinkalk wohl primär; das Fehlen von Zentralspat deutet vielleicht an,

daß die Umlagerung noch vor einer intensiven diagenetischen Sammelkristallisation des Karbonates erfolgte.

Der rasche Sedimentationswechsel und das Auftreten von Sonderbildungen innerhalb des sonst so einheitlichen unteren Wettersteinkalks im Bereich des Erzhorizontes (vgl. S. 12), geben einen ähnlichen Hinweis auf die veränderten Umweltsbedingungen bei der Erzsedimentation, wie die Sonderfazies im oberen Wettersteinkalk.

Die historische Entwicklung des Abbaues ist nicht überliefert. Sicher ist nur, daß er bereits lange vor den Bergbauversuchen am Breitenkopf bestanden hatte. Der Volksmund, der den Namen „Welsches Loch“ prägte, glaubt an römische, bzw. italienische Bergarbeiter, die aber nicht durch Blei und Zink, sondern bei dem weiten Weg durchaus verständlich, vom sagenhaften Goldgehalt des Gebirges angelockt wurden.

Breitenkopf (M.: 35b; 49,50)

Am Ostrand des Igelseekares, unter der Westwand des Breitenkopfes auf ca. 2040 m ging der nach dem Silberleitener Revier bedeutendste Bergbau im Mieminger Gebirge um.

Die schwierigen tektonischen Verhältnisse in der Westflanke des Breitenkopfes wurden von MILLER (1962 a, S. 72, T.13) geklärt. Die drei großen Längsstörungen der Mieminger Berge durchschneiden die Flanke des Berges und lassen ihrem Aufschiebungscharakter entsprechend, Nord- und Südflügel des Mieminger Großgewölbes unmittelbar aufeinanderstoßen. Die im Westen noch zu beobachtenden Teilfalten sind hier tektonisch eliminiert. Die nördliche Aufschiebung ($110^{\circ}/45^{\circ}\text{S}$) wird im Hangenden und Liegenden von unterem Wettersteinkalk begrenzt, während sich an der südlichen Aufschiebung eine dreifache Verschuppung von anisichen Gesteinen mit unterem Wettersteinkalk auswirkt.

Die Vererzung ist im Wesentlichen an die nördliche Aufschiebung, bzw. an sie begleitende Störungen gebunden. An einer glattpolierten $105^{\circ}/40^{\circ}\text{S}$ -Fläche stößt ein sehr heller liegender Kalk an den tektonisch hangenden unteren Wettersteinkalk, der größtenteils zu einer tektonischen Breccie zerrieben ist. Außer diesen Längsstörungen, bzw. den begleitenden Breccien, sind auch die jüngeren N-S-Störungen, die die Aufschiebung durchschneiden, vererzt.

Die Vererzung ist gekennzeichnet durch eine kräftige Oxydation der primären Erze zu Galmei und Schwarzbleierz, wobei der Galmeianteil den Bleierzgehalt weit übertrifft. LANDGRAEBER (1927, S. 427) - im allgemeinen ein verlässlicher Berichterstatter - fügt zur Blei-Zink-Paragenese noch „Spießglanzblei, Boulangerit und gediegen Silber“ hinzu.

LANDGRAEBER (1927, S. 427) berichtet auch, der Abbau sei in der Hutzone der Lagerstätte umgegangen. Die oxydativen Erze dürfen aber wohl als Umlagerungsprodukt eines primär-schichtigen Verbandes, wie er noch vom Erzvorkommen „Welsches Loch“ vorliegt, gelten. Die Oxydation zu karbonatischen Erzen kann

dabei entweder eine unmittelbare Reaktion der während der tektonischen Beanspruchung umgelagerten Erzlösungen mit dem Nebengestein sein, oder sie ist auf spätere Beeinflussung durch zirkulierende Tageswässer, denen sich in dem stark zerrütteten Gestein gute Wegsamkeiten boten, zurückzuführen.

Geschichte:

Aus dem Igelseekar sind mehrere alte Schurfbaue bekannt, Jahreszahlen jedoch sind nicht überliefert. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß in der frühen Blütezeit der Bergbaue in Silberleiten und Marienberg im 16. Jahrhundert die Untersuchungen der Alten auch auf das Igelseekar übergriffen. Eine intensive Durchforschung und die Anlage neuer Stollen begann aber erst um das Jahr 1900.

In unmittelbarem Zusammenhang mit der Breitenkopf-Lagerstätte („Oberbau-Stollen“ nach MUTSCHLECHNER 1955) ist der „Hermann“ Stollen zu nennen, der nur wegen seiner räumlichen Trennung von der Lagerstätte auch getrennt davon zu besprechen ist. Die Geschichte des „Hermann“-Stollens gibt dann auch zugleich die Entwicklung des Bergbaues Igelseekar wieder.

Negelseekar-Nord („Hermann“-Stollen) (M.: 35c; 51,52)

Auf 1750 m fällt auf der Steilstufe zwischen Igelsee und hinteren Igelseekar eine bedeutende Halde auf, auf der heute noch mehrere Tonnen Galmeifördererz lagern. Zu den Galmeierzen treten im Schutt vorwiegend Bruchstücke von unterem Wettersteinkalk und einer tektonischen Breccie. Der Stollen, durch den die Erze gefördert wurden, führt sählig 635 m weit nach Süden und geht dann in einen Aufbruch über, der mit durchschnittlich 31° nach oben bis 1900 m Höhe führt. Von dort schaffen 2 Schächte die Verbindung zur Lagerstätte am Breitenkopf. Im eigentlichen Hermannstollen wurden keine Erze angefahren, der diente als Unterfahrungsstollen zum leichteren Anstieg und zu verbesserter Förderung (ursprünglich wahrscheinlich auf dem gut ausgebauten Weg zur Breitenkopfhütte in zweirädrigen Karren).

Geschichte:

Auf Betreiben der schlesischen Firma Josef Hermann Dudek Söhne wurde 1900 der Hermann-Stollen in Angriff genommen. Im Juli 1906 hatte der sählige Stollen, der zuerst mit Preßluft-hämmern, später elektrisch vorgetrieben wurde, seine endgültige Länge mit 635 m erreicht. Erze waren nicht angefahren worden. 1909 endlich brach man zum Oberbau-Stollen auf 2040 m Höhe durch. Wie ein alter Bergmann, der heute noch in Ehrwald lebt, sich erinnert, war die Uneinigkeit während des Vertriebs groß. Die Betriebsführung wollte unbedingt den Durchbruch zum Breitenkopf-Stollen, während Einheimische rieten, das sog. Welsche Loch, das etwas westlich im Zentrum des Kares gelegen war, anzufahren. Dort vermuteten sie größere Vorräte und fühlten sich wohl auch durch das Gold, das der Sage nach im Welschen Loch einst gefördert wurde, angezogen.

Finanzielle Schwierigkeiten und die geringen Erzmengen, die man aufgeschlossen hatte, bereiteten dem Unternehmen, das nach MUTSCHLECHNER (1955, S. 44) immerhin etwa 1 Million Vorkriegs-Mark verschlungen haben soll, 1913 ein Ende.

5.3 Tabellarische Zusammenstellung der Erzvorkommen und des Bergbaues im zentralen Mieminger Gebirge.

Abkürzungen:

Tab. 1

MK - Muschelkalk	schv - Schacht verbrochen
OWK - oberer Wettersteinkalk	t - Tagebau
UWK - unterer Wettersteinkalk	e - sonstige Einbaue
sto - Stollen offen	fa - Fundpunkt i. Anstehenden
stv - Stollen verstimmt	fs - Fundpunkt i. Schutt
s - Schurf	h - Halde
scho - Schacht offen	

Monographie Nr.	Lagerstättenrevier Stollenbenennung	lfde. Nr.	Art d. Vorkomm.	strat. Lage	Bemerkung z. Paragenese
26	a <u>Marienberg</u> Marienberg-Dreikönigszeche	1	sto,t?,h	OWK	ZnS, PbS, FeS ₂ , CaF ₂
		2	stv,sto,s,h	"	
		3	sto	"	
		4	sto	"	
	b Marienberg-Nord	5	sto,scho	"	PbS in terrestr. Verwitterg bildungen
		6	h sto	"	
		7	sto	MK	FeS ₂
27	a <u>Mieminger Südseite</u> Grünstein-Süd b Gamswannele Mitter.Sp.-Süd	8	fs	OWK	ZnS
		9	sto,scho	"	PbS
		10	sto	"	FeS ₂
28 a,b	a <u>Silberleiten</u> Barbara St. ("Mutterlagerstätte") b Gipfelbaue "	11	stv	OWK	Descloizit
		12	stv	"	
		13	sto,h	"	ZnS, PbS, Descloizit

b?	Westbaue	14	stv,h	OWK		
	Michaeli St.	15	stv,h	"		
	Jacobi St.	16	stv,h	"	PbS	
	(„Blei-Lagerst.“?)					
	Crescentia St.	17	stv,h	"		
29	Aloisia St.	18	stv,h			
	Max Braun St.	19	sto			
	<u>Friedrich Hammacher</u>					
	F.Hammacher St.	20	sto			
30	Hoffnungsbaue	21	sto	"	Galmei, Schwarzbleierz, ZnS	
		22	sto			
	<u>Schartenbaue</u>					
a	Biberwierer Scharte West	23	sto	OWK	ZnS, FeS ₂ , CaF ₂ , PbS	
	b Biberwierer Scharte	24	sto,s	"		
		25	sto			
	c Schwärzkar	26	sto,s	"	ZnS, FeS ₂	
		27	s	"	PbS	
	31	a <u>Drachenkar</u> Seeben-Gebiet hist. b Drachensee	28	fs	"	ZnS
			29	e,s		Galmei, ZnS
	32	a <u>Grieß Spitzen</u> Nordwände	30	sto		
31			fs	UWK	Ankerit, ZnS, PbS, Cu!	
b	"Hölle"	32	fa	"	"	
		33	fs	"	"	
		34	stv,h	"	"	
33	c Grünstein See	34	stv,h	"	"	
						a <u>Taja Kopf</u> Taja-Süd
	36	sto	"	ZnS, PbS		
	b Taja-West	37	s	"	PbS, Limonit	
38		sto,s	"	"		
c Taja-Nord	39	fs		PbS, Descloizit, ZnS, PbS		
	40	fs				
d Taja-Ost	41	fs,sto	"	ZnS (CdS), PbS, Descloizit		
	42	sto	"			
	43	sto	"	ZnS, PbS		
	44	sto	"	"		

Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse:

a. Das Nebengestein der Erzvorkommen

1. Im Mieminger Gebirge wurden im oberen Muschelkalk lokal mächtig entwickelte vulkanische Tufflagen gefunden. Obwohl lithologische Differenzierungen, wie sie die Muschelkalkvererzung in benachbarten Gebieten begleiten, hier ebenfalls ausgebildet sind, konnte doch keine Erzführung nachgewiesen werden.
2. Da als Partnachkalke nunmehr nur die bankigen Serien zwischen oberem Muschelkalk und unterem Wettersteinkalk bezeichnet werden, ist der massige, „großoolithische“ Kalkkomplex zum unteren Wettersteinkalk zu stellen. Die bankigen Kalkserien („Partnachkalk“) erwiesen sich durchwegs als erzleer.
3. Dagegen erwies sich die Riff-Fazies des „großoolithischen“ Wettersteinkalkes lokal als erzführend. In einem Niveau von 50 bis 80 Schichtmetern über den oberanisischen Tuffen ist den spät-diagenetisch gebildeten „Großoolith“-Sinterschalen „Ankerit“, Pyrit und Quarz eingelagert. „Ankerit“ bildet auch diskordante metasomatische Verdrängungskörper. Lokal sind im Bereich einer 50 bis 70 Schichtmeter höher gelegenen Vererzung stärkere Breccienbildung und Resedimentation entwickelt.
4. Der erzführende obere Wettersteinkalk ist durch die Ausbildung dolomitischer, an Resedimenten reicher „Zwischenschichten“ gekennzeichnet und in dieser „Sonderfazies“ durchgehend entwickelt. Die unruhigen Sedimentationsverhältnisse sind möglicherweise auf einen schwachen submarinen Vulkanismus zurückzuführen.

b. Die Vererzung

1. Neben den bisher bekannten primären Pb-Zn-Fe-Sulfiden wurde im unteren Wettersteinkalk erstmals erzmikroskopisch eine für kalkalpine Verhältnisse ungewöhnlich reichhaltige Kupfer-Mineralparagenese gefunden. Als primäre Erze sind,

meist in Verwachsungen mit Zinkblende, erhalten: Sb-As-Fahlerz wohl in Mischtypen, Enargit, sowie evtl. noch Bornit, Kupferkies und Neodigenit.

Der überwiegende Teil der Cu-Mineralen zeigt jedoch an, daß hier Bildungen einer älteren Zementationszone einer durchgreifenden Oxydation unterliegen. Zu diesen sekundären Bildungen gehören: Neodigenit, lamellarer bzw. paramorpher Kupferglanz, rhombischer Kupferglanz, Covellin (und „blaubleibender“ C.), gediegen Kupfer, Cuprit, Tenorit, Azurit, Malachit (und Aurichalzit).

2. An vier getrennten Lokalitäten wurden auf Schuttstücken von oberem Wettersteinkalk erstmals Überzüge von Descloizit gefunden.

c. Die Vererzung im Gesteinsverband

1. Die stratigraphische Position der Erzführung im zentralen Mieminger Gebirge konnte weitgehend geklärt werden. Alpiner Muschelkalk und Partnachschichten sind hier entgegen älteren Auffassungen erzleer.
2. Im unteren Wettersteinkalk treten zwei, nach Gefüge, Paragenese und stratigraphischer Position unterscheidbare Erzreicherungen auf: Im tieferen Niveau eine Pb-Zn-Cu-Paragenese zusammen mit „Ankerit“-Führung und Verquarzung des Nebengesteins; in einem höheren Niveau lokal eine Pb-Zn-Paragenese mit echten sedimentären Gefügen.
3. Die streng schichtgebundene Vererzung des oberen Wettersteinkalkes reicht vom tieferen oberen Wettersteinkalk (-100 m) bis zu den Raibler Schichten.
4. Mengenmäßig zurücktretende Anteile der Vererzung zeigen eine textuelle Verwandtschaft mit dem Nebengestein, die sich an primär-sedimentären und paradiagenetischen Gefügen nachweisen läßt.
5. Stratigraphische Position und Lagerungsverband kontrollieren die Erzparagenesen. Eine strenge Typengliederung der einzelnen Erzvorkommen läßt sich wegen ihrer ausgeprägten

Verschiedenartigkeit nicht durchführen.

d. Die Genese der Vererzung

1. Die räumlich und zeitlich in enger Nachbarschaft zum oberanisischen Vulkanismus ausgeprägte Vererzung des unteren Wettersteinkalkes ist syngenetisch in bezug auf die Bildung der „Großoolithe“ und paradiagenetisch in bezug auf die Bildung des Nebengesteines. Vermutlich stellt die Vererzung den unmittelbaren Absatz aus aufsteigenden Thermen im fast verfestigten Sediment unterhalb des Meeresbodens dar („Internanlagerung“). Ein stratigraphisch höher gelegenes Vorkommen leitet genetisch, gefügemäßig und paragenetisch zur Vererzung des oberen Wettersteinkalkes über („Externanlagerung“=Sedimentation am Meeresboden).
2. Die primäre Vererzung des oberen Wettersteinkalkes entstand durch externe Sedimentation am Meeresboden unter dem modifizierenden Einfluß der jeweiligen paläogeographischen Situation. Stofflieferant war vermutlich ein oberladinischer Vulkanismus.
3. Die diskordanten Erzkörper, die immer gemeinsam mit schichtiger Vererzung auftreten, lassen sich auf mehrere verschiedenartige exogene Anreicherungsverfahren zurückführen (diagenetische und tektonische Mobilisation, Verwitterungsprozesse). Im Gestein in Form von Sole konservierter Chlorid-Gehalt ermöglicht Lösung und Transport von ZnS und PbS.

e. Einzelbeschreibung der Erzvorkommen

Die Vererzung und die Spuren des historischen Bergbaues im Mieminger Gebirge wurden nach Möglichkeit vollständig erfaßt. Gegenüber einer früheren Bearbeitung ergaben sich teilweise wesentliche Ergänzungen und Bereicherungen.

Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O.: Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. - Verh.k.k. geol.R.-A., 1902, S.170-180, Wien 1902.
- Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. - Jb.k.k.geol.R.-A., 55, S.451-562, Wien 1905.
- Bergzerreibungen im Inntalraume. - S.-B.Akad.Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, 150, S.97-114, Wien 1941.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. - Jb.k.k.geol.R.-A., 48 (1898), S.289-374, Wien 1899.
- ANDREE, K.: Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehungen zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie. - Geol.Rundsch., 2, S.61-74, 117-130, Leipzig 1911.
- BEUST, F.C. Frhr.v.: Über das Blei-Zinkerzorkommen im Oberinntal. - Österr.Z.f. Berg.- u. Hüttenw., 19, S.151-155, Wien 1871.
- BURMESTER, H. & PLANCK, K.: Führer durch die Mieminger Berge. - München 1920.
- CANAVAL, R.: Über den Silbergehalt der Bleierze in den triassischen Kalken der Ostalpen. - Z.prakt.Geol., 22, S.157-163, Berlin 1914.
- CLAR, E.: Über die Blei-Zinklagerstätte St. Veit bei Imst (Nordtirol). - Jb.Geol. B.-A., 79, S.333-356, Wien 1929.
- Ostalpine Vererzung und Metamorphose. - Verh.Geol. B.-A., 1945, S. 29-37, Wien 1945.
- Bemerkungen zur Entstehungsfrage der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten. - Mitt.Geol.Ges. Wien, 48 (R. v. Klebelsberg - Festschr. 1955), S.17-28, Wien 1956.
- CORRENS, C.W.: Über die Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft. - S.-B.Preuss.Akad.Wiss., phys.-math. Kl., 11, S.81-88, Berlin 1926.

- DITTLER, W.: Mennige aus Biberwier in Tirol. - Zbl.Mineral.usw., 1916, S.521, Stuttgart 1916.
- EDER, W.: Das Heuberggebiet und sein Vorland. - N.Jb.Mineral. usw., Beil. Bd., 52 B, S.1-70, Stuttgart 1923.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M.: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. - N.Jb. Geol.Paläont., Mh. B, 1962, S.113-123, Stuttgart 1962.
- FRENZEL, G.: Idait und „blaubleibender Covellin“. - N.Jb.Mineral., Abh., 93, S.87-132, Stuttgart 1959.
- FRIEDRICH, O.M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. - Radex-Rundsch., 1953, S.371-407, Radenthein 1953.
- GARRELS, R.M.: Solubility of metal sulphids in dilute vein forming solutions. - Econ.Geol., 39, S.472-483, New Haven 1944.
- GEIS, H.P.: Frühorogene Sulfidlagerstätten. - Geol.Rundsch., 50, S.46-52, Stuttgart 1960.
- GÜMBEL, C.W.: Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. - 950 S., Gotha (Perthes) 1861.
- HÄUSING, A.: Die Grube Silberleithen und die neuen Aufschlußarbeiten im Liegenden der Wasserkluft. - Österr. Z.f.Berg- u.Hüttenw., 46, S.101-106, Wien 1898.
- Resultate der neuen Aufschlußarbeiten der Grube Silberleithen im Liegenden der Wasserkluft. - Österr.Z.f.Berg- u. Hüttenw., 48, S.67-68, Wien 1900.
- HEGEMANN, F.: Die Herkunft des Mo, V, As und Cr im Wulfenit der alpinen Blei-Zinklagerstätten. - Heidelbg. Beitr. z. Mineral. u. Petrogr., 1, S.690-715, Heidelberg 1949.
- Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr. - Fortschr. Mineral. 27 (1948), S.54-55, Stuttgart 1950.

- HEGEMANN, F.: Über extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen. II. Teil: Blei-Zinkerzlagerstätten. - Erzmetall, 13, S.79-84, 122-127, Stuttgart 1960.
- HEMLEY, J.J.: Study of Lead Sulfide Solubility. - Econ.Geol., 48, S.113-138, New Haven 1953.
- HODGSON, A.W.: On the Origin of Calcite-Filled Cavities in the British Dinantian Limestones. - Eclogae geol. Helvetiae, 51, S.649-656, Basel 1959.
- ISSER, M. v.: Die Blei- u. Zinkwerke der Gewerkschaft Silberleithen zu Biberwier im Oberinntale (Tirol). - Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenw., 29, S. 89-91, 104-108, 129-134, Wien 1881.
- Mittheilung über einige alte Erzbergbaue im nordtiroler Kalkalpenzug. - Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenw., 36, S.261-263, 287-288, Wien 1888, - (1888 a).
- Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart. - Berg- u. Hüttenw. Jb., 36, S.226-324, Wien 1888. - (1888 b).
- Mitteilungen über neuerschlossene Erzvorkommen in den Alpenländern. - Bergbau u. Hütte, 5, S.91-98, Wien 1919.
- Geologie von Tirol. - 872 S., 1K., 11 Beil., Berlin (Borntraeger) 1935.
- KLEBELSBERG, R. v.: Die Vererzung in der Krabachmasse östlich von Zürs am Arlberg. - Notizbl.Hess. L.-A. Bodenforsch., 87, S.202-207, Wiesbaden 1958.
- KOCH, E.K.: Entgasungsspuren in Sedimenten. - Chemie d. Erde, 7, S.1-23, Jena 1932.
- KORN, H.: Die Entstehung von Blei-Zinklagerstätten in Karbonatgesteinen (Bericht über die Diskussions-tagung in Bleiberg). - Erzmetall, 12, S.245-249, Stuttgart 1959.
- KOSTELKA, I. & SIEGL, W.:

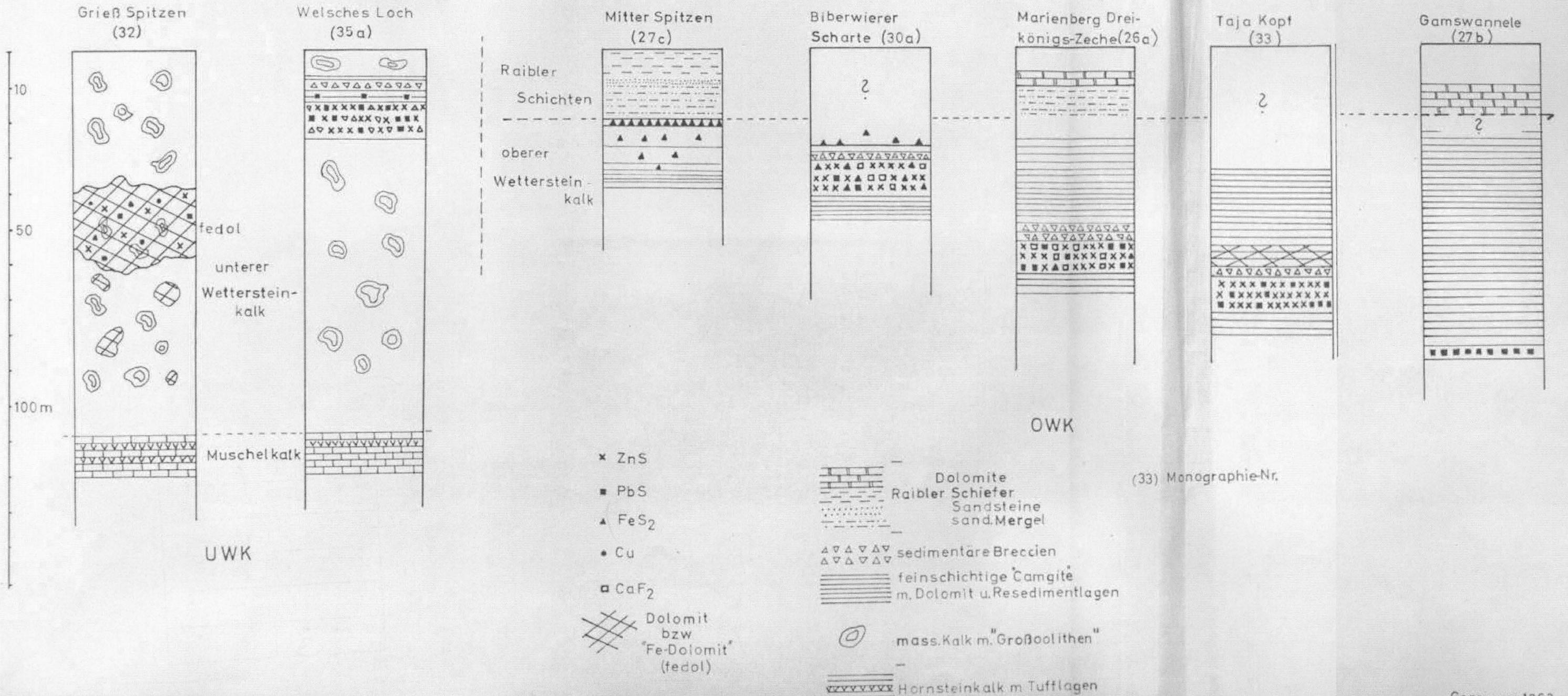
- LANDGRAEBER, W.: Die Bleizinkervorkommen in den Mieminger- Wetterstein-Alpen. - Der Bergbau, 29, S.625-626, 641-642, 657-658, 673-674, Gelsenkirchen 1916.
- Die Erzvorkommen in den Mieminger- Wetterstein-Alpen. - Kohle u. Erz, 24, S.385-390, 427-430, 1927.
- LEUCHS, K.: Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente. - N.Jb.Mineral. usw., Beil. Bd., 59 B, S.357-408, Stuttgart 1928.
- Feinschichten, Gleitfaltung, Algenrasen und Trümmerlagen im Wettersteinkalk. - Chemie d.Erde, 7, S.95-112, Jena 1932.
- MAUCHER, A.: Zur „alpinen Metallogenese“ in den bayrischen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach. - Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt., 3. F., 4, S.454-463, Wien 1954.
- Die Deutung des primären Stoffbestandes der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten als syngenetisch-sedimentäre Bildung. - Berg- u. Hüttenm. Mh., 102, S.226-229, Wien 1957.
- MILLER, H.: Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol). - Unveröff.Diss., 118 S. 3 Beil., Univ. München 1962. - (1962 a).
- Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. - Z.deutsch. Geol.Ges., 113, S. 409-425, Hannover 1962. - (1962 b).
- MUTSCHLECHNER, G.: Der Erzbergbau in Außerfern. - Schlern-Schriften, 111 (Außerferner Buch), S.25-52, Innsbruck 1955.
- NATLAND, M.L. & KUENEN, P.H.: Sedimentary History of the Ventura Basin, California, and the Action of Turbidity Currents. - Soc. Econ.Palaeont. and Mineral., Spec.Publ., 2, S.76-107, Tulsa 1951.
- PETRASCHECK, W.: Die alpine Metallogenese. - Jb.geol. B.-A., 1945, S.129-149, Wien 1948.

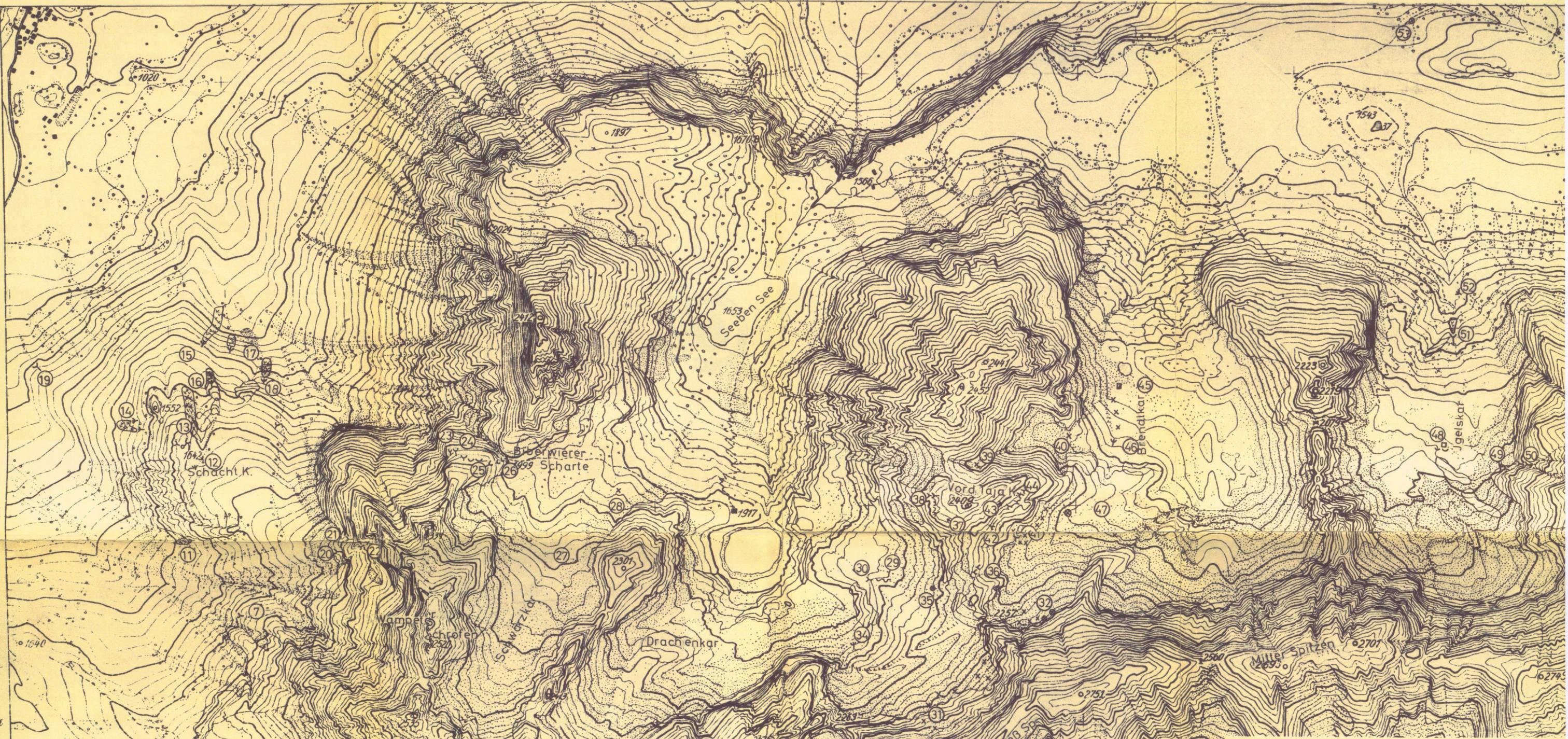
- PETRASCHECK, W.E.: Die alpin-mediterrane Blei-Zinkprovinz. - Erzmetall, 13, S.199-204, Stuttgart 1960.
- PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). - Z. deutsch.Geol. Ges., 110, S.205-215, Hannover 1958.
- POSEPNY, F.: Über die Entstehung von Blei- und Zinklagerstätten in auflöslischen Gesteinen. - Z.prakt.Geol. 1, S.398-401, Berlin 1893.
- RAMDOHR, P.: Die Mineralien im System CuS - Cu₂S. - Z.f.prakt.Geol., 51, S.1-12, Berlin 1943.
- Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. - 1089 S., Berlin (Akademie) 1960.
- RAUSCH, K.: Neue Funde von Kupferminerale bei Bad Reichenhall. - Geol.Bav., 17, S.99-100, München 1953.
- ROTHPLETZ, A.: Das Karwendelgebirge. - Z.D. u. Ö.A.V., 19, S.401-470, 1K., München 1888.
- RUCHIN, L.B.: Grundzüge der Lithologie. - 806 S., Berlin (Akademie) 1958.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. - Mineral. u. petrogr.Mitt., N.F., 48, S. 27-139, 141-209, Leipzig 1936.
- SCHLIER, K.: Einiges über den Bergbau auf Blei- und Zinkerze an der Silberleithen und am Wampeten Schrofens in Tirol. - Erzbergbau, 1907, S.468-470, 1907.
- SCHMIDEGG, O.: Über geregelte Wachstumsgefüge. - Jb.geol.B.-A., 78, S.1-52, Wien 1928.
- Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. - Jb.geol.B.-A., 94 (1949-1951), S.159-205, Wien 1951.
- SCHMIDT, A.R.: Geognostisch-bergmännische Skizzen über die Erzlagerstätten Tirols. - Berg- u. Hüttenm.Z., 26, S.273-274, Leipzig 1867.

- SCHMIDT, A.R.: Über das Vorkommen der Blei- und Zinkerze im Oberinntale in Tirol. - Berg- u. Hüttenm. Z., 29, S.297-298, Leipzig 1870.
- SCHNEIDER, H.-J.: Der Bau des Arnspitzstocks und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. - Geol.Bav., 17, S.17-55, München 1953. - (1953 a)
- Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Oberen Wettersteinkalk der bayrischen Kalkalpen östlich der Loisach. - Unveröff. Diss., 131 S., Univ. München 1953. - (1953 b).
- Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. - Fortschr. Mineral., 32 (1953), S.26-30, Stuttgart 1954. - (1954 a).
- Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. - Abh.Bayer.Akad.Wiss., math.-naturw. Kl., N.F., 66, S.1-37, München 1954. - (1954 b).
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. - N.Jb.Mineral., Mh., 1952, S.47-89, Stuttgart 1952.
- Komplexe Erzlagerstätten. - Bull.Comm.Geol. Finlande, 172, S.67-74, Helsinki 1956.
- SCHROLL, E.: Über die Anreicherung von Mo und V in der Hutzone der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth in Kärnten. - Verh.Geol. B.-A., 1949, S.138-157, Wien 1951.
- SCHULZ, O.: Monographische Aufnahme des Pb-Zn-Grubenreviers Vomperloch, Karwendelgebirge, Tirol. - Berg- und Hüttenm. Mh., 100, S.259-269, Wien 1955.
- Studien an Zinkblenden im Bereich der erzführenden Raibler Schichten der Grube Max, Kreuth (Kärnten). - Berg- u. Hüttenm. Mh., 104, S.187-193, Wien 1959.

- TAUPITZ, K.C.: Die verschiedene Deutbarkeit von "metasomatischen" Gefügen auf "telethermalen" Blei-Zink-Lagerstätten. - Fortschr.Mineral., 32, S.30-31, Stuttgart 1954, - (1954 b).
- Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten des Typs "Bleiberg". - Erzmetall, 7, S.343-349, Stuttgart 1954. - (1954 c).
- TORNQUIST, A.: Bleierzbergbau und die Bleierzlagerstätten der Ostalpen. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 21, S.1-3, Wien 1928.
- Perimagnetische Typen ostalpiner Erzlagerstätten. - S.B.Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt.I, 139, S.291-308, Wien 1930.
- VACHE, R.: Feinstratigraphische Untersuchungen an den erzführenden Schichten der Lagerstätte von Gorno (Bergamasker Alpen). - Unveröff. Diss., 88 S., Univ. München 1962.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. - Geol.Bav., 19, S.56-88, München 1953.
- WOLFSTRIGL - WOLFSKRON, M.v.: Die Tiroler Erzbergbaue 1301 - 1665. - 473 S., Innsbruck (Wagner) 1903.

Stratigraphische Lage der Erzvorkommen im Wettersteinkalk des zentralen Mieminger Gebirges —(Schemat. Profile)





Erzvorkommen und Bergbau
im zentralen Mieminger Gebirge

1:10000



Signaturen:

- | | | | |
|---|--------------------|---|---|
| Y | Stollen offen | ⌋ | Sonstige Einbaue (z.B. tonnlagige Schächte) |
| Y | Stollen verbrochen | Y | Pinge |
| r | Schurf | ⊙ | Erzfundpunkt i. Anst. |
| □ | Schacht offen | x | Erzfundpunkt i. Schatt |
| ■ | Schacht verstürzt | ⚡ | Halde |
| ⌋ | Tagebau | ① | 1. fide. Nummer i. Tab. 1 |

Top. Grundlage: Schichtenplan zu Blatt Wetterstein-Mitte (4/c)
alpenvereinskartographie (DAV und ÖAV)