©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

# Die Vererzung der Zink-Bleierz-Lagerstätte von Raibl (Cave del Predil).

Von **A. Tornquist**, Graz.

(Mit 3 Tafeln.)

## I. Einleitung.

Die Zink-Bleierz-Lagerstätte von Raibl (Cave del Predil) bei Tarvis (Tarvisio) in den Julischen Alpen gehört seit langem zu den bestbekannten, bereits durch die Untersuchung von Pošepny[1]) klassisch gewordenen Erzlagerstätten der Ostalpen. Ihre geologischen und bergbaulichen Verhältnisse in der an Verwerfungen in die Tiefe eingebrochenen Triasscholle des Kleinen Königsberges westlich Raibl sind im Jahre 1873 von Pošepny und im Jahre 1913 wiederum in ausführlicher Weise von Maximilian Kraus[2]) beschrieben worden.

Die nachfolgende Studie stellt eine Ergänzung unserer Kenntnisse von dieser Lagerstätte in zweifacher Richtung dar. Durch die Anwendung der modernen chalkographischen Untersuchungsmethoden an Raibler Erzstufen konnte der Vererzungsvorgang, welcher die Raibler Lagerstätte geschaffen hat, in die Einzelheiten hinein verfolgt werden und auf Grund der Untersuchung von älteren Erzstufen der oberen Abbauhorizonte der Erzkörper sowie der durch die derzeitigen Tiefbaue geförderten Erzstufen aus den tiefsten Abbauhorizonten die Veränderung der Lagerstätte mit der Tiefe erkannt werden.

Die Resultate dieser Untersuchungen lassen eine Eingliederung des Vererzungsvorganges von Raibl in das bisher ermittelte Bild der Vererzung der Ostalpen einerseits zu, anderseits bieten sie vom Gesichtspunkt der reinen Lagerstättenforschung einen Beitrag zur Kenntnis jenes Typus von Blei-Zinkerz-Lagerstätten, welcher in den Ostalpen durch Bleiberg-Kreuth, Miess und Raibl repräsentiert ist, eines Typus, welchem die reichsten Blei-Zinkerz-Konzentrationen der Welt, wie die Lagerstätten des Mississipibeckens in U. S. A., angehören. Da in Ermittlung dieser Probleme die Veranlassung zur Ausführung der nachfolgenden Untersuchung gelegen war, so habe ich mich auf die Untersuchung der primären — durch aszendente Mineralisatoren entstandenen — Lagerstättenteile in Raibl beschränkt und vor allen die in Raibl sehr ausgedehnten, durch deszendente Faktoren aus der primären entstandenen sekundären Lagerstättenteile — vor allen die Galmeierzkörper, welchen gerade Pošepny sein besonderes Interesse zugewandt hatte — von der

[1]) F. Pošepny, Die Blei- und Galmei-Erzlagerstätten von Raibl in Kärnten. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien. XXIII, 1873.

[2]) M. Kraus, Das staatliche Blei-Zinkerz-Bergbauterrain bei Raibl. Berg- und Hüttenm. Jahrbuch, Band 61, 1913.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Untersuchung ausgeschlossen. Pošepny hat besonders auch die Röhrenerze wiederholt in der vortrefflichsten und in erschöpfender Weise beschrieben.

Die bisherige Annahme, daß die Raibler Lagerstätte derjenigen von Bleiberg-Kreuth in den Gailtaler Alpen analog ist, konnte bestätigt werden. Die Ausscheidungsfolge der Lagerstättenminerale sowie das Alter beider Lagerstätten sind der Hauptsache nach die gleichen, trotzdem beide durchaus verschiedenen tektonischen Zonen der Ostalpen angehören, ja die erstere in den Dinariden, die letztere in den Alpiden gelegen ist. Im Gegensatze zu dem 160 *km* langen vererzten Zuge der Gailtaler Alpen und der Karawanken ist die Raibler Lagerstätte in den Julischen Alpen aber anscheinend durchaus auf ein sehr kleines Gebiet um Raibl beschränkt, wenigstens hat sich bisher trotz eifrigen Suchens keine Fortsetzung im ost-westlichen Streichen auffinden lassen.

Bei der Ausführung der Untersuchung wurde ich durch Überlassung besonders geeigneter Erzstufen aus den neuen Tiefenanbrüchen im Raibler Bergbau von der Direktion des Bergbaues, besonders von Herrn Ing. Schwendbauer und Herrn Dr. Anelli, in dankenswerter Weise unterstützt.

Da die Position und die Form der Raibler Lagerstätte in den vorgenannten Beschreibungen von Pošepny und Kraus bereits eine sehr detailierte Darstellung gefunden haben und die seither getätigten Aufschlüsse nichts wesentlich Neues ergeben haben, so wird die Lagerstätte selbst im folgenden nur so weit charakterisiert, als es für die nachfolgende chalkographische Untersuchung ihrer Erzassoziationen und deren Deutung und wie es zur Anstellung eines Vergleiches mit anderen Lagerstätten dieses Typus notwendig erschien.

Die Untersuchung von Raibler Erzstufen in Dünnschliffen, durch chemische qualitative Analysen und besonders auf dem Wege der modernen Untersuchung von Anschliffen mit Hilfe des C. Reichert'schen Opakilluminatormikroskopes E. M. und seiner photographischen Ausrüstung hat eine große Anzahl neuer Erscheinungen erkennen lassen und sowohl die Sukzession der Lagerstättenminerale als auch den Vorgang der Vererzung der Lagerstätte ins Detail aufklären lassen, Verhältnisse, welche in Raibl bisher nicht untersucht oder von den älteren Autoren, welchen die moderne Untersuchungsapparatur nicht zur Verfügung stand, nicht erfaßt werden konnten.

## II. Die geologische Position und die Form der Erzkörper.

Die Raibler Erzkörper besitzen im Triaszug der Julischen Alpen die gleiche geologische Position wie die Bleiberger in der Trias der Gailtaler Alpen. Sie sind in beiden Fällen an das Liegende der schwarzen bituminösen Raibler Schiefer gebunden und treten im hangendsten Niveau des Wettersteinkalkhorizontes auf. In Bleiberg ist der Erzkalk als Träger der Erzkörper ein dichter, lichter Wettersteinkalk, in Raibl ist der Träger des Erzkörpers ein feinkristalliner, schwach bituminöser mattgrauer Dolomit, der Erzdolomit. Dieser Erzdolomit geht im Liegenden ebenfalls in einen Kalk unter allmählicher Abnahme des Mg-Gehaltes über. Die primäre, aszendente Erzlagerstätte von Raibl befindet sich

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



aber stets im Dolomit, nur sekundär umgelagerten, deszendenten Erze, wie die Galmeikörper, treten auch im Kalk auf.

Im Gegensatz zu Bleiberg reichen die Erzkörper von Raibl bis unmittelbar zur Grenzfläche Wettersteindolomit/Raibler Schiefer und erstrecken sich sogar noch als „Schiefererz" in die letzteren hinein. In Bleiberg vertauben die Erzkörper dagegen meist 30 *m* unter dem Raibler Schiefer, eine Erscheinung, welche auf das Vorhandensein kaum merkbarer mergeliger Einlagerungen in dieser Entfernung vom Raibler Schiefer zwischen den hangendsten Bänken des Wettersteinkalkes von Bleiberg zurückzuführen ist.

Die Raibler Erzkörper sind ebenso wie diejenigen von Bleiberg als „Scharungslagerstätte"[1]) anzusprechen. Sie treten an Scharungszonen auf, welche durch den Schnitt der in SW geneigten Grenzebene Raibler Schiefer/Wettersteindolomit mit Verwerfersystemen bedingt sind. Da diese im allgemeinen ein nord-südliches Streichen mit wechselndem steilen östlichen oder westlichen Einfallen zeigten, verlaufen die Scharungszonen mit zirka 45° Neigung und um die Südrichtung in die Tiefe. Die Erzkörper bilden demnach „Erzsäulen", für welche eine anhaltende Vererzung bisher auf zirka 1300 *m* schräger Erstreckung nachgewiesen worden ist und welche nach der Angabe von M. Kraus eine Breite — in der Richtung der Grenzebene Raibler Schiefer/Wettersteindolomit — bis zu 230 *m* und eine Mächtigkeit von 40 *m* erreichen können.

Die Form der Raibler Erzsäulen zeigt mit derjenigen der Bleiberger Erzsäulen eine große Übereinstimmung, nicht so ihre Struktur. Die Raibler Erzsäulen sind weniger einheitlich, da jede Erzsäule, deren Erz fast allein aus einer metasomatisch in den Erzdolomit eingedrungenen Erzmasse besteht, von einem Kluftsystem aus in das Gestein eingetreten ist und dieses Kluftsystem aus zahlreichen benachbarten parallelen N-S-Spalten mit einer Schar unregelmäßig verlaufender querer Verbindungsspalten besteht. Das Bild eines jeden Kluftsystems ist das einer Verwerfung mit begleitender Zerrüttungszone. In Bleiberg sind dagegen die O-W-Spalten einheitlich und die Struktur der Erzkörper einfacher, da sie durch die von der einheitlichen Spalte erfolgten metasomatischen Erweiterung bedingt ist. Erzstufen von Raibl und Bleiberg-Kreuth lassen sich daher meist voneinander leicht unterscheiden.

Die Raibler Erzsäulen, welche den Hauptzerreißungszonen des Gebirges folgen, liegen zwischen zwei von N gegen S streichenden Hauptverwerfern, zwischen dem westlichen Rinnengraben-Bärenklamm-Verwerfer und dem östlichen Fallbach-Verwerfer. Die vererzten Verwerferzonen sind parallel diesen Hauptverwerfern Bewegungsflächen zweiter Ordnung, entstanden beim Einbruch des Kleinen Königsberges zwischen den Hauptverwerfern.

Es sind fünf große Erzzüge als Erzsäulen durch den Bergbau verfolgt worden. Im W befinden sich das Abenderzsystem (Abendblatt genannt) und das Morgenerzsystem (Morgenblatt), beide als Haupterzkonzentration des gesamten Bergbaues. Beide divergieren gegen N und

[1]) Tornquist, Die Blei-Zinkerz-Lagerstätte von Bleiberg-Kreuth. Wien, J. Springer, 1927, S. 29.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



nähern sich gegen S einander, bei gleichzeitiger stärkerer Zersplitterung beider Erzzüge. Ihr Einfallen ist unter der Talsohle einheitlich in W. Gegen O folgen das Struggli- und Vincenci-Aloisi-System (Josefi-Ignatzi-) ebenfalls mit N-S-Zügen, welche aber von einem flach in NO fallenden Verwerfer gekreuzt werden, welcher im weiteren Verlauf in N umschwenkt, wodurch die Form dieser Erzzüge eine besonders verwickelte wird. Auch ihre ganz überwiegende und dichte Blendevererzung besitzt ein anderes Aussehen als diejenigen der westlichen Erzsysteme. Noch weiter östlich, u. zw. schon östlich des Seebachtales, befindet sich das Luschari-Rauscherblatt-System. Der Verlauf aller dieser Erzzonen ist der Beschreibung von M. Kraus und den dieser beigegebenen Grabenkarten im einzelnen zu entnehmen.

Die Verwerferflächen, von denen die Vererzung des Erzdolomits aus stattgefunden hat, sind im Bergbau meist nur als feinste Gesteinsablösungen zu erkennen, in den Erzkörpern selbst, in denen die Erze weit in dem benachbarten Dolomit metasomatisch eingedrungen sind, können sie überhaupt nicht mehr ermittelt werden. Im oberen Teil der Lagerstätte, im Bergmassiv des Kleinen Königsteins, teilweise bis 100 *m* über dem Talboden, enthalten die Zerrüttungssysteme aber offene Klüfte, welche durch deszendente Auslösung des Erzdolomits entstanden und auch in großem Ausmaße schon von der Vererzung vorgefunden worden sind. Hier treten reine und bedeutende Kluftausfüllungen durch Erze auf, welche die bekannten und von Pošepny wiederholt beschriebenen[1]) stalaktischen Erzbildungen der „Röhrenerze" beherbergen. Da an diesen neben Bleiglanz auch Blende und Markasit Anteil haben, so hat Pošepny mit gutem Recht gefolgert, daß sie unter Ausschluß der Luft in Wasser erfüllten Räumen gebildet wurden, wobei allerdings wohl weniger an Grundwasser als an Thermenwässer der Mineralisatoren zu denken wäre. Diese Erze sind ohne Zweifel wie die Hauptlagerstätte primär-aszendenter Entstehung.

In den Raibler Erzkörpern ist im Gegensatz zu denen von Bleiberg-Kreuth eine Abwandelung mit der Tiefe feststellbar. Die Erfahrung des heutigen Bergbaues geht dahin, daß sich die Erze mit der Tiefe empfindlich vermindern. Von lagerstättenkundlicher Bedeutung ist es, daß sich die Menge des Eisenkies im Verhältnis besonders zur Blende immer mehr vergrößert.

Schon das Vorhandensein der soeben genannten primär vererzten offenen Klüfte im Bergmassiv des Kleinen Königsteins läßt die Raibler Lagerstätte als eine recht junge Bildung erkennen. Derartige offene Kluftsysteme sind in den Ostalpen auf freistehende Bergmassive bis zu geringer Tiefe unter der Talsohle beschränkt, und reine Gangformation ohne metasomatische Verbreiterung, als Füllung offenstehender Gangklüfte gehören zu den Seltenheiten,[2]) sie fehlen den Ostalpen in größerer Tiefe unter den tiefeingesenkten Talsohlen.

---

[1]) G. Pošepny, Die sogenannten Röhrenerze von Raibl. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1873, S. 84 ff. und S. 170 ff.

[2]) Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien, 1928, S. 236.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Bleiberg-Kreuth bietet auch in diesen Verhältnissen ein Analogon zu Raibl. Der alte Bleiberger Bergbau hat in der Höhe des Bleiberger Erzberges auch im Gegensatz zum späteren Tiefbau Erze als offene Kluftabsätze angetroffen. Die in allen Sammlungen verbreiteten Bleiglanzstufen, auf denen Bleiglanzoktaeder von Barytrosen überkleidet sind, stammen aus diesen Aufschlüssen. Der Tiefbau hat solche Bildungen neuerdings nur in geringer Tiefe unter dem Bleiberger Tal an der Grenze des Kreuther gegen das Bleiberger Revier, in den Kasseler Erzzügen, als Seltenheit angetroffen.

Diese Befunde in Raibl wie in Bleiberg-Kreuth lassen nun den Schluß zu, daß die Vererzung in beiden Fällen eine so junge ist, daß das heutige Oberflächenrelief des Kleinen Königsberges und des Bleiberger Erzberges, wenn auch nicht im heutigen Ausmaß, zur Zeit der Vererzung schon bestanden hat.

Der Vererzungsvorgang hat demnach die Anlage der orographischen Gestaltung des Raibler Gebirges in seinen Hauptzügen schon vorgefunden.

## III. Die Mineralfüllung der Lagerstätte.

Von den Haupterzen in Raibl, der Schalenblende und dem Bleiglanz überwiegt die erstere bedeutend. Es hat sich auch bis in die neueste Zeit mit dem nach der Tiefe zu — bis 260 *m* unter dem Talboden — fortschreitendem Abbau keine Änderung im Verhältnis beider Erze gezeigt. In Raibl beträgt das Verhältnis der durch den Bergbau geförderten Blende zum Bleiglanz 10 : 1, während in Bleiberg das Verhältnis 0·2 : 1 herrscht. Die westlichen Erzkörper im Abend- und Morgensystem führen reichlicheren Bleiglanz, während die östlichen Systeme, Struggli- und Aloisiblätter, sehr wenig Bleiglanz, aber besonders dichte und reichliche Blende führen. Überall nimmt der Bleiglanz unter starker Abnahme der Blende am Schieferkontakt zu, und ist im Schiefer der Bleiglanz in ganz überwiegender Menge vorhanden.

Neben diesen Sulfiden spielt Markasit eine Rolle. Er tritt in zwei Generationen auf, welche nach der Tiefe zu an Bedeutung gewinnen; das gilt besonders für die östlichen Züge, wie schon Kraus angegeben hat. Da die Hauptmarkasitgeneration in den Abschluß der Blendebildung fällt, so ist dieses Verhalten aus der im O überwiegennde Blende erklärlich.

Der Raibler Bleiglanz ist wie der Bleiberger praktisch silberfrei. Der Raibler Bleiglanz hat ebenso wie der Bleiberger wegen seiner Reinheit und besten Eignung zur Weichbleierzeugung einen besonders hohen Wert.

Alle anderen in Raibl vorkommenden Erze treten in den normalen Erzkörpern in überaus geringer Menge auf; so registriert M. Kraus ein lokales und in verschwindenden Mengen auftretendes Vorkommen von Kupferkies. „Seine Anwesenheit dokumentieren noch am meisten seine Zersetzungsprodukte, welche sich in Form kleiner Malachitstalakmiten und Sinterbildungen in alten Zechen finden.“ Bei der mikroskopischen Untersuchung sehr zahlreicher Erzstufen habe ich nirgends das Vor-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



handensein des in Anschliffen leicht erkennbaren Kupferkieses bestätigen können, dagegen ist ein sehr kleiner Kupfergehalt des Raibler Bleiglanzes nachweisbar, von dem später die Rede sein wird und welcher in alten Zechen zur Malachitbildung Veranlassung gegeben haben kann.

In A. Brunlechner: „Die Minerale des Herzogtums Kärnten" wird Kupferkies von Raibl nicht angeführt.

Von besonderem lagerstättenkundlichen Interesse ist dagegen das gelegentliche Vorkommen von As-hältigem Pyrit und Arsenkies und von Magnetkies, welche Vorkommen genauer behandelt werden sollen. Von Kraus wird auch Zinnober angegeben, doch wird auch dieser nicht von Brunlechner genannt. Bestätigt ist ferner das Auftreten von Wulfenit.

In den primären Lagerstättenteilen sind als Gangart Dolomit, dieser in zwei Generationen mit je verschiedenem Mg- und Fe-Gehalt, ferner Baryt und Fluorit enthalten. Der Fluorit kommt in Raibl nur lokal vor, auf seine Anwesenheit konnte bisher nur aus den gelegentlich festgestellten Fluorgehalt der Raibler Blende geschlossen werden. Nach Kraus wurde durch chemisch-analytischen Nachweis in der Raibler Blende 0·02% F festgestellt.

Tatsächlich bildet aber der Flußspat im Sebastinizug der Raibler Erzkörper breite, derbe Züge, welche nur wegen ihrer dunkelgrauen, dem Dolomit ähnlichen Färbung bisher — ebenso wie früher in Bleiberg — nicht erkannt und für Dolomit gehalten worden sind. Derartige Flußspatzüge sind in den Erzstufen sichtbar, welche M. Kraus in seinen Fig. 17, 29 und 37 abgebildet hat. Schließlich findet sich in den Arsenkiesstufen auch Quarz als Gangart.

Mit Bleiberg sehen wir im Auftreten von Baryt und Flußspat sowie in dem Vorkommen von Wulfenit eine weitgehende Übereinstimmung, diese ist aber auch mit den Nordtiroler Blei-Zink-Lagerstätten vorhanden. Dagegen steht das Vorkommen von Arsenkies in Raibl im Gegensatz zu Bleiberg.

Sekundäre Erze der stellenweise tief reichenden Oxydationszone der Raibler Erzkörper sind ferner: Galmei, Hydrozinkit, Smithonit, Cerussit, Anglesit, Malachit usw.

Von Interesse ist ferner die Angabe von M. Kraus, daß in Raibl auf einem Handstück eines Röhrenerzes einmal Krokoit, das Bleichromat, gefunden wurde, ferner daß die Analyse eines Galenits von Raibl einmal 0·15% gediegen Blei erkennen ließ, u. zw. wahrscheinlich in einer aus der Oxydationszone stammenden Probe, ferner sind nach ihm Spuren von Lithium und Thallium in der Schalenblende nachgewiesen worden.

## IV. Der Vererzungsvorgang und die Sukzession der Ausscheidung der primären Lagerstättenminerale.

Die Raibler Lagerstätte läßt in höherem Maße als die derzeit in Bleiberg-Kreuth im Abbau stehende Lagerstätte ihre Entstehung im Zuge von Bewegungsflächen im Erzdolomit erkennen. Wie in Bleiberg erfolgte von diesen aus eine metasomatische Erweiterung der Lagerstätte in

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



den benachbarten Dolomit hinein. An der Raibler Lagerstätte ist die metasomatische Ausscheidung der Blende zum erstenmal durch Pošepny festgestellt worden, und in den schönen Bildern, welche vor allem das Vordringen der Raibler Schalenblende in den Wettersteindolomit hinein bietet, gehört die Raibler Lagerstätte auch heute noch zu den klassischen Beispielen für metasomatische Erzausscheidung. In diesem Belange zeigt Raibl, genau so wie Bleiberg-Kreuth, ein besonders klares Beispiel für „Schichtungsmetasomatose".[1]) Der Grund für die schönen und klaren Verdrängungsbildern in der Raibler Lagerstätte liegt hier wieder in der durch die Jugendlichkeit der Lagerstätte bedingten guten Erhaltung dieser Vorgänge. Resorptionserscheinungen, welche in älteren, bewegten oder metamorphen Lagerstätten ganz überdeckt sind,[2]) zeigen sich an diesen jungen unveränderten Lagerstätten wunderbar klar.

Die Bildung der Lagerstätte erfolgte auch hier in einzelnen bestimmt erkennbaren Phasen, welche auf chemische Änderung der aus der Tiefe aufgedrungenen Mineralisatoren zurückzuführen ist. Diese Phasenvererzung regelte die Bildung der einzelnen Lagerstättenminerale nacheinander genau so in der Tiefe der Lagerstätte, wo die Metasomatose überwiegt, wie in Kluftausscheidungen bei der Bildung der Röhrenerze oben am Berg, also ganz unabhängig von den äußeren Bedingungen, unter denen die einzelnen Teile der Erzlagerstätte gebildet worden sind.

Trotz der Gleichartigkeit ihrer Anlage ist die Struktur der Raibler Lagerstätte von derjenigen in Bleiberg-Kreuth wesentlich verschieden. Die Ursache dieser Erscheinung ist schon auf S. 145 auseinandergesetzt worden. Sie ist nicht durch Unterschiede in den Mineralisatoren begründet, aus denen beide Lagerstätten ausgefällt wurden, sondern durch die Verschiedenheit der Zufuhr- und Zirkulationswege, welche als die Zubringer der Lagerstätte anzusehen sind. In Raibl ging die Vererzung von einem System von Zerrüttungsklüften und in Bleiberg von einheitlichen Spalten mit ost-westlichem Streichen aus.

Die Strukturen sind in beiden Fällen so verschieden, daß sie schon an einzelnen Erzstufen aus beiden Lagerstätten auffallen und es in den meisten Fällen möglich ist, die Raibler Erzstufen von den Bleibergen leicht zu unterscheiden. In den Vererzungen offener Klüfte herrschen in Bleiberg krustenförmige Auskleidungen und in Raibl stalaktitische Bildungen vor. In der metasomatisch entstandenen Region der Bleiberger Lagerstätte überwiegt ebenschichtige metasomatische Ausbreitung; die Raibler Lagerstätte ist dagegen von nach allen Richtungen gewundenen metasomatisch entstandenen Erzbändern durchzogen. Die Erzsäulen erhalten dadurch eine Gekrösestruktur. In kleineren Sichtbildern, vor allem in den einzelnen Erzstufen, erscheinen die Erzbänder dann als „echte" oder als „falsche" Kokarden oder „Netzerze", wie sie kürzlich E. Clar an Erzstufen der analog entstandenen Nordtiroler Blei-

[1]) Vgl. Tornquist, Bleiberg-Kreuth, S. 39 und Abb. 50 und 57.

[2]) Ich betone das besonders, weil neuere Forscher, wie Ramdohr sich (Neue Jahrb. f. Min. Geol. B. B. 57, S. 1030) den Erzverdrängungen gegenüber skeptisch verhalten. Der auf S. 1030 bei Ramdohr gesperrt gedruckte Satz ist in seiner allgemeinen Fassung auf die jungen alpinen Erze nicht anwendbar.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Zinkerz-Lagerstätte von St. Veit bei Imst beschrieben hat.[1]) (Taf. IV, Abb. 1.) Während als „echte" Kokarden Umkrustungen von Mineralausscheidungen um einen älteren Kern zu bezeichnen sind, welche in ihrem Zentrum häufig noch einen Auflösungsrest des dichten Wettersteindolomits besitzen, um welchen sich nach außen hin die Sphären der Mineralausscheidungen der einzelnen Vererzungsphasen anschließen, stellen die „falschen" Kokarden, welche den echten Kokarden auf den ersten Blick sehr gleichen können, in Raibl keine Hohlraumausfüllungen, sondern metasomatische Erzausbreitungen dar, welche von allen Seiten gegen einen älteren Kern fortgeschritten sind und bei denen die letztgebildeten Minerale gegen diesen Kern zu gelegen sind. Bei Betrachtung der kolloidal angelegten schichtigen Schalenblende ist die Wachstumsrichtung des Erzes und damit die Unterscheidung der beiden Kokardenarten leicht zu treffen. Entsprechend dem kolloidoformen Wachstum der Schalenblende sind die konkaven Segmente der Schalenblende bei den echten Kokarden gegen das Zentrum und bei den falschen Kokarden nach außen vom Zentrum des Gebildes weg gewendet. (Vgl. Taf. IV, Abb. 1.)

Das Vorrücken der Vererzung während der einzelnen Vererzungsphasen in das Gestein erfolgte meist nicht auf einem einzigen Außenrand, sondern zeigt stets alle Anzeichen der schichtigen Metasomatose, wie ich sie in Bleiberg erkannte. Die Vererzung vollzog sich gleichzeitig auf verschiedenen hintereinander gelegenen Ebenen, zwischen denen zunächst unvererzte Züge verschont blieben; die nächste Vererzungsphase mit anderer Mineralbildung ergriff dann von diesen bisher unvererzt gebliebenen Zwischenschichten Besitz. Auf diese Weise sind in Raibl wie auch in Bleiberg Erzbilder entstanden, welche rhythmisch gebildeten Zonen, bei denen die jeweilig äußere Bildung auch die jeweils jünger gebildete ist, sehr ähnlich werden können. Erst eine sehr genaue mikroskopische Untersuchung der an den Grenzflächen der Erzzonen stattgefundenen Resorptionen der älteren Erze gegen die später gebildeten Erzzonen läßt den tatsächlichen Vorgang der Vererzung erkennen.

Dem sehr verbreiteten echt rhythmischen Schichtenaufbau der einzelnen Schalenblendeschichten, in denen es auch zu einem rhythmischen Wechsel des Absatzes kolloidalen Zinksulfids und kolloidalen Eisenbisulfids gekommen sein kann, stehen wechselnde Erzbänder von Blende und Bleiglanz gegenüber, welche nicht durch den rhythmisch zeitlich wechselnden Absatz dieser Sulfide zustande gekommen sind (Taf. VI, Abb. 10).

Die Aufklärung der Bildungsgeschichte der Raibler Lagerstätte war nur auf Grund einer großen Anzahl von An- und Dünnschliffen möglich, aber auch die makroskopische Beobachtung großer Erzstufen lieferte daneben wichtige Aufschlüsse. Es zeigte sich, daß die auf bestimmten Oberflächen von Erzstufen wahrnehmbaren Bilder von echten Kokarden mit ihrer nicht rhythmischen durch schichtige Metasomatose komplizierten Bildung sich bereits auf kurze Entfernung in ein unentwirrbares Auseinandergehen der einzelnen Erzschichten aufzulösen pflegen.

---

[1]) E. Clar, Über die Blei-Zinkerz-Lagerstätte von St. Veit usw. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, Bd. 79, 1929, S. 342.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Echte und falsche Kokarden sind in dem Raibler Erzkörper demnach im Grunde nur gelegentliche Strukturbilder, sie setzen sich zu einer im Raum sehr uneinheitlichen Gekrösestruktur zusammen (Taf. IV, Abb. 1).

Neben den Erscheinungen der schichtigen Metasomatose spielt die in bestimmten Teilen der Lagerstätte stattgehabte starke tektonische Zerreißung der Lagerstätte und ihre spätere Ausheilung durch späte Mineralausscheidung eine Rolle. Es können dadurch Erzbreccien in großer Ausbreitung entstehen. Es muß aber schon hier betont werden, daß eine große Anzahl der brecciösen Strukturen in der Lagerstätte nicht auf Gesteinsbewegung, sondern auf die bei bestimmter Metasomatose vorgekommenen starken Auflösungsvorgänge zurückzuführen sind, es kommt dann in der Feinstruktur der Lagerstätte zur Bildung ähnlicher Auflösungsbreccien, wie sie in Bleiberg-Kreuth vorkommen und welche nicht quer zur Erzstruktur verlaufen, sondern auf bestimmte gewundene Erzbänder im wesentlichen beschränkt sind.

Sehr klar tritt beim Studium der Lagerstätte hervor, daß das Gebirgsmassiv des Kleinen Königsberges bereits beim Einsetzen der Vererzung im gesamten Teil des Wettersteindolomits tektonisch zerrüttet war, daß sich die Haarspalten (unter der Talsohle) und Klüfte (von 100 *m* über der Talsohle) aber nur in geringer Ausdehnung in die plastischen hangenden Raibler Schiefer hineingezogen haben und ferner, daß eine weitere starke Zerklüftung nach dem Abschluß der Vererzung eingetreten ist, welcher in den tiefgelegenen Teilen der Lagerstätte eine vollständige Verheilung durch einen spät gebildeten Dolomit II folgte. Während der in drei verschiedenen Phasen erfolgten Vererzung selbst ist es dagegen zu einem Verbruch der Lagerstätte nicht gekommen. Es erscheint hieraus der Schluß unabweislich, daß sich die gesamte dreiphasige Vererzung in einer, geologisch gesprochen, verhältnismäßig kurzen Zeit abgespielt haben muß.

Die vorbeschriebenen an den Raibler Erzstufen zu beobachtenden Strukturen sind auf den Abbildungen, welche M. Kraus seiner Lagerstättenbeschreibung beigegeben hat, sehr gut zu verfolgen. Seine Abbildungen 17, 29, 25 und 26 zeigen gute Beispiele schichtiger Metasomatose, die beiden letzteren in der Gestalt einer echten Kokarde. Die Abbildungen 35, 37 und 42 geben falsche Kokarden wieder, und 38 zeigt das Verfließen echter und falscher Kokardenstruktur in den für Raibl bezeichnenden, nach allen Richtungen mäandrisch verbogenen und gewundenen Verlauf der Erzschichten, das sogenannte Schnürlerz. Die von Kraus in den Abbildungen 13, 15, 16, 18 und 36 abgebildeten Erzstufen stammen aus Zonen, in denen nach der Vererzung eine tektonische Zerreißung mit darauffolgender Ausheilung durch den Dolomit der Endphase stattfand.

### I. Phase der Vererzung: Bildung von Eisendolomit.

Das Verstehen der Erzstufen von Raibl wird außerordentlich durch die richtige Bestimmung der in ihnen enthaltenen Dolomite erleichtert. Es ist beim Beginn der Erzfüllung der Lagerstätte zur Bildung eines ersten kristallinen Dolomits und nach Abschluß des Vererzungsvorganges zur Bildung eines zweiten Dolomits gekommen. Beide sind in

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



der Lagerstätte schneeweiß und deutlich spätig, demnach schwer voneinander zu unterscheiden. Die Dolomite unterscheiden sich voneinander stets deutlich durch ihren Eisengehalt. Der erste Dolomit enthält über 1 % $FeCO_3$ und kann als Eisendolomit angesprochen werden, der letzte Dolomit zeigt nur Spuren von Eisen unter 0·01 %. Die folgenden beiden Analysen lassen die Unterschiede besser erkennen:

| | Dolomit I der I. Phase | Dolomit II der Endphase |
|---|---|---|
| $MgCO_3$ | 48·83 % | 41·02 % |
| $CaCO_3$ | 49·74 % | 57·64 % |
| $FeCO_3$ | 1·04 % | Spuren |
| | 99·61 % | 99·97 % |

Folgen wir Doelter[1]), welcher Dolomite von mehr als 5 % FeO als Ankerite abtrennt, so sind beide vorliegenden Karbonate noch als Dolomit zu bezeichnen. Der Dolomit II mit seinem höheren Ca-Gehalt gegenüber dem Mg-Gehalt entspricht dabei in höherem Maße einem Dolomit von allgemeinerer Verbreitung. Die Zusammensetzung des Dolomits II entspricht auch der Zusammensetzung des triadischen Erzdolomits in Raibl, wie aus den von Pošepny (cit. o. Raibl, S. 343) mitgeteilten Analysen hervorgeht.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß der Dolomit I sowohl durch seinen Eisen- als auch durch seinen höheren Magnesiumgehalt einem bedeutend weniger verbreiteten Typus angehört und sich sowohl vom Raibler triadischem Erzdolomit als vom Dolomit II erheblich unterscheidet. Man wird dem Dolomit I, wenn auch sein Mg und Ca zu allergrößtem Teil durch die mineralisierenden Wässer dem Wettersteindolomit selbst entnommen worden sind, doch wegen des Fe und höheren Mg aszendente Charaktere zusprechen müssen. Dieser zuerst gebildete Dolomit ist das metasomatische Umlagerungsprodukt aszendenter, primär Fe- und Mg-hältiger Thermen im Wettersteindolomit, der Dolomit II dagegen eine junge deszendente Kluftausfüllung.

Um die Unterscheidung von Dolomit I und II in der Lagerstätte vorzunehmen, bedarf es nicht einer jedesmaligen chemischen quantitativen Analyse. Aus der Lösung von 1 *g* Dolomitpulver in Salzsäure genügen bei dem Dolomit I schon 2 bis 3 Tropfen Kaliumferrocyanid, um eine deutliche Fällung von Berlinerblau hervorzubringen, während die Lösung des Dolomits II farblos bleibt.

Der erst gebildete Dolomit erscheint makroskopisch in den Erzstufen als Umrandung von dichten Wettersteinpartien. Dünnschliffe zeigen aber schon bei schwacher mikroskopischer Vergrößerung, daß die Verdrängung des dichten, zumeist aber feinst kristallinen Wettersteindolomits durch den spätigen Dolomit I nicht nur von der Oberfläche, sondern inmitten des Wettersteindolomits an zahlreichen untereinander von unverändertem Wettersteindolomit getrennten Schichten erfolgt ist. Diese Umwandlung erfolgte schon als Schichtungsmetasomatose. Der gröber kristalline Dolomit I läßt inmitten seines Aggregates vielfach rhomboedrisch kristalline

[1]) Handbuch der Mineralchemie, I, 1912, S. 363.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Umgrenzung erkennen, meist sind aber die Dolomitindividuen von bestimmten Kernen aus gegeneinander bis zur Berührung angewachsen und bilden dann ein allotriomorphes Gemenge. Der Wettersteindolomit läßt im Dünnschliff ein reichlich in ihm eingeschlossenes, braun erscheinendes organisches Pigment erkennen. Die Dolomit-I-Individuen sind dagegen teilweise ziemlich klar durchsichtig oder bedeutend ärmer an diesem Pigment. Bei der metasomatischen Verdrängung des Wettersteindolomits ist es zu einer Verdrängung des Pigments gegen die Grenzfläche des unveränderten Wettersteinkalkes gekommen, welche auch dunkelbrauner gefärbt erscheint. Bei einzelnen Kristallen des Dolomits 1 ist das verdrängte Pigment aber auch dem rhomboedrischen rhythmischen Anwachsen derselben entsprechend in pigmentierten Zonen inmitten des Kristalls angeordnet.

Wir finden in dem Zuge des Dolomits I nicht selten eingeschlossen Reihen von gleichzeitig gebildeten Bleiglanzwürfeln. Wenn auch die Hauptausscheidung des Bleiglanzes in der Lagerstätte in einem etwas späteren Stadium erfolgte, so fand anscheinend doch auch eine Paragenese beider Lagerstättenminerale statt (Taf. V, Fig. 4).

### II. Phase der Vererzung: Bildung von Bleiglanz.

Der Bleiglanz tritt in den verschiedenen Teilen der Erzkörper in verschiedener Ausbildungsform auf. Grobkristallin und in derben Massen findet er sich besonders, wenn auch nicht ausschließlich, am Schieferkontakt und im Schiefer. In derben, kleinen Zügen und in Form von immer noch größeren isolierten Partien bis zum kleinsten mikroskopischen Korn, allermeist mit deutlich angelösten Rändern, tritt er in den westlich gelegenen Erzsäulen auf. In den östlichen Struggli- und Aloisi-Blättern ist er dagegen spärlich, vielfach in Form sehr feiner Verteilung und in Form feinstzerfiederter Resorptionsskelette enthalten. (Taf. IV, Fig. 3, oben.)

Schließlich kommt er als ganz junges Umkristallisationsprodukt und Ausfüllung von Klüften vor, welche nach dem Vererzungsvorgang aufgerissen sind und von welchem später die Rede sein wird (vgl. Taf. V, Fig. 5, links).

Am Schiefer und in den westlichen Erzsäulen ist in dem Bleiglanz stets noch reichlich Dolomit I enthalten. In den östlichen Erzsäulen ist dagegen nur noch wenig vom Dolomit I vorhanden.

Die Unterschiede im Auftreten des Bleiglanzes in den verschiedenen Erzkörperteilen beruht darauf, daß die ursprüngliche Bleiglanz-Dolomit-I-Bildung durch die in Raibl überaus reichlich eingewanderte Zinkblende mehr oder weniger resorbiert worden ist. Die Resorption des Bleiglanzes während der Phase der Zinkblendevererzung erfolgt am Schieferkontakt in geringstem und in den östlichen Erzteilen (Struggli-Aloisi) in intensivstem Ausmaße. Auf diese später erfolgte, meist sehr starke Wiederfortführung des Bleiglanzes ist es zurückzuführen, daß die Bildungsverhältnisse des Bleiglanzes an den Raibler Erzstufen nur selten klar zu erkennen sind. Sein Verhältnis zum Dolomit I ist am besten in Erzstufen aus dem Schieferkontakt zu ermitteln.

Es gibt hier Stufen, welche dicht von Resorptionsresten des Dolomits I durchsetzt sind (Taf. IV, Fig. 1), aber auch Bleiglanzzüge, welche, von

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



spätigen Dolomitschichten getrennt, mehrfach übereinander liegen. Diese beweisen seine Entstehung in schichtiger Metasomatose. Wahrscheinlich ist der Bleiglanz den vorbeschriebenen, schichtig metasomatischen Bändern des spätigen Dolomits I im Wettersteindolomit gefolgt, während gleichzeitig die zwischengelagerten Wettersteindolomitschichten nunmehr ebenfalls in schneeweißen, spätigen Dolomit umgewandelt wurden. An Bleiglanzanschliffen, welche mit $HNO_3$ angeätzt wurden, kam die kristalline Struktur sehr klar zum Vorschein, es tritt ein dichtes System von nach den Würfelflächen verlaufenden Anwachsstreifen zum Vorschein (Taf. IV, Fig. 2); über die primär kristalline Ausscheidung des Bleiglanzes kann kein Zweifel bestehen (Taf. V, Fig. 4).

Gegenüber Bleiberg-Kreuth ist der Raibler Bleiglanz durch einen höheren As- und durch einen Cu-Gehalt ausgezeichnet. Daneben fand in den tieferen Abbausohlen nach Abschluß der Bleiglanzbildung eine ausgiebige Bildung von Eisenbisulfid statt. Die As-Bestimmung nach der Gutzeit-Eidenbenzschen Arsenprobe[1]) wurde an 1 *g*-Bleiglanzproben aus verschiedensten Tiefenstufen der Raibler Lagerstätte, ferner an solchen vom Schieferkontakt und fern vom Schieferkontakt vorgenommen. Es konnte keine regelmäßige Zunahme des As nach der Tiefe der Lägerstätte festgestellt werden. Bleiglanz aus der Tiefe von 240 *m* unter der Talsohle zeigte teilweise einen relativ sehr hohen, teilweise einen schwächeren As-Gehalt, solcher aus hohen Abbauhorizonten einen mäßig hohen As-Gehalt. Dagegen ist in jedem Bleiglanz aus der Nähe des Schieferkontaktes oder aus dem Schiefer ein sehr hoher As-Gehalt gefunden worden. Die Proben waren peinlichst von jedem Eisenkies und jeder Blende befreit worden, teilweise aus den Stufen ausgebohrt, bevor sie untersucht worden sind.

Der Raibler Bleiglanz enthält ferner eine äußerst geringe Menge von Cu. M. Kraus erwähnt Kupferkies von Raibl „lokal und in verschwindenden Mengen". Die chalkographische Untersuchung ließ aber in der sehr großen Anzahl der von mir untersuchten Anschliffe in keinem Fall Kupferkies erkennen. Der Kupfergehalt des Raibler Bleiglanzes konnte nur durch die chemische Analyse der Schachtofenschlacke der Bleihütte von Gailitz festgestellt werden, in welcher Bleiglanz von Bleiberg und von Raibl regelmäßig verschmolzen werden. In der Schachtofenschlacke aus Bleierz von Bleiberg-Kreuth ist Kupfergehalt schwankend, maximal aber nur 0·005 %, dagegen enthält die Schlacke von Raibler Erzen 0·21—0·10 % Cu, also etwa 20—40mal mehr Kupfer.

Von erheblichem lagerstättenkundlichen Interesse ist die Feststellung ergiebiger Eisenbisulfidbildungen in der Bleiglanzphase. Das Eisenbisulfid erscheint primär stets kolloidal ausgeschieden, meist aber kristallin körnig umgewandelt.

Es wurden sehr verbreitet an Stufen aus Lagerstättenteilen tief unter der Talsohle an den äußeren Rändern der Bleiglanzpartien, aber auch in

---

[1]) Die Anwendung dieser Probe geschah nach H. Schneiderhölen, Chemie der Erde, Bd. V, 1930, S. 301; vgl. auch A. Tornquist, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, 1930, S. 199.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



ihrem Inneren, in ersterem Fall entweder an Blendepartien oder an solchen des jungen Dolomits II angrenzend Bänder von kolloidal ausgeschiedenem Eisenbisulfid beobachtet (Taf. VI, Fig. 11). Diese Überzüge finden sich im Schiefer, am Schieferkontakt, aber auch an Stufen fern des Schiefers. Die Ausscheidung des kolloidalen Eisenbisulfids ist nicht als Auftakt der Bildung der Blende anzusprechen, denn an Resorptionsrändern des Bleiglanzes gegen die Blende sind inmitten der in den Bleiglanz vorrückenden Blende sowohl isolierte Eisenbisulfid- als auch Bleiglanzreste eingeschlossen. Diese Eisensulfidbildung erfolgte in der Phase der Bleiglanzbildung, denn abgesehen von den gelegentlich noch in dem Bleiglanz eingeschlossenen Bändern des Eisensulfids erscheinen die dem Bleiglanz aufgesetzten $FeS_2$-Säume durch ihre auf kolloidale Ausscheidung hinweisende gebänderte und aus Kugelsegmenten bestehende Ausbildung stets dem Bleiglanz so aufgesetzt, daß die konkaven Seiten der Kugelsegmente dem Bleiglanz zu gelegen sind (vgl. Taf. VI, Fig. 11). Die als Gel ausgeschiedenen Eisenbisulfidschichten sind später allerdings zum größten Teil wenigstens kristallin geworden. Diese kristalline Struktur wird besonders durch Ätzung mit $HNO_3$ unter starker Vergrößerung unter dem Opakilluminator sehr deutlich, die äußeren Schichten der Eisenbisulfidsäume zeigen strahlige Markasitkristallinität mit wolkiger Aufhellung unter + Nicol. Der untere, dem Bleiglanz aufliegende Teil der Säume offenbart bei stärkerer Ätzung dagegen eine körnige, kristalline Struktur, welche wegen der allerdings nur schwachen Aufhellung unter + Nicol ebenfalls aus Markasitkristallen bestehen muß. Diese ragen mit mehr minder spitzen Pyramidenenden in die über ihnen gelegenen feingebänderten Eisenbisulfidschichten hinein (Taf. VI, Fig. 11, unten). Die Kristallinität muß frühzeitig erfolgt sein, denn die aufliegenden Eisensulfidbänder schmiegen sich um die Oberflächen der Markasitpyramiden. Zumindest muß das Eisensulfid-Gel noch nachgiebig, nicht verfestigt, gewesen sein, als die Markasitpyramiden aufgesproßt sind. Ein Teil der feinen Bänder läßt auch keinerlei Aufhellung oder Faserung beobachten, sie stellen demnach wohl noch amorph verbliebenes Eisenbisulfid (Melnikowit[1]) dar.

Der Umstand, daß diese Markasitsäume nur an Erzstufen aus größerer Tiefe unter der Talsohle beobachtet werden konnten, läßt die Vermutung aufkommen, daß die Eisenbisulfidbildung der Bleiglanzphase mit dem gegen die Teufe vorschreitenden Abbau der Lagerstätte weiter auf Kosten des Bleiglanzes an Masse zunimmt.

Der Markasit des Saumes am Bleiglanz erreichte an den untersuchten Stufen eine Breite bis zu 2 *mm*, er ist also stellenweise schon mit bloßem Auge gut wahrnehmbar. An einem aus ihm herausgebohrten Pulver wurde nach der vorerwähnten Gutzeit-Eidenbenzschen Methode ein noch höherer As-Gehalt festgestellt als der höchste im Raibler Bleiglanz beobachtete.

---

[1]) Über die Unsicherheit dieser Bezeichnung vgl. Doelter, Handbuch für Mineralchemie, Bd. IV, 1. Hälfte, 1926, S. 583, und Ehrenberg, Jahrbuch für Mineralogie und Geologie, B. B. 57, II, 1928, S. 1303.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



### III. Vererzungsphase: Bildung von Zinkblende und Baryt, lokal von Flußspat, Neubildung von Dolomit I.

Die eingangs hervorgehobene überwiegende Blendeführung der Raibler Lagerstätte gegenüber der überwiegenden Bleiglanzführung der Bleiberg-Kreuther Lagerstätte hat seinen Grund in der außerordentlich viel reicheren Schwermetallzufuhr in Raibl während dieser III. Vererzungsphase. Es kam bei ihr in Raibl zugleich zu einer viel intensiveren Resorption des vorher gebildeten Bleiglanzes, dessen Menge ursprünglich in Raibl durchaus dasselbe Ausmaß erreicht haben kann wie in Bleiberg, oder dieses auch noch übertroffen haben könnte. In Raibl ist überall ersichtlich, daß die Resorption des Bleiglanzes und damit zugleich die Blendebildung am Schieferkontakt und im Schiefer in bedeutend geringeren Maße erfolgt ist als fernab vom Schiefer inmitten des Wettersteindolomits. Eine Erklärung dieser Erscheinung dürfte kaum darin zu suchen sein, daß die Tonkolloide der Schiefer auf Bleiglanz stärker fällend gewirkt haben als auf das Zinksulfid, vielmehr hatte der Bleiglanz bereits fast alle vorhandenen primären Dolomitteile und auch den Dolomit I im Schiefer verdrängt, so daß der Blendebildung, welche vorwiegend metasomatisch im Wettersteindolomit unter vorangegangener Umwandlung desselben in Dolomit I vor sich ging, im Schiefer enge Grenzen gezogen waren.

Nirgends sind die geringsten Anzeichen vorhanden, daß das Gebirge während oder nach den Vererzungsphasen I und II eine neuerliche Zerrüttung erfahren hätte; wenn das der Fall gewesen wäre, so müßte Blende zumindest als Kluftausfüllung in den derben Bleiglanzmassen oder im Schiefer auftreten.

Im Bereich des Wettersteindolomits zeigen dagegen Partien von Dolomit I und Bleiglanz verbreitet inmitten der Blenden Lösungsbreccien, welche mit energischer Resorption dieser älteren Bildungen durch Blende verbunden sind. Ebenso wie in Bleiberg wurde die Ausdehnung der Vererzung in Raibl während der Blendevererzung weit in den Wettersteindolomit vorgetragen. Hiebei wurden auch Teile des Gebirges in die Vererzung einbezogen, welche von der Bleierzvererzung noch verschont geblieben waren. Dieser Vererzung ging neuerdings die Bildung eines Dolomits I aus dem primären triadischen Erzdolomit voraus.

Die Ausscheidung des Zinksulfids ist in dreierlei verschiedenen Formen erfolgt:

*a)* In feinster Verteilung in dem Dolomit I, ursprünglich kolloidal, später kristallin geworden. Im Schieferbereich (Taf. V, Fig. 5).

*b)* Als Schalenblende, in kolloidal ausgeschiedenen Zügen, welche in Bändern rhythmisch in den teilweise erst in dieser Vererzungsphase in Dolomit I umgewandelten Erzdolomit vordringen, ebenfalls später meist Kristallin umgewandelt, aber in dünnen, dunkelbraun bis braunrot gefärbten Lagen noch in Gel-Form verblieben. Haupterscheinungsform. In gleicher Weise auch in falschen Kokarden ausgeschieden (Taf. IV, Abb. 1, und Taf. VI, Abb. 10).

*c)* In primär kristalliner Ausbildung, als dichte bis schüttere Imprägnation in Flußspat.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Reine Gangfüllung ist nicht mehr nachweisbar, weil auf ihr stets sofort die metasomatische Erweiterung des Erzkörpers in die benachbarten Dolomite gefolgt ist, worauf schon Pošepny (S. 371) hingewiesen hat.

In späteren Stadien der Blendeausscheidung wurde mit ihr in weiter Verbreitung Baryt und in geringerer Verbreitung Flußspat ausgeschieden. In der Endphase der Blendebildung stellt sich eine zunehmende Bildung kolloidal ausgeschiedenen Eisenbisulfids ein, welche die Blendebildung noch überdauert. Dasselbe liegt heute ausnahmslos als Markasit vor.

*a)* Blende in feinster Verteilung im Dolomit.

Die erste Phase der Zinksulfidausscheidung ist in den Raibler Erzstufen nur seltener wahrnehmbar, da die spätere überreichliche Ausscheidung des Erzes diese überdeckte. Erzstufen vom Schieferkontakt zeigen inmitten der Bleiglanzmassen braun gefärbte dichte Partien, welche sich im Anschliff u. d. M. als ein feines Gemenge von Dolomit I und Blende herausstellen. Das Vererzungsbild (Taf. V, Abb. 5) zeigt das Vorhandensein von mehr oder minder dicht gedrängten Blendekernen ohne kristalline Begrenzung, teilweise mit deutlichen Anzeichen kolloidaler Bildung zwischen kristallinen Individuen des Dolomits I. Es sind hier bestimmte Dolomitkörner von Zinksulfid verdrängt worden. Bei der Verdrängung kam es zum seitlichen Abdrängen des im Dolomit enthalten gewesenen Bitumens, welches in unregelmäßigen sehr feinen Zügen an den Grenzen zwischen größeren Blendepartien gegen das Karbonat zu verfolgen ist und sich auf Anschliffen durch stärkere Ausrisse bemerkbar macht. Die für Raibl ungewöhnliche makroskopisch gelbgraubräunliche Färbung dieser Blendestufen dürfte im wesentlichen auf diese Bitumina zurückzuführen sein. Beim Vergleich der Fig. 4 und 5 auf Tafel V fällt der große Unterschied zwischen der kristallinen Ausscheidung des Bleiglanzes und der kolloidalen Ausscheidung der Blende inmitten des Dolomits I in Raibl außerordentlich deutlich auf.

*b)* Die Bildung der Schalenblende.

In dieser Form ist das Zinkerz in der weitaus größten Menge ausgeschieden. Die Struktur ist in allen Teilen der Lagerstätte dabei eine sehr ähnliche. Schon makroskopisch läßt die Raibler Blende durch ihre Zusammensetzung aus abwechselnd lichten, gelbbraun und braunrot gefärbten Bändern die charakteristischen Merkmale kolloidal ausgebildeter Kugelformen erkennen. Dadurch, daß die einzelnen Kugelsegmente ihre konkaven Flächen den Ausgangsflächen ihrer Bildung, dagegen ihre konvexen Flächen der Richtung ihres Vordringens zuwenden, ist die Richtung und die Art ihres Anwachsens deutlich zu erkennen (Taf. IV, Fig. 1). In vielen Fällen ist das Bildungsverhältnis von Bleiglanz und Blende nur an diesem Merkmal festzustellen.

Das Studium von Dünnschliffen ergab die Regel, daß sich als erste Ausscheidung von Zinksulfid unmittelbar am Bleiglanz eine ganz lichte bis weiße Blende vorfindet. Dort, wo braune oder braunrote Blende an Bleiglanz stößt, läßt sich meist nachweisen, daß die Berührung erst im

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



späteren Stadium der Zinksulfidausscheidung, auf dem Wege der metasomatischen Ausdehnung der Zinkvererzung gegen die betreffende Bleiglanzmasse hin eingetreten ist. Auffallend erscheint, daß die älteste lichte Blende auch dann vorhanden ist, wenn sie nicht direkt dem Bleiglanz, sondern, wie das häufig der Fall ist, dem im vorigen Abschnitt beschriebenen Markasitsaum aufsitzt. Schneiderhöhn[1]) hat es neuerdings in Zweifel gezogen, daß die mehr oder minder intensive Färbung der Blende, wie bisher allgemein angenommen, vom Eisengehalt abhängig ist. Die überaus schöne Kornätzung, welche die Raibler Schalenblende mit Hilfe von schwefelsaurem Kalipermanganat erhält (Taf. IV, Fig. 3), zeigt in der Tat starke strukturelle Verschiedenheiten der lichten und der rotbraunen Blendebänder, wie sie Dünnschliffen nicht entnommen werden können. Die lichten Bänder sind stets durchwegs kristallin, und zwar zeigen sie reguläre isotrope Kristallkörner, welche aber noch undeutlich eine ursprünglich vorhanden gewesene strahlige Kristallinität, welche heute überdeckt erscheint, erkennen lassen. Die rotbraunen Blendebänder zeigen dagegen ein völlig anderes Bild im geätzten Anschliff. Wie auf Taf. IV, Fig. 3 (vergr. 60 fach) sichtbar, treten in diesen Bändern noch strahlige Kristallelemente inmitten einer selbst unter Immersion nicht völlig auflösbaren Grundmasse auf. Diese Grundmasse erscheint unregelmäßig feinst granuliert, die Kornätzung hat relativ große Zwischenräume zwischen den kleinen Elementen geschaffen. Es hat durchaus den Anschein, daß das Zinksulfid hier noch in kolloidalen Kernen vorliegt, welche von verhältnismäßig breiten Säumen umhüllt sind. Wenn auch die Natur dieser Säume schwer festzustellen ist, so dürfte bei ihrer starken Reaktion auf das schwefelsaure Ätzmittel besonders in den braunroten Bändern mit großer Wahrscheinlichkeit auf $Fe_2O_3$ zu schließen sein, während die geringe Reaktion in den braungefärbten Bändern Schlüsse auf Vorhandensein von aus dem Erzdolomit stammendem Bitumen am wahrscheinlichsten erscheinen lassen. Die Scheidung gelbbrauner und rotbrauner Bänder ist aber häufig nicht ganz scharf.

Daß die braunrote Raibler Blende die eisenreichste und schwefelärmste Modifikation in Raibl darstellt, die braune Blende wenig Eisen, aber viel Schwefel enthält, die gelbe Blende dagegen die eisenärmste Modifikation bildet, konnte Pošepny (o. c. Raibl, S. 367) bereits durch Analysen nachweisen und würden seine Befunde auf das beste mit meiner Auffassung von der Verteilung von Bitumen und $Fe_2O_3$ in Einklang stehen.

Es scheint bei der starken kristallinen Umsetzung, welche in den lichten Blendebändern aus dem primären kolloidalen Zustand, über die hexagonal strahlige Kristallinität zur regulär-körnigen Kristallinität, zur Abwanderung von Eisensulfid in jene Bänder gekommen zu sein, welche bei der Vererzung einen Teil des Bitumens des Erzdolomits angereichert hatten. Die Umhüllung der feinsten Eisensulfidelemente mit Bitumen und Roteisenstein verhinderte in ihnen den Eintritt der kristallinen Umwandlung, bzw. verzögerte dieselbe in den dunkeln

[1]) Ob. Zitat. Chemie der Erde, Band X, 1930, S. 388.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Bändern so sehr, daß in diesen nur erst vereinzelte hexagonale Fasern von Wurtzit entstanden sind. Die Beobachtung an guten Dünnschliffen bestätigt diese Deutung durchaus. Zunächst erscheinen in diesen rotbraune feinste Bänder, welche allerdings nur in Anschliffen, nicht aber in den Dünnschliffen aufzulösen sind, wie Pigmentzüge inmitten der Bänder lichter, kristalliner Blende, ferner zeigen lediglich die dunkeln Bänder unter + Nicol eine schwache, wolkig über das Band hinziehende Aufhellung. Diese kann wegen ihrer allgemeinen, weithin zu verfolgenden Verbreitung nicht auf eine in diesen dunkeln Bändern vorhandene Spannung zurückgeführt werden. Sie beweist vielmehr die hexagonale Wurtzitnatur der Faserkristalle inmitten der amorph-kolloidalen Grundmasse. Auf Grund dieser Beobachtungen bin ich geneigt, die Bänderung der Raibler Schalenblende, soweit sie den verschieden intensiven Einschluß von Bitumen beinhaltet, als primär, dagegen die Verteilung der die verschiedene Färbung hervorrufenden Gemengteile als sekundär aufzufassen. Die deutlich verschiedene Feinstruktur der lichten und rotbraunen Bänder beruht auf verschiedene Grade postumer Umkristallisation.

Die As-Bestimmung an Raibler Blenden mit Hilfe der Gutzeit-Eidenbenzschen Arsenprobe ergab in allen Erzkörpern und in allen Teufen der Raibler Lagerstätte einen so großen (relativen!) As-Gehalt, daß Unterschiede nicht mehr feststellbar waren.[1])

Das Zentrum der Schalenblendemassen kann entweder von einem Bleiglanzfragment von winzigster bis zu bedeutender Größe oder von einem Rest des Dolomits I oder von einem an seiner Oberfläche gegen die Blende allerdings weitgehend in kristallinen Dolomit I umgewandelten Erzdolomitrest eingenommen werden. Sehr schöne Strukturbilder zeigen wie in der Abb. 1 auf Taf. IV Dünnschliffe von Erzstufen, in welchen mit winzig kleinen Bleiglanzkernen viele kleine Schalenblendekokarden nebeneinander liegen und mit den äußeren Blendeschichten in gegenseitige Berührung und Verschmelzung kommen. Die Bleiglanzkerne zeigen oft noch teilweise idiomorphe Gestalt (Abb. 1, Mitte, und Abb. 3, rechts unten), sie sind aber wohl stets an irgendeiner ihrer Stellen auch von der Blende resorbiert, welche dann schnell in ihr Inneres vorgedrungen ist. Die guten Wiedergaben solcher Stufen bei Pošepny (l. c., besonders seine Fig. 18) lassen diese Verhältnisse schon erkennen. Die Erklärung dieser Strukturen ist darin zu erblicken, daß hier aus der I. und II. Vererzungsphase Züge des Dolomits I vorgelegen haben, in denen idiomorphe Bleiglanzkristalle mehr oder minder isoliert aufgesproßt waren (Taf. V, Abb. 4). Bei der beginnenden Blendevererzung, welche an der Grenze zwischen den Bleiglanzkörpern und dem Dolomit I einsetzte, fand eine leichtere und intensivere Verdrängung des Dolomits statt, so daß die Bleiglanzkörper selbst mehr oder minder resorbiert verblieben und als Zentrum der weiter in dem Erzkörper sich ausbreitenden Blendemassen erscheinen. Bei dieser Ausbreitung der Schalenblendevererzung landete diese dann auch gelegentlich an neuen Bleiglanz-

[1]) Während beim Bleiglanz mit einem Pulver von 1 *g* gearbeitet wurde, wurde von der Blende nur 0·3 *g* genommen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



partien, welche mit deutlicheren Resorptionserscheinungen — genau so wie in Bleiberg — in bestimmten äußeren Blendeschichten eingeschlossen verblieben. Sie dürften, so wie ich es auch für Bleiberg (l. c., Bleiberg, S. 53) angenommen habe, teilweise durch das sich kolloidal ausscheidende Zinksulfid nach außen mit vorgetragen worden sein.

Nicht selten kam es inmitten der Schalenblende auch zu so energischer Resorption des Bleiglanzes, daß vielverzweigte Bleiglanz-Resorptionsskelette verblieben (vgl. Taf. IV, Abb. 3, oben im Anschliff), wie sie auch Pošepny in seiner Fig. 7 abgebildet hat. Wegen der größeren Widerständigkeit des Bleiglanzes auf seinen Würfelflächen sind diese stellenweise während des Vorganges herausgearbeitet worden. Auf der Fig. 2, Taf. IV, ist die Resorption des Bleiglanzes nach den Zonen der Würfelflächen an einem mit $HNO_3$ angeätzten Bleiglanz gut zu verfolgen. Die Blende rückt hier von Zone zu Zone des Bleiglanzes vor, sie hat hier in dem unteren Teil des geätzten Bleiglanzes eine in diesen eingeschlossene Markasitzone (lichtest weiß) erreicht. Rechts oben ist die Grenze der Blende gegen nicht geätzten Bleiglanz zu verfolgen. In der Abb. 3 auf Taf. IV ist ein Bleiglanz-Resorptionsrest rechts unten sichtbar, welcher ebenfalls eine schnelle Tiefenresorption nach Überwinden der Kristallfläche anzeigt.

Während an diesen Strukturen das jüngere Alter der Schalenblende gegenüber dem Bleiglanz ganz klar ist, treffen wir in Raibl auch auf andere Bildungen, welche zunächst eine mehrfache alternierende Bildung von Bleiglanz und Blende vortäuschen.

Nicht selten zeigen Raibler Erzstufen ein Bild ähnlich der Fig. 10 auf Taf. VI, auf welchem als Kokarde rings um einen Kern von Erzdolomit oder Dolomit I drei oder mehr Schalenblenderegionen, durch Bleiglanzregionen voneinander getrennt, zu verfolgen sind. Dieser Aufbau der Erzstufe macht zunächst den Eindruck, als ob die übereinanderliegenden Bleiglanz- und Blendeschichten vom Innersten der Kokarde nach außen in regelmäßiger Folge nacheinander gebildet seien. Die eingehende Untersuchung ergibt aber das folgende: Die Bleiglanzschicht 1 ist sowohl an ihrem Innen- als an ihrem Außensaum von jenem feinen Markasitsaum umgeben, welcher für die Endphase der Bleiglanzvererzung charakteristisch ist und durch die Richtung der konkaven Kolloidbögen jeweils gegen den Bleiglanz beweist, daß diese Bleiglanzschicht bei ihrer Entstehung nicht allein nach außen gewachsen ist, sondern sich sowohl nach außen als auch nach innen zur Kokarde ausgebreitet hat. Die Mikrophotographie, Fig. 11 auf Taf. VI, ist dem Saum der Bleiglanzschicht *B* bei „*m*" entnommen. Besonders der innere Markasitsaum zeigt nun eine starke Resorption durch das erste Blendeband, welches sich auch stellenweise hinter diesem Saum tief in den Bleiglanz hineingefressen hat, so daß dann kleine Resorptionsreste von Markasit und Bleiglanz von der Blende eingeschlossen sind. Die mehr nach außen gelegene zweite Bleiglanzschicht zeigt die Resorption an ihrer Außenseite in noch viel intensiverer Weise, während an ihrer Innenseite noch eine Zone von Dolomit I erhalten ist, in welcher sich der Bleiglanz gebildet hat.

Während nun der Bleiglanz von der Mitte jeder Zonen beiderseits gegen innen und außen bei seiner Bildung bis zur beiderseitigen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Bildung von kolloidalen Eisenbisulfids (Markasit) vorgedrungen ist, lassen die Kolloidformen der Schalenblende in allen drei Blendezonen erkennen, daß diese überall von innen nach außen einseitig und nicht symmetrisch vorgedrungen ist und überall bei Berührung mit Bleiglanz und Markasit diese resorbiert. Erzstufen wie diese bilden ausgezeichnete Beispiele für „schichtige Metasomatose", wie ich sie auch aus Bleiberg-Kreuth ähnlich beschrieben habe (vgl. l. c., Bleiberg, S. 55) und schon dort erkannte, daß die Reihenfolge der Überlagerung der Erzzonen keineswegs die Altersfolge ihrer Bildung wiedergibt. Der Bleiglanz ist stets die ältere und die Schalenblende die jüngere Bildung. Die verschiedenen Bleiglanzzonen sind in schichtiger Metasomatose gleichzeitig in mehreren Schichten im Dolomit zur Ausbildung gekommen, die Blende rückte dann später in die zwischen den Bleiglanzschichten verbliebenen Dolomitschichten ein. Auch sie dürften annähernd gleichzeitiger Bildung sein.

Alte Stufen unserer Sammlung, welche offenbar nicht aus Tiefbauen stammen, zeigen durchaus analoge Verhältnisse, wenn ihnen auch die Markasitsäume am Bleiglanz fehlen. In ihnen finden wir den schichtigen Wechsel von Bleiglanz- und Blendeschichten übereinander genau so wie an der obenbeschriebenen Stufe, auch in ihnen ist die Wachstumsrichtung der Blende meist einseitig nach außen an den Kolloidformen sichtbar, es finden sich aber auch Blendezonen, welche zwischen zwei Bleiglanzschichten von den beiderseitigen Bleiglanzgrenzen gegen die Mitte der Schalenblendezone gewachsen sind. Meist ist an diesen Stufen wegen des Fehlens der Markasitsäume die innere Fläche der Bleiglanzschichten durch die gegen sie im Vorrücken gewesene Blende stärker resorbiert.

Ebenso wie zur Endphase der Bleiglanzbildung kam es auch vor dem Abschluß der Blendebildung zur Ausscheidung nunmehr besonders in den neuen Stufen des Raibler Tiefbaues sehr reichlichen Eisenbisulfids in kolloidaler Beschaffenheit. Es ist an den äußeren Randzonen der Schalenblende gegen den Dolomit zunächst zu einer wiederholten Wechselausscheidung von Zinksulfid und Eisenbisulfid gekommen, bis das letztere in Zonen bis zu einer Breite von 10 *cm* allein gebildet wurde (Taf. V, Abb. 6). Diese Eisenbisulfidzonen erscheinen bei makroskopischer Betrachtung in ihren kolloidoformen Kugelsegmenten und in ihrer Bänderung nach den vom Zinksulfid angelegten Kugelsegmenten weitergewachsen, ebenso wie die zwischen die Blendeschichten eingeschalteten Eisenbisulfidbänder genau wie jene gewachsen sind. Makroskopisch lassen sie schon ihre kristallin gewordene Beschaffenheit an der prismatisch-radialen Faserstruktur erkennen. Im Anschliff (Taf. V, Abb. 6) unter dem Opakilluminatormikroskop tritt unter + Nicol sehr deutlich Aufhellung auf, so daß Markasit vorliegt. Die zwischen Blendebändern eingeschalteten Markasitbänder zeigen ausnahmslos bei 60facher Vergrößerung bereits grobe kristallin-körnige Struktur ohne prismatische Anordnung. Pyramidenende ragen in das nächstgelegene jüngere Blendeband hinein, so daß dieser Markasit bereits kristallin geworden sein muß, als das Zinksulfid-Gel noch nachgiebig war. Die Grenze des Markasitbandes gegen das nächstgelegene

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



ältere Blendeband zeigt dagegen eine ebene Aufwachsfläche. Die Außenzonen des Markasits zeigen ebenfalls zumeist eine grobe Kristallinität, in welcher die Radialfaserigkeit aber ersichtlich ist. Es treten aber auch sehr feine Bänder von Einschlüssen im Markasit auf, welche häufig dicht gedrängt stehen und die kolloide Anwachsform an Einschlüssen zeigen; diese letzteren setzen auch quer durch die nebeneinander gelegenen Markasitkristalle ganz unabhängig von den Kristallgrenzen hindurch. Selbst bei Immersion nicht auflösbar, kann es sich hier nur um Einschlüsse handeln, welche im ursprünglichen Eisensulfid-Gel vorgetragen, bei der kristallinen Umwandlung des letzteren in Markasit an ihrem Ort verblieben und wieder nur Bitumen sein können, welches aus dem metasomatisch verdrängten Dolomit stammt.

In der Lagerstätte kam es örtlich zur Ausscheidung größerer Züge von großkristallinem Baryt, in welchen immer Imprägnationszonen von gelber Blende enthalten sind. Die Barytzüge sind den äußersten Flächen von Schalenblendemassen vorgelagert, jedoch tritt mit dem Baryt kein Markasit auf. Inmitten der Barytmassen sind Bleiglanzstücke auch von Faustgröße vorhanden, diese sind gegen den Baryt stark resorbiert und von Barytadern durchzogen. Reste des Dolomits I sind im Baryt ebenfalls in wechselnder Größe eingeschlossen. Über die Ausscheidungsfolge und Ausscheidungsart des Baryts gibt das mikroskopische Bild eine genaue Auskunft (Taf. V, Abb. 7.) Im kleinen makroskopisch vom Dolomit wegen seiner ebenfalls schneeweißen Farbe schwer unterscheidbar, findet sich Baryt verbreitet, u. zw. stets zwischen spät ausgeschiedenen äußeren Schichten der Schalenblendekokarden. Der Baryt tritt zunächst in isolierten Nadeln inmitten des Dolomits I in einem Dolomitband zwischen Blendeschichten auf und nimmt dann in den nach außen folgenden Schichten zu, so daß dann schließlich auch reine Barytschichten den äußeren Blendeschichten eingeschaltet sind. Der Baryt ist eine Bildung der späteren Blendeausscheidung, sein Absatz war aber vor dem Absatz des kolloidalen Eisenbisulfids bereits beendet. Wo die Ausscheidung des Baryts beginnt, wird die Blendebildung teilweise stark vermindert und führt zur Bildung isolierter Blendepartien, welche entweder isolierte lichtgelbe Blendekristalle oder Kristallaggregate darstellen, welche anscheinend primär-regulär-kristallin entstanden oder zumindest bereits beim Absatz des Baryts ihre Kristallbegrenzung schon besaßen. Die Barytbildung erscheint als eine Ausscheidung aus etwas höher temperierten Mineralisatoren. Der Baryt erscheint überall (Taf. V, Abb. 7) in langspitzen Nadeln, welche die Neigung erkennen lassen, senkrecht zur Kolloidform der Schalenblende aufzuwachsen. Die Schliffe zeigen auch die bei der Barytbildung erfolgte Verdrängung des Dolomits I.

In den zahlreichen untersuchten Erzstufen aus den Neuaufschlüssen habe ich keinen Flußspat gefunden, wohl aber zeigt ein sehr altes Sammlungsstück einer Stufe vom Sebastiani-Barbara-Schlag eine überaus starke Flußspatführung. Der Flußspat tritt hier innigst von gelben Blenderhombendodekaeden imprägniert in genau der dunkeln Varietät auf wie in Bleiberg, so daß er auch hier für Karbonat gehalten worden ist (vgl. Bleiberg, S. 51 ff.). Eine derbere, stark korrodierte Bleiglanzmasse ist

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



von einem makroskopisch graugelb erscheinenden Gemenge von Flußspat mit reichlicher Blende überzogen und durchtrümmert. In Schichten, in denen die Blende spärlich auftritt, stellt sich in feinster Verteilung ein nicht nadelförmiges, sondern körniges Gemenge von Baryt ein. Nach außen folgt sodann ein makroskopisch schwarzgrau erscheinendes, ebenfalls dichtes, feinkörniges Gemenge von Baryt und Flußspat. Das Vorkommen von lichtem Flußspat und Baryt außerhalb des Erzkörpers in Klüften des Wettersteindolomits wurde ferner in Raibl wiederholt beobachtet, lediglich seine metasomatische Entstehung ist in Raibl im Gegensatz zu Bleiberg-Kreuth sehr beschränkt.

### 4. Bitumenanreicherung im Schiefer.

Wie aus der vorstehenden Besprechung des Dolomits I, des Markasits der Bleiglanzphase und der Schalenblende hervorgeht, spielt die Verteilung von bituminösen Beimengungen im Erzkörper auch in der Ausbildung der Erze eine besondere Rolle. Sie ist größer als in Bleiberg, da der Bitumengehalt des in Raibl metasomatisch verdrängten Triasdolomits primär ein höherer ist als in dem in Bleiberg verdrängten Wettersteinkalk. Innerhalb der Schiefer ist es in Raibl infolge der Verdrängung des Bitumens bei der Vererzung, u. zw. wohl überwiegend bei der Bleiglanzvererzung, auf diesem Wege zur Bildung von derben, tiefschwarzen, pechglänzenden Bitumenmassen gekommen. In einer mir vorliegenden Stufe ist es zu bis 1 *cm* anschwellenden, nahezu reinen Bitumenschichten gekommen. Es handelt sich um mit Erdpech verwandte Massen, welche, in Röhrchen erhitzt, blähen, einen gelben Rauch geben, aus welchem gelbe Tröpfchen sublimieren. Der Rauch riecht nach Naphtha, das Sublimat ist in kaltem Schwefelkohlenstoff leicht löslich, beim Verdunsten bedeckt sich diese Lösung mit einer wachsartigen Haut eines Paraffins. Im Dünnschliff (Taf. V, Abb. 8) erscheint das Gestein als ein normaler kristalliner Dolomit I, in welchem unregelmäßig begrenzte Reste des Erzdolomits schwimmen, das Bitumen ist in Zügen in diesem Erzdolomit verteilt. Diese Züge können unter Bildung von mit Bitumen ausgefüllten Hohlräumen zu den vorerwähnten dickeren Zügen reinen Bitumens anwachsen. Da die Kristalle des Dolomits I auch hier wie allgemein Bitumen, u. zw. teilweise in zonarer Anordnung eingeschlossen, enthalten, so dürfte die Entstehung der derben Bitumenzüge kaum zur Zeit der Bildung dieses Dolomits, wahrscheinlich aber bei der Bleiglanzvererzung unter gleichzeitiger Lösung von Erzdolomit, entstanden sein. Bei der Wanderung aus dem letzteren bis in die dichten Bitumenzüge dürfte es sich noch um flüssige Bitumina gehandelt haben, welche aber später, besonders bei der Zertrümmerung des Gesteins während der Ausbildung der Dolomit-II-Klüfte, unter Abgabe der leichtflüchtigen Bestandteile zu der erdwachsartigen Masse zusammengeschrumpft sind.

### 5. Der junge kristalline Dolomit und die junge Wanderung des Bleiglanzes.

Die Lagerstätte von Raibl ist nach der Bildung der Schalenblende neuerdings zerrissen worden und durch einen schneeweißen, jungen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Dolomit verheilt worden. Dieser Dolomit II ist makroskopisch vom Dolomit I nicht zu unterscheiden, er ist genau so schneeweiß und spätig wie jener und auch wie der Baryt. Er enthält aber nicht jenen Fe- und Mg-Überschuß, welcher für den Dolomit I auf S. 152 als charakteristisch bezeichnet wurde. Sein Ca-Mg-Gehalt, ebenso wie sein geringer Fe-Gehalt entspricht der Zusammensetzung des triadischen Erzdolomits, des Trägers der Lagerstätte. Auch mikroskopisch ist er im Dünnschliff durch seine klare Durchsichtigkeit gegenüber dem meist mit zonar eingeschlossenem Bitumen versehenen, trübbraunen Dolomit I zu erkennen.

Da in ihm keine aszendenten Elemente vorhanden sind, so kann seine Bildung nur aus dem Erzdolomit selbst durch deszendente Wässer aufgefaßt werden.

Er kommt in den tieferen Lagerstättenteilen nur als Kluftausfüllung vor. Seine Kluft- und Spaltengänge durchtrümmern den Erzkörper. Nicht einmal die aus weißem Dolomit bestehenden Zentren der falschen Kokarden bestehen aus ihm, wie die auf S. 152 angegebene chemische Untersuchung wiederholt ergab, bei dieser Bildung liegt, wie auf S. 150 betont wurde, eben auch keine Hohlraum- oder Drusenausfüllung vor, sondern eine gegen ein Zentrum von allen Richtungen aus vorrückende Metasomatose in einen in Dolomit I umgewandelten Erzdolomitkern hinein.

Die Bildung des jungen Dolomits II fand jedenfalls mindestens teilweise zu jener Zeit statt, als in den oberen Lagerstättenteilen im Kleinen Königsberg durch deszendente Auslösung offene Klüfte entstanden bzw. erweitert wurden und die Galmei-Anglesit-Bildung stattfand. Der Dolomit II gehört der Oxydationsphase der Lagerstätte an.

Es ist von Interesse, daß mit seiner Bildung eine randliche Wiederlösung von Markasit, Blende und Bleiglanz stattfand. Unter dem Opak-Illuminator ist dies an den Grenzen dieser Erze gegen den Dolomit II deutlich wahrnehmbar (Taf. VI, Fig. 10, oben). Dabei kam es außerhalb der Oxydationszone auch zur Rekristallisation von Bleiglanz an den Klüften. Besonders Stufen aus dem Schiefer lassen eine Durchtrümmerung mit jungen Bleiglanzadern erkennen, welche durch Bleiglanz- und Blendezonen gerade, in mehrfach parallelem Verlauf hindurchsetzen. Eine solche junge Bleiglanzkluft, vermengt mit Dolomit II durch eine Blenderegion, ist in der Abb. 5, Taf. V, links, ersichtbar. Eine Rekristallisation von $FeS_2$ oder von Blende wurde dagegen nicht beobachtet.

Die durch den Verlauf der jungen Dolomit-II-Gänge verfolgbare Zerreißung der Erzlagerstätte zeigt sich in den jüngsten Schalen der Schalenblende in jenen Zügen, in denen diese durch die letzte Markasitbildung abgelöst wird, in einer besonderen Form. Hier sehen wir, wie eine mechanische Zerreißung der Erze nicht nur an quer zu den Blendeschalen gestellten Zerreißungsflächen eingetreten ist, sondern die stattgehabte Bewegung ist auch den Grenzflächen der einzelnen Schalen gefolgt, und zwar sind es ganz vorwiegend die den letztgebildeten Blendeschalen eingelagerten und aufgesetzten Markasitschichten, welche, in ihrer Schicht zerrissen, mit dem jungen Dolomit ausgeheilt, als Markasitbreccie erscheinen; an dem Verlauf ihrer kolloidformen Struktur erkennt man sie als zerrissen und räumlich gedreht und umgelagert.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Da sich eine stärkere Resorption des Markasits gegenüber der Blende sonst nicht erkennen läßt, kann nur die Vermutung bestehen, daß die strahlig struierten Markasitschichten bei der eingetretenen Bewegung leichter zerrissen wurden als die zäheren Blendeschichten.

Bei dieser jungen Bewegung der Lagerstätte kam es auch lokal zu so großen Druckäußerungen (lokale Verklemmungen), daß der Bleiglanz stark deformiert wurde. Es entstanden stengelig-griffelförmig struierte Bleiglanzpartien, welche mit den „Röhrenerzen" Pošepnys nicht zu verwechseln sind. Derartige Partien enthalten ebenfalls in ihnen eingeschlossene Dolomit-I- und Blendemassen. Der Anschliff solcher Stufen zeigt die Deformation des Bleiglanzes an der gestreckten und meist auch nicht mehr ebenflächigen Gestalt der durch den Anschliff entstandenen Würfelausrisse. Es ist aber auch eine chemische Reagenz der Erzmasse wahrzunehmen. Die Ränder Bleiglanz/Blende zeigten wiederholt eine deutliche Resorption der Blende gegen den Bleiglanz. Der Bleiglanz ist in Täschchen und engen Zügen in die Blende eingedrungen, wobei wohl kaum an eine mechanische Einpressung gedacht werden kann. Diese und die vorstehend beobachteten jungen Bleiglanzgänge durch die Erzkörper der Schieferregion bilden einen Beweis für die — übrigens lange bekannte — leichte Wanderung dieses Erzes in Lagerstätten.

Die Zerreißung der Lagerstätte nach ihrer Bildung ist, wie zahlreiche, schon von Pošepny und von Kraus beschriebene Erzharnische beweisen, auf einen weiteren in die Tiefe gerichteten Einbruch der Scholle des Kleinen Königsberges an den bestandenen Verwerfersystemen zurückzuführen, welcher an die jungen N-S-Klüfte der Bleiberg-Kreuther Lagerstätte erinnert.

### 5. Pyrit-Arsenkies-Anreicherungen.

Im vorstehenden wurden die normal ausgebildeten apomagmatischen Erzassoziationen von Raibl behandelt. Es kommen bei Raibl aber auch Erzassoziationen von wesentlich abweichender Zusammensetzung mit perimagmatischen Elementen vor, welche ein besonderes lagerstättenkundliches Interesse verdienen. Die im nachfolgenden untersuchte Pyrit-Arsenkies-Stufe wurde im Jahre 1909 auf einer geologischen Exkursion bei Raibl gesammelt, leider ist ihr genauer Fundort nicht bekannt; ich vermute, daß sie aus Aufschlüssen östlich des Luscharisystems im Osten des Seebachtales stammt.

Die chalkographische Untersuchung der Erzstufen ergab die folgenden Einzelheiten:

Die Haupterze der Stufe bilden ein normalgelber Pyrit in grobkristalliner Ausbildung und lichtgelber Arsenkies in geringerer Menge. Makroskopisch sind ferner eisenreicher Dolomit, Bleiglanz und Quarz wahrnehmbar. Anschliffe zeigten ferner unter dem Opakilluminatormikroskop Blende und spärlichen Pyrrhotin und in größerer Menge Pyrit mit erhaltener primär-kolloidaler Struktur.

Der grobkristalline Pyrit besteht aus zirka 1 *mm* großen, unregelmäßig körnig gegeneinander begrenzten Individuen, welche nur selten Würfelbegrenzung zeigen, in dieser aber stets idiomorph in kleine, in der Stufe

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



erhaltene Hohlräume hineinragen. In diesen Drusen stehen auf den Würfeln auch kleine sechsseitige Quarzprismen. Der ebenfalls harte Arsenkies erscheint unter dem Opakilluminatormikroskop stark lichter und heller als der Pyrit, er zeigt weniger Schliffnäpfchen als jener und springt gegen ihn mit Relief hervor. Der Arsenkies ist stellenweise innig mit Quarz durchsetzt. Da die Arsenkiesindividuen als Ausfüllung von Zwickeln zwischen dem Pyrit auftreten, dürften sie mit dem Quarz etwas jünger als dieser sein. Durch Ätzung mit $HNO_3$, welche den Pyrit nicht angreift, erscheint schnell eine sehr schöne Strukturätzung, welche eine Anwachsstruktur nach dem rhombischen Prisma offenbart; zwischen den so sichtbar gewordenen Anwachslamellen sind Quarzzüge im Arsenkies eingefügt (Fig. 9, Taf. V). Ungeätzter und geätzter Arsenkies zeigt unter + Nicols deutliche Polarisationsfarben. Die beobachtete leichte Ätzung des Arsenkies steht im Gegensatz zu Schneiderhöhns Befunden an diesem Erz (Anleitung zur mikroskopischen Bestimmung usw., 1922, S. 197). Ich vermutete, daß das besondere Verhalten des Raibler Arsenkies auf einen gewissen Ni- oder Co-Gehalt zurückzuführen sein könnte, wegen der Empfindlichkeit des Kobaltins und Chloanthits gegen $HNO_3$. Die daraufhin angestellte Prüfung mit Dimethylgloxim und Rhodanammon ergab aber weder eine Ni- noch eine Co-Reaktion.

Mit diesen vorwaltenden Erzen findet sich in ansehnlicher Menge noch Bleiglanz. Dieser ist in mehr oder minder großen Partien als ältere Bildung gegen Pyrit und Arsenkies stets sehr stark resorbiert. In seiner Nähe treten ebenfalls von Pyrit und Arsenkies stark resorbiert ansehnliche Mengen eines sehr feinkörnigen, noch kolloidale Struktur aufweisenden Pyrits auf, welcher aller Wahrscheinlichkeit ein pyritisiertes Umwandlungsprodukt des Markasits aus der Raibler Bleiglanzphase darstellt. Diese auf Taf. V, Fig. 9, in dem oberen Bildfeld sichtbaren Pyritmassen haben das gleiche Aussehen wie Bildungen, welche Ramdohr vom Rammelsberg beschrieben hat.[1]) Im Erz des Rammelsberges handelt es sich um durch Druckschmelzung überarbeitete Gelstrukturen von Blende und Kupferkies, in Raibl um durch einen hochtemperierten Mineralisator pyritisierten Markasit mit erhalten gebliebener Gelstruktur. Im Bleiglanz eingewachsen, stellenweise auch im kolloidoformen Pyrit, findet sich ein anderes, unter dem Opakilluminatormikroskop braunrosa gefärbtes, weiches Erz mit starker Polarisationsfärbung unter + Nicol. Es ist etwas lichter als Enargit unter dem Opakilluminatormikroskop, seine Polarisationsfarben sind grau, blaugrün bis gelb und gelbbraun, nie aber rot. Eine sichere Bestimmung als FeS erlaubte die Feststellung des Magnetismus an einem feinen ausgebohrten Pulver und der Ätzungsversuch mit KCN, welches keine Kornätzung wie beim Enargit, sondern lediglich einen farbigen, schwer zu entfernenden Überzug erzeugte. Resorptionsreste dieses Pyrrhotins schwimmen auch im Pyrit und Arsenkies. Er ist dem Bleiglanz in Form langer Prismen eingelagert, welchen die Resorption durch Pyrit und Quarz in den Bleiglanz hinein gefolgt ist. Da der Pyrrhotin dieser Resorption offenbar

[1]) P. Ramdohr, Über den Mineralbestand und die Strukturen der Erze des Rammelsberges. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., B. B. 57, besonders S. 1033, und Fig. 3.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



leichter verfiel als der Bleiglanz, so dürfte seine Menge im Verhältnis zum Bleiglanz ursprünglich eine erheblich größere gewesen sein. Das Vorkommen von Magnetkies in dieser Paragenese erscheint gewiß sehr auffallend und deutet auf einen Überschuß an Fe gegen S im Mineralisator hin.

In geringerer Menge sind ebenfalls stark korrodierte Blendemassen inmitten der Pyrit-Arsenkiese vorhanden. Eine Anätzung mit schwefelsaurem Kalipermanganat ließ ausnahmslos eine sehr feine Kornstruktur erscheinen neben einer kolloidoformen Schichtung, ganz übereinstimmend mit der Struktur der Raibler Schalenblende (wie Fig. 3, Taf. IV). Die Blende zeigt auch unter dem Opakilluminatormikroskop rotbraune innere Reflexe, sie ist im Anschliff unter dem Opakilluminator wesentlich lichter als der Quarz, aber grauer als Bleiglanz und an der mittleren Härte und den Schliffnäpfchen leicht erkennbar. Mit ihr sind alle vorbesprochenen Lagerstättenminerale im Kontakt. Gegen Pyrit und Arsenkies ist die Blende sehr stark korrodiert, gegen den Bleiglanz zeigt sie einfachere Konturen und erst bei 200facher Vergrößerung erkennt man, daß die Blende in konvexen, für kolloidale Ausscheidung charakteristischen Formen in den Bleiglanz vorgedrungen ist. Der Bleiglanz enthält in der Nähe der Begrenzung wohl auch isolierte Einschlüsse der Blende, ungleich häufiger sind aber auch größere, nicht kristallin begrenzte Bleiglanzteile in der Blende. Das Altersverhältnis beider Sulfide wird dort klarer, wo Reste des Dolomits I auftreten. Solche sind bei starker Vergrößerung reichlich erkennbar. In dem anisotropen Dolomit schwimmen (ähnlich Abb. 4) viele kleinste Bleiglanzwürfel oder die Zwickel des Bleiglanzaggregates sind durch Dolomit ausgefüllt. In ein solches Gemenge rückt die Blende mit kolloidalen Köpfchen vor und verdrängt das Karbonat reichlicher, indem sie auch intakte Bleiglanzwürfel als Einschlüsse in sich aufnimmt. Diese Verhältnisse erweisen die Blende als deutlich jünger als der Bleiglanz.

Die Deutung dieser durch erstaunlichen Mineralreichtum ausgezeichneten Erzstufe ist die folgende:

Als älteste Bildung der I. und II. Vererzungsphase erscheinen wiederum Dolomit I, hier oft in innigem Gemenge mit Bleiglanz, in den Abschluß dieser Phase gehören die in der Erzstufe sehr verbreiteten, noch die äußere Form von Gel-Ausscheidungen zeigenden feinkristallinen Pyritpartien. Gegenüber den normalen apomagmatischen Raibler Erzstufen bildet nur der mit dem Bleiglanz gleichzeitig gebildete Magnetkies eine Abweichung, dessen Bildung mir nur aus dem Umstand verständlich erscheint, daß bei reichlicherem Gehalt von Fe ein gleichzeitiges Manko an S im Mineralisator vorhanden war. Dann wurde auch hier ein Zinksulfid-Gel metasomatisch gegen Bleiglanz und Dolomit I vorrückend ausgeschieden, welches bald feinkristallin wurde. Nun setzte aber wohl zur Zeit und an Stelle der Eisenbisulfid-Gel-Ausscheidung am Ende der Blendebildung eine grobkristalline Bildung von Pyrit und Arsenkies mit Quarz ein, welche auf alle vorgebildeten Erze stark korrosiv einwirkte. Diese Bildung, welche unter starker Zufuhr von As erfolgte, kann nur aus einem hoch temperierten Mineralisator, welcher die Ausscheidung des Eisenbisulfids als kristallinen Pyrit zur Folge hatte, verstanden werden. Wir sehen daher, daß in Raibl lokal in der allerletzten Vererzungsphase

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



ein Mineralisatorauftrieb von perimagmatischem Charakter erfolgt ist. Die Lagerstätte läßt erkennen, daß sowohl in ihrer rein apomagmatischen Ausbildung als auch in jener perimagmatischen Endphase, welche die Pyrit-Arsenkies-Stufe darstellt, die As-Zufuhr von der II. Phase ab ständig über die Bleiglanz- und Blendebildung bis zur Endphase zugenommen hat und in der letzteren ihr Maximum erreichte.

## V. Zusammenfassung der Ergebnisse der chalkographischen Untersuchung. Der Vererzungsvorgang.

Das Hauptkennzeichen der Lagerstätte von Raibl ist die ausgezeichnete Erhaltung der Struktur der primären Erzausscheidung. Erzbilder wie in Raibl und auch in Bleiberg sind in den Alpen nur bei sehr jungen Lagerstätten zu erwarten, welche keiner orogenetischen Pressung oder gar Metamorphose unterworfen gewesen sind. Nur in solchen Lagerstätten finden wir die unveränderten Bilder primärer Erzausfällung, von Resorptionen und interner kristalloblastischer Mineralbildung und können den primären Vererzungsvorgang bis ins Detail aufdecken. In Raibl haben spätere Bewegungen in den bereits vor Beginn der Vererzung bestandenen Zerrüttungszonen nur sehr lokal genügt, Bleiglanz zu deformieren und von ihm einen Lösungsumsatz, sekundäre Einwanderung in winzige, die Lagerstätte durchsetzende Spalten zu bewirken.

Ein weiteres Kennzeichen der Lagerstätte bietet die überwiegende Gel-Ausscheidung des Zinksulfiderzes und des Eisenbisulfids. Bei der bis heute schon über 1000 *m* nachgewiesenen seigeren Höhe der in ihren Grundzügen unveränderten primären Erzbildung, unverändert in Füllung, As-Führung und in der Phasenvererzung, kann Raibl nur als rein aszendent, hydrothermal-telemagmatisch aufgefaßt werden. Es müssen niedertemperierte Thermalwässer gewesen sein, welche die Schwermetalle, als Fluoride und Chloride, sowie Ba, Mo und zunächst $H_2S$ und sodann $SO_2$ gebracht haben. Nur in der letzten Phase kamen — vermutlich an stärkeren offenen Verwerfern oder aktiv werdenden Verwerfern — auch hochtemperierte Thermalwässer, welche Pyrit, Arsenkies und Quarz absetzten und die vorgebildeten Markasitmassen in Pyrit verwandelten, ohne daß diese ihre Gel-Struktur bis zur Unkenntlichkeit verloren.

Eine gewisse Abwandelung der Mineralfüllung mit der Tiefe ist aber feststellbar. Die Bestimmung des in dem Raibler Bleiglanz enthaltenen As ließ keine Zunahme dieses perimagmatischen Elements mit der Tiefe erkennen, aber die Zunahme des Markasits gegenüber dem Bleiglanz und der Blende mit der Tiefe ist in Raibl gut feststellbar. Im Bergbau st neuerdings die „Verkiesung" der Lagerstätte in der Tiefe recht unangenehm aufgefallen.

Das lokale Auftreten einer perimagmatischen Arsenkiesphase nach der rein apomagmatischen Blendephase bildet ein Analogon dazu, daß die Raibler Lagerstätte überhaupt auf die Umgebung von Raibl beschränkt ist, also im Zuge der Julischen Alpen einen lokalen Charakter besitzt. Offenbar sind gerade hier die Aufstiegsbedingungen für die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Mineralisatoren an den Verwerferbündeln von Raibl die günstigsten in dem ganzen Bereich der Julischen Alpen gewesen. Die Raibler Erze können nur auf die Tätigkeit des gleichen Magmas zurückgeführt werden wie diejenigen von Bleiberg. Beide sind die gleichzeitigen Bildungen aus dem gleichen telemagmatischen Vorgang eines gleichen Magmas. Man kann vermuten, daß das Magma, welches die flüchtigen, in den Erzen teilweise zum Absatz gekommenen Substanzen lieferte, unter dem Zug der Karawanken—Gailtaler Alpen in geringerer Tiefe gelegen sei als unter den Julischen Alpen, in denen der Aufstieg zu Tage nur an dieser einen Stelle besonders tief reichender Verwerfer mit Zerrüttungszonen möglich war, oder wäre es denkbar, daß der Einbruch an den Verwerfern bis zum Magma reichte und in diesem die hydrothermale Freigabe der flüchtigen Substanzen verursachte? Ich halte es für gut, die letzten Schlußfolgerungen aus der Untersuchung der ostalpinen Erzlagerstätten, als welche ich im Jahre 1927[1]) die Aufklärung der tiefenmagmatischen Vorgänge zur alpinen Tektonik bezeichnet hatte, erst nach weiteren Erfahrungen zu ziehen.

Die Sukzession, d. h. der Ablauf der Phasenvererzung in Raibl ist derjenigen Bleibergs nächstverwandt, dagegen eine völlig andere wie in den Blei-Zink-Lagerstätten vom Typus Litija (Littai) und Rabenstein-Haufenreith im Grazer altpaläozoischen Gebirge. Die folgende Zusammenstellung gewährt eine Übersicht über die ermittelten Vererzungsvorgänge.

## Die Phasenvererzung in Raibl.

| | Resorbierte Minerale | Neugebildete Minerale | | Mineralisator |
|---|---|---|---|---|
| | | *a)* apomagmatisch | *b)* perimagmatisch | |
| I. Phase | Triasdolomit | Fe-Mg- reicher Dolomit I | | alkalisch mit Fe-Mg-Hydrokarbonat |
| II. Phase | Triasdolomit | *a)* Dolomit I + Bleiglanz | | alkalisch mit $H_2S$ und |
| | Dolomit I | *b)* Bleiglanz | + Magnetkies | $PbCl_3H$ |
| | | *c)* $FeS_2$ — Gel (Markasit I) | | schwach sauer |
| III. Phase | Triasdolomit | *a)* Dolomit I | | alkalisch mit $H_2S$ + Fe. Mg-Hydrokarbonat und $ZnF_2$ + $BaCl_2$ |
| | Dolomit I Markasit I | *b)* Zn S — Gel (Schalenblende) | | |
| | Bleiglanz | *c)* Fluorit + Baryt Zn S — Gel | | |
| | | *d)* $FeS_2$ — Gel (Markasit II) | Pyrit, Arsenkies + Quarz | schwach sauer |

Tektonische Bewegung.
Bildung von Oxydationserzen und PbS-Rekristallisation.

[1]) Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, 1928, S. 234.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Die Übereinstimmung des Vererzungsvorganges in Raibl mit dem in Bleiberg-Kreuth geht aus dem Vergleich mit der entsprechenden Zusammenstellung auf Seite 80 meiner Arbeit über Bleiberg-Kreuth hervor, es fehlt aber nicht an Unterschieden zweiter Ordnung. Vor allem fällt die am Ende der II. Vererzungsphase stattgefundene Eisenbisulfid-Gel-Ausscheidung (Markasitzone I) und die am Ende der III. Phase beobachtete Bildung der Markasitzone II auf. Nach Bernauer [1]) ist bei gleichzeitiger Anwesenheit von Zn und Fe im $H_2S$-hältigen Mineralisator die Ausscheidung des ZnS bei alkalischer Lösung (und Anwesenheit von Dolomit) und bei saurer Lösung diejenige von $FeS_2$ bevorzugt. Da nun der Fe-Gehalt des Bleiberger Mineralisators in Anbetracht der Breunneritbildung in der I. Phase zur Zeit der Bleiglanzbildung kaum geringer gewesen sein dürfte als derjenige des Raibler Mineralisators, so dürften Unterschiede in der Azidität die Ursache der von Bleiberg abweichenden wiederholten Ausscheidung von $FeS_2$-Gel in Raibl sein. Diese Erklärung wird dadurch noch wahrscheinlicher, daß es zur Zeit der Bildung des Eisenbisulfids II nach der Blende in Raibl in Bleiberg zur Anhydritbildung gekommen ist.

Eine größere Bedeutung hat der höhere As-Gehalt des Bleiglanzes und wohl auch der Blende in Raibl und das gelegentliche Auftreten von Pyrit und Arsenkies, Erze, welche höher temperierte Mineralisatoren ebenso wie der mit ihnen paragenetische Quarz voraussetzen. Diese perimagmatischen Elemente in Raibl fehlen in Bleiberg vollständig.

Zugleich werden diese Lagerstätten der Julischen und Gailtaler Alpen durch diese Komponenten zu den Tauern-As-Au-Lagerstätten in Beziehung gebracht, worauf ich im Vorjahr bereits hingewiesen habe. [2])

Aus der Annahme der Zugehörigkeit der Lagerstätten von Raibl und Bleiberg-Kreuth zur apomagmatischen Zone der perimagmatischen Tauern-As-Au-Lagerstätten würde die geologisch gleichzeitige Bildung aller dieser Lagerstätten zu folgern sein. In Raibl läßt sich das Alter der N-S-Verwerfer, an denen der Kleine Königstein eingebrochen ist und welche die Vererzung bereits vorgefunden hat, mangels Auftretens tertiärer Sedimente in diesem Gebirgszug nicht ermitteln. Daß die Vererzung eine junge ist, ergab sich aber aus der oben auseinandergesetzten Feststellung, daß zur Zeit der Vererzung das bestehende Gebirgsrelief um Raibl bereits in seinen Anfängen angelegt gewesen sein muß. Ferner ist eine weitere Bewegung an den Verwerfern wiederum nach der Vererzung erfolgt, und wie die Erfahrungen aus dem heutigen Bergbau lauten, werden auch heute noch Spannungsauslösungen in der Grube an Detonationen und rezenten Bewegungen beobachtet.

Die von mir für Bleiberg-Kreuth abgeleitete jungpliozäne Vererzung würde den Verhältnissen bei Raibl nicht widersprechen und auch auf die Tauern-As-Au-Vererzung anwendbar sein.

---

[1]) F. Bernauer, Die Kolloidchemie als Hilfswissenschaft der Mineralogie und Lagerstättenlehre, Berlin, 1924, S. 64.

[2]) Perimagmatische Typen ostalpiner Erzlagerstätten. Sitzungsbericht Wiener Akademie 139, 1930, S. 291.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Ich möchte der Feststellung, daß die Lagerstätte von Raibl keine Anzeichen enthält, daß eine Gebirgsbewegung während der gesamten Phasenvererzung stattgefunden hat, sondern daß nur vor und nach der Vererzung Bewegungen feststellbar sind, eine gewisse Bedeutung beilegen, und bin ich der Ansicht, daß aus dieser Feststellung nur gefolgert werden kann, daß der Ablauf der gesamten Vererzung geologisch gesprochen in einer relativ kurzen Zeit stattgefunden haben muß.

Unter der Annahme, daß die Tauern As-Au-Vererzung tatsächlich die perimagmatische Form der in Raibl-Bleiberg als apomagmatisch entwickelten Vererzung darstellt, wäre die von H. Michel[1]) im Siglitz-Pochart-Erzwieser-Gangzug erkannte Phasenvererzung zu der von mir in Raibl-Bleiberg ermittelten in Beziehung zu bringen. Beim Dionysgang stellte H. Michel die folgenden Phasen fest: 1. Phase: Pyrit-Löllingit, darauf Arsenkies mit Quarz als Gangart, sodann tektonische Bewegung auf den Gangspalten. 2. Phase: Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies. An diesen Erzen sind niemals Bewegungsspuren beobachtet worden. Als Verdrängungserscheinung wurde nur das Vorrücken von Bleiglanz in Arsenkies beobachtet. Die auf den ersten Blick gegenüber den Befunden in Raibl vollständig abweichende Phasenvererzung wird durch die sogenannte „teleskopische" Zonengliederung verständlich. Es würde die in dem nachstehenden Schema wiedergegebene Beziehung bestehen, in welcher der Arsenkies gewissermaßen den Leithorizont darstellt.

| perimagmatisch | | apomagmatisch |
|---|---|---|
| Au-As-$SiO_2$-Vererzung der Hohen Tauern | | Pb-Zn-Vererzung Raibl-Bleiberg |
| Generation *B* | Bleiglanz | — |
| | Zinkblende/Kupferkies | — |
| | Bewegung | |
| Generation *A* | Arsenkies | (Arsenkies) |
| | Pyrit | Pyrit-Markasit<br>Blende<br>Bleiglanz |

Die zweite Vererzungsgeneration (*B*) in den Hohen Tauern hat dort eine Bleiglanz-Blende-Vererzung mit Au gebracht, in die apomagmatische Zone ist aber kein Schwermetall mehr gelangt. In Raibl-Bleiberg ist die Vererzung im früheren Stadium zum Abschluß gekommen als im Gebiet der Au-As-Erzlagerstätten der Hohen Tauern. Dagegen hat sich während der Phase *A* in der perimagmatischen Zone anscheinend nur Pyrit gebildet, als in der apomagmatischen Zone zur gleichen Zeit die gesamte Blei-Zinkerz-Bildung in Raibl und Bleiberg erfolgt ist. Die auf Seite 165 beschriebene Pyrit-Arsenkies-Stufe von Raibl zeigt die Elemente der apomagmatischen und der perimagmatischen Zonen vereint, und die festgestellte Sukzession der vielen in ihr befindlichen Sulfide zeigt uns das jüngere Alter des Arsenkies gegenüber der gesamten normalen Raibler Vererzung. Wir

[1]) H. Michel, Die goldführenden Erze des Siglitz-Pochart-Erzwieser Gangzuges usw. Tschermaks Min.-petrograph. Mitteilungen 38, 1925, S. 541.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



erkennen nunmehr erst die Bedeutung der andauernden Zunahme des As-Gehaltes in den Erzen der Raibler Lagerstätte von der jüngsten Vererzungsphase bis zur Markasitendphase nach der Blendebildung; diese entspricht durchaus einer gleichzeitigen Zunahme des As in der perimagmatischen Zone. Trotzdem zwischen dem Typus der jungen As-Au-Erzlagerstätten und demjenigen von Raibl-Bleiberg noch heute unbekannte Übergangstypen — vielleicht im Altpaläozoikum der Karnischen Alpen oder der Karawanken — bestehen dürften,[1]) so sind wir auf Grund unserer heutigen Kenntnisse doch schon in der Lage, uns ein Bild von diesen zu machen und so zugleich eine Vorstellung darüber zu gewinnen, in welcher Weise sich die Erzkörper von Bleiberg und Raibl mit zunehmender Tiefe ändern dürften.

Bleiberg gehört mit dem geringeren As-Gehalt seiner Erze und des noch außerhalb der Schiefer seltenen Markasits in seiner Lagerstätte einer noch mehr telemagmatisch und noch mehr apomagmatisch gelegenen Erzzone an als Raibl. Es ist zu erwarten, daß die Bleiberger Erzkörper mit zunehmender Teufe immer mehr die Zusammensetzung der heute in Raibl abgebauten Erzkörper annehmen werden. In Raibl wird sich die Markasitmenge mit zunehmender Teufe ständig auf Kosten des Bleiglanzes und dann auch der Zinkblende vergrößern, in einer gewissen Tiefe wird der kolloid ausgeschiedene Markasit durch primär-kristallinen Pyrit ersetzt werden. Es werden Markasit-Pyrit-Übergangsbildungen erscheinen, wie sie H. Ehrenberg[2]) kürzlich aus dem Aachener Revier beschrieben hat. Diese werden sodann in die rein körnig-kristallinen derben Pyrit-Arsenkies-Konzentrationen der perimagmatischen Zone unter gleichzeitiger Aufnahme von mehr As und Au übergehen, in denen der Bleiglanz und die Blende der Phase *A* völlig fehlen oder nur noch in seltenen Verdrängungsresten vorhanden sind.

## VI. Die Verbreitung des Lagerstättentypus Bleiberg-Raibl.

Der Typus Bleiberg-Raibl besitzt in den Ostalpen die stärksten und anhaltendsten Konzentrationen von Blei- und Zinkerzen und damit die erzreichsten Lagerstätten. Es hat aber den Anschein, als ob zu diesem metasomatischen, extrem apomagmatischen (telemagmatischen) Typus, in welchem die Erze aus niedrig temperierten, aber aszendenten Mineralisatoren abgesetzt worden sind, auch die reichsten und größten Pb- und Zn-Erz-Konzentrationen der gesamten Erde gehören. Ich habe bereits vor Jahren[3]) auf die Übereinstimmung des Typus Missouri-Mississippi mit Bleiberg hingewiesen, wir sehen diese heute bedeutend klarer.

Die als aszendent und deszendent vielumstrittene Blei-Zinkerz-Lagerstätte vom Mississippi-Missouri (National lead Co.) kann heute nach

---

[1]) Vgl. die Beschreibung der Erze des Monte Calisio. Sitzungsbericht der Wiener Akademie, 1931 (in Druck).

[2]) Das Auftreten und die Eigenschaften ehemaliger $FeS_2$-Erze usw. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, B. B. 57, II. Hälfte, S. 10.

[3]) Mitteilung der Geologischen Gesellschaft Wien, Bd. 21, 1928 (1930), S. 155.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



W. H. Emmons[1]) wohl endgültig als aszendent-primär angesehen werden, sie befindet sich, wie die unseren, auch unter einem inpenetrabelen Schieferhorizont. Die Sukzession der Erze ist durch eine der unseren nächstverwandten Phasenvererzung gekennzeichnet. Nach Smith und Liebental begann die Vererzung mit Galenit, es folgten Blende, Pyrit, Baryt und Markasit. Auch darin, daß der Bleiglanz von Missouri nur Spuren von Silber enthält, wird die Zugehörigkeit dieser Lagerstätte zu dem alpinen Typus Raibl-Bleiberg bekräftigt. Vielleicht gehört sie aber im Gegensatz zu unseren Lagerstätten einer perimagmatischen Antimonvererzung an. Der Hauptunterschied ist in dem Auftreten von Kupferkies in Mississippi-Missouri gelegen. Nach Emmons ist die apomagmatische Zone der Mississippi-Blei-Zinkerze wahrscheinlich noch von einer weiteren äußeren Zone ultraapomagmatischer Manganerze (Rhodochrosit) umgeben, welche in den Ostalpen bisher nicht festgestellt werden konnte.

Es würde naheliegen, auch an eine Verwandtschaft mit der Blei-Zinkerz-Region Oberschlesiens zu denken. Die vorzügliche Darstellung, welche Duwensee[2]) kürzlich von der Lagerstätte in Deutsch-Bleischarley gegeben hat, läßt aber außer in der Mineralfüllung der Lagerstätte keine Merkmale des Typus Raibl-Bleiberg erkennen, auch befinden sich die Erze hier bekanntlich über einem Schieferhorizont. Manche Merkmale scheinen mir dafür zu sprechen, daß Deutsch-Bleischarley überhaupt keine primäre Lagerstätte ist, sondern ein durch Zementationsvorgänge sekundär durch deszendenten Lösungsumsatz umgewandelte, wenn auch die Möglichkeit besteht, daß die primäre Lagerstätte, aus welcher die heute vorhandene hervorging, dem Typus Bleiberg-Raibl entsprochen hat.

---

[1]) W. H. Emmons. The origin of the deposits of sulphide ores of the Mississippi valley. Econ. geol., 24, 1929, S. 221.

[2]) Duwensee, Die oberschlesische Blei-Zinkerz-Lagerstatte usw. Metall und Erz, 26, 1929, S. 481.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



# Tafelerklärung.

## Tafel IV.

Abbildung 1. Dünnschliff-Durchsicht. gew. Licht 8 × vergrößert.

Gekrösestruktur des Erzkörpers. Schalenblende dringt in rhythmischen Schichten links oben von einem weißen Dolomit-I-Kern und in der Mitte und halbrechts oben von Bleiglanzkernen (schwarz) nach außen. Es entstehen „falsche Kokarden" (weiß, rechts und links unten), in deren Mitte sich Dolomit-I-Reste befinden, welche von der gegen sie allseitig vordringenden Blende noch nicht resorbiert worden sind. Der große Bleiglanzkern (Mitte) ist bis in sein Inneres teilweise von Blende verdrängt.

Abbildung 2. Geätzter Anschliff. u. d. O. J. 60 × vergrößert.

Links Bleiglanz, in welchem durch H-$NO_3$-Ätzung die Würfelanwachsstruktur sichtbar wurde. In einigen Würfelzonen sind Markasitbänder (hell weiß) eingewachsen.

Blende (grauweiß) rückt von rechts in den Bleiglanz und hat einzelne Würfelschalen — bis zum Markasitband — resorbiert. Das Markasitband löst sich in einen Zug von Resorptionsresten (nach oben) in der Blende auf.

Oben ungeätzter Bleiglanz (weiß). Schalenblende rechts ungeätzt.

Abbildung 3. Angeätzter Anschliff. u. d. O. J. 60 × vergrößert.

Struktur der Schalenblende durch Ätzung mit schwefelsaurem Kalipermanganat sichtbar gemacht. Genaue Erklärung Text S. 158 Als Kerne der Schalenblendekokarden oben rechts ein Bleiglanz-Resorptionsskelet (weiß) und unten rechts ein stark resorbierter Bleiglanzkristall (weiß).

## Tafel V.

Abbildung 4. Anschliff. u. d. O. J. 60 × vergrößert.

Kristallines Wachstum des Bleiglanz. Bleiglanzkristall-Embryonen (weiß) wachsen im Dolomit I auf. Von links ist später Blende (grauweiß, Relief) besonders gegen Bleiglanz resorbierend in das Gemenge eingedrungen.

Abbildung 5. Anschliff. u. d. O. J. 60 × vergrößert.

Kolloides Wachstum der Blende. Blende-Gel-Embryonen (grauweiß) sprossen im Dolomit I auf. Gegensatz von Abbildung 4.

Links von oben nach unten Kluft mit einem nach der primären Vererzung durch Umlösung rekristallisierten Bleiglanz (hellweiß) und Dolomit *II erfüllt*.

Abbildung 6. Anschliff. u. d. O. J. 65 × vergrößert.

Markasitzone auf äußerster Schalenblendeschicht (unten tiefgrau). Innerhalb des Eisenbisulfidgels kam es ab und zu noch zur Ausscheidung von Zinksulfidgel (tiefgraue Kolloidmassen). Aus dem Eisenbisulfidgel entstanden mehr oder minder große kristalline Markasitmassen. Feine mit Bitumen vermengte Bänder zeigen unauflösbares, wahrscheinlich noch amorphes Eisenbisulfid.

Abbildung 7. Dünnschliff unter II Nicols 68 × vergrößert.

Barytblenderegion. Unten Barytprismen in Dolomit I-Zügen zwischen Blendeschichten. Bei der Ausscheidung der reinen Barytzone (oberhalb der Mitte) kam die Blendeausscheidung zeitweise zum Stillstand, Blende beginnt körnig ausgeschieden zu werden.

Abbildung 8. Dünnschliff. gew. Licht 18 × vergrößert.

Bitumenkonzentration. Inmitten kristallinen, Bitumen enthaltenden Dolomits I ein ungelöster Rest von Wettersteindolomit, in und an welchem sich die Anreicherung des Naphtha-Bitumens vollzogen hat.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Abbildung 9. Anschliff. u. d. O. J. 60 × vergrößert.

Arsenkies-Quarz in Pyrit. In Zwickel zwischen Pyrit (hellgrau) setzt sich Arsenkies (mit $HNO_3$ geätzt). In diesem ist durch Ätzung die prismatische Struktur und zwischen den Prismenschalen gleichzeitig ausgeschiedener Quarz sichtbar geworden. Oben pyritisierte Reste von Gel-Markasit (ungeätzt, grau-schwarz meliert) aus der Bleiglanzgeneration. Quarzkristalle (grau) in diese hineinwachsend. Weiß = ungeätzter Arsenkies.

## Tafel VI.

Abbildung 10. Anschliff. Natürliche Größe.

Schichtig-metasomatische Kokarde. Um einen Kern von Dolomit I (links unten) folgen alternierend drei Schalenblende- und drei Bleiglanzzonen. Die innerste und die äußerste Bleiglanzzone ist jeweils beiderseits von Markasitsäumen überzogen, welche auf den Bleiglanz sowohl gegen außen wie auch gegen innen aufgewachsen sind (Markasit der Bleiglanzgeneration). Die Blendeschichten haben sich später, die teilweise in Resten noch vorhandenen zwischengelagerten Dolomit-I-Zonen verdrängend, zwischen die Bleiglanzzonen abgesetzt. Sie sind im Gegensatz zum Bleiglanz mit den Markasitsäumen stets nach außen rhythmisch angewachsen und haben stellenweise den inneren und äußeren Rand der vorgebildeten Bleiglanzzonen, beziehungsweise Markasitschichten angelöst und in Resorptionsresten umschlossen.

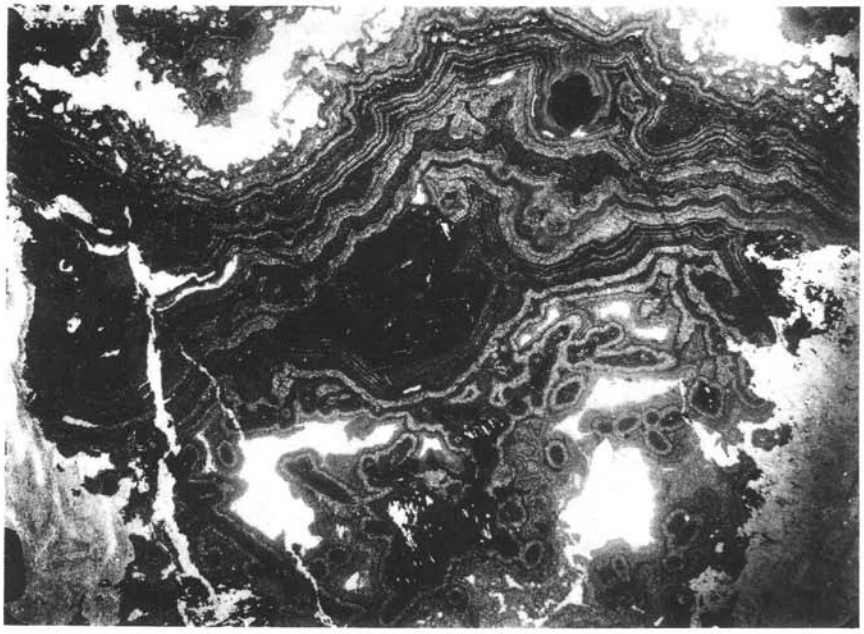
Rechts oben Dolomit II auf schwach angelöstem Bleiglanz und Markasit. Abbildung 11 ist der Stelle *m* entnommen.

Abbildung 11. Anschliff der Stelle m der Abbildung 10 80 × vergrößert.

Markasitsaum auf Bleiglanz (unten grau). Eisenbisulfid wurde am Ende der Bleiglanzbildung auf diesem gebildet. Am Bleiglanz baldig eingetretene Markasit-Kristallinit, die aufsprossenden Pyramidenflächen haben die höheren Gelschichten, welche sie zu umfließen scheinen, in die Richtung ihrer Form verlegt. Die ganze Masse besteht heute aus Markasit, welcher in den äußeren Bändern strahlig ist.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at





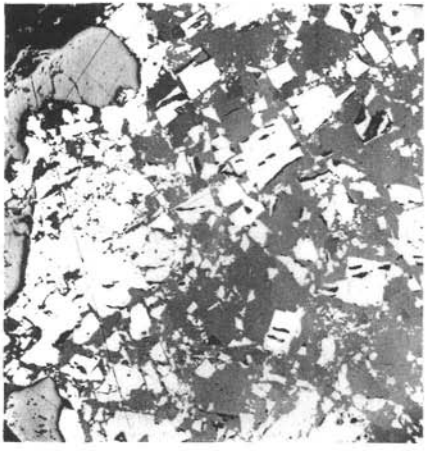
*1*

*2*

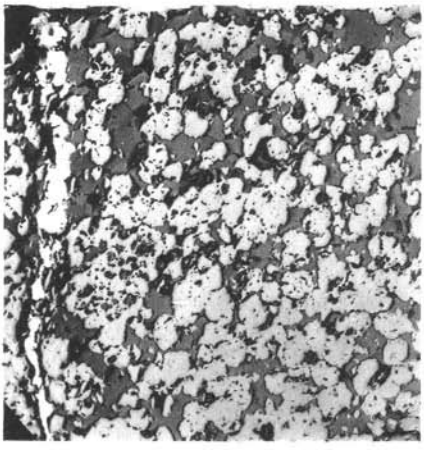
*3*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

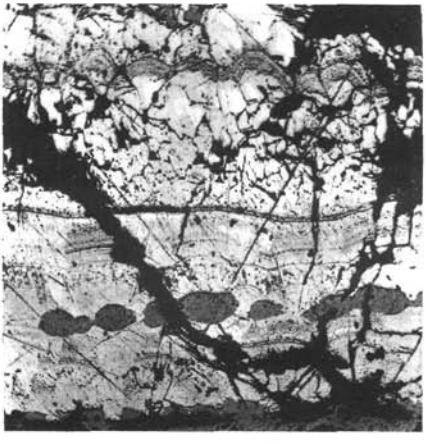




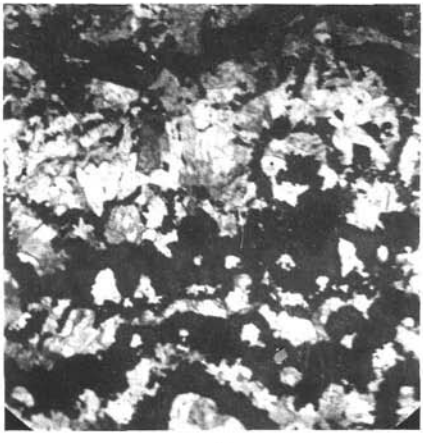
*4*



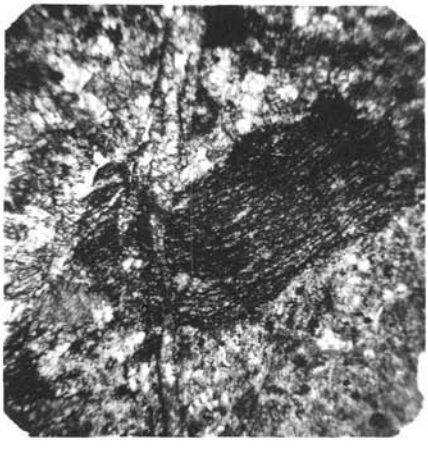
*5*



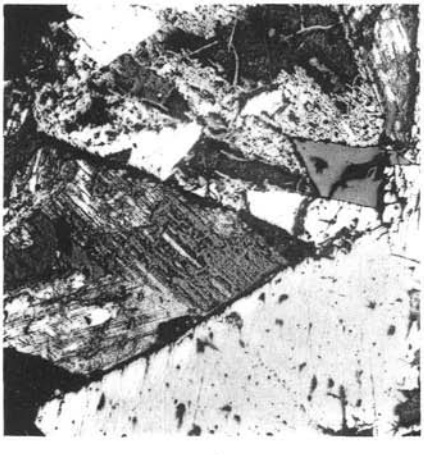
*6*



*7*



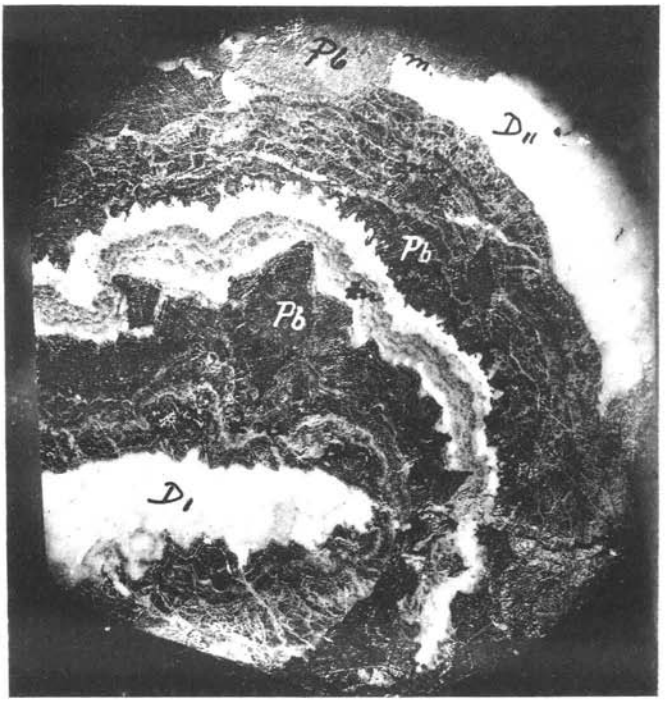
*8*



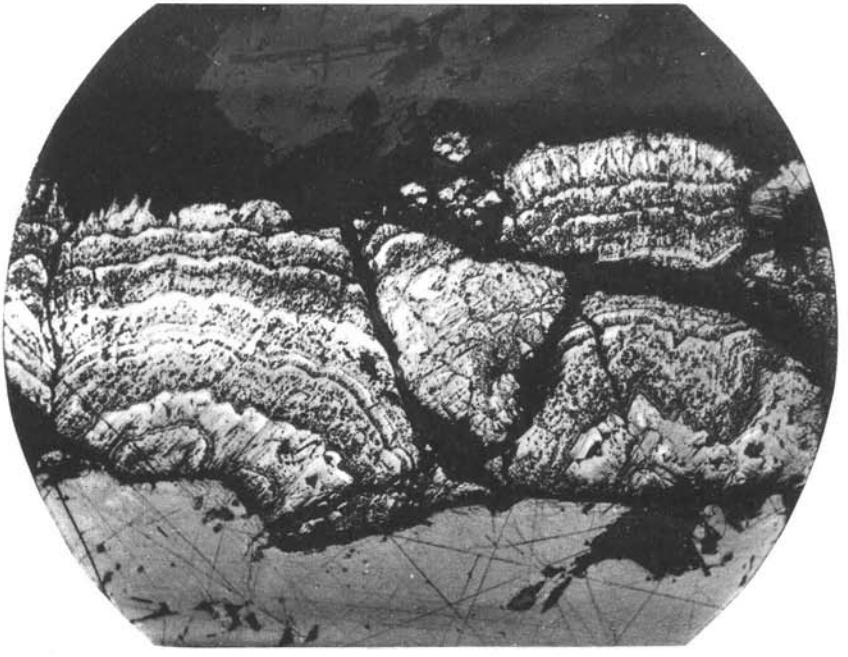
*9*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at






*10*



*11*

# ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1931

Band/Volume: 81

Autor(en)/Author(s): Tornquist Alexander

Artikel/Article: Die Vererzung der Zink-Bleierz-Lagerstätte von Raibl (Cave del Predil) 143-175