©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Carinthia II	162./82. Jahrgang	S. 7 — 84	Klagenfurt 1972

Die Minerale Bleibergs (Kärnten)

(Mit 2 Abbildungen, 2 Diagrammen, 6 Tabellen im Text und 9 Tafelbildern ab Seite 64)

Von Fotini KANAKI, Veria, dzt. Athen

EINLEITUNG

Im Anschluß an mehrere Arbeiten über die Genese der Bleiberger Lagerstätte schien es zweckmäßig, auch eine Neubearbeitung der einzelnen Minerale in kristallographischer, mineralogischer und gefügemäßiger Hinsicht durchzuführen und diese nach neuen Gesichtspunkten zeitlich zu reihen. Naturgemäß fiel der Hauptanteil meiner Arbeit auf die in Klüften und anderen Hohlräumen frei gewachsenen Minerale, vor allem auf die der Oxydationszone, weniger auf die der heute als synsedimentär bezeichneten Schichterzkörper.

Es wird hier der Auszug aus einer im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck (Vorstand Univ.-Prof. Dr. Josef LADURNER) unter der Leitung von Univ.-Prof. Dr. Oskar SCHULZ durchgeführten Dissertation vorgelegt.

Der Bleiberger Bergwerks-Union danke ich für die materielle Beihilfe, insbesondere aber den Herren Werksdirektor Dipl.-Ing. F. JEDLICKA und Berginspektor Dipl.-Ing. H. RAINER für die laufende Bereitstellung neuen Arbeitsmaterials. Herrn Univ.-Prof. Doktor H. MEIXNER, Knappenberg, gilt mein Dank für die Einführung am Reflexionsgoniometer, den Herren Univ.-Prof. Dr. E. SCHROLL, Wien, und Univ.-Doz. Dr. SCHNELL, Innsbruck, für Serien von Röntgenaufnahmen.

Neben den in allen Grubenrevieren in den Sommern 1965 und 1966 selbst aufgesammelten Mineralproben standen Stücke aus den Sammlungen der Bleiberger Bergwerks-Union zur Verfügung. Dazu kamen vereinzelte Minerale aus Privatsammlungen einiger Herren in Bleiberg sowie die Durchsicht des umfangreichen Materials (Samm-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

lung HERRMANN) im Museum der Stadt Villach, die mir durch dessen Leiter Dr. NEUMANN ermöglicht wurde.

Für die Bearbeitung der Mineralien wurde zunächst in der Durchsicht mit dem Stereomikroskop eine Auswahl getroffen. Die Untersuchungen erfolgten mittels Dünnschliffen, auch unter Verwendung des Universaldrehtisches, z. T. kombiniert mit der Waldmannkugel, ferner aus der Mineraldiagnose im polierten Anschliff, mit der Einbettungsmethode und Röntgendiffraktion. Weiters wurden Kristallmessungen mit dem zweikreisigen Reflexionsgoniometer und mit dem Mikroskop-Photometer durchgeführt.

Für die Bezeichnung der Flächen der verschiedenen Kristalle wurde die neue Indizierung (r. A. V. = röntgenographisches Achsenverhältnis) nach DANA (1958) und RAMDOHR & STRUNZ (1967) verwendet.

MINERALE DER PRIMÄREN MINERALISATION

Bleiglanz, PbS, kubisch

Wie bekannt, ist der Bleiglanz neben dem Zinksulfid das Haupterz der Lagerstätte. BRUNLECHNER (1899, S. 69) gibt u. a. folgende Beschreibung: „Die Kristalle erreichen zuweilen eine ansehnliche Größe, sind jedoch höchst selten ebenflächig; ihre Oberfläche ist durch Subindividuen rauh oder drusig, seltener uneben wegen mangelhafter Raumerfüllung. Die Kristalle treten einzeln, meist aber in Drusen oder Gruppen auf."

Er erwähnt auch, daß von großem Interesse das sogenannte Stängelerz ist. „Das sind zu Stängel gestreckte Individuen von Bleiglanz, eingewachsen in körnigem Calcit. Die sich nahezu parallel oder spitzwinkelig lagernden Individuen zeigen einen rechteckigen oder quadratischen Querschnitt . . ." (S. 70). SCHROLL (1953) gibt für dieses Erz als Fundort die Grube Max an. DI COLBERTALDO (1963) kommt auf Grund von Untersuchungen im Bergbau Raibl zu einer interessanten Hypothese über den Typ Stängelerz. Er vermutet, daß der Platz für diesen Bleiglanz auf Hohlräume beschränkt ist, die durch Beseitigung ehemaliger Korallenkörper durch saure Lösungen entstanden sind. Diese leeren Räume seien dann von Bleiglanz besetzt worden.

Der Bleiglanz kommt relativ selten in einzelnen, kleinen idiomorphen Kriställchen vor, was auch SCHULZ (1968) erwähnt. Nach ihm haben diese Kriställchen einen Durchmesser von 0,2 mm aufwärts. Er unterscheidet vom Gefüge ausgehend Bleiglanze nach vier Typen; hiezu werden hier noch eigene Ergebnisse angeführt.

Typ 1: Kleine idiomorphe, polyedrische Kriställchen von 0,2 bis 1 mm Durchmesser. Sie sind selten, weil der Bleiglanz sehr

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

schnell zur Aggregation durch Sammelkristallisation neigt. Hierher sollen auch die mikroskopisch kleinen Bleiglanzoktaederchen gehören, die baumförmig aneinandergereiht sind und die SCHROLL (1953, Tafel IV, Abb. 21) abbildet und gestrickten Bleiglanz nennt. Oft sind sie von Schalenblende umschlossen und nur teilweise bilden sie ein geschlossenes Gefüge durch Sammelkristallisation. Es handelt sich meist um kleine, nach verschiedenen Richtungen gestreckte ästchenförmige Aggregate (Abb. 1). Solche Bleiglanzgefüge sind auch aus anderen Lagerstätten bekannt (z. B. Raibl, Salafossa, Auronzo) und von DI COLBERTALDO (1955) beschrieben worden.

Die Abb. 21 von SCHROLL zeigt solche Oktaederchen, die skelettartig, jedoch mit mehr oder weniger deutlich ausgebildeten Würfelflächen gewachsen sind. Es kommen auch orientierte Verwachsungen von Zinkblende- und Bleiglanzkristallen vor. Sie sind von SCHROLL für Bleiberg bereits beschrieben.

Die Frage, warum diese baumförmigen Gebilde anstelle ausgewachsener Kristalle entstanden sind, beantworten COLBERTALDO, SCHNEIDERHÖHN, RAMDOHR wie folgt: Die Ausscheidung von Bleiglanz erfolgt in einem sehr dichten und gelatinösen Medium, in dem die S- und Pb-Ionen bzw. Bleiglanz-Moleküle gleichförmig verteilt sind. Im Augenblick der Ausfällung ist infolge des dichten Mediums die Wanderung der getrennten Moleküle sehr behindert, weshalb sich bloß geringfügige lokale Anreicherungen ergeben (COLBERTALDO, 1955). Meiner Meinung nach ist diese Erklärung gut mit der synsedimentären Entstehung dieser Bleiglanze vereinbar, denn das dichte Medium, das die Wanderung der getrennten Moleküle behindert hat, soll das bereits sedimentierte, im Stadium der Diagenese befindliche Sediment gewesen sein. SCHULZ (1966 a, S. 5): „Die Primärausscheidungen dürften in einem dispersen Schlamm-Milieu bzw. als Koagele erfolgt sein."

Typ 2: Sammelkristallisierte Bleiglanze parallel s oder auch diskordant zu s sowie in Nestern angeordnet.

Typ 3: Ist der bekannte kolloidale Typ. Es wurden Beispiele gefunden für selektive Umwandlung des Bleiglanzes in Cerussit, wobei der Cerussit die kolloidale Form nachbildet (Tafel I, Fig. 5).

Typ 4: Es sind dies durch Sammelkristallisation entstandene grobkörnig-derb entwickelte Bleiglanzaggregate.

Als sedimentäre Bleiglanze i. w. S. sind auch die manchmal bis 3 cm großen Bleiglanzoktaeder zu erwähnen, die während der Diagenese wandständig in Hohlräumen verschiedener Art gewachsen sind. Sie zeigen die Flächen (111) und auch (100). Die Bleiglanzflächen sind sehr oft mit millimeterkleinen Zinkblendentetraedern, auch Markasitkriställchen und manchmal mit kleinen Calcitkristallen (Kanonenspäte) besetzt. Die Kanten sind manchmal gerundet, was

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

sich mit starker Vergrößerung betrachtet durch Mitbeteiligung wahrscheinlich der Flächen (011) und (122) herausstellt. Durch diese Flächen (011) und (122) werden die jeweiligen Oktaederkanten abgestumpft.

Bleiglanzkristalle sind meistens auf Barythalbkugeln bzw. auf Wettersteinkalk oder auch auf derbem Bleiglanz aufgewachsen. Würfelige Kristalle sind sehr selten. Sie treten nur einzeln auf und wurden mit einer Größe von etwa 2,5 mm beobachtet.

Manchmal trifft man auch Kristalle, die nach der Fläche (111) verzwillingt und tafelig nach dieser Fläche entwickelt sind. Diese Kristalle sind höchstens bis 7 mm groß, die Flächen sind matt. Als Flächen sind vorhanden: o (111), c (001), o ($1\bar{1}1$), a (100) (vgl. Abb. 374 c bei RAMDOHR & STRUNZ, 1967).

Auf frischen, glänzenden Bruchflächen des derben Erzes kommt eine Gleitzwillingsstreifung zum Ausdruck.

Größere zerscherte Bleiglanzaggregate ergeben ausgezeichnet glänzende Harnischflächen: „Bleiglanzspiegel" mit über Quadratmeter-Größe. Vor allem im Nahbereich derartiger Zerscherungen ist der Bleiglanz zu der bekannten Art des „Bleischweifes" deformiert. In tektonisch durchbewegten polymineralischen Erzgefügen kommt eine selektive Deformation schön zur Geltung. Der Bleiglanz z. B. reagiert als sehr weiches und translatierbares Mineral durch Auswalzung und durch ein Einschmieren in Löcher und Klüfte, d. h. also durch mechanischen Transport in Abschnitte geringsten Widerstandes.

Charakteristisch ist die Ag-Armut des Bleiglanzes. Der Ag-Gehalt liegt nach SCHROLL (1953) unter 0,0001 %, der Sb-Gehalt unter 0,01 %. Der Bleiglanz erwies sich bei lichtoptischer Untersuchung mit 1630facher Vergrößerung als einschlußfrei. Verdrängungen des Bleiglanzes durch Zinkblende, wie sie DI COLBERTALDO (1955) aus Raibl, Salafossa und Auronzo beschreibt, habe ich nicht gefunden, wohl aber Verdrängungen von Zinkblende durch Bleiglanz.

Auf Pseudomorphosen und auf Minerale, die auf Kosten des Bleiglanzes in der Oxydationszone entstehen, wird im Abschnitt „Oxydationsminerale" eingegangen.

Zinkblende und Wurtzit, ZnS, kubisch bzw. hexagonal

Die Zinkblende kommt im allgemeinen in Form kleiner tetraedrischer Kriställchen bis höchstens 2 mm Größe vor. SCHROLL (1953) aber erwähnt, daß in seltenen Fällen bis fast 1 cm große Zinkblendekristalle beobachtet wurden. Die Zinkblende liegt auch derb und in typisch kolloformen Gefügen (= Schalenblende) vor. Das Zinksulfid erscheint in den verschiedensten Farben, wie hellgelbgrau,

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

gelb, orangefarben, rot, braun bis braunschwarz. Auf Bleiglanz aufgewachsen sind oft kleine, millimetergroße Tetraeder, die braunrot, braun und manchmal dunkelbraun oder fast schwarz gefärbt sind. SCHROLL (1953) unterscheidet analog zu DI COLBERTALDO (1955) bei der Zinkblende vier Typen auf Grund der Farbe und des Gefüges. Demnach sind Zinkblende I die „weißen" und bräunlichen idiomorphen Kristalle, II die derben braunen bis orangebraunen Zinkblenden, III die Schalenblenden und IV die derben oder kristallinen Zinkblenden, die im Vergleich zu I dunklere Farben haben (orange, rötlich, manchmal bis schwärzlich).

SCHULZ (1959) unterteilt die Zinkblenden ausgehend vom Gefüge (makroskopisch und mikroskopisch) und auch genetisch gesehen in fünf Typen (A, B, C, D, E).

Derselbe Autor unterteilt 1968 die synsedimentäre Zinkblende nach Gefüge-Typen, eine minerogenetische Abfolge bewußt ausschaltend:

Gefügetyp 1 sind die idiomorphen kleinen Zinkblenden, die in verschiedenen Stadien der Genese und in sehr unterschiedlicher Anordnung im Gestein auftreten. Es handelt sich um kleine Tetraeder von 0,003 mm bis 0,3 mm Größe. SCHROLL (1953) und SCHULZ (1968) geben außer den Tetraederflächen (111) auch die Fläche (100) an. Zu den synsedimentären Zinkblenden i. w. S. kann man wohl auch die makroskopisch sichtbaren Zinkblendentetraeder rechnen, die intern in Hohlräumen jeder Art (Klüfte, Kracken) z. T. auf Bleiglanzoktaedern gewachsen sind.

Gefügetyp 2: „Neben idiomorphen scheinen auch hypidiomorphe und xenomorphe Kriställchen auf, vor allem dann, wenn diese zu kleineren isometrischen Klümpchen oder größeren Aggregaten zusammengeballt auftreten" (S. 249).

Gefügetyp 3 ist die Schalenblende (Tafel II, Fig. 1), die synsedimentär i. w. S. entstanden ist. Nach genetischem Auftreten kann man weiter unterteilen in schichtparallele extern gebildete Schalenblenden (3 a) sowie paradiagenetisch interne (3 b, C-Zinkblende) in Kracken und Klüften (Tafel I, Fig. 1), ferner noch postdiagenetisch-nachtektonische Blenden (3 c, E-Zinkblende).

In Gefügetyp 4 sind alle derben, grobkristallinen Zinkblenden verschiedenen genetischen Auftretens zusammengefaßt.

SCHROLL (1953) hat an allen Zinkblendenproben Fe (bis 3 %) bei dunklen Schalenblenden) sowie Cd, Ge gefunden. Einige Zinkblendetypen erweisen sich nach SCHROLLS geochemischen Untersuchungen und nach Werksangaben der BBU als besonders Ge-reich. Es ist teils orangegelb gefärbtes Zinksulfid, für welches SCHULZ wenigstens teilweise Wurtzit angibt, teils sind es die Schalenblenden.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

SCHROLL gibt einen Durchschnittsgehalt der Blenden an Ge mit 0,02 %, maximal 0,3 % an; andere oft auftretende Spurenelemente sind Mn, Ni, Cu, Ag, Ga, Th und As.

Über eine orientierte Verwachsung von Bleiglanz mit Zinkblende wurde bei Bleiglanz berichtet.

Wurtzit tritt nur selten in der Lagerstätte auf. SCHULZ (1968) unterscheidet die Gefügetypen 1, 2 und 3. Nach meinen Beobachtungen tritt der Wurtzit in den Schalenblenden mehr am äußeren freien Rand auf und wird von Calcitkristallen bzw. Kristallrasen überwachsen. Es scheint, als ob ursprünglich reicher vertretener Wurtzit schon weitgehend in Zinkblende umgewandelt worden ist und nur am Rand kleine Reste übriggeblieben sind.

SCHULZ (1968, S. 250) beschreibt eine interessante Erscheinungsform des Wurtzites: „Besonders auffällig sind selektive Verdrängungen von Muschelschalen, wobei die Pseudomorphosen auch schon makroskopisch erkennbar sind." Zuletzt möchte ich die für Wurtzit charakteristische Eisblumenstruktur erwähnen. SCHROLL (1953) gibt als Fundort die Grube Max, Jakobi-Lauf, an.

Pyrit und Markasit

Als erster traf HEGEMANN (1949) eine Einteilung in verschiedene Typen. 1. Die älteren Pyrite sind Einzelkörner mit starker Kataklase. Sie sind durch Karbonat zum Teil verdrängt worden. 2. Diese jüngeren, kleinen, würfeligen Pyrite sind durch Umlagerung aus der älteren Generation entstanden. SCHULZ (1968) trifft eine Einteilung in vier Gefügetypen.

Nach eigenen Beobachtungen ist hiezu noch folgendes zu bemerken. Nach der Tracht kann man die Pyrite folgendermaßen unterteilen: a) Würfelige Kristalle mit einer Kantenlänge bis etwa 4 mm. b) Kristalle mit einer Kombination der Flächen a (100) und o (111), wobei die Fläche a (111) größer entwickelt ist als die Würfelfläche, „Kubooktaeder", mit einer Kantenlänge von höchstens 1,5 mm. c) Durch Zurücktreten der Fläche a (100) entstehen die „Oktaeder" mit der Fläche o (111) dominierend.

Die unter a, b, c genannten Kristalle treten nebeneinander auf und sind wohl zum Typ 4 (SCHULZ) zu zählen. In dieser Gesellschaft sind auch Markasite zu finden, die später beschrieben werden.

Vermutlich sind alle diese Pyrite zusammen mit den Markasiten durch Umkristallisation aus dem älteren Eisenbisulfid entstanden. Auf lokale Lösungsumlagerung sind offenbar intergranular in spätigem Calcit und in Haarrissen im Nebengestein vorhandene Pyrite zurückzuführen, die mit derben hypidiomorph- bis idiomorphkörnigen Pyritaggregaten (Typ 4) in unmittelbarer Verbindung stehen.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Nach der von SCHULZ getroffenen Einteilung sind: Typ 1: Körner mit würfeligem Habitus (Durchmesser 0,001—0,025 mm). Typ 2: Aggregate, die zusammen mit Markasit ein geschlossenes Gefüge bilden und u. a. oft metasomatisch als Verdränger von Schalenresten auftreten. Unter Typ 3 ist Gelpyrit einzuordnen.

Beim Melnikovitpyrit möchte ich zwei verschiedene Formen unterscheiden, in deren Kern kleinste Pyritkörner vom Typ der vererzten Bakterien aufscheinen. Derartige Gebilde findet man im Kalkschlamm eingebettet. Die andere Gefügeart des Melnikovitpyrits steht in feinrhythmischer, schichtiger Wechsellagerung mit anderen Mineralien. Dabei tritt oft der Gelpyrit als geschlossene Schwarte über Markasitkristallen (Typ 3) auf. Typ 4: Diese Pyrite sind derb und grobkristallin. Die Körner erreichen eine Größe von über 10 mm.

Von den zwei Eisenbisulfiden überwiegt allgemein bei weitem der Markasit, bei dem man ebenfalls mehrere Gefügetypen finden kann. BRUNLECHNER (1899) berichtet von kleinen Kristallen, die eine faserige Struktur aufweisen oder auch in Lamellen mit schaliger Struktur auftreten.

Die Markasite weisen derbe Struktur auf oder sind in idiomorphen Kristallen ausgebildet, entsprechend den Pyrittypen. Diese Kristalle zeigen verschiedene Trachten und kommen auch im Nebengestein in kleinen Spalten vor mit der dominierenden Tafelfläche c (001) parallel zu den Wänden der Spalten. Durch Herauslösen von Kristallen und Aggregaten mittels Monochloressigsäure aus dem Begleitgestein konnte ich eine Reihe von Formen erkennen.

a) „Speerkies" [Vierlinge nach der Fläche e (101) (Tafel VI, Fig. 1)] ist mehrfach zu beobachten. Diese Zwillinge zeigen häufig Kantenlängen bis 7 mm und weisen oft bunte Anlauffarben auf. b) Millimetergroße Kristalle mit den Flächen l (011) und (102) [Abb. 209 in PHILLIBSBORN, bei PHILLIBSBORN l (011) = n (101) und (102) = q (210)]. c) Tafelige Kristalle nach der Fläche: c (001), wie bei RAMDOHR & STRUNZ 1967, Abb. 385, auf S. 445 abgebildet. Die Kristalle zeigen die Flächen: c (001), r (014), l (011) und m (110). Die Flächen c und r sind parallel der a-Achse gestreift, die Fläche l ist glatt. d) Flach-pseudooktaedrische Tracht mit den Flächen v (130) und e (101). Sie sind bis 2 mm groß und entsprechen, Abb. 214 von BETECHTIN (1957), mit v (130) = (013) und e (101) = (110). Zu erwähnen sind auch die einige Millimeter großen Kristalle, die in syndiagenetischen Spalten (Gängen) und Kracken zusammen mit anderen primären Kristallen entstanden sind. Es gibt wandständig auf Bleiglanzoktaedern aufgewachsene Markasittafeln und -büschel. Manchmal überlagern sie häubchenförmigen Baryt und bilden dabei selber auch kleine Büschel mit Tafellänge von etwa 0,15 mm. Das heißt

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

also, daß sie im Verhältnis zu den häubchenförmigen Barytkrusten viel dünner sind. Außerdem wurden parallelblättrige Verwachsungen von Markasittafeln beobachtet, die bis 2 mm große Tafeln mit hahnenkammartigen Konturen aufweisen, wie sie bei RAMDOHR & STRUNZ (1967, S. 445, Abb. 385 e) abgebildet sind. Man kann diese zum Markasit Typ 3 stellen.

Markasite und Pyrite zeigen, wie in polierten Anschliffen sichtbar wird, manchmal starke Kataklase. Oft sind sie vom Rand ausgehend zu Eisenhydroxyd umgewandelt. Näheres über diese Verdrängungen wird im Abschnitt „Eisenhydroxyd" beschrieben. Verdrängungen von Pyrit und Markasit durch Zinkblende und Bleiglanz, wie sie DI COLBERTALDO (1955) aus Raibl, Salafossa und Auronzo beschreibt, sind hier zum Teil beobachtet worden, so z. B. eine teilweise Verdrängung kataklastischer Pyritkörner durch braune Zinkblende.

Eisenbisulfid kann man in den Carditaschiefern auch ohne Zusammenhang mit der Blei-Zink-Vererzung in großen Mengen finden, wie schon SCHROLL (1953, S. 7) beschreibt:

„In Carditaschiefer kann man auf verkieste Fossilien und manchmal bis brotlaibgroße Kiesknollen stoßen." Aus meinen Beobachtungen geht hervor, daß die Kiesknollen konzentrische Schalen bilden, die manchmal von jüngeren Fugen überquert sind. In diesen Fugen sitzen größere Kristalle von Markasit — seltener Pyritkristalle —, die durch Umlagerung aus den konzentrischen Schalen gebildet worden sind. Am äußeren Rand der Knollen sind idiomorphe Markasitkristalle aufgewachsen.

Über Spurenelemente berichtet SCHROLL (1953), daß Ni nur in Kiesen des Carditaschiefers und der Oolithbank festzustellen ist, „während die Markasite der Vererzung an diesen Spurenelementen verarmt sind". Pyrit und Markasit enthalten noch Th und As. Im Pyrit der Oolithbank überwiegen die Spuren an As, während die Kiesknollen in Tonschiefer bevorzugt durch Th-Gehalte gekennzeichnet sind. In allen Kiesen sind nach SCHROLL Pb und Zn nachgewiesen.

C a l c i t, $CaCO_3$, und D o l o m i t, $CaMg[CO_3]_2$, trigonal

Erste Beschreibungen von Bleiberger Calciten gehen zurück auf BOURNON 1808, HEIDINGER 1825, ZIPPE 1852, HESSENBERG 1862, 1872 und ZEPHAROVICH 1878, zitiert bei GOLDSCHMIDT (1916). Die bis 1879 erschienenen Angaben über Kristallflächen faßt erstmals IRBY zusammen. Dann ist die Arbeit von BRUNLECHNER (1899) zu erwähnen. Aus dem GOLDSCHMIDT-Atlas entnehme ich eine Reihe von Bleiberger Calcittypen, die ich in Tab. 1 zusammenfasse.

SCHULZ (1968) beschreibt Calcite und Dolomite der primären und sedimentären Mineralparagenese und teilt sie wie alle übrigen

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Erze und Minerale auf Grund der Gefüge in vier verschiedene Typen: Typ 1 a: pelitische Körner; Typ 1 b: die kleinen idiomorphen Rhomboederchen; Typ 2: spatisierte Bereiche, die ein geschlossenes Gefüge bilden; Typ 3: hier sind Fasergefüge mit Wachstumsregelung erwähnt und Typ 4: grobspätige Karbonate.

In der Tab. 2 sind die Calcitkristalle auf Grund der Einteilung durch HÖDL (1941) und SCHROLL (1953) zusammengefaßt, dazu kommen noch eigene Beobachtungen. Eine erste exakte Zusammenstellung von Calcittypen von Bleiberg bringt HÖDL (1941) unter Verwendung des von KALB gegebenen Schemas über Calcittrachten im allgemeinen mit Typ Rüdersdorf, Freiberg, Wülfrath. Eine abermalige Zusammenfassung und erstmalige Trennung in Erzcalcite und Hutcalcite ist bei SCHROLL gegeben.

Zuerst ist die Rede von Calcitkristallen, die synsedimentär im weiteren Sinne auftreten, d. h. syngenetische und paradiagenetische Bildungen, dazu noch postdiagenetisch-kristallisierte Calcite. Es handelt sich dabei um jene Calcittypen, die SCHROLL (1953) als „Erzcalcite" bezeichnet hat, die jedoch nach heutiger Auffassung nicht unbedingt auf die Mineralparagenese der Vererzung beschränkt sind, sondern auch in erzfreien Gebieten der Karbonatgesteine zahlreich auftreten.

Skalenoedrische Kristalle: Diese Kristalle erreichen manchmal eine Größe von einigen Zentimetern, aus der Grube Max, 2. Lauf, z. B. habe ich ein Calcitskalenoeder mit 13 cm Höhe und 7,5 cm Dicke untersucht. Die meist trüben Kristalle sind hellgrau bis weiß, die Flächen sind rauh und manchmal durch winzige Skalenoeder besetzt (Tafel II, Fig. 2). Wie auch HÖDL schreibt, sind klare, transparente Skalenoeder nur unter 1 cm groß. Oft zeigt sich ein durch Einschlüsse bedingtes priodisches Weiterwachsen des Kristalls. Der Kern ist ein Skalenoeder, das durch Eisenbisulfid, Flußspat oder Tonminerale getrübt ist. Der darüber gewachsene jüngere Kristall ist klar und einschlußfrei. Derartige Beobachtungen haben schon BRUNLECHNER und SCHROLL gemacht. Die Skalenoeder sind meistens zweiseitig ausgebildet und sind gewöhnlich 1 bis 4 cm hoch. Oft sind auch Zwillinge nach der Fläche c (0001) zu sehen. Bei diesen Zwillingen tritt außer der Skalenoederfläche K: $(21\bar{3}1)$ noch die Rhomboederfläche m: $(40\bar{4}1)$ auf. Die Skalenoeder treten in Lösungshohlräumen oft, aber nicht grundsätzlich, mit anderen Mineralien zusammen auf, liegen parallel zur Schichtungsfläche oder sie sind wandständig in kleinen Muschelschalen gewachsen. Neben diesen Schalen befinden sich andere Muschelschalen, die durch blauen Anhydrit erfüllt sind (Tafel I, Fig. 3).

Nach der älteren Literatur gelten die Skalenoederkristalle als die ältesten Bildungen. Zahlreiche Beobachtungen aber zeigen, daß

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

auch manche K a n o n e n s p ä t e synsedimentär i. w. S. entstanden sind und nicht nur, wie man früher angenommen hat, als letzte Bildung der primären Erzgeneration auftreten. Der Unterschied zum Skalenoeder besteht darin, daß die Bildung der Kanonenspäte in einem größeren Zeitabschnitt erfolgte als die der Skalenoeder, von mindestens frühdiagenetisch bis zum Ende des primären Vererzungsvorganges. So findet man beispielsweise Kanonenspatrasen, die in den liegenden plastischen Schlamm eingesunken erscheinen, was offenbar nur in einem frühen Stadium der Diagenese entstanden sein kann (Tafel I, Fig. 4).

Kanonenspäte sind auch in kleinen Kracken auf Bleiglanzoktaedern aufgewachsen, die syndiagenetisch i. w. S. entstanden sind.

Jünger als die bisher genannten Kanonenspäte sind solche, die zahlreich syn- und posttektonisch in allen Grubenbereichen auftreten. Sie verkitten z. B. als Bindemittel die Fragmente tektonischer Breccien. Komponenten dieser Breccien sind Schalenblendebruchstücke oder auch Wettersteinkalkbrocken.

Die Kanonenspäte (Abb. 1) haben eine Größe von Millimetern bis zu — soweit mir bekannt — 7,5 cm. Fast alle älteren synsedimentären Kanonenspäte sind infolge von Bleiglanzeinschlüssen

Abb. 1: Calcitkanonenspat. Blick // c auf die dachförmigen Begrenzungsflächen der 1 cm dicken Kristalle.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

schwarz gefärbt. Die Einschlüsse sind z. T. inhomogen verteilt, und zwar meist parallel der Fläche δ (01$\bar{1}$2) angeordnet und lassen dadurch auch oft ein Weiterwachsen der Kristalle erkennen. Dabei ist der Mantel der betreffenden Kristalle wasserklar im Gegensatz zum Kristallkern. Bei einer Probe aus der Grube Stefanie, 11. Lauf (die Kanonenspäte stammen aus der primären Vererzung), ist als Kern ein Skalenoeder zu sehen, auf dessen Flächen Eisenbisulfid, zum Teil auch Bleiglanz, aufsitzt. Dieser Kristall ist dann von einem wasserklaren Kanonenspat umwachsen worden. Manchmal sind bei Kanonenspatrasen die Kristalle in der Nähe der Anwachsfläche kleiner und trüb, beim Weiterwachsen werden sie größer und wasserklar. Nicht selten sind Kanonenspäte orientiert miteinander verwachsen und bilden so größere Kristallstöcke. Der jeweils oberste jüngste Kristall eines Stockes zeigt die drei Rhomboederflächen δ (01$\bar{1}$2). In der Grube Stefanie, 11. Lauf, Johanni-Südgang, kommen solche Kanonenspatstöcke vor, deren Flächen zerfressen erscheinen. Meiner Meinung nach sind die Flächen der Kristalle durch die sauren Oxydationswässer angeätzt worden. Möglicherweise handelt es sich auch um Skelettbildungen.

Bemerkenswert ist, daß an einer Probe aus dem Museum Villach Kanonenspäte vorhanden sind, die statt der Flächen m (10$\bar{1}$0) vermutlich die Flächen (0.14.$\bar{1}\bar{4}$.1) besitzen, wie schon ZIPPE 1852 beschrieben hat. BRUNLECHNER (1899) erwähnt auch noch die Fläche 16 R (nach damaliger Bezeichnung), gleich (16.0.$\bar{1}\bar{6}$.1) nach der neuen r. A. V. Darstellung. Diese Fläche zusammen mit der Fläche δ (0 1$\bar{1}$2) tritt über der Skalenoederform R_3 (21$\bar{3}$1) auf.

Nach HÖDL ist in Bleiberg ein Übergangstyp vom Skalenoeder zum Kanonenspat häufig. Diese Kristalle besitzen als Hauptflächen: δ (01$\bar{1}$2) auch vielfach unter e bekannt, m (10$\bar{1}$0), K (21$\bar{3}$1), wie in der Tab. 2 angeführt ist. Untergeordnet treten noch folgende Flächen auf: die Rhomboederfläche m (40$\bar{4}$1), p (10$\bar{1}$1), die Skalenoederflächen g ($\bar{4}\bar{2}$61) und λ (22$\bar{4}$3). Seltener ist noch die Fläche ϑ (07$\bar{7}$8) entwickelt. Diese Kristalle kommen in der Grube Antoni häufig vor und sind meistens auf Schalenblende aufgewachsen.

BRUNLECHNER (1899) und HÖDL (1941) beschreiben Calcitkristalle, die einen skalenoedrischen Kern besitzen, der durch einen klaren Kristall dieses Typs umwachsen ist. Bei dem Mantelkristall tritt die Fläche K (21$\bar{3}$1) zurück. Calcitkalenoeder sind auf Abb. 2 dargestellt.

Jüngere Calcite, die schon in die Oxydationszone gehören, sind die Rüdersdorf-Calcite. SCHROLL (1953) nennt diese Hutcalcite, weil sie nichts mehr mit der Vererzung zu tun haben

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

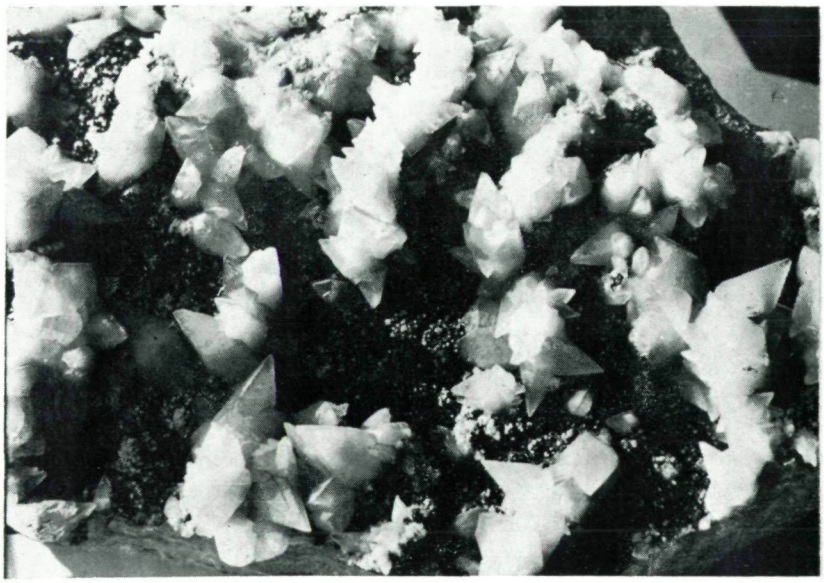


Abb. 2: Calcitskalenoeder aus der Grube Rudolf. Bis 1,5 cm große Kristalle sind rasenförmig auf Zinkblende-Bleiglanz-Aggregat gewachsen. Chemische Internanlagerung in Hohlraum.

und nur in der Oxydationszone vorkommen. Sie sind aus der Grube Franz Josef bekannt, wo sie in unregelmäßigen Hohlräumen zusammen mit Schlamm auftreten, oder in jüngeren erweiterten Klüften als junge Calcitrasen zu finden sind, die zum Teil oder vollständig von stationär eingelagertem Pelit erfüllt sind. Seltener treten sie in der Grube Stefanie auf (2. Lauf bei der Pulverkammer sowie am 11. Lauf). Man kann sie, wie die Tab. 2 zeigt, in zwei Typen einteilen: Typ 4 (nach HÖDL V) stellt den einfacheren Typ dar, während beim Typ 5 (nach HÖDL V a) mehrere Flächen ausgebildet sind. Die Flächen η $(0\bar{4}41)$ der Kristalle sind meistens gerundet. HÖDL (1941, S. 58) beschreibt: „Sie besitzen eine rundliche gedrungene Form, da sämtliche Flächen meist nahezu gleich groß gewachsen sind." Die Kristalle sind einige Zentimeter groß, ein von mir gefundener Kristall hat eine Größe von 11 cm und ist 5,5 cm dick. Die Kristalle des Typs Rüdersdorf treten immer in der Oxydationszone auf Wettersteinkalk auf. Es ist schwer, sie mit den anderen Mineralien der Oxydationszone zu vergleichen, da sie fast immer allein auf Wettersteinkalk vorkommen. Nur bei einer Probe sind Wulfenitkristalle regellos auf diesen Calcitkristallen aufgewachsen. Man kann aber nicht sagen, daß immer die Wulfenite nach diesen Calciten entstanden

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tab. Nr.1

C A L C I T

GDT.Atlas der Kristallform. 1913		GDT. 1897	GDT. 1886	DANA 1957	DANA r.A.V.
		G_2		G_1	
Taf.26	4	$\bar{1}\bar{1}22$	δ	$\bar{1}012(01\bar{1}2)$	δ (bzw.e)
Fig.524	P	$11\bar{2}1$	p	$10\bar{1}1$	p (bzw.r)
BOURNON 1808	14	$\bar{3}\bar{3}62$	e	$\bar{3}032(03\bar{3}2)$	e
	36	$41\bar{5}1$	K:	$21\bar{3}1$	K: (bzw.v)
Tafel 47	c	$11\bar{2}0$	b, m	$10\bar{1}0$	m
Fig.892	v	$41\bar{5}1$	K:	$21\bar{3}1$	K:
HAIDINGER 1825	g	$\bar{1}\bar{1}22$	δ	$01\bar{1}2$	δ
	P	$11\bar{2}1$	p	$10\bar{1}1$	p
	f	$\bar{2}\bar{2}41$	φ	$\bar{2}021(02\bar{2}1)$	φ
Tafel 66	g	$\bar{1}\bar{1}22$	δ	$01\bar{1}2$	δ
Fig.1231	u	$10\bar{1}0$	a(q)	$11\bar{2}0$	a
ZIPPE 1852	k	$\bar{1}4.\bar{1}4.28.1$ $13.1.\bar{1}4.1$	Φ U:	$\bar{1}4.0.14.1$ $54\bar{9}1$	Φ U
Taf.75	-1/2 R	$\bar{1}\bar{1}22$	δ	$01\bar{1}2$	δ
Fig.1363	R	$\bar{1}\bar{1}21$	p	$10\bar{1}1$	p
HESSENBERG 1862	4R	$44\bar{8}1$	m	$40\bar{4}1$	m
Taf.75	-1/2 R	$\bar{1}\bar{1}22$	δ	$01\bar{1}2$	δ
Fig.1364	R	$11\bar{2}1$	p	$10\bar{1}1$	p
HESSENBERG 1862	4/3 P_2	$20\bar{2}1$	λ	$224\bar{3}$	λ
	$-2R_3$	$\bar{8}.\bar{2}.10.1$	g:	$24\bar{6}1$	g:
	-16R	$\bar{1}7.\bar{1}7.34.1$	Ψ	$\bar{1}7.0.17.1$	
	∞R	$11\bar{2}0$	b, m	$10\bar{1}0$	m
	6/5 R	$13.10.\bar{2}3.10$	A:	$11.1.\bar{1}2.10$	
Tafel 80	R	$11\bar{2}1$	p	$10\bar{1}1$	p
Fig. 1427	R 19/15	$7.5.\bar{1}2.5$	B:	$17.2.\bar{1}9.15$	
HESSENBERG 1872	$-4R,\eta$	$\bar{4}\bar{4}81$	Θ	$\bar{4}041$	η
Tafel 84	r	$11\bar{2}1$	p	$10\bar{1}1$	p
Fig.1489	x	$13.10.\bar{2}3.10$	A:	$11.1.\bar{1}2.10$	
ZEPHAROVICH 1878	y	$\bar{4}\bar{4}81$	Θ	$\bar{4}041$	η

□ Hauptflächen
x Untergeordnete, häufige Flächen
• Seltene Flächen
△ Sehr kleine, untergeordnete Flächen

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

sind, da diese Paragenese nur einmal beobachtet wurde. Auf den Kristallflächen ist oft eine schwarze Schichte von vermutlichem Mn-Oxyd ausgeschieden.

Tab.Nr.2

C A L C I T

	DANA 1957 G_1	GDT. 1897 1886 G_2
1.Einfache skalenoedrische Tracht. W ü l f r a t h	K:(21$\bar{3}$1) □ p°(10$\bar{1}$1) x-• δ°(01$\bar{1}$2) x	K:(41$\bar{5}$1) p°(11$\bar{2}$1) δ°($\bar{1}\bar{1}$22)
2. Übergangstypen von Skalenoedern zu Kanonenspäten. (W ü l f r a t h zu K a n o n e n s p a t)	δ°(01$\bar{1}$2) □ m (10$\bar{1}$0) □ K:(21$\bar{3}$1) □ ϑ°(07$\bar{7}$8) •-x m°(40$\bar{4}$1) x p°(10$\bar{1}$1) x g:(4$\bar{2}$61) x λ°(22$\bar{4}$3) x	δ°($\bar{1}\bar{1}$22) b,m($\bar{1}\bar{1}$20) K:(41$\bar{5}$1) m°(44$\bar{8}$1) p°(11$\bar{2}$1) g:($\bar{8}$.$\bar{2}$.10.1) ϱ°(20$\bar{2}$1)
3.Kanonenspat F r e i b e r g	δ°(01$\bar{1}$2) □ m (10$\bar{1}$0) □	δ°($\bar{1}\bar{1}$22) m (11$\bar{2}$0)
4.Oxydationszone Calcite "Hutcalcite" R ü d e r s d o r f	φ°(02$\bar{2}$1) □ δ°(01$\bar{1}$2) □ p°(10$\bar{1}$1) x	φ°($\bar{2}\bar{2}$41) δ°($\bar{1}\bar{1}$22) p°(11$\bar{2}$1)
5.Zweite Tracht des Typs R ü d e r s d o r f	δ°(01$\bar{1}$2) □ η (04$\bar{4}$1) □ p°(10$\bar{1}$1) x m (10$\bar{1}$0) x	δ°($\bar{1}\bar{1}$22) θ°($\bar{4}\bar{4}$81) p°(11$\bar{2}$1) b,m($\bar{1}\bar{1}$20)
6.Einfache Rhomboeder	p°(10$\bar{1}$1) □	p°(11$\bar{2}$1)

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Eine weitere Tracht der Calcitkristalle ist das einfache Rhomboeder, das nur aus der Fläche p (10$\bar{1}$1), (= r nach anderen häufigen Angaben) besteht. Alle Proben mit derartigen Kristallen stammen aus der Grube Stefanie und sie kommen häufig mit Hemimorphitkristallen zusammen vor. Viele sind durch eingebautes Eisenhydroxyd gelb gefärbt, doch haftet dieses meist nur oberflächlich auf den Kristallen. Manchmal trennt das Eisenhydroxyd zwei Generationen von Calcitrhomboedern. Die älteren liegen innerhalb von Eisenhydroxydhalbkugeln, sind trüb und gelblich gefärbt, die jüngeren sind auf dem Eisenhydroxyd aufgewachsen und nicht mehr gelb gefärbt.

Zum Schluß der Calcitbeschreibung möchte ich die Sinterbildungen des Calcites erwähnen, die in den Gruben Antoni und Franz Josef vorkommen. Manche dieser Bildungen sind jung, da sie zusammen mit Ausblühungen von Schwefel und Eisenhydroxyd in Stalaktitenform vorkommen.

Die verschiedenen Reaktionen des Calcites mit den Nachbarmineralien sind: Verdrängungen des Calcites durch Flußspat, manchmal nur zum Teil, manchmal bis zur Bildung von Pseudomorphosen (Tafel I, Fig. 2) nach Calcit.

Auch zwischen Calcit und Dolomit sind Verdrängungen zu beobachten. Dolomitrhomboeder sind durch Calcit oft stark zersetzt. Manchmal liegen auch Pseudomorphosen und auch umgekehrte Verdrängungen vor.

B a r y t Ba SO_4, rhombisch

Der Baryt aus Bleiberg-Kreuth ist in tafeligen Kristallen nach der Fläche c (001) ausgebildet. Er tritt in der primären Mineralparagenese in verschiedener Art der Anlagerung auf. Einmal sind es die sedimentierten Einzeltafeln, dann Aggregate (Schulz 1968), ferner schichtparallele und kluftparallele weiße Kristallrasenbildungen mit Büschelwachstum.

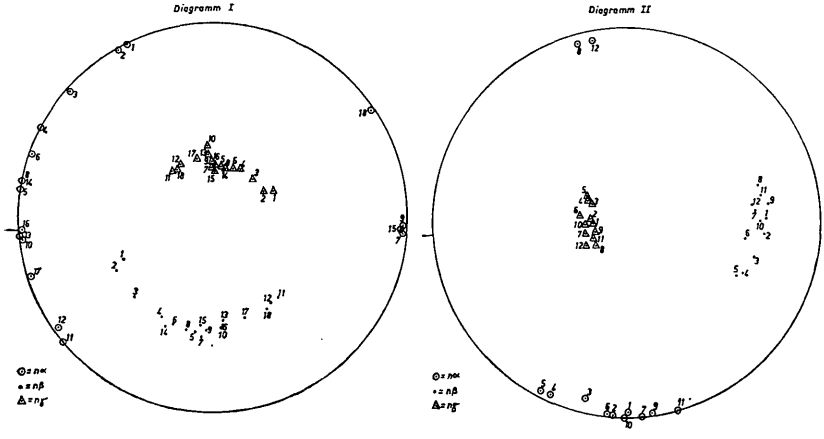
Seltener sind einzelne durchsichtige oder graugefärbte Kristalle, die regellos aufgewachsen sind und eine Größe von maximal etwa 1 cm erreichen. Sie kommen zum größten Teil in der Grube Antoni vor und sollen nach Schroll (1953) eine zweite Generation des Barytes darstellen, denn sie umwachsen nach seinen Angaben „weißen Schwerspat der ersten Generation". Diese Kristalle sind flächenreich und zeigen nach Reflexionsgoniometermessung außer der Fläche c (001) noch die Flächen m (210), die beide groß entwickelt sind. Es sind dünntafelige Kristalle nach der Fläche c (001). Die Fläche d (101) tritt ebenfalls auch als trachtbeherrschende Fläche auf, sie ist aber etwas kleiner als m (210), sie kann auch fehlen. Als untergeordnete Flächen treten fallweise noch dazu b (010), l (102), a (100) und z (211) auf.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Selten ist makroskopisch ein Weiterwachsen von derartigen Barytkristallen festzustellen, wobei die jüngeren Kristalle um 45° gegenüber den älteren verdreht sind. Die älteren Kristalle sind durch Eisenhydroxyd gelb gefärbt, die jüngeren sind wasserklar.

Weniger auffallend und daher dem Mineraliensammler kaum bekannt sind die sedimentierten Baryttafeln und synsedimentären Barytaggregate im Wettersteinkalk (SCHULZ 1966, 1968): Typ 1 sind kleine, etwa zwischen 0,2 x 0,03 mm und 1,3 x 0,1 mm große tafelige Einzelkriställchen mit Pigmentierung durch Kalk- und Dolomitpelit. Dieser Baryt ist makroskopisch kaum oder nur undeutlich zu sehen, da er intensiv vom Begleitgestein umwachsen ist. Der Baryttyp 1 zeigt Regelung nach der Korngestalt, und zwar liegt (001) statistisch parallel zu s (SCHULZ, 1966). Typ 2 sind die während der Diagenese sammelkristallisierten oder durch Lösungsumlagerung gebildeten Baryte. Sie bilden lokal ein geschlossenes Gefüge. Durch die Verwachsung der dünntafeligen Kristalle entstehen radialfächerige und parallelblättrige Aggregate. Sie liegen wie Typ 1 im Kalkschlamm eingebettet. Typ 3: Dazu gehören die größeren Barytaggregate sowohl parallel zur Schichtung als auch in Spalten und in Hohlräumen.

Alle parallelblättrigen, äußerlich halbkugelig erscheinenden Barytaggregate, die als Barythäubchen bezeichnet werden (Typ 2 und 3), entstehen durch die parallelflächigen Verwachsungen mit c (001). Wie die Messung dieser Häubchen zeigt, sind die Barytkristalle mit der c-Achse parallel zur Anwachsfläche aufgewachsen. Eine Vielzahl von Messungen ergab, daß die a-Achse (n_z bei Baryt) senkrecht zur Anwachsfläche steht. Von einer Reihe von Diagrammen werden zwei typische Beispiele in Diagr. I und II aus-



©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

gewählt. Weiters ergeben die Diagramme, daß die Kristalle, welche Häubchen bilden, eine Rotation um die a-Achse zeigen. Aus der „Sonnseite" der Bleiberger Lagerstätte stammen einige Zentimeter große, tafelige Barytkristalle, die regellos miteinander verwachsen sind.

TORNQUIST (1927) beschreibt auch nadelige Barytkristalle, gestreckt nach [100] als „jüngere Bildung". Nach meinen Beobachtungen ist sicher eine jüngere Barytkristallisation in der Oxydationszone (siehe dort) erfolgt.

Die mikroskopische Untersuchung ergab verschiedene Verdrängungen von Baryt, einschließlich Pseudomorphosen. Eine häufige Verdrängung (auch SCHULZ 1966 b) ist die durch Calcit. SCHULZ beschreibt sie in feinschichtig auftretenden Baryten im Wettersteinkalk. Ich habe derartige Verdrängungen wie folgt beobachtet: In einer schichtparallelen Abfolge aus dem Wettersteinkalk liegen mehr oder weniger regellos angeordnete Baryttäfelchen, die z. T. durch Calcit, oft bis zur Bildung von Pseudomorphosen verdrängt sind. Ein darüber lagernder Barytrasen mit größeren, bis 0,5 cm großen Kristallen, die in einem „freien", s-parallelen Hohlraum gewachsen zu sein scheinen, zeigen zwar ebenfalls Verdrängungen, die aber nicht so intensiv verlaufen wie bei den kleineren in Schlammilieu eingebetteten Baryttäfelchen. Eine andere Verdrängung des Barytes, nämlich durch Fluorit, beschreibt SCHULZ (1966 b), wobei in flußspatreichen Abschnitten auch Pseudomorphosen vorliegen.

Auch eine Verdrängung des Barytes durch Hemimorphit ist, wenn auch selten, gegeben. Der Hemimorphit, in Rosetten angeordnet, dringt von den Korngrenzen aus in den Baryt ein.

Zu erwähnen ist noch eine seltene Verdrängung von Baryt durch Zinkspat (Tafel I, Fig. 6). Zinkspat dringt zusammen mit Calcit vom Rand aus in den Baryt ein.

Q u a r z, SiO_2, trigonal

Kleine idiomorphe Quarzkriställchen mikronkörniger Größe (SCHULZ 1960, 1968) sind charakteristisch für die synsedimentäre Paragenese.

Quarz ist im Wettersteinkalk teils in feinrhythmischer Abfolge nach Ausfällung im Wasser mechanisch angelagert worden, teils auch im Schlamm gewachsen. Er tritt aber auch abseits von Erzkörpern in manchen stratigraphischen Horizonten mehr oder weniger konstant auf. In seltenen Fällen ist der Quarz syndiagenetisch in kleinen Kracken und anderen Hohlräumen entstanden: z. B. Grube Antoni, Franz-Josef-Lauf und Allerheiligengebiet über 2. Lauf: Quarzkriställchen mit einer Länge von 2 mm bis 1 cm (MEIXNER 1957 b, SCHROLL 1953).

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Man kann die Bleiberger Quarzkristalle in zwei Typen in bezug auf die Tracht unterteilen (SCHROLL 1953). Typ 1: Prismatische Kristalle mit den Flächen m (10$\bar{1}$0), r (10$\bar{1}$1) und z (01$\bar{1}$1). Typ 2: Kristalle, die entstehen, wenn die Fläche m (10$\bar{1}$0) zurücktritt oder überhaupt nicht vorhanden ist. Der Kristall hat dann eine dihexaedrische bipyramidale Tracht (Tafel VII, Fig. 1). Die Quarzkristalle sind auf Calcitskalenoedern oder Dolomitrhomboedern oder auf einer dünnen Zinkblendenlage aufgewachsen.

Auch gefügemäßig gibt es zwei Typen (SCHULZ, 1968): Typ 1: „Vorwiegend lang- und kurzsäulige, manchmal zonar pigmentierte Kriställchen mit Durchmessern von 0,03 x 0,01 mm bis etwa 0,3 x 0,2 mm sind vielfach in Feinschichten, zum Teil auch raumrhythmisch angereichert, wobei einerseits eine Sortierung nach Korngrößen, andererseits eine Einregelung von deutlich stengeligen Formen nach der Korngestalt in die Schichtflächen im Dünnschliff auffällt: Regel Quarz-c-Achsen // s (SCHULZ 1968, S. 258)." Typ 2: Hierher gehören Kristalle mit Sammelkristallisation. In den Feinrhythmiten kommt Quarz in der Paragenese mit idiomorphen Zinkblenden, Flußspat sowie auch mit Pyrit und Markasit in pelitischer Größe vor. Alle diese Kriställchen liegen in einer Grundmasse von Wettersteinkalk. Als Interngefüge tritt im Quarz Karbonatpelit auf, sehr oft inhomogen verteilt in Form von zonaren Einlagerungen. Auch Flußspateinschlüsse kommen vor. Idiomorpher Quarz ist auch als Einschluß in Hemimorphit zu finden, doch liegen zum Teil wellig korrodierte Konturen vor. Derartige Verdrängungen werden im Abschnitt Hemimorphit näher beschrieben.

F l u ß s p a t, CaF_2, kubisch

Grundlegende Ergebnisse über synsedimentären Flußspat hat H. J. SCHNEIDER (1954) an Nordtiroler Vorkommen aufgezeigt. Die Bleiberger Fluorite sind von SCHULZ (1968) in vier verschiedene Gefügetypen eingeteilt worden. Wichtige Neuergebnisse meinerseits liegen nicht vor.

Allgemein gilt, daß syngenetische und paradiagenetische Flußspate durch Pigmentierung gekennzeichnet sind, während alle umkristallisierten und durch chemische Anlagerung in Hohlräumen aller Art kristallisierten im allgemeinen frei von Pigment sind. Nach den bisherigen Einteilungen werden kleine, einzelne pigmentierte Kristalle, die in den Erzfeinschichten (Bodenerz) auftreten, als Typ 1 bezeichnet. Dazu gehören ferner syndiagnetisch in Kleinhöhlen auskristallisierte Fluoritkriställchen. Sammelkristallisierte Aggregate und feinkörnige Kluftfüllungen sowie durch Meroblastese weitgergewachsene Formen sind unter Typ 2 zusammengefaßt.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Schichtparallele, meist stark pigmentierte, zum Teil schalige, zum Teil achatartig gebänderte Flußspataggregate werden als Typ 3 bezeichnet. Derartige Fluoritkrusten werden aus einem „feinteiligen schleimigen Niederschlag" SCHULZ (1968, S. 256) entstanden erklärt.

Es liegen auch farblose und hellgraue Flußspate in Würfelform vor, wobei die Kristalle gewöhnlich einen Zentimeter Größe nicht überschreiten (Tafel IV, Fig. 1). Derartige Stücke sind in Kracken und Spalten zum Teil auf Bleiglanzkristallen mit Zinkblendekriställchen zusammengewachsen, wobei die Zinkblende auch örtlich als jüngere Ausscheidung nach dem Flußspat auf diesem gewachsen ist. Auf Zinkblende gewachsene dünne Fluoritkristalle leuchten rötlich, wobei aber diese Färbung nur durch Innenreflexe von der Zinkblende herrührt. Die Fluorite selbst sind farblos. Derartige Flußspatgefüge und derbe Kristallrasen könnte man dem Typ 4 zuordnen.

Im Verband mit den anderen primären Mineralien herrschen typische Verdrängungsbilder vor. Der Fluorit verdrängt sehr oft den Calcit. Andererseits werden Fluoritkristalle vom Rand her durch Calcit korrodiert.

In der Oxydationszone tritt der Flußspat nur als primäres Mineral auf, oft in Form kleiner Bruchstücke. Diese sowie auch Fluoritkristalle finden sich stellenweise in einer Cerussitgrundmasse. An den idiomorphen Fluoriten ist manchmal eine Verdrängung durch Cerussit auffallend.

A n h y d r i t, $CaSO_4$, rhombisch

Der Anhydrit tritt in Bleiberg-Kreuth in bläulichen, aber auch in grauen, dichten und grobspätigen körnigen Massen auf. In seltenen Fällen sind die Kristalle parallelstrahlig angeordnet. Meistens kommt der Anhydrit in den Gruben Antoni und Rudolf, hier aber seltener, vor. In Antoni tritt er in glatt konturierten Hohlräumen von der Größe einiger Zentimeter bis zu einigen Kubikmetern auf. Füllungen mit Anhydrit und Calcit verlaufen manchmal auch parallel zur Schichtung. Es wurde beobachtet, daß Anhydritkörper zum Teil durch einen Eisenbisulfidsaum gegen den Wettersteinkalk begrenzt sind.

Interessant ist, daß der Anhydrit auch leere Muschelschalen zur Gänze oder teilweise füllt. In unmittelbarer Nachbarschaft sind andere Muscheln vorhanden, die wandständig mit Calcitskalenoedern erfüllt sind. Es gibt auch Schalen, die mit mergeligem Karbonatpelit sowie mit chemisch ausgeschiedenem Anhydrit gefüllt sind (Tafel I, Fig. 3). Der Anhydrit erfüllt in diesem Fall das Restlumen, in anderen Fällen aber zur Gänze die Hohlräume. Vermutlich übernimmt der Anhydrit auf diese Weise die Rolle des gewöhnlich auftretenden Calcits als Hohlraumfüllung, in diesem Fall in einer Fossilschale.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Es gibt auch zahlreiche Beispiele für syn- und posttektonische Anhydritkristallisation. Fragmente tektonischer Breccien (Wettersteinkalk mit Zinkblende samt Schalenblende und Bleiglanz) werden von Anhydrit zusammengehalten (Tafel I, Fig. 7).

Das Auftreten des Anhydrites in Muschelschalen neben Calcitskalenoedern und in schichtparallelen Hohlräumen läßt die Ansicht aufkommen, daß ein Teil des Anhydrites schon syndiagenetisch entstanden ist. Ein anderer Teil aber ist, wie erwähnt, syn- und posttektonisch.

Anhydrit ist bis jetzt in feinrhythmischer Wechsellagerung mit anderen Mineralen der primären Paragenese noch nicht beobachtet worden. Proben, die man für roten Anhydrit hielt, sind in Wirklichkeit rot gefärbte feinkörnige Calcite.

A r a g o n i t, $CaCO_3$, rhombisch

Es ist nicht ganz sicher, ob dieses Mineral in der Bleiberger Lagerstätte vorhanden ist. BRUNLECHNER erwähnt den Aragonit, aber die Beschreibung trifft für Kristalle zu, die später als Strontianit bestimmt wurden. In der Sammlung Popp befindet sich ein Stück mit unbekanntem Fundort. Wahrscheinlich stammt es aber aus Bleiberg. Diese Probe enthält spitzpyramidale Aragonitkristalle. Andere Proben liegen nicht vor.

VERMUTLICH DURCH MOBILISATION ENTSTANDENE MINERALE
(ausschließlich der Oxydationszone)

C ö l e s t i n, $SrSO_4$, rhombisch

Cölestin ist eines der selteneren Minerale der Lagerstätte. Erstmals hat ihn MEIXNER (1950 a) in der Lagerstätte gefunden und beschrieben. Auf Grund seiner Beschreibung der Kristalltracht und aus eigenen Messungen mit der Waldmann-Kugel sowie auch mit dem Reflexionsgoniometer sind die einzelnen Typen zusammengefaßt und in Tab. 3 dargestellt.

Die Kristalle kommen in der Grube Antoni (Guido, 5. Lauf, mittlerer Wettersteinkalk, und 9. Lauf, Pflockschachtverhau) und in der Grube Rudolf (Blattgang bei zerrissenem Dreierlager) vor. MEIXNER gibt von der Grube Antoni noch einen Fundort an, und zwar: Dreierlager-Rücklässeabbau zwischen 3. und 4. Lauf. Meistens sind es zart blau gefärbte Kristalle, sehr selten sind sie farblos und wasserklar.

MEIXNER unterteilt die Cölestine in zwei Trachttypen (siehe Tab. 3): Typ 1: p r i s m a t i s c h e, nach der a-Achse gestreckte Kristalle, die als trachtbeherrschende Flächen d (101) und o (011)

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tab. Nr. 3

C Ö L E S T I N

T r a c h t	DANA 1957	GDT. 1897
Typ I. Nach der a-Achse gestreckte Kristalle	o(011) □ c(001) ✗ d(101) □ m(210) ✗ z(211) ✗	o(011) c(001) d(102) m(110) z(111)
Typ Ia. Nach der a-Achse gestreckte dickprismatische Kristalle	a(100) □ m(210) ✗ o(011) □	a(100) m(110) o(011)
Typ II. Tafelige nach der Fläche c(001) und gestreckt nach der a-Achse.	c(001) □ o(011) □-✗ d(101) ✗ m(210) ✗ z(211) □-✗	c(001) o(011) d(102) m(110) z(111)

besitzen, untergeordnet kommen noch die Flächen m (210), z (211) und c (001) vor. Die zuletzt genannte Fläche fehlt sehr oft bei diesem Typ. Wenn viele prismatische Kristalle zusammen auftreten, sind sie z. T. gleichorientiert und mit der Fläche o (011) verwachsen. Typ 2: t a f e l i g e Kristalle nach der Fläche c (001). Es sind noch o (011), m (210) und d (101) sowie z (211) vorhanden. Die tafeligen Kristalle können einzeln auftreten. Sie sind farblos oder auch leicht bläulich, manchmal wabenartig verwachsen.

Als Besonderheit möchte ich auch noch einen von mir beobachteten Typ in die Tabelle einordnen. Es handelt sich um einen einfacheren Typ als die beiden anderen. Typ 1 a: Dickprismatische Kristalle, nach der a-Achse kurz gestreckt, mit weniger Flächen als Typ 1. Hauptflächen sind a (100) und o (011). Untergeordnet tritt noch m (210) dazu. Die Kristalle sind 0,5 mm dick und hoch sowie 3 mm breit (nach der a-Achse gestreckt).

Einen Übergangstyp von 1 zu 2, der auf Fluoritwürfeln aufgewachsen ist, erwähnt MEIXNER (1950 a).

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Cölestin ist in Bleiberg-Kreuth auch in spätigen Aggregaten vorhanden, die leicht bläulich gefärbt sind. Dieser Cölestin ist auf derbem Bleiglanz aufgewachsen.

In den Dünnschliffen sind Verdrängungen von Cölestin durch Calcit zu beobachten. Diese Beobachtungen, sowie auch der Fall, daß der Cölestin grundsätzlich im Bereich der grünen Mergel (insbesondere in den mergeligen Anteilen der Zwischenschichten der oberen Wettersteinkalke) auftritt, führen zu der Vermutung, daß der Cölestin während der Diagenese aus zirkulierenden Wässern entstanden ist.

KOSTELKA (1956 b, S. 156) schreibt: „Es ist daher naheliegend, in dem Mergelton das Sr zu vermuten, das durch die Tektonik und zirkulierenden Wässer mobilisiert wurde und mit Kalkspat zusammen, in den kleinen Hohlräumen auskristallisierte."

Strontianit, $SrCO_3$, rhombisch

Der in der Lagerstätte selten auftretende Strontianit ist erstmals von BRUNLECHNER (1899) beobachtet worden und als dünne Nadeln von „Aragonit", die büschelförmige Gruppen bilden, beschrieben worden. Solche büschelförmige Strontianitaggregate zeigt Tafel II, Fig. 3.

SCHROLL (1960) hat diese Kristalle auch chemisch untersucht und Calcium neben Strontium (CaO = 5,42 %) gefunden. Seine sowie auch die von mir gemachten Rö-Aufnahmen geben keinen Calcitreflex, ein Zeichen, daß das Calcium in das Gitter des Strontianits eingebaut ist. Die Bestimmungen des nω mit der Immersionsmethode zeigen aber, daß der Brechungsindex gleich ist wie für reinen Strontianit. SCHROLL nimmt an, daß der Bleiberger Strontianit ein Emmonit (= Calciostrontianit) ist, und zwar mit der chemischen Formel: $(Sr_{85}, Ca_{15},) CO_3$. Die Strontianitkristalle sind meistens bis 2 mm groß, in seltenen Fällen erreichen sie auch 10 mm (SCHROLL, 1960). Die Nadeln sind schwer zu messen, sie zeigen Prismenflächen und Pyramidenflächen. Die Pyramidenflächen sind senkrecht zur c-Achse gestreift. Wenn die Kristalle einzeln auftreten und keine Büscheln bilden, sind sie nicht selten gebogen. Strontianite sind bis jetzt nur aus der Grube Rudolf sowie aus der Grube Stefanie (11. Lauf) schon aus der primären Vererzung bekannt. Bei der Probe aus der Grube Stefanie sind die Strontianite auf Kanonenspäte aufgewachsen, die selbst auf Bleiglanzoktaedern sitzen. Wegen des seltenen Auftretens der Strontianite ist es schwer, sie genetisch einzuordnen. Vermutlich sind sie zur syndiagnetischen Kristallisation zu zählen. SCHROLL nimmt an, daß Strontianit zur Paragenese des blauen Anhydrits gehört, d. h. eine fast letzte Bildung der primären Vererzung ist.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

β - Palygorskit, $(Mg, Al)_2 [OH/Si_4O_{10}]. 2 H_2O + 2 H_20$, monoklin

MEIXNER hat den Bleiberger Palygorskit als β-Palygorskit bestimmt (zitiert bei SCHROLL 1953). Es handelt sich nach MEIXNER (1957 b) um weiße, faserige Aggregate, die in den jüngsten Klüften und Haarrissen der dolomitischen Carditaschichten auftreten. Die Aggregate sind auch im Wettersteindolomit zu finden. Außer diesen syntektonisch bis posttektonisch entstandenen Typen liegen auch Beispiele vor, in denen Palygorskit als Interglanularfilz in hypidiomorph- bis idiomorphkörnigen Dolomitaggregaten sowie als Bindemasse von Zinkblende- und Bleiglanzbruchstücken auftritt. Auch in diesen Fällen kann es sich nur um syn- bis posttektonische Bildungen von Palygorskit handeln (Gruben Rudolfschacht und Stefanie).

In der privaten Sammlung von Herrn FORELLI existiert ein 15 cm langes Palygorskitaggregat.

Jordisit (röntgenamorphes MoS_2) und Molybdänglanz, MoS_2, hexagonal

Dieses Mineral tritt in Bleiberg-Kreuth in unbedeutender Menge auf und ist deshalb erst 1948 von H. HOLLER (1949) entdeckt worden, und zwar im Rudolfschacht am 5. Lauf Osten (Maschinkluftgang).

Meine aufgesammelten Proben stammen aus dem Thomasstollen, Grube Max. Das Mineral tritt hier in einer NW/SE-verlaufenden jungen Scherkluft auf. Weiters ist Molybdänglanz noch bekannt von der Jakobistollen-Fiederkluft (= Grube Max) und dem Schneidergraben-Schürfstollen Olga (SCHROLL 1953, KOSTELKA 1956 a). Bei SCHROLL ist noch ein Fundort Antonischacht, Cräliusvererzung, zitiert, wo Bleischweif und Jordisit vorkommen. Nach KOSTELKA kommt auch in der Josefischolle südlich des alten Antonierevieres in der Nähe des Pflockschachtlagers am 10. Lauf Molybdänsulfid vor.

Diese erwähnten Fundorte liegen größtenteils im Carditadolomit (Raibler Schichten), seltener im Wettersteinkalk bzw. in unteren norischen Sedimenten. Auffallend ist, daß selbst das im Wettersteinkalk auftretende Molybdänsulfid mittelbar oder unmittelbar an tektonisch eingeschleppten Cardita-Schieferton gebunden zu sein scheint. Das führte KOSTELKA (1956 a) zur Annahme, daß das Mo primär sedimentär in karnischen (und norischen?) Sedimenten auftrat und schließt sich somit der Auffassung von SCHROLL (1949 a, 1953) an. Dieser 1949 a, S. 7: „Das kolloidale Molybdänsulfid ist deshalb entweder als eine tiefthermale Bildung, die ihren Stoffbestand ebensogut dem Nebengestein entnommen haben könnte, oder noch eher als eine Art Zementationserscheinung aufzufassen."

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Nach den Rö-Aufnahmen von MEIXNER (1950 b) und SCHROLL (1953) ist ein amorphes Molybdänsulfid vorhanden, welches als Jordisit bezeichnet wird. MEIXNER (1950 b) hat bei Auflichtuntersuchungen eine schwache Anisotropie des Minerals erkannt. SCHROLL (1953) und später MEIXNER (1956) erwähnen, daß Übergänge von Jordisit zum Molybdänglanz möglich sind. SCHROLL stellt fest, daß Molybdänglanz infolge schwerer Löslichkeit zum Unterschied von Jordisit nicht leicht in Ilsemannit umgewandelt wird. Das mag zur Auffassung geführt haben, daß neben dem Jordisit auch Molybdänglanz vorliege.

In meinen polierten Anschliffen liegt ein extrem feinkörniges Mineralaggregat vor, das nur mit sehr starker Vergrößerung zu identifizieren ist. Bireflexion und Anisotropie bei + Nicols sind trotz einer Korngröße von nur 1 bis 2 μ oft zu erkennen, an manchen Stellen sehr eindeutig. Bemerkenswert ist aber, daß nur manche Stellen diese Eigenschaft zeigen, gegenüber anderen, die isotrop bleiben. Das festigt die Annahme von MEIXNER und SCHROLL, daß das Molybdänsulfid erst amorph ausgeschieden wurde und dann erst teilweise kristallin geworden ist und nunmehr als Molybdänglanz vorliegt.

Spektrochemische Untersuchungen (SCHROLL 1953) haben gezeigt, daß der Molybdänglanz einen As-Gehalt von 0,3 bis 1 % besitzt und dazu noch spurenweise Cr, Ti und Sr enthält.

Das Auftreten des Molybdänglanzes in jungen Klüften, die nach der Beobachtung HOLLER's ältere Klüfte mit Zinkblende verwerfen, führt zur Ansicht, daß der Molybdänglanz eine jüngere Bildung sei. Nach meinen Aufschlußbefunden tritt das Molybdänsulfid in Scherklüften syntektonisch auf, d. h. die Scherklüfte alpidischen Alters führen dieses Molybdänerz, welches in Einzelfällen nachkristallin an diesen Fugen durchbewegt wurde.

Faßt man die bisherigen Kenntnisse über das Molybdänsulfid zusammen, so scheint die Genese wie folgt zu sein: synsedimentäres Auftreten von Mo in den karnischen Tonsedimenten. Mobilisation des Mo und syntektonische Bildung von kolloidalem Molybdänsulfid (Jordisit) hauptsächlich in Scherklüften, teilweise Kristallisation zu Molybdänglanz. Die Verwitterungsprodukte Ilsemannit, Molybdänocker und der Wulfenit werden unter Oxydationsmineralen besprochen.

In meinem Probenmaterial liegen Anzeichen von Verdrängungen von Melnikovitpyrit durch Molybdänsulfid vor.

Gips, $CaSO_4 . 2 H_2O$, monoklin

Der Gips tritt in der Lagerstätte teils in feinkörnigen, teils in derben Aggregaten, teils in Form feinster Nadeln und größerer Kristalle auf. Ein Teil des Gipses entstand durch Umwandlung aus

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Anhydrit, wie aus der teilweisen Ummantelung größerer und kleinerer Anhydritkörner ersichtlich ist. Man findet auch junge Gipskristallbildungen in Hohlräumen innerhalb geschlossener Muschelschalen in Verbindung mit Anhydrit. In der Grube Antoni (Franz-Josef-Lauf, Sechserverhaugebiet) findet man im Wettersteinkalk bis $^3/_4$ m^3 große, regellos verteilte Gipsnester mit unregelmäßigem Umriß. Stellenweise treten zwischen Gips und Wettersteinkalk noch Calcitskalenoeder in der Größe von einigen Zentimetern auf, die zum Teil wandständig aufgewachsen, zum Teil aber innerhalb des Gipses zu finden sind. Die Untersuchung mit dem Mikroskop zeigt, daß Gips stellenweise den Calcit verdrängt. Das grobe, spätige Gipsgefüge ist vermutlich wenigstens teilweise durch Verdrängung des Calcits entstanden, denn an diesen Körnern ist die Richtung der rhomboedrischen Spaltbarkeit des ehemaligen Calcites noch andeutungsweise vorhanden. Eine analoge Umwandlung des Calcits zu Gips beschreibt auch MEIXNER (1957 a) aus der Eisenspatlagerstätte des Hüttenberger Erzberges. Nach SCHNEIDERHÖHN (zitiert bei MEIXNER 1957 a) ist eine Umwandlung von Kalk in Gips möglich, und zwar sollen die Kalke im tieferen Grundwasser durch saure Sulfatwässer in Gips umgewandelt werden.

Gipskristalle erreichen in Bleiberg i. a. eine Größe von einigen Millimetern. Nur in seltenen Fällen können sie bis einige Zentimeter, nach MEIXNER (1957 b) 4 bis 6 cm, groß werden. Im Museum Villach liegt sogar ein 12 cm großer Kristall. Die Kristalle sind meist tafelig nach b (010). Bei den kleineren gibt es zwei Trachttypen: dünntafelige und dicktafelige Kristalle.

Die dünntafeligen sind bei manchen Proben regellos aufgewachsen und zeigen die Flächen b (010), n (011) und M (120); die dicktafeligen bilden zum Teil kleine Büschel, sind gestreckt nach der Fläche n (011) und weisen sonst die gleichen Flächen wie die dünntafeligen Kristalle auf. Manchmal sind die Gipskristalle auf Eisenhydroxyd aufgewachsen und erscheinen durch diese Unterlage rot gefärbt. Sehr oft sind auch Schwalbenschwanz-Zwillinge zu sehen.

Auf den Schiefertonen treten sehr häufig zarte, leicht zerbrechliche, nadelige Kristalle auf, sowohl in feinen Rissen im Gestein als auch auf den künstlich geschaffenen Wänden, wie Ulmen und Firste. In diesem Fall handelt es sich sicher um rezente Bildungen.

MINERALE DER OXYDATIONSZONE

Bekannt für ihre reichlichen Oxydationsminerale sind die Gruben Stefanie und Franz Josef. Von hier stammen die schönen Wulfenite, Cerussite und andere Minerale.

Die Wasserführung ist hier intensiver als in den anderen Revieren und nimmt nach Osten, im Revier Franz Josef und weiter in

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Richtung Villacher Becken zu. Die Oxydationszone reicht bei Stefanie zum Teil tief unter das Niveau von Villach. Die primäre, rhythmische Anlagerung der Erze geht hier zum Teil verloren. Die Oxydationsminerale sind zusammen mit primären Mineralien in unregelmäßigen Hohlräumen vergesellschaftet, und zwar zum größten Teil mit Bleiglanz, Bleischweif und etwas Zinkblende. Diese Hohlräume entstanden durch Auslaugung der Erze und des Nebengesteins, wobei häufig auch s-parallele Hohlräume ausgewaschen sind. Manchmal sind sie auch ganz mit Schlamm gefüllt.

Die Mineralien der primären Paragenese in den s-diskordanten Gängen sind allgemein oxydiert. In diesen Gängen sind auch mechanische Einschwemmungen von gelblichrotem Schlamm zu sehen.

Der Bleiglanz oxydiert meistens zu Cerussit, Plumbo-Calcit und spurenweise auch zu Anglesit. Im Gegensatz zur Zinkblende ist der Bleiglanz anscheinend nie zur Gänze oxydiert. Es ist nämlich in den Cerussit-Aggregaten immer ein Bleiglanzkern vorhanden. Zahlreich sind die Fälle beginnender Umwandlung von Bleiglanz, in denen der Cerussit kleinen Rissen im Bleiglanz folgt.

Intensiver scheint die Zinkblende umgewandelt zu sein, denn man findet in den oxydierten Aggregaten selten kleine Reste. Aus Zinkblende entstehen Hemimorphit, Zinkspat mit seinem charakteristischen, nierenförmigen Gefüge, Hydrozynkit, der in Hohlräumen schichtige Überzüge bildet und Greenockit.

Aus Pyrit und Markasit entstehen die beiden Eisenhydroxyde Goethit und Lepidokrokit. In der Oxydationszone sind sie sehr häufig und bilden zusammen mit löcherigem Karbonat braune, braunrötliche und erdige Krusten und Klumpen. Oft besteht diese erdige Eisenhydroxydmasse aus einem Gemenge von Hydrozinkit, kleinen Resten von Bleiglanz, die auch oxydiert sind, Hemimorphit, Cerussit und Zinkspat. Wo kleine Lösungshohlräume vorhanden sind, sind diese mit einer Hydrozinkithaut oder -kruste ausgekleidet, und häufig noch mit anderen Oxydationsmineralen erfüllt; oft folgen auch noch Hemimorphite, Baryte, Cerussite und noch einmal junge Hemimorphite.

Das kalkig-dolomitische Nebengestein sieht in der Oxydationszone meist löcherig, feinkörnig, auch pulverig aus. Das gilt in seltenen Fällen auch für Barytaggregate. Seine kleinen Hohlräume sind dann mit Hemimorphiten erfüllt. Manchmal ist dieser Baryt mit Flußspat, kleinen Flecken von Bleiglanz und gelben Resten von Zinkblende, die zum Teil zu Greenokit umgewandelt ist, vermischt. In den anderen Gruben, Rudolf, Antoni und Max, kommen gleiche Oxydationsminerale wie in der Grube Stefanie vor; sie sind aber seltener und vor allem nicht auf so weite Flächen wie in der Grube Stefanie und Franz Josef verteilt.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Cerussit (Weißbleierz), $PbCO_3$, rhombisch

Dieses Bleikarbonat ist eines der häufigsten und interessantesten Minerale der Oxydationszone in Bleiberg-Kreuth. Sein Hochglanz fällt schon im beleuchteten Grubenaufschluß auf.

Der Bleiberger Cerussit tritt in gut ausgebildeten Kristallen auf, die tafelig nach b (010) (Tafel III, Fig. 4), aber auch prismatisch nach der a-Achse gestreckt entwickelt sind. Nur in seltenen Fällen sind auch pyramidale Kristalle durch Kombination der Flächen p (111) und i (021) ausgebildet (RAMDOHR 1967, Abb. 460 a, S. 556). Die allgemein charakteristische pseudohexagonale Verzwilligung nach m (110) trifft man auch bei den Bleiberger Cerussiten immer an.

Die Cerussitkristalle sind fast immer aufgewachsen auf einem dünnen, glasglänzenden Cerussitüberzug. Dieser Überzug umhüllt einen Bleiglanzkern und schützt ihn von weiterer Verwitterung. Der Bleiglanz schimmert durch die Cerussitaggregate schwarz durch, wodurch diese mit freiem Auge infolge der scheinbaren Schwarzfärbung oft nicht mehr vom Bleiglanz zu unterscheiden sind. Es gibt auch Stellen im Inneren des Bleiglanzes, wo dieser nierenförmig in Cerussit umgewandelt wird (Tafel I, Fig. 5, und Tafel IV, Fig. 5).

Die Cerussitkristalle sind meistens farblos, wasserklar, durchsichtig. Nicht selten wirken Cerussitkristalle durch Bleiglanzeinschlüsse verschiedener Größe makroskopisch fast undurchsichtig schwarz und sehen matt aus.

Die Größe der Kristalle schwankt von Zehntelmillimeter-Ausmaßen bis zu (nach eigenen Beobachtungen) fast zwei Zentimeter (Tafel III, Fig. 1, 2, 3). Am häufigsten sind etwa 2 bis 6 mm große Kristalle. KONTRUS (1948/49) erwähnt bis 2 cm große Cerussitkristalle vom 6. Lauf, Grube Stefanie, im Hangenden der „Wulfenitkluft".

Die verschiedene Tracht der Bleiberger Cerussite zeigt Tab. 4. Die Kristalle besitzen so gut ausgebildete Flächen, daß die mit dem zweikreisigen Goniometer und mit der Waldmann-Kugel gemessenen Winkelwerte von den theoretischen meistens nur bis zu einem Grad abweichen. Bei allen gemessenen prismatischen Kristallen sind die Flächen b (010), a (100), m (110), r (130), x (012), i (021), k (011) und p (111) vorhanden (Tafel IV, Fig. 2). Bei manchen Kristallen tritt zusätzlich noch die Fläche n (051) auf, die für Bleiberger Cerussite noch nicht bekannt war. Die Fläche μ (324) ist selten. Bei den dicktafeligen Kristallen treten die in der Tab. 4 erwähnten Flächen in zahlreichen Kombinationen auf.

Von der ganzen Serie ist die Fläche δ (173) interessant. Sie ist ebenfalls für die Bleiberger Cerussite neu. Diese tafeligen Kristalle sind jene, die pseudo-hexagonale Zwillinge nach (110) bilden. MEIXNER (1963) beschreibt einen Zwilling aus Bleiberg nach der r (130)-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tab.Nr. 4

C E R U S S I T

Tracht	Dana 1957	Gdt.1897,1886 Dana 1951
1.Dickprismatische nach der a-Achse gestreckte Kristalle	b(010) □ a(100) △ m(110) □-x r(130) □-x x(302) x y(102) □ x(012) x i(021) □-x k(011) □ p(111) □ s(121) △ w(211) △-• o(112) △ μ(324) x-•	Das selbe Achsenverhältnis wie bei DANA 1957
2.Dicktafelige nach b(010)	a(100) △ b(010) □ m(110) x r(130) x y(102) □ x(012) x k(011) x i(021) x z(041) x w(211) △-• p(111) □ o(112) △ s(121) △ σ(173) x-•	
3.Pyramidale Kristalle	p(111) □ i(021) □ b(010) x-• x(012) △-•	
4.Prismatische,nach der a-Achse,gestreckte Kristalle	b(010) x-• i(021) x x(012) x p(111) □	

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Fläche. Diese Verzwilligung ist aber sehr selten. Die Messungen der Kristallflächen erwiesen sich als lohnend. Obwohl schon andere Autoren eine Reihe von Cerussitflächen angeben, ergab sich beim Messen eine Reihe neuer Daten:

Die älteren Angaben stammen (zitiert bei GOLDSCHMIDT 1916) von MOHS-HAIDINGER (1839): Cerussitdrillinge mit den Flächen m (110), b (010), i (021), x (012) und p (111). Von ZEPHAROVICH (1878): Zwillinge mit den Flächen b (010), r (130), m (110), p (111), x (012). Neueste Angaben von MEIXNER (1967 a): Er beschreibt eine prismatische und eine tafelige Tracht von Cerussitkristallen und gibt neue Flächen für Bleiberger Cerussite an: a (100), y (102), k (011), o (112), g (113).

Meine Messungen haben noch folgende neue Flächen ergeben: π (302), s (121), w (211), μ (324), δ (173), l (201), e (101).

Die Fläche a (100) ist bei den Bleiberger Cerussiten klein bis mittelgroß ausgebildet. In seltenen Fällen kann sie die Größe der Fläche b (010) erreichen, wie Kristalle aus der Grube Stefanie, 11. Lauf, Konradigang, zeigen. Sie sind bis 7 mm groß, prismatisch nach der a-Achse entwickelt, mit der c-Achse mehr oder weniger normal zur Anwachsfläche aufgewachsen und sie weisen als trachtbeherrschende Flächen a (100), b (010), p (111) auf.

War der Cerussitnachweis nicht durch morphologische Kennzeichen möglich, so wurde der Brechungsindex n_y durch die Einbettungsmethode (Na-Licht und Schwefel-Selen-Schmelze) ermittelt bzw. das Mineral durch Rö-Aufnahmen bestimmt. Im Durchlicht und im Auflicht sieht man — ausgenommen bei aufgewachsenen Kristallen — fast immer das Eingreifen von Cerussit in Bleiglanz. Die Oxydation des Bleiglanzes (siehe Tafel IV, Fig. 4, 5) und seine Umwandlung in Weißbleierz erfolgt meistens entweder belteropor nach der Würfelfläche (100) des Bleiglanzes, also nach der Spaltbarkeit, oder auch belteropor nach den durch Translation verbogenen Spaltrissen. Außer diesen zwei Fällen greift das Bleikarbonat von den Korngrenzen ausgehend teils wolkig, teils mit Blumenkohlstrukturen in den Bleiglanz ein. Diese Art der Verdrängung erfolgt durch einen sehr feinkörnigen Cerussit (Tafel IV, Fig. 5).

Die Verdrängung erfolgte nach meinen Beobachtungen anscheinend nie vollständig. Es sind nämlich in den Cerussitkristallen und -aggregaten vielfach irgendwelche Bleiglanzrelikte enthalten, manchmal sind es sogar so viele, daß eine Mischung beider Minerale (PbS und $PbCO_3$) vorliegt, was als „Schwarzbleierz" bezeichnet wird.

Pseudomorphosen von Cerussit nach Bleiglanz sind mikroskopisch so wie auch makroskopisch oft zu beobachten (Tafel III, Fig. 6). Bei diesen makroskopisch sichtbaren Pseudomorphosen handelt es sich bei den Bleiglanzoktaedern in Wirklichkeit um ein Gemisch von

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Bleiglanz, derber Cerussitmasse und kleinen Cerussitkristallen. Das Bleikarbonat greift also in die Bleiglanzkristalle ein, wobei die Form der Bleiglanzkristalle erhalten bleibt. Der Cerussit kommt immer mit anderen Oxydationsmineralen vergesellschaftet vor. Die früheren Beobachtungen über die Paragenese des Cerussites stammen von BRUNLECHNER (1899): „In den meisten Fällen findet man das Weißbleierz parasitisch auf angeätztem oder zerfressenem Bleiglanz in Überzügen und Drusen (S. 94), C. Kr. sitzen zuweilen auf Kieselzinkerz, auf Hydrozinkit, Galmei, selten auf Baryt" (S. 73). Von mir ist nur bei einer Probe (Museum Villach) Cerussit auf Baryt beobachtet worden.

MEIXNER (1967 a, S. 97): „Der Bleiglanz ist auf der Kluft von einem weißen, bis 2 mm dicken, schaligen Hydrozinkit-Belag bedeckt. Darauf sitzen mit oft senkrecht dazu herausstehender Tafelfläche (1 bis 2 mm) hellgelbe, dünne quadratische Wulfenitkristalle und kleine Cerussitkristalle. Cerussit I (tafelige Kristalle, die zu Drillingen aggregiert sind). Über der Hauptmasse des Hydrozinkites und stellenweise auch über Wulfenit und Cerussit I kommt dann eine Kruste kleiner Hemimorphite und erst auf diesen befinden sich recht vereinzelt die vorhin beschriebenen Kristalle von Cerussit."

Die von mir untersuchten Proben lassen auf folgende Sukzession schließen: Meistens sind Wulfenitkristalle auf Cerussiten aufgewachsen. Zwischen diesen beiden Mineralien liegt oft eine Limonit-Haut. In manchen Fällen sind Cerussitkristalle mit Hemimorphitkristallen zusammengewachsen; über diesen beiden Kristallen folgen dann manchmal Wulfenite. Die Flächen des Wulfenites sind mit kleinen, wasserklaren Hemimorphitkristallen als jüngere Bildung der ganzen Paragenese besiedelt. Das soll aber nicht heißen, daß der Hemimorphit unter den Oxydationsmineralen die absolut jüngste Bildung darstellt.

Bei anderen Proben herrscht folgende Paragenese: eine derbe, glasglänzende Cerussit-Kruste sitzt auf derbem Bleiglanz. Nach der Bildung dieses Weißbleierzes erfolgte eine Bildung von meist wasserklaren, stark glänzenden Cerussitkristallen. Diese Kristalle zeigen alle bis jetzt beschriebenen Trachten in verschiedenen Kombinationen und in verschiedenen Größen. Die Cerussitkristalle sind auch stellenweise von einer Eisenhydroxyd-Haut, die ebenfalls chemisch angelagert ist, bedeckt. Zuletzt folgt eine Hemimorphitkristall-Kruste, die stellenweise mit gelben Wulfenitkristallen bewachsen ist. Diese Kruste kann aber auch frei von Wulfenitkristallen sein. Meist sind die zuerst ausgeschiedenen Cerussite mit Bleiglanzresten verunreinigt und wirken deshalb schwarz und matt. Mit fortschreitendem wandständigem Wachstum werden die Kristalle frei von Bleiglanzeinschlüssen und wasserklar. An fast allen Handstücken wachsen die Cerussitkristalle nicht unmittelbar auf Bleiglanz auf, sondern es ist

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

auf dem Bleiglanz zunächst ein derber, glasglänzender $PbCO_3$-Überzug gebildet worden und dann erst erfolgte das Wachstum von Cerussitkristallen. Der ganze Prozeß kann so erklärt werden: durch die Oxydation des Bleiglanzes ist am Bleiglanz zunächst eine Bleikarbonathaut bzw. -kruste entstanden. Später sind auf dieser Haut die Cerussitkristalle aus gesättigten Oxydationswässern ausgeschieden worden. BETECHTIN (1957, S. 178) erklärt diese Erscheinung so: „Bei der Oxydation, die im Prozeß der Verwitterung der Lagerstätten erfolgt, bedeckt sich Bleiglanz mit einer Kruste von Anglesit ($PbSO_4$), die von der Oberfläche her in Weißbleierz ($PbCO_3$) übergeht. Diese schwerlöslichen Verbindungen bilden gleichsam einen Überzug um die zentralen, von der Zerstörung noch nicht berührten Teile des Bleiglanzes und verhindern den Zutritt oxydierter Agenzien." Relikte Anglesitüberzüge eines eventuellen Zwischenstadiums der Umwandlung konnten in meinen Proben allerdings nirgends beobachtet werden.

Zum Schluß möchte ich noch eine besondere Tracht des Cerussites erwähnen, die in der Tab. 4 nicht beschrieben ist, da diese nur an einem Kristall des Bleiberger Arbeitsmaterials beobachtet werden konnte. Der Kristall ist tafelig nach b (010), aber linsenförmig ausgebildet (Tafel IV, Fig. 6). Die Flächen b (010), m (110), p (111) und i (021) sind alle mehr oder weniger gleich groß und somit trachtbeherrschend. Dieser besondere Kristall kommt mit anderen pseudohexagonalen Drillingen und tafeligen Cerussitkristallen vor. Untergeordnet tritt noch die Fläche k (011) und nur spurenhaft die Fläche c (001) auf.

Plumbo-Calcit

Nach Literaturangaben (BRUNLECHNER, 1899, und SCHROLL, 1953) sind für Plumbo-Calcit die blumenartige Struktur und die seidenartig schimmernden sattelförmigen Rhomboeder charakteristisch. Derartige Kristalle sind oft in der Lagerstätte zu sehen. SCHROLL erwähnt solche aus der Grube Stefanie, 6. Lauf. Bekannt sind sie außerdem noch aus dem 11. Lauf, Johanni-Nord, wo sie auf Bleiglanz ausgebildet sind. Es ist aber bemerkenswert, daß solche seidenglänzende Krusten sich bei der Rö-Diffraktionsaufnahme nicht als Plumbo-Calcit erweisen, sondern ein normales Diagramm für Calcit geben. Der Plumbo-Calcit soll aber im Rö-Diagramm zwei getrennte Phasen angeben, eine für Calcit und eine zweite für Cerussit.

Auch die Immersionsmethode gibt in den meisten Fällen einen $n\omega$-Wert gleich dem des Calcites, nur in seltenen Fällen treten $n\omega$-Werte von 1,668 auf. Das entspricht dem Wert des Plumbo-Calcites nach WINCHELL (1962). SIEGL (1938) betont, daß es Plumbo-Calcite gibt, bei welchen kein Cerussit-Röntgendiagramm zu erwar-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

ten ist. Das kommt dann vor, wenn die Cerussitpartien innerhalb von Calcit klein sind, also nur sehr geringe Cerussitanteile im Calciumkarbonat vorliegen. Nach diesen Überlegungen möchte ich annehmen, daß die seidenglänzenden Krusten, die aus engverwachsenen Rhomboedern bestehen, zum Teil wirklich Plumbo-Calcit sind. Dies ist kontrolliert durch die Immersionsmethode. Die in Bleiberg vorkommenden „Plumbo-Calcite" weisen also verschiedene Cerussitmengen auf. Es sind sowohl solche vorhanden, bei denen der Calcit unbedeutende Cerussitanteile enthält (und deshalb im Rö-Diagramm die Linien für Cerussit nicht aufscheinen) als auch solche, bei denen der Cerussit ein eindeutiges Diagramm abgibt.

Es wurde auch versucht, nach der von SIEGL (1938) beschriebenen Färbemethode, nämlich mit Kaliumbichromatlösung (Cerussit-Anteile färben sich gelb) die Bleiberger Plumbo-Calcite zu bestimmen.

Zusammenfassend können mit Hilfe der Färbemethode, der Einbettungsmethode und der Röntgenkontrolle folgende drei Plumbo-Calcit-Typen unterschieden werden:

1. Wenig bleihältige Plumbo-Calcite: Es sind die seidenglänzenden, engverwachsenen Rhomboeder, die eine dachziegelförmige Oberfläche aufweisen (Tafel III, Fig. 5). Bei den gefärbten Dünnschliffen ist der Cerussit nur am Rand der Calcitrhomboeder verteilt, wie Tafel IV, Fig. 7, zeigt. Die Rö-Diffraktionsdiagramme liefern nur ein Calcitdiagramm. Die Immersionsmethode zeigte, daß die Plumbo-Calcit-Körner in der Minderheit gegenüber den Calcitkörnern sind.

2. Plumbo-Calcit-Krusten, Sinterüberzüge (Tafel IV, Fig. 9, und Tafel V, Fig. 1, 2) und auch stalaktitische Bildungen: Im Rö-Diagramm ist Cerussit und Calcit verzeichnet. In Dünnschliffen wechselt bleihältiger Calcit mit reinem Calcit zonar ab. Bei sehr vielen Körnern ist nur der Kern bleireich, doch gibt es auch Kristalle, die zum größten Teil bleireich sind. Dies wurde durch Anfärbung der Dünnschliffe festgestellt.

3. Der dritte Typ, weiße Rhomboeder (Tafel V, Fig. 3): Die Kristalle sind schön ausgebildet und erreichen eine Kantenlänge von 8 mm. Diese Plumbo-Calcite sind auf Hemimorphitkristalle oder zum Teil auf Kanonenspäten aufgewachsen. Bleiglanzoktaeder sind als primäres Erz vorhanden. Diese Kristalle bestehen zur Gänze aus Plumbo-Calcit.

Bei den zwei ersten Typen kann im selben Stück der Bleigehalt bei den einzelnen Kristallen verschieden verteilt sein. So gibt es z. B. Kristalle, bei denen der Rand nach der Färbung intensiver gelb erscheint als bei anderen oder Kristalle, bei welchen der Kern bleifrei ist, im Gegensatz zu solchen mit einem cerussitreichen Kern.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Eine andere bemerkenswerte und interessante Beobachtung, die man nur in gefärbten Dünnschliffen machen kann, ist folgende: Nicht nur rhomboedrische Kristalle können einen bleireichen Rand besitzen, sondern auch andere jüngere „Hutcalcite" (SCHROLL 1953) z. B. des Typs Rüdersdorf enthalten submikroskopisch im Gitter Cerussit, manchmal auch zonal wechselnd (Tafel VIII, Fig. 1).

SIEGL (1938) gibt für Bleiberger Plumbo-Calcite eine mittlere Dichte von 2,92 und einen Cerussitgehalt von 14,13 % an. Nach SIEGL stellt der Plumbo-Calcit einen anomalen Mischkristall dar, und zwar durch Einschluß von orientierten Cerussitpartikelchen im Calcit. Ihre Orientierung im Calcit ist nicht leicht zu bestimmen, er nimmt aber zwei Möglichkeiten an: 1. (0001) des Calcites mit (001) des Cerussites, 2. ($10\bar{1}1$) des Calcites mit (032) des Cerussites.

Anglesit, $PbSO_4$, rhombisch

Das Bleisulfat Anglesit (Tafel IV, Fig. 8) tritt im Gegensatz zum Bleikarbonat Cerussit in der Oxydationszone der Lagerstätte selten auf. Es ist nur zumeist in mikroskopischen Mengen festgestellt worden. In Dünnschliffen und polierten Anschliffen ist vorwiegend Cerussit zu sehen und nur in seltenen Fällen enthält dieser kleine Körner und Reste von Anglesit. Auch am Rand von Cerussit ist Anglesit zu finden in Form weniger kleiner Körner.

Die kleine Menge des Bleisulfates macht zwei Entstehungsmöglichkeiten wahrscheinlich: erstens kann der Bleiglanz direkt zu Bleikarbonat oxydiert worden sein oder zweitens, er könnte zu Bleisulfat umgewandelt worden sein, das dann in Cerussit übergegangen ist. Makroskopisch sichtbarer Anglesit ist nur in einem Fall bekannt geworden: es ist ein Stück (Nr. 2015) aus dem Villacher Museum mit Anglesitkriställchen. Bei vielen anderen Stücken des Museums hatte man oft Cerussit für Anglesit gehalten. Die Anglesitkristalle sind blaugrau gefärbt, haben nadelige Gestalt und zeigen die Flächen: c (001), d (101), o (011). Die Indizierung der Flächen ist nach dem neuen röntgenologischen Achsenverhältnis gegeben. Eine Kontrolle der Lichtbrechung wurde mit Hilfe der Einbettungsmethode durchgeführt.

Nach BRUNLECHNER (1899) soll der Anglesit in Bleiberg „in glänzenden Kr., einzeln oder in kleinen Gruppen auf Bleiglanz" auftreten. Er schreibt noch weiter, „manche Kr. von A. schließen Bleiglanz ein, wodurch sie bleigrau gefärbt erscheinen; gewöhnlich finden sich A. Kr. in kleinen Drusen des Bleiglanzes ohne sonstige Begleiter" (S. 72/73). Bei GOLDSCHMIDT (1916) ist auf der Tafel 39 und Figur 69 ein Kristall aus Bleiberg abgebildet. Der Kristall ist flächenreich bipyramidal gebildet und zeigt nach LANG (1859) die Flächen:

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

alte Achsenverhältnisse	neue röntgenographische Achsenverhältnisse
m (110)	m (210)
c (001)	c (001)
a (010)	a (100)
b (100)	b (101)
n (120)	n (110)
d (102)	d (101)
l (104)	l (102)
o (011)	o (011)
φ (012)	φ (012)
y (122)	y (111)
p (324)	p (312)
z (111)	z (211)
r (112)	r (212)
α (018)	α (018)

Baryto-Anglesit

Analog zum Plumbo-Calcit, der einen Mischkristall oder besser ein submikroskopisches Gemenge von Calcit und Cerussit darstellt, ist der „Baryto-Anglesit" eine submikroskopische Kristallmischung von Baryt und Anglesit.

Die Probe stammt aus der Grube Stefanie, die Kristalle sind tafelig nach c (001), gestreckt nach der a-Achse und fettglänzend.

Mit Hilfe der Immersionsmethode konnten an der Probe bestimmt werden: erstens Baryt, zweitens reiner Anglesit und drittens Körner mit nγ 1.840—1.842, optisch positiv, v>r, niedere Doppelbrechung. Nach WINCHELL (1962) entsprechen diese Daten einem Mischkristall zwischen Baryt und Anglesit. Dem Brechungsindex nach besitzt dieser Kristall einen Anglesit-Gehalt von 83 % und Baryt-Gehalt von 17 %.

Nach Messungen des optischen Achsenwinkels mit dem Universaldrehtisch (und nach einer Winkelkorrektur, da nγ des Minerals viel höher als n des Segmentes liegt), ergeben sich drei Werte; sie stimmen mit den drei Ergebnissen der Immersionsmethode überein: 1. $2V = 36^0—40^0$ (das entspricht Baryt); 2. $2V = 72^0—74^0$ (entspricht Anglesit); 3. $2V = 54^0—58^0$ (Achsenwinkel eines „Mischkristalls").

Das Rö-Difraktionsdiagramm zeigt, daß zwei getrennte Phasen vorhanden sind: nämlich Baryt und Anglesit. Die beiden Phasen werden so getrennt aufgezeichnet wie bei Plumbo-Calcit die Phasen Calcit und Cerussit. Nach dem Röntgenbefund scheint also kein richtiger Mischkristall, sondern eine orientierte, submikroskopische Verwachsung zwischen den beiden Sulfaten vorzuliegen.

Dieser „Baryto-Anglesit" von Bleiberg ist demnach nicht unmittelbar vergleichbar mit dem von RAMDOHR (1945/46) von der Grube Christian Levi bei Essen-Borbeck angegebenen echten Baryto-Anglesit-Mischkristallen.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

W u l f e n i t = Gelbbleierz, $PbMoO_4$, tetragonal

Über das Gelbbleierz liegt sehr viel Literatur vor, da das Mineral weit bekannt ist und in Bleiberg (und übrigens auch in Mieß = Mežica, Jugoslawien) in schönen Kristallen auftritt. So hat Fr. X. WULFEN schon um 1785 eine Monographie über dieses Mineral verfaßt. Ihm zur Ehre wurde das Mineral Wulfenit benannt. Man muß staunen, wie präzis dieser große Naturforscher über den Wulfenit gearbeitet hat. Man sieht schon bei flüchtiger Betrachtung der wertvollen Bilder, die mit der Hand gemalt sind, die Formen und Farben des Bleiberger Wulfenites. So weiß man seit 1785, daß die Bleiberger Wulfenite meist tafelig kristallisieren, seltener auch prismatisch und spitzpyramidal, und daß ein Trachtwechsel immer vorherrscht in Analogie zur Entwicklung der verschiedenen Flächen. Die Farbe kann sich von zartem Zitronengelb bis Orangenbraun ändern. Zwischen diesen Extremen liegen alle Farbnuancen, zart orange, honiggelb, orangegelb, grünlichgelb bis orangerot usw. Über eine andere, seltene Farbe werde ich später berichten.

In der Tab. Nr. 5 sind die charakteristischen Typen des Wulfenites zusammengefaßt. Man kann aber nicht sagen, daß die Wulfenite auf diese Formen beschränkt sind. Es wird hier die Indizierung nach dem röntgenographischen Achsenverhältnis und nicht die alte Flächenindizierung verwendet. Beim röntgenographischen Achsenverhältnis sind die Flächen bei Wulfenitkristallen gegenüber der früheren Aufstellung um 45^0 gedreht.

Der Wulfenit kristallisiert hauptsächlich in Tafeln, parallel zur Fläche c (001). Nicht selten, wie man früher angenommen hat, sind auch pyramidale Kristalle vertreten. Die Form der Wulfenite wechselt jedesmal mit der Größe der verschiedenen Flächen und mit ihrer Ausbildungsweise. So gibt es alle Übergänge von dünntafeligen bis zu den dicktafeligen und schließlich bis zu den pyramidalen Kristallen. In ein und demselben Handstück können verschiedene Trachten ausgebildet sein.

Der Typ 2 der Tabelle entspricht dem Typ I a von SCHROLL (1953), der Typ 3 dem Typ I b von SCHROLL oder dem „Kristall 10" bei BACH (1926).

An den Kristallen von Typ 3 kann man drei Untertypen unterscheiden: 3 a: als einfachster Typ, bei dem die Fläche c (001) groß und die Fläche u (114) etwas kleiner entwickelt ist. 3 b: Diese Kristalle zeigen wiederum die Flächen c (001) und u (114) als trachtbeherrschende Flächen; untergeordnet sind die Flächen s (013), n (011) und e (112) ausgebildet. 3 c: Bei dieser Tracht ist die Endfläche c (001) sehr groß entwickelt, dazu treten als Hauptflächen noch die Pyramidenfläche u (114) und die Prismenfläche s (013) auf. Allgemein

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tab.Nr. 5

W U L F E N I T

Tracht	Dana 1957	Gdt., Dana 1892
1. Dünn- bis dicktafelig	c(001) □ (010) □ n(011) × s(013) ×	c(001) m(110) p(111) b(113)
2. Tafelige Kristalle	c(001) □ n(011) × (010) ▵-•	c(001) p(111) m(110)
3. Dünn- bis dicktafelige Kristalle	c(001) □ u(114) □ s(013) ×-□ n(011) × e(112) × Φ(3.4.75) ×-• z(115) ×-• ɣ(113) ×-•	c(001) o(012) b(113) p(111) e(011) φ(7.1.75) z(025) η(023)
Untertypen		
3a:	c(001) □ u(114) □	
3b:	c(001) □ u(114) □ e(112) × s(013) ▵ n(011) ▵	
3c:	c(001) □ u(114) □ e(112) × s(013) □ n(011) ×	

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tracht	Dana 1957	Gdt., Dana 1892
4. Tafelige Kristalle	c(001) □ e(112) □ n(011) x s(013) x ψ(1.1.32) x-•	c(001) e(011) p(111) b(113) ψ(0.1.16)
5. Tafelige Kristalle	c(001) □ s(013) □ n(011) x e(112) x u(114) x χ(1.1.24) •	c(001) b(113) p(111) e(011) o(012) χ(1.0.12)
6. Sehr dünntafelige Kristalle	c(001) □ χ(1.1.24) □ t(116) x-• e(112) x n(011) x	c(001) χ(0.1.12) τ(013) e(011) p(111)
7. Dicktafelige Kristalle	c(001) □ s(013) □-x n(011) x k(130) □ (010) x f(150) •	c(001) b(113) p(111) q(210) m(110) β(230)
8. Steilpyramidale Kristalle	c(001) x n(011) □ (010) x	c(001) p(111) m(110)
9. Flachpyramidale Kristalle	u(114) □ s(013) □ e(112) x n(011) x (010) Δ-• (110) Δ-•	o(012) b(113) e(011) p(111) m(110) b(010)

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

gilt für diese drei Untertypen, daß trotz verschiedener hinzukommender oder fehlender Flächen die tafelige Grundform immer erhalten bleibt. Die Fläche φ (3.4.75), die untergeordnet bei manchen Kristallen des Typus 3 festzustellen war, kann man nicht gut messen, da sie der c-Achse sehr nahe liegt und kein klares, von der Fläche c (001) getrenntes Signal gibt; deshalb ist es nicht klar, wie auch BACH (1926) feststellt, ob sie als Fläche auftritt oder nur eine Vizinalfläche der Basis ist.

Von Tracht 4 ist die Fläche ψ (1.1.32) interessant. Sie tritt als eine sehr schmale Fläche auf, gibt deutliche Signale und wurde mit einer Genauigkeit von 5' gemessen. Bei diesen Kristallen dominiert statt der bei Typ 3 trachtbeherrschenden Fläche u (114) die Pyramidenfläche e (112) zusammen mit der Fläche c (001). Der Unterschied zwischen den Trachttypen 3, 4 und 5 liegt darin, daß die hieher gehörigen Kristalle schneller nach der Pyramidenfläche und langsamer nach der Prismenfläche gewachsen sind.

Deshalb ist bei den Kristallen des Typus 5 die Fläche s (013) mit der Fläche c (001) trachtbeherrschend und die Fläche u (114) nur sehr klein ausgebildet oder fehlt überhaupt.

Von allen Typen, die in der Tabelle verzeichnet sind, ist besonders der Typ 6 zu beachten. An diesen Kristallen treten die Flächen c (001) und χ (1.1.24) als Hauptflächen auf (Tafel VI, Fig. 2). Untergeordnete Flächen sind: t (116), e (112) und n (011). Die Fläche χ (1.1.24) ist mit einer Genauigkeit von 7' gemessen worden. Es handelt sich dabei um eine flache Pyramide rund um die c-Fläche. Die Signale dieser beiden Flächen sind klar voneinander unterscheidbar ohne Lichtzüge von der Fläche c (001) zur Fläche χ (1.1.24). Die Fläche χ (1.1.24) ist also in Bleiberger Wulfeniten als „Fläche" vorhanden, sogar auch als Hauptfläche und nicht immer als Vizinalfläche, wie bis jetzt vermutet wurde (SCHROLL, 1949 b, BACH, 1926). Bei meinen Proben sind diese Kristalle bis zu 2 cm groß, sehr dünntafelig mit zartgelber Farbe und durchsichtig.

Charakteristisch für Wulfite ist der Trachtwechsel, und zwar sowohl bei tafeligen als auch bei pyramidalen Kristallen. Wenn beim Typ 8 die Flächen (110) und n (011) groß werden, entstehen tonnenförmige Kristalle, was auch SCHROLL (1953) beschreibt. Wird die Fläche c (001) zur Gänze aufgelöst, so entstehen spitzpyramidale Kristalle und in Abhängigkeit von (010) obeliskenförmige (KONTRUS 1948/49).

Bemerkenswert ist, daß die Fläche c (001) sehr oft durch Vizinalflächen ersetzt ist, so z. B. durch vier sehr flache Pyramidenflächen mit $\varrho \sim 2^0$; ihre Indizierung ist wegen ungenauer Messung schwierig. Die Ursache dieser Ungenauigkeit ist darin zu suchen, daß diese Flächen nur Lichtzüge und keine klaren Signale angeben.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Diese Vizinalflächen sind nicht Pyramiden der hauptpyramidalen Zone, sondern etwas verdreht. BACH (1926, Tafel XXVII, Fg. 6) beschrieb dies bei einem Kristall aus Bleiberg: „An Stelle der Basis tritt eine flache Pyramide mit gleichmäßig stufenartigem Abfall nach allen Seiten. Sie ist durch eine kleine Basisfläche abgestumpft und um 8° gegen die Kante [cp] gedreht, so daß in den Ecken kleine dreieckige Fläche mit starkem Glanz entstehen."

Der Wulfenit ist manchmal in bezug auf Flächen, Farbe und Glanz hemimorph ausgebildet. So sind manche Kristalle in der oberen Hälfte dicker als in der unteren, oder im unteren Teil treten andere Flächen auf als im oberen. Nicht selten ist der Fall, daß Flächen mit gleichen Indizes in verschiedener Größe in ein und demselben Kristall enthalten sind. Es kommen auch Kristalle vor, bei denen die eine Endfläche und die dazugehörigen Flächen stark glänzend ausgebildet sind, die analogen negativen Flächen dagegen trüb und matt sind. Es kann auch sein, daß die Kristalle auf einer Seite intensiv orange gefärbt sind, auf der anderen Seite orangegelb.

Über das Alter der Wulfenite ist man sich nicht sicher. Nach SCHROLL (1949 b) und auch nach meiner Meinung ist die Bildung des Gelbbleierzes zu allen Zeiten der Oxydation der primären Erze erfolgt. SCHROLL (1949 a) bezieht das Molybdän durch Mobilisation aus den Sedimentgesteinen während der Zeit der Oxydation. Seine Untersuchungen über Spurenelemente haben gezeigt, daß alle untersuchten Sedimentgesteine der Lagerstätte einen Mo-Gehalt aufweisen.

Es ist anzunehmen, daß es relativ alte Wulfenite gibt, aber auch jüngere und sogar rezente. Junge Wulfenitkristalle erwähnt DITTLER (1914, zitiert bei SCHROLL, 1949 b) von der Halde des Christoffistollens und des Franz-Josef-Stollens. Von der Grube Stefanie, 11. Lauf, Konradigang, kennt man Proben, bei welchen auf orangerotem Kluftletten Wulfenitkristalle aufsitzen. Interessant erscheint in diesem Zusammenhang auch die Kristallisation von Wulfenitkristallen auf Grubenhölzern Nassereith-Dirstentritt, Tirol (SCHROLL 1949 b).

BACH beschreibt eine Verwachsung von pyramidalen Kristallen mit der Fläche c (001). Aber diese Verwachsung der pyramidalen Kristalle ist nicht die einzige, die bekannt wurde. Ich beobachtete einen Cerussitkristall, dem ein federartiger Wulfenit aufgewachsen ist. Unter dem Mikroskop sieht man, daß dieser Kristall aus drei bipyramidalen Kristallen besteht, die mit den Flächen a (010) verwachsen sind und dazu noch die Flächen (011) aufweisen. Die Kristalle haben keine Endfläche, die Spitze besteht aus vier kleineren Pyramiden. Sie sind 3 mm groß, orange gefärbt und stammen vom 3. Lauf, Grube Franz Josef.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Derartige Kristalle, bei denen die Endflächen in sehr viele kleine Pyramiden aufgelöst sind, sind besonders aus dem Bergbau Mieß (Mežica) bekannt (BACH 1926).

Die pyramidalen Kristalle sind durch Einlagerung von Bleiglanz orange oder grau-schwarz gefärbt oder sind mit einem schwarzen Überzug bedeckt. Seltener sind sie auch weiß bis farblos. BRUNLECHNER (1899) gibt für solche farblose Kristalle einen Calciumoxyd-Gehalt von 1,07—1,24 % an. Seine analytischen Untersuchungen ergaben neben Ca noch Cu, Fe und Al.

Nach SCHROLL enthalten die farblosen Kristalle zum Unterschied von den gefärbten Wulfeniten kein Cr und kein V. Pyramiden, wie sie BACH unter „Kristall 15" beschreibt, habe ich nur mit dem Mikroskop feststellen können. SCHROLL (1949 b) erwähnt solche Kristalle aus Nassereith-Dirstentritt. Sie bestehen aus den Flächen c (001) und n (011), wobei die Flächen c (001) ungleich, nämlich an einem Ende kleiner als auf dem anderen Ende entwickelt sind. Durch parallele Verwachsungen solcher Kristalle, die von unten nach oben zu kleiner werden, entstehen größere Pyramiden (BACH, Taf. XXVIII, Fig. 2).

Eine derartige von mir beobachtete Pyramide ist aus sieben einzelnen Kristallen aufgebaut. Sehr oft sind die unteren Kristalle gelb, an der Spitze des Aggregates werden sie farblos. Häufig besitzen sie auch keine Endfläche, so daß der Kristall spießig erscheint. Viele pyramidale Kristalle sind regellos miteinander verwachsen und bilden auf diese Weise kleine Kristallstöcke.

Neu über die Bleiberger Wulfenite (in der Literatur nicht bekannt) ist, daß auch tafelige Kristalle weiß gefärbt oder auch farblos wasserklar auftreten. Eine derartige Probe habe ich freundlicherweise von Herrn Berginspektor Dipl.-Ing. H. RAINER erhalten. Die Rö-Diffraktionsdiagramme zeigen, daß ein Wulfenit vermischt mit Cerussit vorliegt. Die Kristalle sind tafelig, diamantglänzend und sitzen auf Kanonenspäten, die mit einer Eisenhydroxyd-Haut überzogen sind. In ein und derselben Probe zeigen diese Wulfenitkristalle vier Generationen.

Die 1. Generation dieser weißen Kristalle ist tafelig und mit der Fläche c (001) auf Kanonenspäten bzw. auf FeOOH-Halbkugeln gewachsen. Sie selbst sind teilweise auch auf der Fläche c (001) mit einer Eisenhydroxyd-Haut überzogen. Die 2. Generation besteht aus ebenso weißen Wulfeniten, welche die ersteren Kristalle gleich orientiert umwachsen.

Auf der c-Fläche der Kristalle der 1. Generation sitzt eine weiße Wulfenitpyramide, die 3. Generation, mit der c-Achse gleichorientiert wie die c-Achsen der beiden anderen Kristallgenerationen. Bei dem pyramidalen Kristall ist die Endfläche (001) klein entwickelt.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Der vierte Kristall ist schließlich auf der Fläche der Pyramide aufgewachsen mit der gleichen Orientierung wie alle übrigen Kristalle. Die Flächen (001) sind durch Vizinalflächen ersetzt und die Kristalle sehen skelettartig aus. Andere Kristalle sind mit den c-Flächen miteinander verwachsen und bilden so einen größeren und dickeren Kristall, was auch bei den farbigen Kristallen zu beobachten ist.

KONTRUS (1948/49) beschreibt in ein und demselben Handstück auch vier Wulfenitgenerationen: I. tonnenförmige Kristalle mit den Flächen m (110), p (111) und kleinere c (001); (Indizes nach dem alten Achsenverhältnis). II. Generation: tafelige Kristalle; III. Kristalle mit pyramidaler bis Obeliskenform; IV. Kristalle mit m (110), b (010), und c (001).

Orientiertes Wachstum von Wulfeniten ist schon seit WULFEN bekannt und später auch von KONTRUS beschrieben worden: Die jüngeren tafeligen Kristalle wachsen um die älteren, ebenfalls tafeligen Kristalle, um 45° gedreht weiter. Die älteren Kristalle bestehen aus den Flächen (001) und (114). Die später entstandenen Kristalle zeigen jetzt nur die Flächen n (011), selten die Fläche a (010), die außerdem sehr schmal ausgebildet ist. Durch die Änderung der Flächen entsteht die Drehung des Kristalls um 45°, denn wie bekannt ist, besitzt die Fläche (114) einen φ-Wert von 45°. Andererseits kann das Wachstum auch gleichorientiert erfolgen, wie es bei vielen Proben feststellbar war.

Das Gelbbleierz ist in bezug auf die Farbverteilung häufig zonar gebaut. Es gibt Kristalle, die im Inneren heller gefärbt sind als am Rand, aber auch solche, die im Inneren gelb gefärbt sind und am Rand farblos und glasglänzend sind. Dies ist auch in der WULFEN-Monographie in Fig. 6 und 20 zu sehen.

BRUNLECHNER (S. 73) schreibt über die Paragenese des Bleimolybdats, daß es „auf zersetztem Bleiglanz, in Hohlräumen, ... auch direkt auf mit zinkockerigem Anflug überzogenem Kalkstein, auf Calcit, auf Dolomit, Galmei oder Kieselzinkerz sitzt. Über Wulfenitkristallen sitzen zuweilen zarte Kristalle von Kieselzinkerz." HEGEMANN (1949) gibt an, daß Wulfenit auch auf Kalk, Bleiglanz, Cerussit, Eisenhydroxyd oder Molybdänocker vorkomme.

Meistens sind die Wulfenite auf ausgebleichtem Wettersteinkalk regellos gewachsen. Solche Kristalle sind sehr bekannt aus der Grube Stefanie, wo sie große, unregelmäßige Hohlräume, z. B. ausgewaschene Spalten und Kracken rasenartig erfüllen. Die Paragenese des Wulfenites als Oxydationsmineral ist zur Genüge bekannt.

Einzelne Kristalle sind neben Cerussitkristallen auf Bleiglanz gewachsen oder Wulfenitkristalle sind zum Teil auf Cerussitkristallen

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

aufgewachsen. Der Wulfenit scheint manchmal gleichzeitig mit dem Weißbleierz entstanden zu sein. In manchen Fällen wurde Cerussit früher gebildet. Cerussitkristalle, gewachsen auf Wulfenitflächen, kommen in keiner Probe vor. Oft ist Wulfenit mit Hemimorphit verwachsen und sitzt regellos auf Hemimorphitkristallen. Zarte Hemimorphkristalle besetzen die Wulfenitflächen manchmal nach vorgehender Ausfüllung von Eisenhydroxyd. Diese Hemimorphite sowie auch die zarten Kriställchen, die auf dem Hydrozinkitüberzug sitzen, stellen offenbar die jüngsten Hemimorphitbildungen dar, und überhaupt gehören sie den jüngeren Oxydationsmineralen an.

Nicht selten ist das Gelbbleierz auf den jüngeren Calcitkristallen, nämlich auf den Hutcalciten vom Typ Rüdersdorf aufgewachsen (Gruben Stefanie und Franz Josef). Zwischen den Wulfeniten und den Calcitkristallen, zum Teil auch zwischen Wulfenit und Wettersteinkalk, ist eine Eisenhydroxyd-Haut ausgeschieden. Auf Grund polierter Anschliffe handelt es sich dabei um Goethit. Es kommen auch vereinzelt Wulfenitkristalle auf einer kreideweichen frischen Hydrozinkitschicht vor. Diese Kristalle sind haardünn, sehr zart gelb gefärbt und durchsichtig. Sie stellen junge Bildungen des Wulfenites dar.

Gewöhnlich in Gesellschaft mit den anderen Oxydationsmineralien kommen tafelige Wulfenite vor. Es ist die hier häufigste Form. Die pyramidalen Kristalle dagegen sind in manchen Fällen mit der Basisfläche orientiert auf tafeligen Wulfeniten aufgewachsen [c mehr oder weniger senkrecht Anwachsfläche (001)]. Solche Fälle sind auch aus dem Franz-Josef-Stollen bekannt, wo die älteren dünn- oder dicktafeligen Kristalle orange gefärbt sind, die pyramidalen jüngeren dagegen grau bis schwarz erscheinen und bis 2 mm groß sind. Andernfalls sitzen derartige pyramidale Kristalle mehr oder weniger gleichorientiert auf Wettersteinkalk oder auf Calcit auf. Sie werden in vielen Fällen von tafeligen gelb bis orange gefärbten Kristallen umwachsen und zwar derart, daß von allen Pyramiden nur die Spitze zum Vorschein kommt. Es liegen also hier zwei Generationen mit zwei verschiedenen Kristalltrachten vor.

Eine interessante andere Verwachsung zweier Generationen ist folgende: Auf Wettersteinkalk sind steile Pyramiden regellos aufgewachsen, die von flachen bipyramidalen Wulfenitkristallen des Typs 9 umwachsen sind. Diese flachen Pyramiden der zweiten Generation sind stark glänzend, mit schön ausgebildeten Flächen. Die erste Generation besteht aus farblosen, nur an der Spitze gelb gefärbten Kristallen, die von Prismenflächen und Pyramidenflächen, vermutlich e (112), begrenzt sind. Sie sind nicht meßbar, weil sie sehr klein und nicht immer schön auskristallisiert sind. Bei flüchtiger Betrachtung scheint es, daß die steilen Pyramiden der ersten Gene-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

ration auf den Flächen u (114) der flacheren Pyramiden aufsitzen. In Wirklichkeit aber sind sie auf Calcitrhomboedern regellos aufgewachsen und später von den orangegelben, flachen, pyramidalen Kristallen gleichorientiert umhüllt worden. Deswegen liegen auch diese Kristalle der zweiten Generation regellos vor. Die Spitzen der steileren Pyramiden der ersten Generation ragen immer aus den Flächen u (114) der flachen pyramidalen Kristalle heraus (Tafel VI, Fig. 3.

Zwei Proben von der Grube Franz Josef, 5. Lauf, zeigen die Kristallisation von idiomorphen, braunen Descloiziten (0,26 mm groß) zwischen den Flächen c (001) zweier Wulfenittafeln. Das sieht so aus, als ob sich die Descloizitkriställchen im Inneren des Wulfenites befänden.

Eine Probe zeigt außer tafeligen und pyramidalen Kristallen noch kleine prismatische bis zu 1 mm Größe. Sie sind durch Bleiglanzeinschlüsse grauschwarz gefärbt. Die einzelnen dunklen Kristalle ändern ihre Farbe mit der Entfernung von der Anwachsfläche nach gelb. Die grauschwarzen Kristallbereiche weisen ebenflächige, die gelblichen mehr krummflächige Konturen auf. Wulfenitflächen können, wie ich bereits erwähnte, mit Hemimorphit und anderen jüngeren Wulfenitkristallen bewachsen sein. Darüber hinaus können sie auch noch von einer Limonit- und Mn-Oxydhaut überzogen sein.

Das Gelbbleierz kommt seltener in derben Aggregaten vor, als Füllung schmaler Klüfte zusammen mit braunen durchsichtigen Descloizitkristallen oder als dünner Überzug.

Schließlich ist eine interessante Bemerkung von SCHROLL (1949 b, S. 5) zu erwähnen: „Tafelige Trachttypen dürften sich eher aus reineren und verdünnten Lösungen bilden; pyramidale Formen aus konzentrierten, unreinen und stärker sulfathaltigen Lösungen, die bei einer intensiveren Oxydation der Erze auftreten."

SCHROLL und KONTRUS erwähnen übereinstimmend — ich kam auf Grund der Untersuchungen zu demselben Ergebnis —, daß die rötlicheren Kristalle, die unmittelbar auf dem Wettersteinkalk liegen. die ältere Generation sind.

Als Besonderheit kann das Auftreten von Wulfenitkristallen in einer besonders großen Teufe, nämlich im 8. Lauf, Presselinse der Grube Rudolf, gelten. Es handelt sich um orangegelb gefärbte tafelige Kristalle (Typ 1) mit 5 mm Kantenlänge. Sie sind in einer Krackenzone wandständig auf einer Eisenhydroxydkruste gewachsen. Ein pyramidaler Wulfenit ist in Tafel VI, Fig 5, typisch tafelige Formen sind in Tafel VII, Fig. 3, gezeigt.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Ilsemannit, Mo_3O_8 (+ aq + H_2SO_4), Hydrogel.

Der Ilsemannit ist ein Oxydationsprodukt des Jordisits. Er tritt in tintenblauen, erdigen Massen auf. Oft wird die Oberfläche des fallweise benachbarten Bleiglanzes hellblau. Von der Grube Rudolf ist nur eine Fundstelle bekannt, und zwar aus dem 5. Lauf, Maschinkluftgang. MEIXNER (1957 b) beschreibt den Bleiberger Ilsemannit und weist wie BRUNLECHNER (1899) darauf hin, daß dieses Mineral erstmals 1871 von HÖFER beschrieben wurde.

„Molybdänocker" wird von KOSTELKA (1956 a) aus dem Rudolfschacht-Friedrich beschrieben, als Begleitmineral des Molybdänsulfides.

Vanadinit, Pb_5 [$Cl/(VO_4)_3$], hexagonal,
Descloizit, Pb (Zn) [OH/VO_4], rhombisch

Diese zwei Vanadate kommen hauptsächlich als kleine Kristalle oder als dünne Überkrustungen aus der Altstefanie-Halde, von der Legatenwand, der Bleiberger Sonnseite, also obertags vor.

Der Vanadinit bildet prismatische, braun gefärbte Kristalle mit schlechten, gerundeten Flächen, die mit der Waldmann-Kugel nicht meßbar sind. Die Vanadinite stammen aus der Altstefanie-Halde in „Kadutschen" und sind meistens regellos auf löcherigem Wettersteinkalk aufgewachsen.

SCHROLL (1953) und HOLLER (1935) erwähnen auch einen Vanadinit-Fundort aus der Grube Stefanie, Einbaulauf, der aber nicht mehr befahrbar ist.

Descloizit ist auch in der Grube Franz Josef, 2. Lauf, km 2,9, Westerzzug (im Wettersteinkalk), gefunden worden. Es ist eine braune Kruste vorhanden, die aus einigen Zehntelmillimeter großen Kristallen besteht. Darauf sind noch Wulfenitkristalle gewachsen. Von der Grube Stefanie, 11. Lauf, sind kleine braune, fast durchsichtige, zerstreute Kristalle bekannt, die zum Teil in Wulfenit eingeschlossen sind.

Der Descloizit kommt nur in sehr kleinen Kristallen mit den Flächen (111) vor. Die Farbe ist schwarzbraun. Nach HOLLER (1935) gibt es drei Fundorte: auf Schutthalden unter der Rauchfangwand, am Sonnblicksteig über der Legatenwand und auf der Bleiberger Sonnseite.

Im Durchlicht zeigt der Descloizit ein starkes Relief sowie starken Pleochroismus (braun, lichtbraun bis gelb). Es liegen hier nur kleine Kristalle von 0,01 x 0,007 bis 0,021 x 0,01 mm vor. Das Mineral zeigt im polierten Anschliff deutlichen Reflexionspleochroismus (Tafel VIII, Fig. 2) und kräftige Anisotropie, die aber bei genau gekreuzten Polarisatoren durch die braunen Innenreflexe überdeckt

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

wird. Das Mineral hat nach meinen Messungen am Mikrophotometer ein Reflexionsvermögen von R = 16,7 % (grün), R = 15,8 % (rot) und R = 14,2 % (orange).

Wie beim Wulfenit erwähnt wurde, ist die Verwachsung mikroskopisch kleiner Descloizitkristalle mit tafeligen Wulfenitkristallen interessant, denn außer dieser seltenen Vergesellschaftung des Descloizites mit Wulfenit sind die Vanadinite und Descloizite immer allein auf Wettersteinkalk ausgebildet. In der Paragenese mit anderen charakteristischen Oxydationsmineralen scheinen sie nicht vorzukommen.

Die Mikroparagenese der Vanadinmineralien soll nach SCHROLL (1953) ähnlich der des Wulfenites sein. Vanadinit und Descloizit enthalten immer Cr und Mo.

Hemimorphit (Kieselzinkerz, Calamin)
$Zn_4 [(OH)_2/Si_2O_7] \cdot H_2O$, rhombisch

Dieses Oxydationsprodukt der Zinkblende ist schon von BRUNLECHNER (1899) als „tafelförmige oder prismatische Kristalle" bildendes Mineral erkannt worden. SCHROLL (1953) erwähnt, daß Hemimorphit häufiger auftritt als der Zinkspat. Diese Beobachtung kann ich bestätigen. Seine Untersuchungen über Spurenelemente brachten einen Ge-Gehalt bis 0,1 % und einen Cd-Gehalt bis 0,03 %.

Der Hemimorphit aus Bleiberg-Kreuth tritt in kleinen, schönen, glasglänzenden, zum Teil regellos aufgewachsenen Kristallen auf. Sehr oft bilden die Kristalle kleine Rosetten. Messungen mit dem Universaldrehtisch ergaben, daß die Kristalle mehr oder weniger mit der b-Achse normal zur Anwachsfläche liegen. Diejenigen, welche die Rosetten bilden, zeigen eine Drehung kontinuierlich um die b-Achse (n_y). Bei manchen Rosetten ist gleichzeitig mit dieser Schwenkung auch noch eine zweite Drehung feststellbar. Verfolgt man die einzelnen Individuen der Rosetten von außen nach innen, so stellt sich die b-Achse allmählich parallel und die c-Achse senkrecht zur Anwachsfläche.

Das Kieselzinkerz bildet aber nicht nur schöne Kristalle, sondern kommt auch als krustenförmige Sinterbildung sowie als Tropfstein (Stalaktiten) vor. Derartige Aggregate sind oft von sehr vielen kleinen Hemimorphitkristallen bewachsen. Die Farbe des Kieselzinkerzes ist infolge von Eisenhydroxydeinschlüssen braun, schmutziggrau bis schwarz infolge von Bleiglanz- und Tonmineraleneinschlüssen, sehr oft ist es aber auch farblos und wasserklar.

Die Hemimorphitkristalle sind dünntafelig, mittel- bis dicktafelig nach a (100) (siehe Tab. 6). Die Hemimorphie der Kristalle ist nicht nur an der c-Achse vorhanden, sondern man sieht sie oft auch an anderen Flächen. So ist bei manchen Kristallen die Fläche

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tab.Nr. 6

H E M I M O R P H I T

Tracht	Ramdohr 1967	Gdt.1897 Dana 1892
1.Tafelig nach a(100)und gestreckt nach der c-Achse	a(100) □ e(101) x m(110) □	b(010) e(011) m(110)
2.sehr dünntafelig nach a(100)	a(100) □ m(110) □ e(101) x i(301) x t(031) x-□ s(011) x (012) selten.	b(010) m(110) e(011) i(031) t(301) s(101) (102)
3.Dicktafelig nach a(100)	a(100) □ m(110) □ e(101) x t(031) x s(011) x	b(010) m(110) e(011) t(301) s(101)

t (031) größer entwickelt als die symmetrisch gelegene, oder sie ist auf einer Seite groß entwickelt, während sie auf der anderen Seite fehlt. Ähnliches kann man auch an der Fläche s (011) beobachten. Die Hemimorphitkristalle von Bleiberg sind gut ausgebildet und geben meistens sehr gute Signale. Die Messung gelang sehr genau, die Ergebnisse am Reflexionsgoniometer konnten mit denen der Waldmann-Kugel verglichen werden.

Wir bekommen die Flächen (nach RAMDOHR & STRUNZ 1967, neue r. A. V.): a (100), Hauptfläche; m (110), Hauptfläche, aber etwas kleiner als die a-Fläche; e (101), Hauptfläche; i (301), sehr schmal und nicht immer entwickelt; t (031), klein, selten tritt sie als Hauptfläche hervor; s (011) klein, ausnahmsweise aber auch groß.

Bei manchen Kristallen sind die Flächen t (031) oder s (011) so groß ausgebildet, daß der Kristall bei flüchtiger Betrachtung spießig erscheint.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Die Flächen a (100), t (031), s (011) sieht man gut in Tafel VIII, Fig. 4. Mehrfach ist ein orientiertes Weiterwachsen von Hemimorphitkristallen zu bemerken (Tafel VIII, Fig. 4 und 7). Der jeweils ältere Kristall ist durch Eisenhydroxyd gelb gefärbt, der später entstandene ist wasserklar, durchsichtig. In den jüngeren Kristallen sind manchmal regellos verteilte Quarzeinschlüsse zu finden (Tafel VIII, Fig. 7). Wahrscheinlich sind die idiomorphen Quarzkristalle primär im Hemimorphit eingeschlossen. Meiner Meinung nach sind diese Quarzkörner, von denen manche schon korrodiert sind, aus dem Wettersteinkalk, wo sie zur primären Paragenese gehören, mechanisch umgelagert worden. Für diese Ansicht spricht die gleiche Korngestalt und Größe der Quarzkriställchen.

In den neugebildeten Kristallen sind in einem kleinen Abstand von den Innenkristallen auch kleine Tonpartikel angelagert, und zwar parallel den Flächen t (031), s (011) und e (101) (Tafel VIII, Fig. 4).

Die Toneinschlüsse kann man folgendermaßen erklären: Zunächst kommt es zur Bildung eines kleinen, wohlausgebildeten Kriställchens. Dann erfolgt eine Unterbrechung im Wachstum. In dieser Ruhepause wurde auf den Flächen der Kriställchen Eisenhydroxyd chemisch und Tonpigment mechanisch angelagert. Dieser Vorgang des Wachstums mit Stagnationen und Verunreinigungen wiederholte sich mehrfach, wobei gewisse Unterschiede in der mechanischen Anlagerung, abhängig von der Lage der Kristallfläche, zur Geltung kamen. Nunmehr neuerliches Einsetzen von Kristallbildung, wobei der pigmentierte Innenkristall von einem meist wasserklaren, viel größeren umhüllt wurde.

Die Größe der Hemimorphitkristalle schwankt zwischen kleinsten, nur mit Lupenvergrößerung sichtbaren Kristallen, bis zu 1 cm großen Individuen. So große Kristalle stammen aus der Grube Stefanie, 11. Lauf. Sie sind auf einem Kalkstück rasenartig gewachsen. Bemerkenswert ist, daß bei diesen Kristallen sowohl die untere Hälfte als auch die obere völlig ausgebildet ist, so daß statt der Flächen v $(21\bar{1})$ und v $(2\bar{1}\bar{1})$ im unteren Teil die Flächen e (101) und t (031) wie im oberen Teil ausgebildet sind. Wir haben also in dieser Richtung keine Hemimorphie, wie man bei Hemimorphit normalerweise erwarten würde.

Die untersuchten Proben lassen auf folgende Paragenese des Hemimorphites schließen: Bei sehr vielen Handstücken sitzen die Kristalle regellos auf angewittertem Wettersteinkalk. In anderen Fällen sind nach der Hemimorphitkristallisation honiggelb gefärbte Wulfenitkristalle entstanden und als jüngste Bildung noch Eisenhydroxyd. Sehr oft füllen Hemimorphite wandständig kleine Lösungshohlräume aus, z. B. in porösem Eisenhydroxyd, das aus Eisenbisulfid oder auch aus Zinkblende gebildet worden ist.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Interessant ist noch diese Abfolge: Bleiglanz, auf welchem derber Cerussit sitzt, dann Cerussitkristalle und Eisenhydroxydüberzug. Auf dem Eisenhydroxyd und auf den Flächen des Cerussites sind zarte, wasserklare Hemimorphitkristalle ohne Einschlüsse aufgewachsen. Oft haben wir die gleiche Abfolge, jedoch sind statt Cerussitkristallen Wulfenite vorhanden.

Eine andere Paragenese ist folgende: Auf Bleiglanz, der teilweise zu derbem Cerussit umgewandelt ist, sitzen Cerussitkristalle, darüber folgt ein schaliger, kreideweicher Hydrozinkitbelag: In den innerhalb des Hydrozinkites infolge der wandständigen Anlagerung frei gebliebenen Hohlräumen sitzen junge Baryttafeln, die zur Oxydationszone gehören. Die Flächen des Barytes sind durch zarte, wasserklare durchsichtige Hemimorphitkristalle besetzt. Diese Hemimorphite sind nur mit der Lupe feststellbar, sie müßten die jüngsten der ganzen Hemimorphitbildung sein (Proben aus Stefanie, 11. Lauf, Konradigang). Die Flächen sind dieselben wie bei den älteren Kristallen.

Auf Cerussitkristallen sitzt auch sehr oft eine Hemimorphitkruste mit vielen engverwachsenen Kristallen (Grube Rudolf, 4. Lauf, Nasser Vierergang). Gelegentlich ist die Verdrängung von Zinkblende durch Hemimorphit sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch zu beobachten. Ein Beispiel für übernommene Struktur bei der Umwandlung der Schalenblende in Hemimorphit zeigt Tafel VIII, Fig. 5. Mikroskopisch sind Hemimorphitkristalle mit kolloidalem Gefüge zu sehen, bedingt durch Pigment (= Ton-Einlagerungen, Karbonat). Ein Zeichen, daß dieser Hemimorphit aus Schalenblende entstanden ist und ein Teil der früheren Struktur erhalten blieb.

Bei mehreren Proben liegt, wie erwähnt wurde, der Hemimorphit ohne Zinkblendespuren auf fremdem Untergrund (z. B. auf Wettersteinkalk, auf Cerussit oder Hydrozinkit). Auch die Tatsache, daß im 7. Lauf des Antoni-Revieres oxydierte Schalenblende auftritt, Bleiglanz aber keine Oxydationserscheinungen zeigt, führt zur Vermutung, daß die Zinkblende schneller umgewandelt wird und beweglicher ist als der Bleiglanz. Dies hat auch TAUPITZ (1954) beschrieben.

Unter dem Mikroskop ist der Hemimorphit im Durchlicht wegen seiner charakteristischen Doppelbrechung und seiner idiomorphen Tracht leicht zu erkennen. Im Anschliff dagegen ist er nicht leicht von anderen, ähnlichen, schwach reflektierenden Mineralien zu unterscheiden. Bei der Untersuchung mit der Immersionsmethode stellte sich heraus, daß die Calamine aus Bleiberg reine Calamine sind und nicht als Mischkristalle vorliegen.

Sehr oft sieht man Verdrängungen des Quarzes durch Hemimorphit, sogar auch Pseudomorphosen.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Smithsonit (Zinkspat) $ZnCO_3$, trigonal

Das Zinkkarbonat tritt in der Lagerstätte nicht so häufig wie der Hemimorphit auf. Es ist als traubig-nierige Kruste (Tafel VI, Fig. 6) mit rauher Oberfläche oder in Form kleiner Stalaktiten von wenigen Millimetern Länge ausgebildet. Es kommt auch schalig-schichtiges Gefüge durch rhythmisch-chemische Anlagerung vor.

Die Farbe des Bleiberger Smithsonits ist weiß und braun bis braunrot. Die Immersionsmethode ergab allgemein einen nω-Wert zwischen 1,800 und 1,810, nur in einem Fall zwischen 1,810 und 1,840. Diese Werte stimmen nicht mit dem nω (1,849) von reinem Smithsonit überein. Es ist also bemerkenswert, daß der Bleiberger Smithsonit kein reines Zinkkarbonat ist, sondern ein Mineral mit Ca-Gehalt. Das geht auch aus einer Elementaranalyse hervor. Eisen ist nur in Spuren vorhanden. Die Rö-Difraktionsdiagramme stimmen hingegen mit den Werten für Smithsonit überein.

Oft wird der Smithsonit im Handstück übersehen, da er meist nur in kleinen, mikroskopisch feststellbaren Mengen vorkommt. Außerdem besteht oft eine Vermischung mit Eisenhydroxyd, wobei eine makroskopische Unterscheidung beider nicht leicht fällt.

Die kleinen niedrigen Gebilde des Zinkspats sitzen oft auf Hydrozinkit oder in kleinen Hohlräumen des Bleiglanzes, die durch Oxydation desselben entstanden sind. In einer Probe ist der Smithsonit neben Cerussit ausgebildet und schaltet sich zwischen zwei Cerussitgenerationen ein (Grube Stefanie, 11. Lauf, Konradi-Gang). Er überwächst dort durch Bleiglanzeinschlüsse schwarz gefärbte Cerussite. Auf diesem Zinkspat sind stellenweise die Kristalle der zweiten Cerussitgeneration aufgewachsen. Diese sind wasserklar und bilden meist pseudohexagonale Drillinge mit gut ausgebildeten Flächen. Manchmal bilden die Smithsonite neben Hydrozinkit die Unterlage für Tafeln sekundärer Baryte der Oxydationszone.

Die kugelig-nierigen oder traubenförmigen Gebilde des Zinkspates (Tafel VII, Fig. 2) sind nicht nur aus der Grube Stefanie bekannt. Sie kommen auch in der Grube Max, und zwar im 6. Lauf, äußerster Westen, vor. Dort sind sie unmittelbar auf Bleiglanz aufgewachsen oder sie sind auf einer dazwischenliegenden, feinen Hydrozinkithaut ausgeschieden. Auch die Grube Franz Josef liefert solch traubigen Smithsonit, der kleine Spalten in Wettersteinkalk oder in Zinkblende füllt.

Im Dünnschliff sieht man das charakteristische, feinkörnige, geschlossene Gefüge und die kleinen, gerundeten Körner. Manchmal sind die Körner durch kleine Tonaggregate und auch durch kleine Bleiglanzeinschlüsse verunreinigt oder es ist zonar Eisenhydroxyd im Smithsonit eingebaut. Derartige Smithsonitkristalle haben rhomboedrische Gestalt mit gerundeten Kanten und sehen so aus, als ob

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

sie Pseudomorphosen nach zonar gebauten Fe-reichen und Fe-armen Zinkblendeaggregaten wären (Tafel VIII, Fig. 3).

Im Durchlicht sowie im Auflicht ist auch eine Verdrängung des Dolomits nach der Spaltbarkeit durch Zinkspat festzustellen (Tafel VIII, Fig. 6).

Die Berührungsflächen zwischen Zinkkarbonat und Zinksilikat sind meistens fixkonturiert. Nur selten sind Verdrängungen zwischen Hemimorphit und Zinkspat beobachtet worden. So erscheint manchmal divergentblättrig-idiomorphes Kieselzinkerz durch Smithsonit angegriffen. Tafel VIII, Fig. 8, zeigt die Verdrängung der Zinkblende durch Smithsonit.

Im Auflicht erscheint der Smithsonit etwas dunkler als der Cerussit, und charakteristisch für ihn sind die gelblichen bis weißen Innenreflexe. Er zeigt starke Bireflexion, die Anisotropieeffekte sind durch Innenreflexe weitgehend verschleiert.

Brunlechner (1899, S. 74) beschreibt eine Pseudomorphose von „schaligem derben Galmei, nach Schalenblende; die äußersten Rinden mit G. bedeckt; ockerige Pertien trennen die einzelnen Lagen voneinander." Nach eigenen Befunden ist das Gefüge dieses Galmais löcherig. In diesen Hohlräumen sind wandständig reine und gut ausgebildete Hemimorphite sowie auch kugelige und nierenförmige Smithsonitaggregate aufgewachsen. Zum Teil sind die Flächen dieser intern gewachsenen Kristalle mit Eisenhydroxyd besetzt.

Hydrozinkit (Zinkblüte) Zn_5 $[(OH)_3/CO_3]_2$, monoklin, und Loseyit.

Der Hydrozinkit, ein basisches, leicht lösliches Karbonat ist eines der häufigsten Oxydationsprodukte der Zinkblende. Er bildet kreideweiche, weiße, schalige Anflüge oder Halbkugeln, sehr gern auch Tropfsteine. Manchmal ist seine Oberfläche durch ausgeschiedenes Eisenhydroxyd rötlichbraun oder durch Bleiglanzaggregate grauschwarz gefärbt. Im Durchlicht erscheint der Hydrozinkit sphärolitisch oder zeigt ein schaliges Gefüge, bestehend aus feinen Fasern mit n_z in der Längsrichtung. Manchmal sind, wie schon erwähnt, die verschiedenen Schalen durch Eisenhydroxydkonturen getrennt. Solche Konturen trennen oft auch viele übereinanderliegende Hydrozinkitschichten.

Verdrängungen von Zinkblende durch Hydrozinkit sind selten, da wahrscheinlich die Zinkblende zur Gänze oxydiert wurde oder der Hydrozinkit als wasserlöslich und wanderfähig weggeführt wurde: Nur von der Grube Antoni sind Beispiele solcher Verdrängungen vorhanden, wie ich sie analog auch bei Hemimorphit erwähnt habe. Makroskopisch sichtbar bildet der Hydrozinkit bei beginnender Verwitterung feine weiße Schichten auf Schalenblendehalbkugeln.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Hydrozinkit kommt immer mit den anderen typischen Oxydationsmineralen vor. Am häufigsten bildet er millimeterdünne Überzüge auf zersetztem Bleiglanz. Auf diesen kreideweichen und weißen Hydrozinkit folgen die Hemimorphitkristalle und schöne Cerussitdrillinge, sekundäre Baryte sowie auch durchsichtige Wulfenitkristalle, die alle schon besprochen wurden. Selten bildet er nicht nur eine einheitlich schalige Schicht, sondern auch schneeweiße Kugeln oder kleine, zarte Tropfsteine, millimetergroße Stalaktiten und Stalagmiten).

Die Hydrozinkithalbkugeln sind zusammen mit Cerussitkristallen gewachsen und zeigen Trockenrisse. Die Oberfläche ist bei manchen Proben seidigglänzend, bedingt durch feine Nadeln, die nur mit einer starken Lupe feststellbar sind. Solche Hydrozinkite stammen aus der Grube Stefanie, 11. Lauf, Konradi-Gang und Josefi-Gang.

Cerussite und Hydrozinkithalbkugeln sind außer auf Bleiglanz noch auf Eisenhydroxyd ausgebildet (dieses Eisenhydroxyd ist aus den Eisenbisulfiden entstanden; man sieht manchmal Pseudomorphosen nach Pyrit).

Immer sind auf diesen Hydrozinkithalbkugeln und Tropfsteinen wasserklare und junge Hemimorphitkristalle aufgewachsen. Es gibt aber auch Fälle, in denen der Hydrozinkit älter als der Hemimorphit ist. In Dünnschliffen sieht man, daß Hemimorphit durch Hydrozinkit verdrängt wird.

Auf Grubenholz (Grube Max) treten noch rezent gebildete weiße Überzüge auf, die von BRUNLECHNER (1899) und SCHROLL (1953) als Hydrozinkit beschrieben wurden. Diese weißen Gebilde sehen tatsächlich aus wie Hydrozinkit, jedoch ergab die Untersuchung der Brechungsindizes, daß ein anderes Mineral mit einem n_y-Wert unter dem des Hydrozinkits vorliegen muß. Zum Vergleich: n_y Hydrozinkit = 1,736 (WINCHELL), das hier vorliegende Mineral hat n_y = 1,648. Dies entspricht dem Wert für Loseyit = $R_7 (OH)_5/(CO_3)_2$. R = Mn, Zn, Mg. Die Röntgenkontrolle ergab ebenfalls Loseyit. Neben Loseyit tritt auch noch Hydrozinkit auf.

Limonit (Goethit und Lepidokrokit) FeOOH, rhombisch

Häufiger tritt Goethit auf, während der Lepidokrokit nur selten vertreten ist. Es sind die Oxydationsprodukte des Eisenbisulfides und der Fe-reichen Zinkblenden.

Das Eisenhydroxyd ist mannigfaltig ausgebildet. Aus der Grube Stefanie kommt es u. a. als ockerige, braunrote, erdige Masse vor. Es tritt zwischen primären Erzen, auf Bleiglanzaggregaten auf und ist manchmal reichlich in kleinen Spalten des Bleiglanzes vorhanden. Teilweise sieht es so aus, als ob dieses Eisenhydroxyd in den Bleiglanz,

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

diesen verdrängend, eingreife. Sehr oft tritt es als Unterlage des Wulfenites auf zerklüftetem und pulverigem Wettersteinkalk auf. Manchmal ist es vermischt mit verschiedenen Mn-Oxyden, es überkrustet die Flächen des Wulfenites, der Hemimorphite, Dolomitrhomboeder und anderer Oxydationsminerale. Oft sind Hemimorphite und Calcite durch Eisenhydroxydeinschlüsse braun gefärbt.

Von der Grube Max (Thomas-Stollen) liegen zahlreiche Proben vor, bei denen Eisenhydroxyd in Form feiner Blättchen, dunkelbraun mit verschiedenen Anlauffarben, ausgeschieden ist. In derselben Grube ist Eisenhydroxyd mit Greenokit und Schwefel auf jungen Harnischflächen als Belag, zum Teil verschmiert, zu sehen.

Eisenhydroxyd ist auch als rezente Bildung in der Grube Antoni anzutreffen. Es bildet dort kleine, weiche oder noch poröse, wasserhältige Stalaktiten, die im Inneren eine kleine Menge Schwefel, dazu noch Pyrolusit und Groutit (nach Rö-Befund) enthalten.

Diese Proben mit rezentem Eisenhydroxyd, Schwefel und Mn-Oxyden stammen aus dem 6. Lauf der Grube Antoni, und zwar aus dem Westabschnitt der Wolfgangkluft. Dort ist auch Haufwerk mit Eisenhydroxyd zu einer Breccie verkittet. Die Bergleute vermuten, daß dieses Haufwerk im Jahre 1934 deponiert wurde.

Es muß noch erwähnt werden, daß Eisenhydroxyd, wie auch BRUNLECHNER (1899) schreibt, charakteristische kolloidale Gefüge bildet, die makroskopisch und mikroskopisch wahrnehmbar sind.

Polierte Anschliffe zeigen, daß der größere Teil des Eisenhydroxyds Nadeleisenerz ist und daß nur ganz wenig und oft nur in Spuren Rubinglimmer vorhanden ist. Bei einer Probe aus Antoni (6. Lauf, im Liegenden des „Dreierlagers") ist typischer Rubinglimmer reichlich vorhanden, strahligblättrig ausgebildet, stark anisotrop mit lebhaft roten Innenreflexen (Tafel IX, Fig. 1).

Im Handstück ist dieser Lepidokrokit nicht vom Nadeleisenerz zu unterscheiden. Manchmal vermutet man vielleicht von der Farbe her, daß wahrscheinlich Rubinglimmer dabei ist.

In den von mir untersuchten polierten Anschliffen tritt Nadeleisenerz als Verdränger des Markasits, des Pyrites und der Zinkblende (Tafel IX, Fig. 2) auf. Charakteristisch sind Pseudomorphosen des Goethits nach Pyrit.

Auch reagiert Eisenhydroxyd mit Calcit. Im Calcit dringt es parallel der rhomboedrischen Spaltbarkeit ein, und verbreitet sich dann weiter nach allen Richtungen (Tafel IX, Fig. 3). Im Nadeleisenerz ist oft eine andere sehr feinkörnige, zum Teil kolloidale Masse eingeschlossen, die im Auflicht stärker reflektiert als der Goethit. Wegen der Feinkörnigkeit ist es schwer, eine Anisotropie festzustellen, aber das höhere Reflexionsvermögen im Vergleich zum Nadeleisenerz

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

spricht für Rubinglimmer. Es scheint bei diesen Massen der Lepidokrokit früher entstanden zu sein als der Goethit und er wurde dann zum größten Teil in Goethit umgewandelt.

B a r y t, $BaSO_4$, rhombisch

Wie schon im Abschnitt „primärer Baryt" erwähnt, tritt Baryt als Oxydationsmineral auf in Form tafeliger, weiß gefärbter Kristalle.

Derartige Kristalle stammen aus der Grube Stefanie (11. Lauf, Konradi-Gang) und sind auf einer weißen Hydrozinkitschicht neben Hemimorphitkristallen wandständig in kleinen Klüften aufgewachsen. Die Kristalle sind zum Teil sehr feintafelig, besonders jene, die in Gesellschaft mit Zinkspat vorkommen (Dicke der Tafeln 0,02 bis 0,025 mm).

Kristalle, die auf Hydrozinkit sitzen, sind dagegen bis 0,5 mm dick und erreichen manchmal eine Kantenlänge von 4 mm. Alle diese sekundären Baryte sind einfach ausgebildet mit Flächen c (001) und m (210). Die Bildung der Baryte erfolgte nach der des Hydrozinkites und zum Teil auch nach der des Zinkspates. Nach Baryt entstand eine zweite Hemimorphitgeneration, bestehend aus winzigen, wasserklaren, diamantglänzenden, idiomorphen Kriställchen, die auf Barytflächen wuchsen.

Schroll (1953) erwähnt aus der Grube Franz Josef tafelige Barytkristalle als „hydrische Bildungen". Er nimmt an, daß sie jünger sind als die Calcitkristalle des Typus 5, Rüdersdorf (Tab. 2). Diese Kristalle besitzen eine große Fläche o (011), dazu noch die Flächen m (110), N (230), η (320), χ (130), λ (210), n (120) und b (010) (Indizierung nach altem Achsenverhältnis).

SELTENE OXYDATIONSMINERALE

(?) „L e a d h i l l i t": Trotz reichen Probenmaterials aus der Grube und aus dem Museum Villach ist es mir nicht gelungen, dieses Mineral festzustellen. Die bis jetzt als Leadhillit vermuteten Minerale erwiesen sich nach röntgenographischer Untersuchung als Cerussit. Leadhillit aus Bleiberg beschrieb Kontrus (1948/49) in einer Paragenese mit Cerussit. Er beschreibt diese Minerale als „sporadisch auftretende blättrige, subparallel verwachsene Aggregate mit einem Durchmesser von 6 bis 8 mm. Im ultravioletten Licht sollen nach Kontrus diese Kristalle intensiv grüngelb fluoreszieren.

G r e e n o c k i t (CdS, hexagonal), S c h w e f e l (S): Schon Brunlechner beschreibt den Grennockit als „zitronengelben Anflug auf Schiefer". Weiters heißt es (S. 95): „Greenockit spaltet sich bei der Umlagerung cadmiumhältiger Blenden zuweilen ab und erscheint dann in Gesellschaft meist jüngerer und jüngster Gebilde".

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Greenockit kommt in Bleiberg als grünlich-gelber Anflug in kleinen Mengen auf Bleiglanz und Nebengesteinen vor, oder auch in der Nähe hellgelber Zinkblende, die als cadmiumreich gilt. In der Grube Antoni gibt es Greenockit als junge Bildung mit Schwefel und Eisenhydroxyd. Manchmal sind es weiche Greenockit-Aggregate und der Schwefel bildet kleine Halbkugeln, die in der Grube wasserhältig, weich und intensiv gelb gefärbt sind.

Der Schwefel ist im allgemeinen wohl eine sehr junge und zum Teil rezente Bildung.

Melanterit (Eisenvitriol), $FeSO_4 . 7H_2O$, Rozenit $FeSO_4 . 4H_2O$, Bianchit $(Zn, Fe)SO_4 . 6H_2O$: In kleinen Klüften des Schiefertons treten haarförmige, lichtgrüne Gebilde auf, die sich nach dem Brechungsindex als Melanterit erwiesen. Im Sonnenlicht verliert dieses Mineral mit der Zeit seine zarte grüne Farbe und einen Teil seines Wassers; es wird in Rozenit umgewandelt, ohne aber sein Gefüge zu verlieren. Eine Rö-Aufnahme zeigt neben Melanterit und Rozenit auch Bianchit.

Mn-Hydroyde: Mn-Oxyde treten immer in kleinen Mengen mit Eisenhydroxyd auf. In einem Fall liegt eine Verwachsung mit Wulfenit vor. Die Probe hat mir freundlicherweise Herr Universitätsprofessor Dr. H. MEIXNER zur Bestimmung übergeben. Sie stammt aus der Grube Franz Josef, 5. Lauf, km 3. Andere Proben von dieser Fundstelle sind nicht bekannt.

Nach einer Rö-Aufnahme handelt es sich um Todorokit. Das Gefüge ist traubig und nierig, die Farbe schwarz (Tafel IX, Fig. 4). Eine noch genauere Untersuchung von Prof. MEIXNER ergab den Zn-Todorokit namens Woodruffit $(Mn, Zn)_8 (O, OH)_{16} + 2H_2O$, monoklin.

In polierten Anschliffen ist das kolloidale Gefüge deutlich zu sehen. Das Mineral hat nach meinen Messungen am Mikrophotometer von REICHERT ein Reflexionsvermögen von R = 27 % (470 nm), R = 21 % (550 nm), R = 20,1 % (580 nm), R = 18 % (650 nm). In den sehr feinkörnigen Aggregaten sind Reflexionspleochroismus und Anisotropieeffekte wahrnehmbar. Innenreflexe scheinen zu fehlen. Die Mikrohärte VHN (in kp/mm^2) streut in den kompakteren Arealen von 500 bis 525.

Andere nur auf Grund von Rö-Aufnahmen nachgewiesene Mn-Oxyde sind die schon mehrmals erwähnten Groutit $MnHO_2$, Pyrolusit β-MnO_2, die mit Eisenhydroxyd vorkommen und mit ihm zusammen nierige, schwarze Überzüge bilden. In einer Probe von der Grube Stefanie, 11. Lauf, welche makroskopisch dunkelbraune bis schwarze, dünne, matte Krusten auf Hemimorphitkristallen zeigt, wurde röntgenographisch Psilomelan MnO_2 nachgewiesen. Dieser schwarze erdige Anflug scheint öfters aufzu-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

treten. H. MEIXNER beschreibt auch ein Zn-Mn-Oxyd mit dem Namen Tunnerit aus Bleiberg ($ZnMn_3O_7 . 3H_2O$): „Dünne rötlichbraune bis stahlgraue Schalen neben Hemimorphit-xx über Hydrozinkit sind dem qualitativen Chemismus nach erst als ‚Zinkmanganerz' beschrieben und dann von CORNU Tunnerit genannt worden" (1957 b, S. 54). Eine erstmalige Notiz über dieses Mineral scheint bei BRUNLECHNER (1899) auf. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. MEIXNER dürften aber diese Aggregate mit dem Woodruffit identisch sein.

Unter den Manganoxyden muß man noch „Wad" erwähnen. Das Mineral tritt rezent in Form dunkelbrauner bis schwarzer Dendriten auf.

ZUSAMMENFASSUNG

Über die extern-sedimentären, meist schichtig angelagerten Minerale Bleiglanz, Zinkblende, Wurzit, Pyrit, Markasit, Baryt, Fluorit, Quarz, Karbonate liegen seit den letzten Jahren bereits Neubearbeitungen vor (SCHROLL, SCHULZ).

Zu den syndiagenetischen, intern auskristallisierten Mineralen, die man am besten als „synsedimentär im weiteren Sinne" bezeichnet, können einige Neubefunde gegeben werden. Der Mineralbestand der Klüfte, Kracken u. a. Hohlräume im Gestein entspricht nach bisherigen Kenntnissen weitgehend dem der extern sedimentierten Paragenese, unterscheidet sich aber im Gefüge. Die in Bleiberg vorkommenden schönen Mineralstufen stammen zum Großteil aus diesen Bereichen. Nach meiner Ansicht sind auch noch Anhydrit, Strontianit und Cölestin zur synsedimentären Paragenese i. w. S. einzureihen.

An Neuergebnissen zu den bisher genannten Mineralien liegen vor: an Pyrit- und Markasitkristallen sind verschiedene Trachten beobachtet worden, so bei Pyrit würfelige Kristalle, Kubooktaeder mit a (100) und o (111) und Oktaeder sowie bei Markasit Vierlinge nach e (101), Kristalle mit l (011) und (102), tafelige nach der Fläche c (001) und flache pseudooktaedrische Kristalle.

Calcit: Die verschiedenen Beobachtungen haben gezeigt, daß die Kanonenspäte nicht nur eine spätere Bildung sind, sondern daß es auch solche Kristalle gibt, die nach den vorhandenen Beispielen synsedimentär i. w. S. gebildet worden sind. Von Kanonenspäten gibt es außer der gewöhnlichen Form mit m (10$\bar{1}$0), wenn auch nur selten solche, die statt dieser Fläche die Fläche Φ (0.14.$\bar{1}$4.1) besitzen.

Baryt bildet tafelige Kristalle, die außer den schon bekannten Flächen noch zusätzlich d (101), l (102), z (211) zeigen. Bei Barythäubchen steht die a-Achse senkrecht zur Anwachsfläche und die Kristallbüschel zeigen außerdem eine Rotation der Einzelkristalle um die a-Achse.

Quarz ist auch in kleinen Kracken vorhanden zusammen mit Calcit- und Dolomitkristallen, ebenfalls eine allerdings seltene syndiagenetische Bildung.

An den schönen Kristallen des Cölestin konnte u. a. noch ein dickprismatischer Typ unter den bisher bekannten Typen gefunden werden.

Molybdänglanz: Für das relativ selten auftretende Molybdänsulfid kann nach optischen Untersuchungen die bisher vertretene Ansicht bestätigt werden, wonach sowohl amorpher Jordisit als auch feinkristalliner Molybdänglanz vorliegt.

Unter den synsedimentären Mineralen sind verschiedene Verdrängungen zu beobachten. Bleiglanz verdrängt Zinkblende, Calcit und Dolomit verdrängen sich

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

gegenseitig. Die beobachtete selektive Umwandlung des Bleiglanzes in Cerussit bestätigt auf Grund der Beobachtung eines abgebildeten Kolloidgefüges die Annahme, daß es hier Bleiglanz gibt, der ursprünglich wenigstens zum Teil kolloidal ausgeschieden wurde. Baryt wird, abgesehen von bisher bekannten Verdrängungen, auch durch Hemimorphit und Zinkspat verdrängt. Ferner ist eine Verdrängung des Cölestins durch Calcit zu beobachten.

Die jüngsten in der Oxydationszone gebildeten Minerale sind: Cerussit, Plumbo-Calcit, Anglesit, Barytoanglesit, Wulfenit, Vanadinit, Descloizit, Hemimorphit, Smithsonit, Hydrozinkit, Loseyit, Goethit, Lepidokrokit, Baryt, Greenockit, Schwefel, Melanterit, Rozenit, Bianchit, Woodruffit, Groutit, Pyrolusit, Psilomelan, Tunnerit, ferner Ilsemannit und Molybdänocker.

Hierzu liegen folgende Neuergebnisse vor:

Cerussit: Neben den bisher bekannten vier Trachttypen kommt noch ein fünfter mit linsenförmigen Kristallen vor. Die Tracht entsteht durch die Flächen b (010), m (110), p (111), i (021), die mehr oder weniger gleich groß sind. Neu für Bleiberger Cerussite sind auch die nadeligen, prismatischen, nach der a-Achse gestreckten Kristalle sowie auch die Flächen n (051), μ (324), σ (173), π (302), s (121), w (211), l (201) und e (101).

Plumbo-Calcit: Unterscheidung von drei Typen mit Hilfe von Röntgenaufnahmen, einer Färbemethode für Dünnschliffe mit Kaliumbichromatlösung sowie mit Immersionsmethode: 1. Gering bleihältige Plumbo-Calcite, 2. Etwas mehr als Typ 1 bleihältige Plumbo-Calcite (Zonarbau infolge von bleihältigem Calcit und reinem Calcit) und 3. weiße Rhomboeder, die am stärksten cerussithältig sind. Auch manche Calcite des Typs „Rüdersdorf" (= Hutcalcite) sind cerussithältig und sind zum Typ 1 einzuordnen.

Anglesit: Tritt in der Lagerstätte zurück, wofür zwei Möglichkeiten anzunehmen sind: 1. Oxydation des Bleiglanzes nur zu Bleikarbonat oder 2. Umwandlung des Anglesites fast zur Gänze in Cerussit.

Wulfenit: Die Formen des Wulfenites wechseln von tafeligen Kristallen bis zu pyramidalen mit allen Zwischenstadien. Die pyramidalen Kristalle sind oft anstelle der Basisfläche c (001) in vier kleinere Pyramiden aufgelöst. Neue Flächen für Bleiberger Wulfenite sind: ψ (1.1.32) und χ (1.1.24). Die Fläche χ bildet zusammen mit der Fläche c (001) und einigen anderen untergeordneten Flächen einen neuen Typ für Bleiberg, nämlich den Typ 6. Die Fläche c (001) ist oft durch Vizinalflächen ersetzt, und zwar durch vier sehr flache Pyramidenflächen mit $\varrho \sim 2^0$. Es konnte auch eine Hemimorphie des Wulfenites in bezug auf Flächen, Farbe und Glanz beobachtet sowie weiße oder wasserklare tafelige Wulfenite beschrieben werden, die manchmal in vier Generationen zu finden sind. Eine Röntgenaufnahme dieser Kristalle hat Wulfenit und dazu noch Cerussit ergeben.

Descloizit: Obwohl der Descloizit nur als eine feine, sehr dünne Kruste vorkommt, ist es gelungen, ihn im Auflicht zu beobachten und die bisher seltenen optischen Daten zu überprüfen. Im polierten Anschliff zeigt der Descloizit starken Reflexionspleochroismus sowie kräftige Anisotropieeffekte trotz starker brauner Innenreflexe schon in Luft.

Hemimorphit: Nach statistischer Auswertung der Lage von Hemimorphit-Rosetten liegen die Kristalle mit der b-Achse normal zur Anwachsfläche, wobei eine Rotation um die b-Achse feststellbar ist. Die Hemimorphite von Bleiberg sind immer in tafeliger Form (fein- bis dicktafelig) beobachtet worden, manche davon sind spießig durch die dominierenden Flächen t (031) oder s (011) entwickelt. Nur bei den Flächen t (031) und s (011) ist Hemimorphie vorhanden. Bei manchen Kristallen ist auch ein periodisches Weiterwachsen zu beobachten.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Zinkspat: Die Struktur des Zinkspates ist traubig-nierig, stalaktitisch oder schalig-schichtig. Er ist auch in kleinen Kristallen vorhanden, die zonar mit Eisenhydroxyd gebaut sind. Diese Kristalle sind offenbar aus zonaren Fe-reichen und Fe-armen Zinkblendeaggregaten entstanden. Die Brechungsindizes stimmen nicht mit denen für reinen Zinkspat überein. Nach einer Elementaranalyse dürfte die Ursache in einem Ca-Gehalt des Zinkspates liegen.

Goethit-Lepidokrokit: Nadeleisenerz (Goethit) tritt gegenüber Rubinglimmer in der Lagerstätte häufiger auf. Der Rubinglimmer (Lepidokrokit) bildet ausgezeichnete Beispiele für sphärolitische Gefüge.

Von den verschiedenen beobachteten Pseudomorphosen und Verdrängungen, abgesehen von der Oxydation der primären Minerale, sind zu erwähnen: Die Pseudomorphose des Hemimorphites nach Quarz, die Verdrängungen des Dolomits und des Hemimorphits durch Zinkspat, die Verdrängungen von Markasit, Pyrit, Zinkblende und Kalkspat durch Eisenhydroxyde und die des Hemimorphites durch Hydrozinkit.

Schließlich sind noch die für Bleiberg neu gefundenen Minerale zu nennen:

1. BARYTOANGLESIT: Kristallisiert in fettglänzenden Tafeln, die eine submikroskopische Mischung von Anglesit und Baryt darstellen, mit ny = 1,840—1,482.

2. LOSEYIT: $R_7\,[(OH)_5 / CO_3]_2$. R = Mn, Zn, Mg. Er ist durch Immersionsmethode und Röntgenaufnahmen festgestellt worden.

3. ROZENIT und 4. BIANCHIT: Rozenit, $FeSO_4 \cdot 4H_2O$, ist durch die Immersionsmethode und durch Röntgenaufnahme festgestellt worden. Das Mineral ist ein Verwitterungsprodukt des lichtgrünen Melanterites. Bianchit (Zn, Fe) $SO_4 \cdot 6\,H_2O$ ist nur röntgenographisch bestimmt worden.

5. WOODRUFFIT (etwa Zink-Todorokit): Er ist ebenfalls röntgenographisch bestimmt worden. Es werden auch auflichtmikroskopische Angaben über dieses Mineral gegeben.

6. GROUTIT ($MnHO_2$) und 7. PYROLUSIT: Treten ganz selten auf und waren nur durch Röntgenaufnahme nachweisbar.

8. PSILOMELAN: Wurde in einer Probe röntgenographisch nachgewiesen, doch scheint das Mineral als dunkelbrauner bis schwarzer erdiger Anflug öfters aufzutreten.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel I:

Fig. 1: Baumförmige Skelette von Bleiglanzoktaederchen in Schalenblende. Dünnschliff, 1 Nicol. Natürliche Größe des Bildausschnittes 1,45 x 0,98 mm. (Sammlung Popp.)

Fig. 2: Verdrängung des Calcites (hellgrau) durch Flußspat (grau). Verdrängungsreste von Calcit markieren die 10$\bar{1}$1-Flächen. Polierter Anschliff, Nicols parallel. Natürliche Größe des Bildausschnittes 0,28 x 0,32 mm.

Fig. 3: Geopetale Füllung einer Muschelschale mit Mergelpelit (unterer Teil des Hohlraumes dunkelgrau), den Resthohlraum füllt blauer Anhydrit (weiß). Großanschliff. Grube Rudolf, 9. Lauf, Nordscholle.

Fig. 4: Kanonenspatrasen (rechts) sinkt in noch plastischen Kalkschlamm ein, wodurch sich die Kristallbildung als paradiagenetisch erweist.

Fig. 5: Selektive Verwitterung des Bleiglanzes (schwarz) zu Cerussit (weiß und hellgrau). Dabei wird die Gelform des Bleiglanzes übernommen. Dünnschliff, Nicols gekreuzt. Natürliche Größe des Bildausschnittes 0,43 x 0,18 mm.

Fig. 6: Verdrängung des Barytes (schwarz, Nicols gekreuzt, Dunkelstellung) durch Hemimorphit (idiomorphe Kristalle, in Rosetten angeordnet). Der Hemimorphit dringt randlich in Baryt ein (Bildmitte) und bewahrt seine fächerartige Verwachsung. Dünnschliff. Natürliche Größe des Bildausschnittes 1,45 x 0,98 mm.

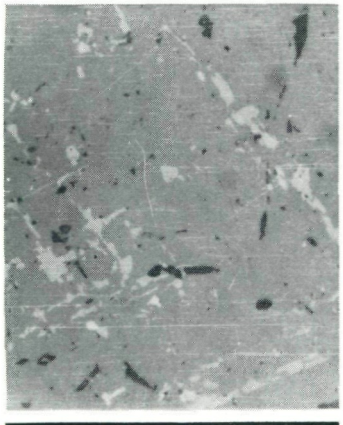
Fig. 7: Tektonische Breccie aus ZnS-vererzten Wettersteinkalk-Komponenten (dunkelhellgrau) und Anhydrit (weiß) als Bindemittel. Grube Antoni (Marke = 1 cm).

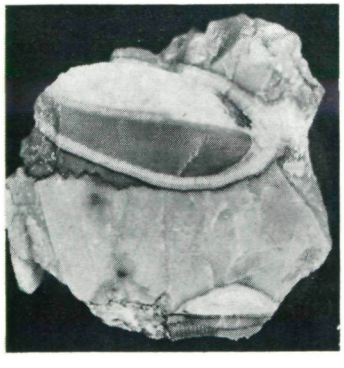
Fig. 8: Dicktafeliger Cerussitkristall nach b (010). Übergangstyp vom tafeligen zum prismatischen Typ. Blick auf die Fläche b (010). Der Kristall ist 2,5 mm (im Bild abgeschnitten) lang, 1,5 mm breit und 1 mm dick (im Bild nicht sichtbar).

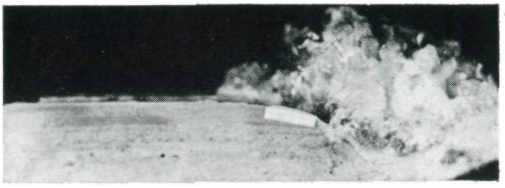
©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

TAFEL I

1

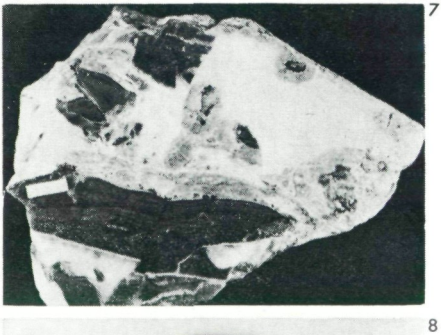

2

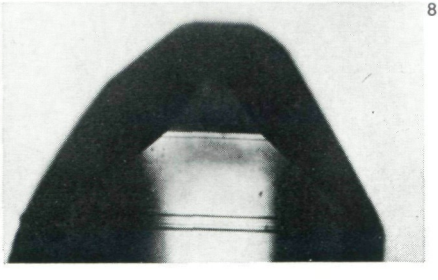

3


4

5

6


7


8

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel II:

Fig. 1: Schalenblende in Halbkugelform von oben betrachtet. Grube Antoni. Größe des Stückes 6,5 x 5 cm.

Fig. 2: Calcitskalenoeder aus der Grube Antoni, bis 2 cm groß, sind wandständig in unregelmäßigen Hohlräumen gewachsen.

Fig. 3: Strontianitnadeln, die auf Barytbüscheln aufgewachsen sind. Die meisten Nadeln bilden halbkugelige Aggregate (Büschel). Nur wenige Kristalle treten einzeln (unten Mitte) auf. Fast natürliche Größe. (Sammlung Popp.)

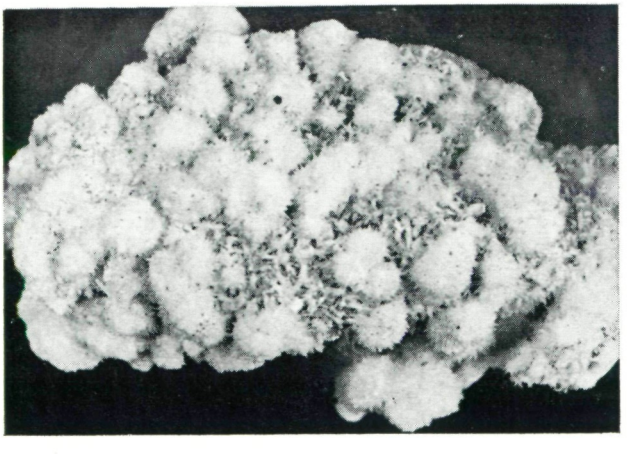
©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

TAFEL II

1

2

3



©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel III:

Fig. 1: Ungefähr 1 cm große Cerussitkristalle mit pyramidaler Form sowie auch mit pseudohexagonalen Drillingen. Grube Franz Josef. Stück 524 im Museum Villach.

Fig. 2: Bis 1 cm großer Cerussitkristall, tafelig nach b (010), durch Bleiglanzeinschlüsse dunkel gefärbt. Daneben noch andere kleinere Kristalle. Probe 1842, Museum Villach.

Fig. 3: Großer Cerussitkristall prismatisch nach der Achse. Der Kristall (rechts oben) ist 1,4 cm groß.

Fig. 4: Tafelige Cerussitkristalle in wabenartigen Verwachsungen (im Bild rechts). Mitte: Gleichorientierte Verwachsung von Cerussittafeln; die Kristalle sind gestreckt nach einer Richtung. Grube Stefanie, 6. Lauf. Handstück 2047, Museum Villach.

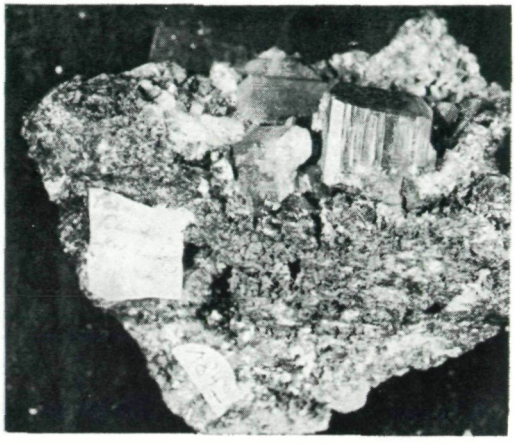
Fig. 5: Plumbo-Calcit, Typ 1: Die Rhomboeder sind dachziegelförmig miteinander verwachsen.

Fig. 6: Bleiglanzoktaeder, die teilweise in Cerussit umgewandelt sind, ohne ihre oktaedrische Form zu verlieren (weiße Pfeile). Auf den Bleiglanzoktaedern sind außerdem Cerussitkristalle aufgewachsen, die ihrerseits zum Teil auf einem Hydrozinkitbelag sitzen.

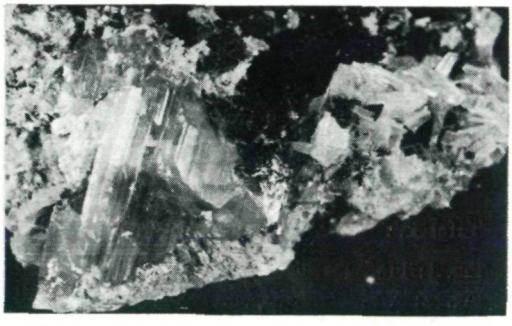
©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

TAFEL III

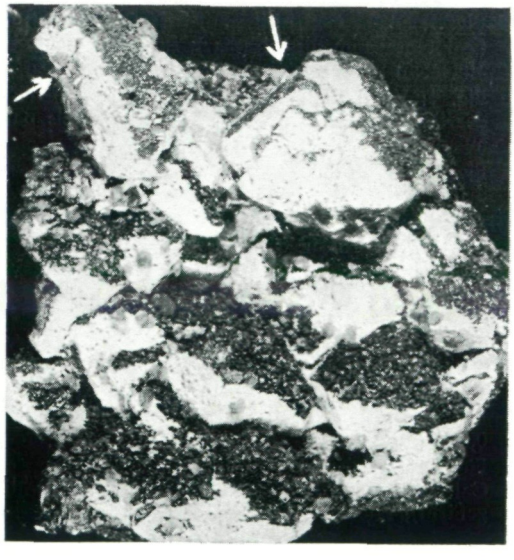
1


2

3


4

5


6

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel IV:

Fig. 1: Flußspatwürfel (1 cm Kantenlänge) mit kleinen Kanonenspäten bewachsen.

Fig. 2: Waldmann-Kugel. Der Cerussitkristall ist prismatisch nach der a-Achse: 1,5 mm lang, 1mm dick.

Fig. 3: Dieser Cerussitkristall ist tafelig nach b (010) gewachsen und ist 2 mm lang (größtenteils im Bild sichtbar), 1,5 mm breit und 0,5 mm dick. Charakteristisch sind allgemein bei Cerussit die Streifen parallel der a(100)-Fläche.

Fig. 4: Verdrängung des Bleiglanzes (weiß) durch Cerussit (grau) belteropor nach der Spaltbarkeit. Polierter Anschliff, Nicols parallel. Natürliche Größe des Bildausschnittes 0,132 x 0,080 mm.

Fig. 5: Cerussit (schwarzgrau bis grauschwarz, starker Reflexionspleochroismus) dringt kolloidförmig in Bleiglanz (weiß) ein. Polierter Anschliff, Nicols parallel. Natürliche Größe des Bildausschnittes 0,121 x 0,088 mm.

Fig. 6: Linsenförmiger Cerussitkristall von 1 x 1 mm Fläche und 0,5 mm Dicke. Der Kristall ist getrübt durch Bleiglanzeinschlüsse. Rudolfschacht, 6. Lauf, Verbindungsschlag von Ost zum Hauptsüdschlag. Mikroskopische Aufnahme, Kristall in Waldmann-Kugel.

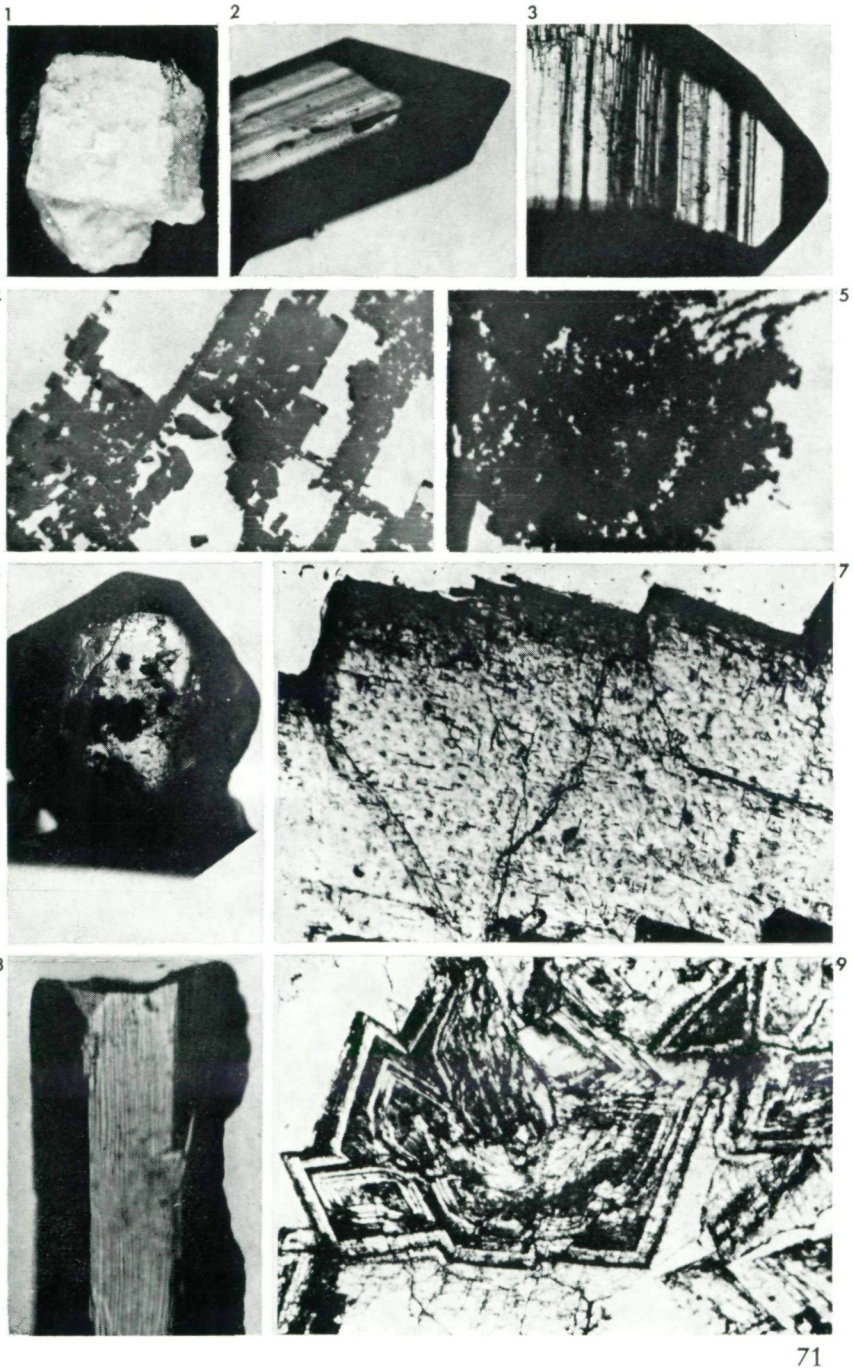
Fig. 7: Plumbo-Calcit 1. Die Calcitrhomboeder sind nur am Rand cerussithältig (dunkle Ränder, gefärbt mit Kaliumbichromatlösung). Dünnschliff, Nicols 1, natürliche Größe des Ausschnittes 2,26 x 1,51 mm.

Fig. 8: Anglesitkristall (in Waldmann-Kugel), 2 mm lang, gestreckt nach b und nur 0,3 mm dick.

Fig. 9: Zonarbau durch wechselnde Folge von cerussithältigem Calcit und reinem Calcit (Typ 2) in Rhomboederform. Dünnschliff (durch Kaliumbichromatlösung gefärbt), Nicols 1. Natürliche Größe des Ausschnittes 2,26 x 1,51 mm.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

TAFEL IV



©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel V:

Fig. 1: Plumbo-Calcit, Sinterüberzug. Länge des Handstückes 11 cm. (Privatsammlung des Herrn Popp.)

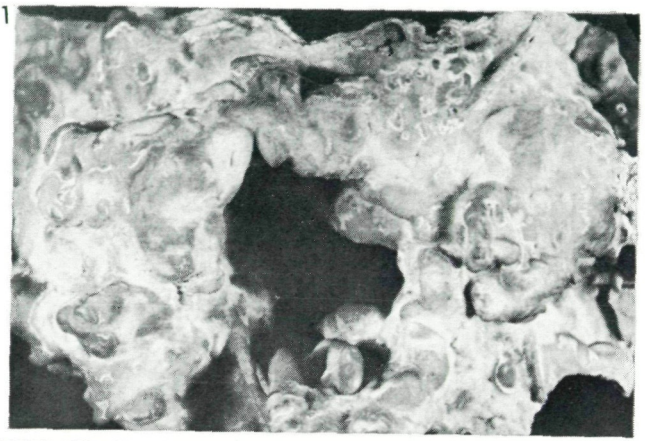
Fig. 2: Plumbo-Calcit, Kruste des Typs 2. Natürliche Länge des Handstückes 13 cm. Grube Stefanie, 11. Lauf, Johanni, Kluft-Süd.

Fig. 3: Weißgefärbte Plumbo-Calcit-Rhomboeder des Typs 3. Die grauschwarzen Punkte sind Kanonenspäte (obere Hälfte des Bildes). (Privatsammlung Popp,)

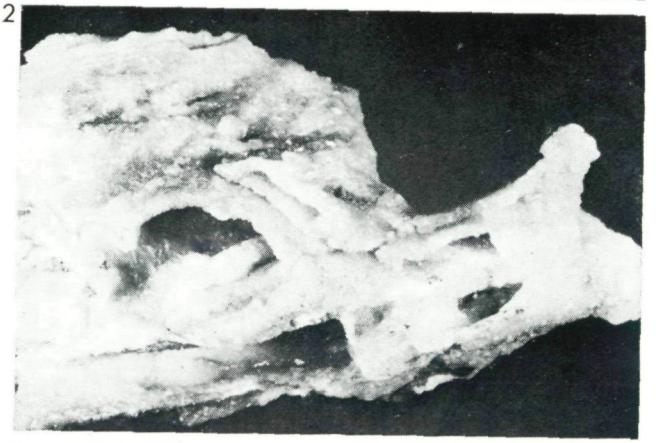
©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

TAFEL V

1



2



3

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel VI:

Fig. 1: Ein 7 mm großer Markasitzwilling, „Speerkies". (Sammlung Popp.)

Fig. 2: Wulfenitkristall (2 cm groß) mit c (001) und χ (1.1.24), gleichorientiert aufgewachsen mit anderem, ähnlichem Kristall.

Fig. 3: Wulfenitkristalle des Typs 9. Pfeil zeigt einen Wulfenitkristall der ersten Generation, der aus der Fläche u (114) des Kristalls der zweiten Generation zum Vorschein kommt. Probe Berginspektor Dipl.-Ing. Rainer. Natürliche Größe der Kristalle 2 mm.

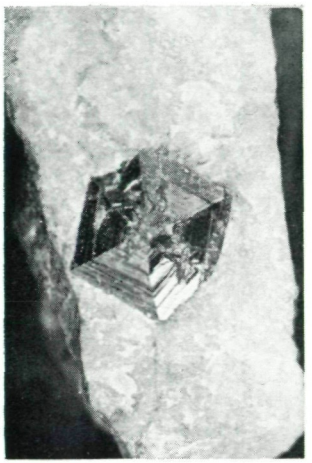
Fig. 5: Pyramidaler Wulfenitkristall, 7 mm groß, an der Spitze aufgelöst in vier kleine Pyramiden.

Fig. 6: Smithsonitkruste mit traubigem Gefüge, braunrot gefärbt, ist auf Zinkblende und Flußspat aufgewachsen. (Privatsammlung Forelli.)

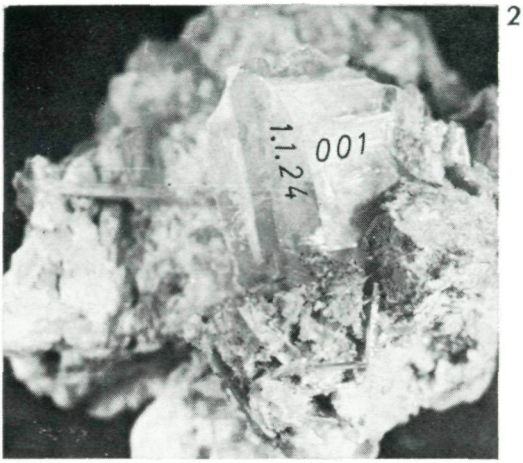
©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

TAFEL VI

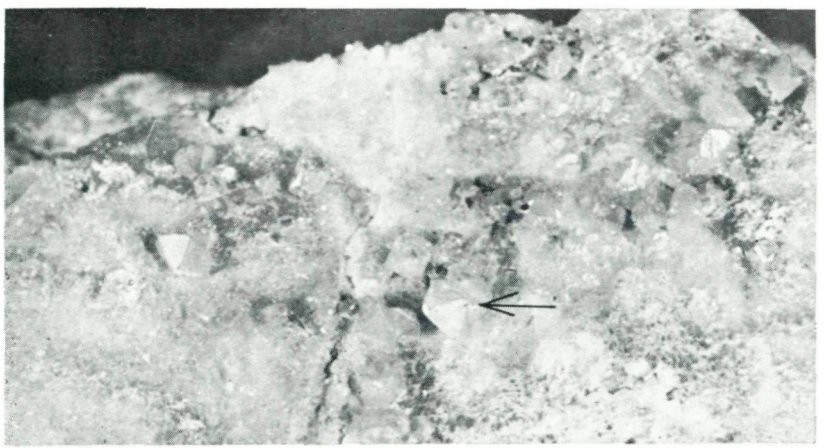
1



2



3



5

6

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel VII:

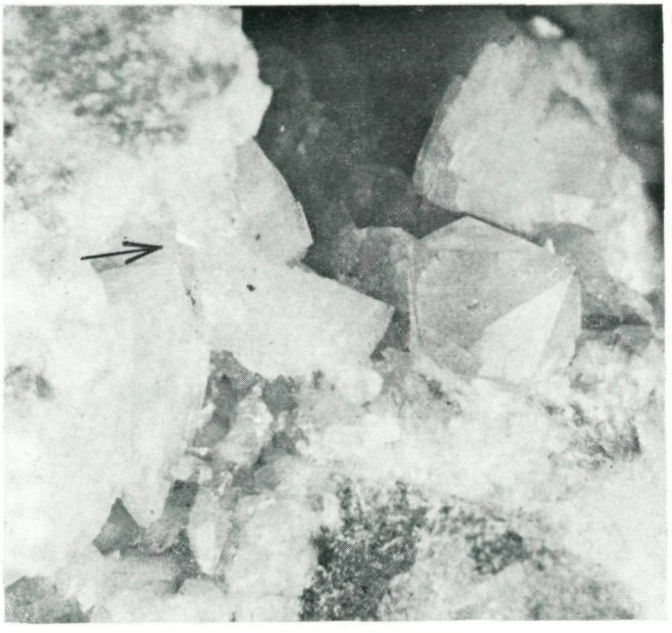
Fig. 1: Syndiagenetisch entstandener Quarzkristall, 1 cm groß, aus liegendem Wettersteinkalk der Grube Antoni. Im Bild auf der linken Kluftwand (Pfeil) Cölestinkristalle (nicht sehr deutlich im Bild). (Aus der Privatsammlung des Herrn Forelli.)

Fig. 2: Schalig-schichtige Struktur von weiß und grauweiß gebändertem Smithsonit, aufgewachsen auf eisenhältigem, porösem Wettersteinkalk (untere Bildhälfte). Polierter Anschliff, im schräg auffallenden Licht. Bildbreite 3 cm.

Fig. 3: Wulfenit-Rasen, bestehend aus tafeligen Kristallen.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

TAFEL VII



1

2

3

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel VIII:

Fig. 1: Calcit (Rüdersdorf) nur in kleinen Anwachszonen cerussithältig (siehe Pfeil), Dünnschliff, 1 Nicol. Natürliche Größe des Bildausschnittes 1,97 x 1,13 mm.

Fig. 2: Descloizitkristalle (weißgrau bis schwarz) mit starkem Reflexionspleochroismus. Bild unten (dunkelgrau bis schwarz): Calcit. Polierter Anschliff, Nicols parallel. Natürliche Größe des Bildausschnittes 1,0 x 0,66 mm.

Fig. 3: Zonarer Bau des Zinkspates (hell) infolge rhythmischer Eisenhydroxydeinschlüsse (schwarz) sichtbar. Grube Stefanie. Dünnschliff, Nicols parallel. Natürliche Größe des Bildausschnittes 0,38 x 0,22 mm.

Fig. 4: Ein dünntafeliger, 2 mm hoher und 1,2 mm breiter Hemimorphitkristall (im Bild abgeschnitten). Auf der linken Seite tritt die Fläche t (031) allein als Hauptfläche auf (= 1,5 mm groß). Auf der anderen Seite ist die t-Fläche kleiner entwickelt, hier tritt nämlich die Fläche s (011) noch dazu. Ein ungleiches Aufwachsen eines Kristalls auf einem anderen bei gleichbleibender Achsenlage ist zu erkennen. Der ältere Kristall ist durch Eisenhydroxyd gelb gefärbt.

Fig. 5: Hemimorphitkristalle (weiß bis grauschwarz) mit erhaltener Struktur der Schalenblende umsäumen als Kruste ein Calcitaggregat (schwarz). Dünnschliff, Nicols gekreuzt. Natürliche Größe des Bildausschnittes 0,46 x 0,28 mm.

Fig. 6: Smithsonit (hellgrau bis weißgrau infolge Reflexionspleochroismus) verdrängt Dolomit (grau) belteropor nach Spaltrissen. Polierter Anschliff, Nicols parallel. Natürliche Größe des Ausschnittes 0,29 x 0,26 mm.

Fig. 7: Zwei gleichorientierte, zusammengewachsene Hemimorphitkristalle. Im jüngeren Kristall sind kleine idiomorphe Quarze als Einschlüsse gut zu erkennen (besonders rechts unten, Pfeil). Manche Kristalle sind korrodiert (Bildmitte, siehe Pfeil). Der jüngere Hemimorphitkristall ist 2,5 mm hoch und 2,2 mm breit (im Bild abgeschnitten).

Fig. 8: Umwandlung der Zinkblende (grau) in Smithsonit (dunkelgrau bis schwarzgrau). Polierter Anschliff, Nicols parallel. Natürliche Größe des Ausschnittes 0,16 x 0,10 mm.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

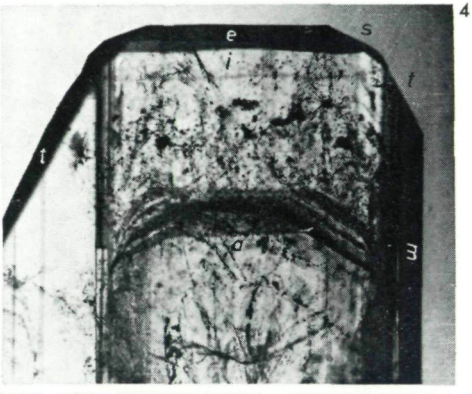
TAFEL VIII

1

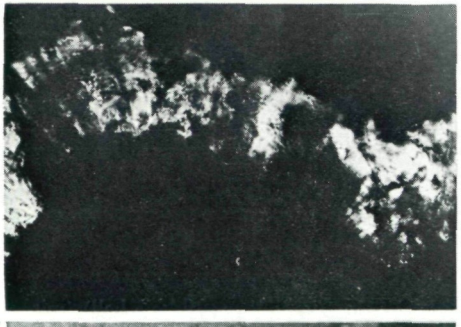
2

3

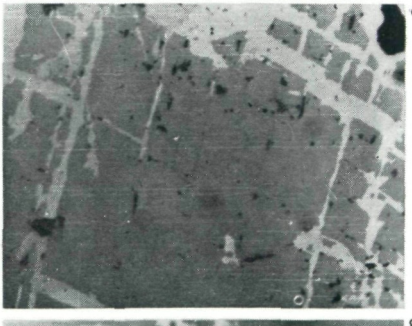
4



5

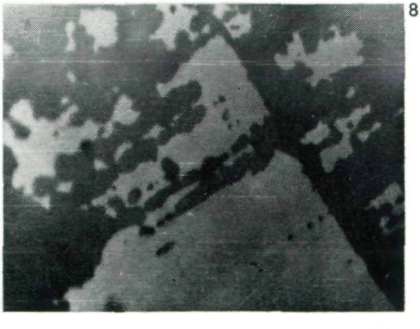


6



7

8



©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel IX:

Fig. 1: Rubinglimmer und zum Teil Nadeleisenerz (im linken Bildteil hell), mit erkennbaren Anisotropieeffekten und sphärolitischem Gefüge (im Bild nur angedeutet). Polierter Anschliff, Nicols schräg. Natürliche Größe des Bildausschnittes 0,28 x 0,32 mm.

Fig. 2: Zinkblendekristalle (weißgrau) mit einem Goethitsaum (hellgrau), der zum Teil sicher kolloidal gebildet ist. Der Goethit verdrängt vom Rand aus die Zinkblendekristalle. Polierter Anschliff, Nicols parallel. Natürliche Größe des Ausschnittes 0,12 x 0,07 mm.

Fig. 3: Calcit wird durch Eisenhydroxyd (schwarz) parallel der Spaltbarkeit verdrängt. Dünnschliff, Nicols gekreuzt. Natürliche Größe des Bildausschnittes 1,96 x 1,09 mm.

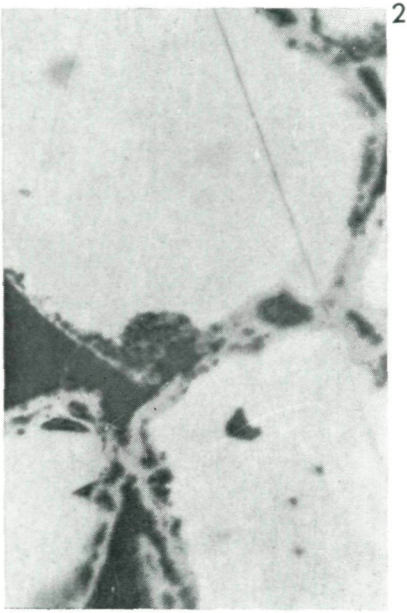
Fig. 4: Woodruffit mit kolloidalem Halbschalengefüge. Polierter Anschliff, Nicols parallel. Natürliche Größe des Bildausschnittes 1,0 x 0,66 mm.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

TAFEL IX

1

2



3

4

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

LITERATURVERZEICHNIS

BACH, L. (1926): Über Wulfenit. Neues Jb. Min. Beil. Bd. 54, A.

BETECHTIN, A. G. (1968): Lehrbuch der speziellen Mineralogie. VEB-Verlag, Berlin.

BRUNLECHNER, A. (1899): „Die Entstehung und Bildungsfolge der Bleiberger Erze und ihrer Begleiter." Jahrbuch des naturhistorischen Landesmuseums von Kärnten.

COLBERTALDO, D. DI (1955) Strutture e tessiture di galena, blenda e pirite in alcuni giamenti delle Alpi Orientali. Memoria, Centro Studi di Petr. e Geol. del CNR presso l'Univ. di Padova.

— & FERUGLIO, G. (1963): I minerali tubolari di Raibl. Atti della Societa Haliana di Scienze Naturali. Vol. CII, Fasc. I, Milano.

DANA, J. D. (1958): System of Mineralogy. Volume I, II, John Wiley and sons, New York.

GOLGSCHMIDT, V. (1916): Atlas der Kristallformen. Bd. 1—9. Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.

HEGEMANN, F. (1949): Die Herkunft des Mo, V, As und Cr im Wulfenit der alpinen Blei-Zinklagerstätten. Sonderband aus Heidelberger Beiträge zur Min. u. Petr., Bd. 1, H. 5/6.

HÖDL, A. (1941): Tracht und Paragnese des Kalkspates der Bleiberger Lagerstätte. Carinthia II, 131. Jahrg.

HOLLER, H. (1935): Vanadiumminerale und ihre genetische Position in der Bleiberger Lagerstätte. Carinthia II, Canaval-Festschrift.

— (1949): Molybdänglanz auf der Bleiberger Lagerstätte, Karinthin F. 4.

IRBY, J. R. Mc. D. (1879): Über die Kristallformen des Kalkspates. Zeitschr. für Kristallogr. u. Min. 3.

KONTRUS, K. (1948/49): Über einige neue und interessante Mineralfunde aus Bleiberg in Kärnten. Tsch. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 2, H. 1.

KOSTELKA, L. (1956 a): Neue Molybdänsulfidvorkommen von Bleiberg-Kreuth. Karinthin, F. 31/32.

— (1956 b): Ein Cölestinvorkommen in Kreuth bei Bleiberg. Karinthin, F. 33.

MEIXNER, H. (1950 a): Neue Mineralvorkommen aus den Ostalpen (Cölestin von Kreuth bei Bleiberg, Kärnten). I. Heidelberger Beitr. z. Min. u. Petr., 2, Göttingen.

— (1950 b): Über Jordisit (amorphes Molybdänsulfid) von Bleiberg in Kärnten Carinthia II, 139/140.

— (1956): Zur Molybdänführung in Kärntner Pb-Zn-Lagerstätten. Karinthin, F. 31/32.

— (1957 a): Eine Gipsmetasomatose in der Eisenlagerstätte des Hüttenberger Erzberges, Kärnten. N. Jb. Min. Abh.

— (1957 b): Die Minerale Kärntens. I. Teil Carinthia II, 21. Sonderh.

— (1963): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen, XVIII. Auffallende Cerussit-xx von Bleiberg, Kärnten. Carinthia II, 73. bzw. 153. Jahrg.

— (1967 a): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen, XXII. Cerussit-xx in einer interessanten Paragenese von Bleiberg, K. Carinthia II, 157.

— (1967 b): Geomineralogie des Strontiums in österreichischen Vorkommen. Joanneum, min. Mitteilungsblatt 1/2.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

PHILIPSBORN, von H. (1967): Tafeln zum Bestimmen der Minerale nach äußeren Kennzeichen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller). Stuttgart.

RAMDOHR, P. (1947): Die orientierten Verwachsungen von Bleiglanz, Cotunnit und Anglesit der Grube Christian Levin bei Essen-Borbeck. Abh. der Deutsch. Akad. der Wissensch. zu Berlin. Jahrg. 1945/46.

— (1960): Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akad.-Verlag Berlin.

— & STRUNZ, H. (1967): Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart.

SANDER, B. (1948/1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I, II. Wien und Innsbruck.

SCHNEIDER H. J. (1954): Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. Abh. Bayr. Ak. Wiss. math., natur. Kl., F. 66.

SCHROLL, E. (1949 a): Über die Anreicherung von Mo und V in der Hutzone der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth in Kärnten. Verh. Geol. B. A.

— (1949 b): Wulfenite von Nassereith/Dirstentritt (Tirol) und Bleiberg (Kärnten). Tsch. min. u. petr. Mitt., F. 3, 1.

— (1953): Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth/Kärnten in Österreich. Mitt. öst. Min. Ges., 2. Sonderh.

— (1960): Strontianit aus Bleiberg (Kärnten). Carinthia II, 70. bzw. 150. Jahrg., H. 1.

SCHULZ, O. (1959): Studien an Zinkblenden im Bereich der erzführenden Raibler Schichten der Grube Max, Kreuth (Kärnten). Berg- und Hüttenm. Jahrg. 104, H. 9.

— (1960): Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max). Verlag des naturw. Vereines f. Kärnten, Klagenfurt.

— (1966): Sedimentäre Barytgefüge im Wettersteinkalk der Gailtaler Alpen. Tscher. min. u. petr. Mitt., Bd. XII, H. 1.

— (1966 a): Neuergebnisse an synsedimentären Mineralen der Lagerstätte Bleiberg-Kreuth. Math.-naturw. Klasse der Österr. Akad. der Wissensch., Jahrg. 1966, Nr. 10.

— (1966 b): Pseudomorphe Verdrängungen von Baryt durch Calcit und Fluorit. N. Jb. Min., Mh. 11.

— (1966 c): Die diskordanten Erzgänge vom „Typus Bleiberg" syndiagenetische Bildungen. Symposium internaz. sui giacimenti miner. delle Alpi, Trento-Mendola.

— (1968): Die synsedimentäre Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). Tscherm. min. u. petr. Mitt., Bd. XII, H. 2—3.

SIEGL, W. (1938): Über den Plumbocalcit von Tsumeb nebst Beiträgen zur Kenntnis des Tarnowitzites. Zeitschr. f. Kristall., Abt. A, 99.

— (1947): Zur Wulfenitbildung in manchen Blei-Zinklagerstätten. Berg- und Hüttenm. Mh. 92.

TAUPITZ, K. Ch. (1954): Die Blei-, Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach (Diss., nicht publ.).

TORNQUIST, A. (1927): Die Blei-Zinkerzlagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. Springer-Verlag, Wien.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

TRÖGER, W. E. (1959): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh. Stuttgart.

— (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband. Scheizerbart'sche Verlagsbuchh. Stuttgart.

WINCHELL, A. N. (1962): Elements of optical Mineralogy. John Wiley and sons, New York, London.

WULFEN, X. (1785): Abhandlung vom kärntnerischen Bleyspate. Wien.

Anschrift der Verfasserin: Dr. Fotini MAVRIDOU-KANAKI, 621 Ano Ilisia, Gr. Avxediu 71/IV, Athen.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Carinthia II

Jahr/Year: 1972

Band/Volume: 162_82

Autor(en)/Author(s): Mavridou-Kanaki Fotini

Artikel/Article: Die Minerale Bleibergs (Kärnten)- (Mit 2 Abbildungen, 2 Diagrammen, 6 Tabellen imText und 9 Tafelnbilder ab Seite 64) 7-84