

Sitzung der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse
vom 7. Oktober 1966

Sonderabdruck aus dem Anzeiger der math.-naturw. Klasse der
Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Jahrgang 1966, Nr. 10

(Seite 215 bis 219)

Das wirkl. Mitglied B. Sander übersendet eine kurze Mitteilung und zwar:

„Neuergebnisse an synsedimentären Mineralen der Lagerstätte Bleiberg—Kreuth.“ Von Univ.-Dozent Dr. Oskar Schulz (Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck).

Die vorgelegte Mitteilung soll die Genese der schichtig auftretenden Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk (Ladin) der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg—Kreuth klären. Für die ebenso schichtkonkordanten Erzkörper im älteren Wettersteindolomit (Ladin) und für die der Raibler Schichten (Karn) liegen bereits Beweise für primär extern-sedimentäre Bildung vor.

Die oberen 120 m des ladinischen Kalk-Dolomit-Gesteins („Wettersteinkalk“) enthalten häufig in neun verschiedenen stratigraphischen Niveaus schichtparallele Erzkörper. Sie sind also horizontgebunden. Die Verteilung dieser konkordanten Lagervererzung ist in allen, zum Teil übereinanderliegenden tektonischen Schollen dieselbe. Innerhalb der Schichtung kommt eine lineare Vorzugsrichtung der Mineralisation zur Geltung. Das bedingt ein „Einschieben“ von Reicherzonen in den einzelnen tektonischen Blöcken. Dieses ist in abgrenzbaren Homogenbereichen konstant und verläuft in den östlichen Lagerstättenbereichen (Reviere Franz Josef, Stefanie, Rudolfschacht) in Bleiberg jeweils parallel einer Schar von vererzten Gangspalten, mit denen die Schichterze genetisch im Zusammenhang stehen. Besonders die Schnittbereiche von Schichterz- und Gangkörpern zeigen bevorzugte Mineralanreicherung. In den westlichen Berg-

werksrevieren (Max und Antoni) in Kreuth tritt allerdings das Gangspaltensystem vom Typ „Bleiberg“ nicht auf. Die Mineralparagenese mit den Sulfiden Zinkblende, Bleiglanz, Markasit und Pyrit, sowie Schwerspat, Fluorit, Quarz, den Karbonaten Calcit, Dolomit, fallweise auch mit Tonmineralen und Bitumen entspricht in großen Zügen der Mineralführung der Erzlager im älteren Wettersteindolomit und der Raibler Schichten. Sie stimmt auch weitgehend mit der Paragenese des im Wettersteinkalk auftretenden diskordanten Gangspaltensystems überein, jedoch zeigen Gang- und Schichterkörper große Unterschiede im Gefüge.

Die Zinkblende liegt meist in polyedrischen und tetraedrischen Körnern von pelitischen Korngrößen aufwärts (0,003 mm) bis zu etwa 0,3 mm Durchmesser vor. Charakteristisch sind der oft zonare Bau und fallweise enthaltene Finschlüsse von Karbonatellit, seltener solche von Eisenbisulfid.

Bleiglanz tritt viel seltener als das Zinksulfid in Form einzelner idiomorpher Kriställchen (von 0,2 mm Durchmesser aufwärts) auf. Er neigt vielmehr zur Aggregatbildung, wobei millimetergroße Polyeder aufscheinen oder er bildet schichtparallele Bleiglanzlagen durch Sammelkristallisation.

Markasit und Pyrit erscheinen nicht immer gemeinsam. Markasit überwiegt weitaus. Teils liegen 0,003 mm große, meist heterometrische Kriställchen feinschichtig gehäuft vor, teils sind größere Körner vorhanden, die mitunter ein geschlossenes FeS₂-Korngefüge mit tafeligen Kristallen (bis zu 0,1 mm längstem Durchmesser) bilden. Pyrit dagegen tritt viel seltener auf und zwar oft nur in kleinsten Körnchen (etwa 0,001 mm) und Aggregaten vom Typ der „vererzten Bakterien“

Baryt ist primär häufig in Form einzelner Tafeln nach (001) vorhanden, deren Querschnittdurchmesser vielfach zwischen $1,3 \times 0,1$ mm und $0,2 \times 0,03$ mm schwankt. Auch flach miteinander verwachsene Kristalle kommen vor. Bei mikroskopischer Untersuchung fällt eine Regelung nach der Korngestalt der häufig feinschichtig angereicherten Baryttafeln auf. Statistisch kommt eine Häufung der Lote auf (001) (= c-Achse des Baryts) \perp Schichtung zur Geltung. Die in den verschiedenen Feinschichten verschieden scharfe Regelung wurde in Schnitten \perp s und \parallel s kontrolliert. Sie kommt auch in primär etwas geneigten Schichtflächen zum Ausdruck, so z. B. in manchen geopetalen, reliefauffüllenden Sedimentbereichen. Die Begrenzungskonturen der einzelnen Baryttafeln weisen vielfach trotz deutlicher Neigung zu idiomorpher Ausbildung welligen Verlauf

infolge Behinderung beim Wachsen durch die Nachbarkörner auf. Seltener sind sie glatt konturiert. An immer vorhandenen Einschlüssen scheint nur Calcit in Form eines homogen verteilten pelitischen Pigmentes auf.

Auch Quarz, der überwiegend in nach *c* gestreckten, idiomorphen Kriställchen (häufig $0,03 \times 0,015$ bis $0,06 \times 0,03$ *mm*, maximal $0,2$ *mm* dick) an der Abfolge beteiligt ist, zeigt oft gestaltliche Einregelung in die *s*-Flächen. Untergeordnet und lokal begrenzt treten auch kurzsäulige und dihexagonale Formen auf. Stellenweise bildet der Quarz aber auch geschlossene Korngefüge mit xenomorpher bzw. hypiomorpher Ausbildung der Komponenten. In Gruppen gehäuft treten Quarzkriställchen mit zonar eingebautem Kalkpelit auf. In Einzelfällen kann eine Kornvergrößerung durch diagenetisches Weiterwachsen nachgewiesen werden.

Fluorit erscheint teils in kleinen, häufig um $0,08$ *mm* großen, stark mit Karbonatpelit pigmentierten Würfeln oder hypidiomorphen Aggregaten, teils verdrängt oder umschließt er andere Gefügegenossen, oder er tritt schließlich auch als diffuse, pelitische Matrix in Erscheinung.

Kalk- und Dolomitpelit, die außerhalb der Erzkörper den Hauptanteil des Sedimentes ausmachen, kommen mit verschiedener Beteiligung auch innerhalb der Schichterze vor. Lokal begleiten Tonminerale und Bitumen die Paragenese.

Alle genannten Minerale sind lagenweise inhomogen verteilt und bilden durch verschieden starke Beteiligung, zum Teil auch durch Korngrößenänderung, eine zum Teil millimeterraumrhythmische Feinschichtung. Bei entsprechend starker Vertretung bilden praktisch alle Komponenten in Teilbereichen auch geschlossene Korngefüge. In der Abfolge ist manchmal auch eine Polarität beobachtbar: Z. B. durch, sich rhythmisch wiederholende, allmähliche Änderung von stärkerer zu schwächerer Belieferung oder durch polare Sammelkristallisation an *s*-parallelen Bleiglanzlagen. Umkristallisationen treten außerdem an den Karbonaten und an Flußspat auffällig in Erscheinung. Syndiagenetische Kristallisationen aller genannten Minerale unterscheiden sich von den primär-externen durch schwache oder fehlende Pigmentierung.

Vor allem Zinkblende, Bleiglanz, Markasit, Baryt und Flußspat treten außer in dem früher genannten Habitus auch in gelig-schaligen Aggregaten auf. Diese liegen meist parallel *s* und zeigen eine Polarität derart, daß gleiche Begrenzungselemente, wie z. B. Halbschalenformen, gegenüber *s* gleichgerichtet sind.

Sie werden häufig geopetal vom pelitischen Sediment überlagert und gemeinsam mit diesem in syndiagenetische Deformationen in einer Weise miteinbezogen, daß an ihrer syngenetischen Existenz nicht zu zweifeln ist.

Die mineralisierten Feinschichten entwickeln sich aus dem liegenden Sedimentbereich, wie oft zu beobachten ist, allmählich durch lagenweise sporadisches Auftreten von Quarz und Fluorit, oder auch zusätzlich von heller Blende und Baryt. Derartige allmähliche Übergänge vom tauben Gestein zu den Erzlagern findet man auch im Streichen anhaltend. Liegen nur schwache schichtige Vererzungen vor, so bestehen vom Erzschlamm auch in das Hangende zu allmähliche Übergänge zum tauben Material.

Die Liegendgrenze der Schichterkörper ist in anderen Fällen aber auch durch eine scharfe und dann auch makroskopisch auffallende Grenze gekennzeichnet. Solche relativ scharfe Konturen, die manchmal lokal diskordant zur Schichtung in das Liegendsediment einschneiden, werden auf mechanische Erosion und syngenetische Lösungserscheinungen zurückgeführt. Für beide Fälle sind Merkmale zu finden, wie etwa Resedimente bzw. metasomatische Platzergreifung einzelner Minerale. Die lokalen polaren Diskordanzen infolge rinnenartiger und wannenförmiger Erosionseinschnitte beweisen keineswegs die Existenz von Internsedimenten. Derartige Formen sind nicht nur auf die Liegendgrenze der Schichterte beschränkt, sondern sie wiederholen sich auch innerhalb der Erzlager selbst derart, daß sie sich überlagern, wobei die jeweils jüngeren Erzfeinschichten geopetal das Relief ausfüllen. Auch in den konkordanten schichtigen Erzkörpern der karnischen Sedimentserie und des älteren Wettersteindolomites sind solche Erosionsformen beschrieben worden, sie treten aber auch in anderen triadischen Sedimenten weitab von einer Erzführung mit denselben Ausmaßen auf.

Primäre genetische Zusammenhänge zwischen konkordanten Lagererzen und diskordanten Erzgängen in den Bleiberger Revieren werden verschiedentlich in rinnenförmigen Vertiefungen im Scharungsbereich dadurch deutlich, daß sich der feingeschichtete Erzschlamm geopetal in die Spalten hineinwölbt.

Merkmale für syndiagenetische Hohlraumfüllungen von Millimeter- bis Meter-Ausmaß mit mechanisch und chemisch intern angelagerten Komponenten sind festgestellt.

Den vom Aufschluß bis zum mikroskopischen Verteilungsbereich erhaltenen Befunden wird folgende Interpretation am besten gerecht: Nach hydrothermalen Stoffzufuhr in das Meerwasser im oberen Ladin kam es zu teils mechanisch-, teils che-

misch-externer Platznahme der primären Mineralparagenese (Zinkblende, Bleiglanz, Markasit, Pyrit, Baryt, Fluorit, Quarz, Karbonate) so, daß im oberen Wettersteinkalk mehrfach konkordante Erzlager eingeschaltet wurden. Die Primärausscheidungen dürften in einem dispersen Schlammilieu bzw. als Koagel erfolgt sein. Die Schichterzkörper werden, ihrer syngenetischen Entstehung gemäß, bereits von diagenetischen Formungen zum Teil gemeinsam mit dem umgebenden, nicht mineralisierten, karbonatisch-tonigen Pelit- und Psammitmaterial erfaßt. Sie werden außerdem gemeinsam mit dem syndiagenetisch gedeuteten Gangspaltensystem und den schon in früheren Arbeiten für synsedimentär gehaltenen Schichterzen des älteren Wettersteindolomites und der Raibler Schichten durch die alpidischen tektonischen Formungen (Achsen NW—SE bzw. E—W) nachkristallin gefaltet und zerschert.
