

Descloizit in den Pb-Zn-Lagerstätten der Bayerisch-Nordtiroler Kalkalpen

Von Hans-Jochen Schneider, Berlin, und Helmut Wolf, Regensburg

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen im Text

Auszug

In den letzten 15 Jahren häuften sich im Zuge systematischer lagerstättenkundlicher Untersuchungen über die kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten auch zahlreiche Funde von Descloizit. Dadurch deutet sich eine viel weitere Verbreitung dieses Pb-Zn-Vanadates an, als bisher bekannt war. Wie auch der genetisch verwandte Wulfenit ist der Descloizit stets an die Oxydationszonen (und deren Erosionsrelikte) von Pb-Zn-Erzvorkommen in mitteltriassischen (ladinischen) Kalk-Dolomit-Serien gebunden. Von den nordalpinen Vorkommen und einigen Vergleichsproben aus dem Kärntner Raum wurde durch röntgenographische und mikrochemische Untersuchungen erstmals sicher nachgewiesen, daß es sich um das Zn-reiche Endglied der Descloizit-Mottramit-Mischungsreihe, also um nahezu „reinen Descloizit“ handelt.

Abstract

In connection with a systematic investigation of Alpine Pb-Zn-deposits conducted during the past 15 years numerous occurrences of descloizite were discovered. Evidently this Pb-Zn-vanadate is distributed far more extensively than supposed until now. Similar to the genetically related wulfenite, descloizite is always bound to the oxidation zones of Pb-Zn-deposits in Mid-Triassic (Ladinian) limestone-dolomite sequences. By X-ray diffraction and micro-chemical analyses of samples from the Northern Alps and Carinthia it has been proved for the first time that the descloizite is "pure descloizite", corresponding closely to the Zn-rich end member of the descloizite-mottramite series.

1. Vorbemerkungen

In den letzten 15 Jahren sind im Zusammenhang mit der monographischen Bearbeitung der nordalpinen Blei-Zink-Lagerstätten in den Bayerisch-Nordtiroler Kalkhochalpen 16 Vorkommen des Blei-Zink-Vanadates Descloizit entdeckt worden. Dadurch deutet sich eine viel weitere Verbreitung des Vanadium-Minerales in den nördlichen Kalkalpen an, als dies nach den spärlichen, bisher bekannten Fundpunkten angenommen werden konnte (SCHROLL 1949, SCHNEIDER 1953 a). Die stets unscheinbar braun-schwarz gefärbten, sehr feinkörnigen Kristallkrusten wurden wohl immer übersehen, obwohl sie in charakteristischer Weise ausschließlich an die Oxydationszone der triassischen (ladinischen) Pb-Zn-Lagerstätten und deren z. T. natürliche Schutthalden gebunden sind.

Von den Oxydationszonen einiger Lagerstätten dieses Gebietes war dagegen schon seit über einem Jahrhundert das Bleimolybdat Wulfenit in z. T. grö-

beren Anreicherungen bekannt (s. Abb. 1 und Tab. 2) und deshalb auch wiederholt Gegenstand bergbaulicher Gewinnung und minero-genetischer wie geochemischer Untersuchungen und Erörterungen (SENGER 1821, GÜMBEL 1861, ISSER 1881, 1919, SCHMIDT 1915, HAMMER 1915, KRUSCH 1918, SCHROLL 1949, 1950, SCHNEIDER 1953 a, b, TAUPITZ 1954). Dabei gingen wirtschaftliche und wissenschaftliche Überlegungen stets von den analogen, jedoch viel größeren Vorkommen in den südöstlichen Kalkalpen aus (s. u.), da für beide Lagerstättenreviere gleiche genetische Bedingungen angenommen werden konnten.

Mit der vorliegenden Arbeit sei zunächst auf die offensichtlich weite Verbreitung des Descloizites in den nördlichen Kalkhochalpen aufmerksam gemacht. Ausführlichere genetische Erörterungen aufgrund neuer geochemischer, mineralchemischer und physikochemischer Ergebnisse (WOLF 1966) sind einer späteren Publikation vorbehalten. Da die Descloizite der nördlichen Kalkalpen bisher jedoch weder eine eingehendere Erwähnung noch eine genauere Untersuchung erfahren haben, soll hiermit eine erste mineralogisch exakte Bestimmung vorgelegt werden.

Die notwendigen röntgenographischen Untersuchungen wurden durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Prof. Dr. G. MENZER möglich, seinerzeit Vorstand des Institutes für Kristallographie und Mineralogie der Universität München, der uns in großzügiger Weise die erforderlichen Instrumente zur Verfügung stellte. Herrn Dr. K.-F. SEIFERT, damals Assistent am o. a. Institut, verdanken wir wertvolle fachliche Beratung. Weitere Laborarbeiten wurden am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München, Vorstand Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER, durchgeführt. Am Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin stellte Herr Präparator G. GRUNDMANN mit besonderer Sorgfalt Erzanschliffe und zweiseitig polierte Dünnschliffe von den präparativ schwierigen Proben her. Im Rahmen des Forschungsprogrammes „Genetische Untersuchungen kalkalpiner Blei-Zink-Lagerstätten“ unterstützte die Deutsche Forschungsgemeinschaft einen Teil der Geländearbeiten und die laborativen Untersuchungen, wofür auch an dieser Stelle gedankt sei.

2. Historischer und regionaler Überblick

Aus der Oxydationszone einiger Pb-Zn-Lagerstätten der südöstlichen Kalkalpen ist Descloizit seit langem bekannt, so z. B. von Mies/Mežica (MEIXNER 1935, GRAFENAUER u. Mitarb. 1968), vom alten Bergbau-
revier am Obir (Oberschäffler-Alpe u. a.) und vor allem aus dem Revier von Bleiberg-Kreut (HOLLER 1935, SCHROLL 1949). Vereinzelt findet sich dabei auch Vanadinit. In denselben Oxydationszonen tritt jedoch das Bleimolybdat Wulfenit meist in bedeutend größerer, wirtschaftlich interessierender Menge auf. Obschon diesen Vanadium- und Molybdän-Mineralen die typische Beschränkung auf die sekundären, oxydativen Neubildungen eigen ist, läßt sich doch, wie schon SCHROLL (1949) hervorhob, generell eine deutliche räumliche (vertikale) Trennung der Descloizit- und Wulfenitabsätze erkennen. Dadurch deuten sich für beide Minerale unterschiedliche Bildungsbedingungen

innerhalb der Oxydationszone an. Eine ähnliche Gesetzmäßigkeit scheint auch der heutigen Verbreitung dieser Minerale in den nördlichen Kalkalpen zugrunde zu liegen.

Über das Auftreten von Descloizit in den Pb-Zn-Lagerstätten gleichen Types der nördlichen Kalkalpen war bisher sehr wenig bekannt. Als erster erwähnte SCHROLL (1949, Fußnote S. 15C) einen Descloizit-Fund HIESLEITNERS „bei Lafatsch“¹ (Karwendel-Gebirge) und einen eigenen Fund, der „gleichfalls als Descloizit zu bezeichnen ist“, von der Halde des alten Bergbaues am Hocheck (Annaberg/Niederösterreich).

Aus den bayerischen Kalkalpen führte SCHNEIDER (1953 a) zwei weitere Vorkommen an: Von einer Halde des früheren Abbaureviers „Rauschberg-Ost“ (bei Inzell) sowie vom alten Barbara-Tiefbau des Bergbaues „Königsberg“ am Torrener Joch (bei Berchtesgaden). 1955 fand SCHNEIDER im Bereich der Lagerstätten des Gleiersch-Gebietes (Karwendel-Gebirge) einige mit Descloizit umkrustete Wettersteinkalk-Fallstücke auf den „Unteren Lettenreisen“ und 1958 ähnliche Stücke auf den „Oberen Lettenreisen“. Ab 1961 wurden dann im Verlauf systematischer lagerstättenkundlicher Untersuchungen im Gleiersch-Gebiet (WOLF 1963), im westlichen Mieminger-Gebirge (GERMANY 1963) sowie in den östlichen Lechtaler Alpen von Dr. H.-O. ANGERMEIER und H. WOLF 1964 weitere Vorkommen entdeckt (s. Tab. 1).

Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Zentraldirektor i. R. Dr. mont. E. TSCHERNIG, Klagenfurt, soll Herr MUSKARI, seinerzeit Betriebsführer des Untersuchungsbergbaues Lafatsch, Ende der fünfziger Jahre im alten Bergbaurevier Vomper Loch/Karwendel „unterhalb der Jagdhütte“ im Schutt Descloizit gefunden haben. Da wir von diesem Fundort keine Proben erhalten konnten, haben wir dieses fragliche Vorkommen nicht in unserer Tab. 1 angeführt.

Diese sich mehrenden Funde in den alten Bergbaurevieren zeigen, daß der unscheinbar ausgebildete Descloizit früher nicht beachtet und erkannt wurde, wahrscheinlich jedoch noch viel weiter verbreitet ist, als bis jetzt übersehen werden kann.

In den nördlichen Kalkalpen ist auch der Wulfenit nur von wenigen Stellen und in geringen Mengen bekanntgeworden, im Gegensatz zu den zahlreichen und stellenweise größeren Vorkommen der südöstlichen Kalkalpen (HEGEMANN 1949, MEIXNER 1950, SCHROLL 1949, 1950). Von einigen Funden im oben erwähnten Revier Annaberg-Türnitz (Niederösterreich) abgesehen, konzentrieren sich die Wulfenit-Vorkommen zwischen Wetterstein-Gebirge und östlichen Lechtaler Alpen (vgl. Abb. 1 und Tab. 2). Als erster nannte SENER (1821, S. 76) „Gelb-Bleyerz... in sehr kleinen undeutlichen Kristallen auf Bleischweif...“ vom Bergbau Feigenstein bei Nassereith. Weitere Funde sind von dort nicht bekanntgeworden.

¹ Die Fundstelle ist mit der Lokalität „Kleiner Lafatscher Nord-Fuß“ (Nr. 14, Tab. 1) identisch.

Tab. 1. Fundpunkte von Deschlozit in den Bayerisch-Nordtiroler Kalkalpen.

| Lfd. Nr. | Bereich | Lokalität | Höhe NN (m) | an- steh. | Literatur bzw. erster Fund |
|---|---------|---|-------------|--------------|-----------------------------------|
| Lechtaler Alpen | | | | | |
| 1 | | Heiterwand-E | 2070 | + | (ANGERMAYER 1964)* |
| 2 | | Tarrenzner Scharte-N | 1800 | — | (ANGERMAYER 1964)* |
| 3 | | Dirstentritt/Nassereith (Halde d. Eduard- Stollens) | (1170) | — | (WOLF 1964)* |
| Mieminger Gebirge | | | | | |
| 4 | | Schachtkopf-N und -S | 1550 | — | GERMANN 1963 |
| 5 | | Grießspitzen-W | 2150 | — | GERMANN 1963 |
| 6 | | Tajakopf-N und -SE | 2100 | — | GERMANN 1963 |
| Karwendel- Gebirge (Hoher Gleiersch) | | | | | |
| 7 | | Schönfleck | 1930 | + | WOLF 1963 |
| 8 | | „Bei den Tröglen“ | 2100 | + | WOLF 1963 |
| 9 | | Oberes Helfertal | 2100 | — | WOLF 1963 |
| 10 | | Hoher Gleiersch/Gipfel | 2480 | + | WOLF 1963 |
| 11 | | Riegelkar | 2000 | — | WOLF 1963 |
| (Katzenkopf S-Seite) | | | | | |
| 12 | | Untere Lettenreisen | 1400 | — | (SCHNEIDER 1955)* |
| | | | | + | WOLF 1963 |
| 13 | | Obere Lettenreisen | 1700 | — | (SCHNEIDER 1958)* |
| (Gr. u. kl. Lafatscher) | | | | | |
| 14 | | Kl. Lafatscher N-Fuß | 1900 | — | (HIESSLEITNER in) SCHROLL 1949 |
| 15 | | Gr. Lafatscher SE-Grat | 2150 | + | (WOLF 1964)* |
| Chiemgauer Alpen | | | | | |
| 16 | | Rauschberg (Ob. Josephs-Stollen) | 1100 | — | SCHNEIDER 1953 a |
| Berchtesgadener Alpen | | | | | |
| 17 | | Königsberg/Jenner (Barbara-Stollen) | 1600 | + | SCHNEIDER 1953 a |

* Interne Arbeitsberichte und Belegstücke

Dagegen gewann die benachbarte Pb-Zn-Lagerstätte Dirstentritt durch die Wulfenit-Führung (GASSER 1913) sogar an wirtschaftlichem Interesse, vor allem

Tab. 2. Vorkommen von Wulfenit in den Bayerisch-Nordtiroler Kalkalpen.

| Lfd. Nr. | Bereich | Lokalität | Höhe NN (m) | an- steh. | Literatur bzw. erste Erwähnung des Fundes |
|----------|---------------------|---------------------------------------|-------------|--------------|---|
| 1 | Wetterstein-Gebirge | Höllental/Garmisch | 1500 | + | GÜMBEL 1861 |
| 2 | | Franz-Adolf-Zeche/ Riebodeneck | 900 | + | LAUBMANN 1924 |
| 3 | Mieminger Gebirge | Feigenstein/Nassereith | 1200 | — | v. SENER 1821 |
| 4 | Lechtaler Alpen | Dirstentritt/Nassereith | 900 | | |
| | | | 1700 | + | CASSER 1913 |
| 5 | Tschirgant-Gruppe | Franz-Stollen/ Tschirgant bei Imst | 950 | + | CASSER 1913 |
| | | | | | |

während der beiden Weltkriege (HAMMER 1915, KRUSCH 1918, 1938, ISSER 1919, SCHROLL 1950). Der Betrieb wurde erst 1953 endgültig eingestellt. — Auch im nahegelegenen Revier des Tschirgant bei Imst führte der Wulfenit zu Beginn des Ersten Weltkrieges zur Wiederaufnahme eines bescheidenen Bergbaues (HAMMER 1915, ISSER 1919).

Ebenfalls während des Ersten Weltkrieges wurde auf bayerischem Gebiet, im Wettersteingebirge, der alte Pb-Zn-Bergbau im Höllental (GÜMBEL 1861) mit einem enormen Kapitalaufwand wieder in Betrieb genommen. Der Anlaß hierfür war die optimistische Beurteilung der Vorräte an Wulfenit (SCHMIDT 1915, KRUSCH 1918, 1938). Immerhin wurden dort von 1915 bis 1918 insgesamt 14,3 t Molybdän aus Wulfenitkonzentraten gewonnen, bei einer Gesamtförderung von 25 000 t Haufwerk (!). — In der im letzten Jahrhundert wiederholt bebauten kleinen Pb-Zn-Lagerstätte „Franz-Adolf-Zeche“ im Riedboden-Eck südlich von Mittenwald fand sich nur gelegentlich etwas Wulfenit (LAUBMANN 1924, SCHNEIDER 1953 a).

Von keinem dieser nordalpinen Wulfenitvorkommen ist jedoch bisher Descloizit bekanntgeworden. Nur auf der Halde vor dem „Eduard-Stollen“ von Dirstentritt fand WOLF 1964 einige, in der üblichen Art umkrustete Wettersteinkalkbrocken. Von dieser einen Ausnahme abgesehen, tritt speziell im Bayerisch-Nordtiroler Grenzbereich eine auffallend strenge Beschränkung des Descloizites und Wulfenites auf verschiedene, geographisch getrennte Lagerstätten hervor. Eine solche räumliche Trennung ist in den Großlagerstätten der Südostalpen meist nur innerhalb der Oxydationszonen in der Vertikalen erkennbar.

Die hier als Träger der Mo-V-Mineralisation betrachteten Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen und südöstlichen Kalkalpen gehören alle zu den bekannten und viel diskutierten Lagerstätten vom „Typus Bleiberg“, die durch-

wegs an die mitteltriassischen Kalk- und Dolomitserien der Ostalpen gebunden sind (HEGEMANN 1949, SCHNEIDER 1953 a, b, 1964, SCHULZ 1964, TAUPITZ 1954 etc.).

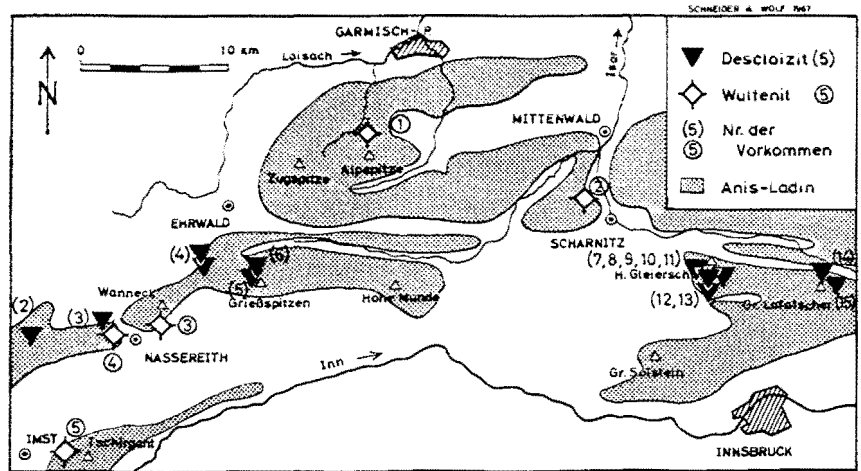


Abb. 1. Descloizit- und Wulfenitvorkommen in den Bayerisch-Nordtiroler Kalkhochalpen. Zur Numerierung und Benennung der Vorkommen vgl. Tab. 1 und 2.

3. Art der Vorkommen und Ausbildung von Descloizit

In den nördlichen Kalkalpen bildet das Mineral stets relativ feinkristalline Krusten und Überzüge, überwiegend auf losen Brocken von Wettersteinkalk, seltener am Anstehenden in Klüften und Zerrüttungszonen, und gelegentlich auf grobkristallinem Kalzit. Verhältnismäßig häufig findet man auch vollständig von Descloizit umkrustete Wettersteinkalkstücke. Die weitgestreute Verbreitung im Haldenschutt, als natürliche Schuttausstrahlung topographisch höhergelegener Vorkommen, begünstigt durch das alpine Steilrelief, ist die besondere Eigenart der meisten Fundstellen. Die Art des Auftretens ist also die gleiche, wie sie HOLLER (1935) auch von Bleiberg/Kärnten beschrieben hat.

Von den ersten nordalpinen Funden an war bereits erkennbar, daß ausschließlich die Pb-Zn-Lagerstätten in den ladinischen Karbonatgesteinsserien (Wettersteinkalk bzw. Ramsaadolomit) den Descloizit führen, nicht dagegen die hier vereinzelt auch im anisischen Muschelkalk vertretenen.

Vermutlich deutet sich schon in dieser Regel ein genetischer Zusammenhang mit der Bildung alter (tertiärer) Landoberflächen an, die im Zuge der terrestrischen Verwitterungsprozesse viel eher und intensiver die mächtigen ladinischen Gesteinsserien erfaßten, als die meist auch topographisch tiefer gelegenen anisischen. Nach dieser Deutung wäre auch die durchwegs bedeutende

absolute oder zumindest relative Höhenlage der Fundpunkte zu verstehen (vgl. Tab. 1).

Die Bindung von Descloizit und Wulfenit an geologisch alte Oxydationszonen der Pb-Zn-Lagerstätten und ihre oxydischen Erosionsrelikte wird noch dadurch unterstrichen, daß diese Vorkommen durchwegs auch rötlich gefärbte, bauxitische Verwitterungsprodukte führen, die einen wichtigen klimatischen und zeitlichen Hinweis bieten (SCHNEIDER 1953 b, WOLF 1966).

Gegenüber der mehr flächenhaft gestreuten Verbreitung des Descloizites in den (natürlichen) Schuttfächern von hochgelegenen Lagerstätten (-Teilen), die ständig der Erosion ausgesetzt waren, erscheint der Wulfenit überwiegend in tiefgreifenden großen Störungszonen mehr linear angereichert. Da diese Lagerstätten (-Teile) zudem stets topographisch tiefer oder im Bereich alter morphologischer Senken und Talzüge liegen, entgingen sie einer vollständigen Abtragung. Durch diesen Teufenunterschied der supergenen V- und Mo-Anreicherungen in ihrem Abstand zu den alten Abtragungsflächen läßt sich auch erklären, weshalb der Wulfenit fast ausschließlich im Anstehenden — und dazu meist im Untertagebergbau — angetroffen wurde, wogegen der Descloizit überwiegend im Schutt verstreut ist und nur in mengenmäßig unbedeutenden Relikten noch in Oberflächennähe ansteht.

Auch in der Paragenese ergibt sich zwischen beiden Mineralen ein charakteristischer Unterschied: Während der Wulfenit auch in den nördlichen Kalkalpen meist mit dem üblichen Bleiglanz-Cerussit-Gemenge („Schwarzbleierz“ i. w. S.) oder anderen Mineralen der Oxydationszone verwachsen ist, wurden von Descloizit hier bisher noch keine Aufwachsungen auf anderen Erzmineralen beobachtet. Der Descloizit stellt stets die einzige Kristallbildung auf dem tauben karbonatischen Nebengestein dar².

Manchmal umkleidet einzelne Kalkbrocken eine dünne erdig-dichte, ockerfarbene Schicht, auf der dann erst die Descloizitkristalle aufgewachsen sind (s. S. 488). An den Bleiberger Vorkommen stellte schon HOLLER (1935) fest, daß es sich dabei um ein „wasserhaltiges Eisen- und Kalziumkarbonat wechselnder Zusammensetzung“ handeln müsse. Solche Verwitterungskrusten sind in den Kalkhochalpen auch ohne Descloizit-Begleitung weit verbreitet und bekannt.

In allen unseren Funden erscheint der Descloizit in ähnlicher Ausbildung, die von deutlich kristallinen Krusten bis zu „erdig-dichten“ Überzügen variiert. Nach der äußeren Beschaffenheit hat WOLF den Descloizit der nördlichen Kalkalpen, etwa in Übereinstimmung mit den Beschreibungen von DIEFENBACH (1928), HOLLER (1935) und KRUSCH (1937), in 3 Typen unterteilt:

² In der Pb-Zn-Lagerstätte Mežica (SE Kalkalpen) dagegen erscheint Descloizit gelegentlich auch als jüngere Aufwachsung auf Wulfenit, wie erzmikroskopische Untersuchungen von GRAFENAUER & Mitarb. (1968) zeigen. Die Entwicklungs- und Erhaltungsbedingungen für die Paragenesen der Oxydationszone waren dort auch viel günstiger.

I. Wohlkristallisierte Krusten

Aus einer feinkristallinen Kruste ragen einzelne kleine Kristalle von maximal 1 mm Kantenlänge heraus. Ihre Tracht weist ausschließlich rhombische Endpyramiden auf. Diese meist schwarz aussehenden Kristalle sind kantendurchscheinend rot und zeigen Diamantglanz. Häufig sind jedoch an den mm-dicken Überzügen nur einzelne stark glänzende, dreieckige Kristallflächen zu erkennen. Die Farbe solcher feinkristalliner Überzüge kann von Schwarz über Schwarzbraun bis zu hellem Rot spielen.

II. „Nierige“ und „warzige“ Krusten

Manchmal bilden die feinkristallinen Krusten auch halbkugelig-warzige Überzüge. Die rundlichen Kristallaggregate erreichen Durchmesser von maximal 3 mm.

III. „Erdige“ Überzüge

Die feinkristallinen Krusten können, oft auf demselben Handstück, schrittweise in erdig-dichte Überzüge übergehen, bei denen unter der Lupe keine Kristalle mehr zu erkennen sind. In solchen Fällen ändert sich auch die Farbe von braunschwarz nach olivgrün, rötlichbraun, ocker oder gelb. Die Dicke der Überzüge ist dann wesentlich geringer; sie beträgt meist weniger als 0,3 mm. In dieser Ausbildung sehen die Überzüge dann den o. a. Verwitterungskrusten täuschend ähnlich.

4. Mikroskopische Untersuchungen

Für eine erste grobe mineralparagenetische Untersuchung der verschiedenen nordalpinen Desclouzittypen wurden Erzanschliffe und — zunächst — „normale“ Dünnschliffe hergestellt. Infolge der hohen Doppelbrechung des Minerals wirkt sich jedoch das starke „optische Relief“ sehr störend auf die Durchlichtbeobachtungen aus. Deshalb wurden beidseits polierte Dünnschliffe angefertigt, welche viel klarere Bilder liefern (vgl. Abb. 2 u. 3).

War die Präparation der Dünn- und Anschliffe von den dünnen Kristallkrusten (Typ I und II), die zudem oft nicht fest auf der Gesteinsoberfläche haften, an sich schon sehr schwierig, so konnten von den erdig-dichten Überzügen des Types III trotz aller Mühe keine brauchbaren Schliffpräparate gewonnen werden.

Im Dünnschliff haben alle Kristallkrusten (Typ I + II), weitgehend unabhängig von ihrem makroskopischen Farbeindruck, eine Eigenfarbe, die von braungelb (Z) über goldgelb bis weißlichgelb (X und Y) variiert, wie dies auch von anderen Vorkommen bekannt ist (DANA 1963). In einzelnen Lagen bzw. Korngenerationen (s. u.) wird das Mineral fast farblos bis schwach gelb. Der Pleochroismus ist generell vorhanden, wenn auch von wechselnder Intensität. Dadurch wird der Zonarbau der Einzelkristalle parallel o (111) sichtbar, der vor allem bei größeren Kristallen (über 0,2 mm) stets deutlich hervortritt.

Im Habitus herrschen bis zu einer Größe von etwa 0,2 mm \varnothing isometrische (subhedrale) Kornformen vor, die als „Kornpflaster“ viele Kristallkrusten (Typ I + II) aufbauen oder zumindest in einzelnen „Lagen“ (s. u.) verbreitet sind. Häufiger werden die Krusten des Types I und II jedoch von prismatisch gestreckten Kristallen gebildet, die bis zu 2 mm Länge erreichen (Abb. 2 u. 3). Diese prismatischen Kristalle, mit ihrer Längsachse stets senkrecht zur Anwachfläche orientiert, stehen meist in radialstrahlig-büscheligen Gruppen zusammen.



Abb. 2. Descloizit Typ I („wohlkristallisierte Kruste“), unter der Lupe schwarz glänzend, braun kantendurchscheinend. Typisch radialstrahlig-büschelige Wachstumsregelung der prismatisch gestreckten Kristalle (z: Zonarbau) von ca. 0,6 mm Länge. Ältere, kleinere XX-Generation an der Basis. K: Kalzit der Basisfläche (Dunkelstellung). Beidseitig polierter Dünnschliff. Nicols $\times 70^\circ$. Vergr. $80\times$ auf Platte. Revier „Obere Lettenreisen“/Karwendel (Nr. 13/Tab. 1).

Die Neigung zu rosettenförmiger Anordnung der Mineralkörner ist bis in den 0,01-mm-Bereich beobachtbar. Von dieser Größenordnung sind blumenkohlartige oder sphärolithisch-kugelige Kristallaggregate, die reliktsch im (sammelkristallisierten?) „Kornpflaster“ schwimmen oder als jüngste Generation (s. u.) der groben Prismenlage aufsitzen. Die nierig-warzigen Krusten vom Typ II erweisen sich somit bei mikroskopischer Betrachtung nur als eine Variante des allgemeinen Kristallwachstums, bei der sich die vorherrschende Tendenz zum radialstrahlig-sphärischen Aufbau noch bis zur Oberfläche der Kruste durchsetzen konnte.

Das Korngefüge der Krusten vom Typ II ist paragenetisch besonders interessant. Während diese Krusten unter der Lupe meist eine extrem feinkristal-

line, manchmal direkt rauh-glasige Oberfläche aufweisen, zeigen sie im Dünnschliff einen typischen „Schichtenbau“ aus mehreren Generationen verschieden großer und verschiedengestaltiger Kristalle: Über einer unregelmäßig entwickelten, feinkörnigen, hellen bis farblosen „Basisgeneration“ (\varnothing : 0,01 bis 0,1 mm) baut sich stets die übliche farbige „Prismengeneration“ auf (\varnothing : 0,25 bis 2 mm), die dann von einer feinkörnig-sphärolithischen, dunkler gefärbten jüngsten Generation (\varnothing : um 0,01 mm) überwachsen wird. Dabei deckt die jüngste Generation die Endpyramiden der groben Kristall-Lage oft derart ein, daß die Oberfläche jenes rauh-glasige Aussehen erhält (s. Abb. 3).

Aber auch innerhalb der durchwegs gröberkörnigen Prismengeneration ist noch ein eigenartiger „Zonenbau“ erkennbar: Im Dünnschliff zeigen viele

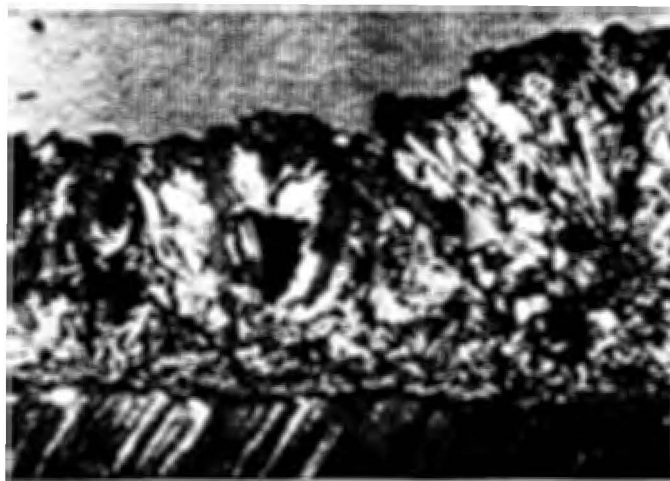


Abb. 3. Descloizit Typ II („niedrig-warzige Krusten“), unter der Lupe braun glänzend, gelbbraun kantendurchscheinend. Die mittlere, radialstrahlig-büschelige Lage großer XX-Prismen (2) wird von feinkörnigen, isometrischen und sphärolithischen Kristallen (1,3) unter- und überlagert. Dicke der gesamten Kruste: um 0,7 mm. Beidseitig polierter Dünnschliff. Nicols $\times 70^\circ$. Vergr. $24\times$. Revier „Obere Lettenreisen“/Karwendel (Nr. 13/Tab. 1).

Prismenlagen im Zonenbau der Einzelkristalle eine meist dunkler gefärbte Partie, welche wie ein feines Band in annähernd gleicher Höhe quer durch die Kristalle zieht. Im Erzanschliff wird dieser Zonenbau durch eine dunkle, schattenhafte Linie markiert, die ebenfalls quer durch alle Prismen und parallel zur Aufwachsfläche verläuft (s. Abb. 4). Im Schliff der Abb. 4 wird die Zonenstruktur der Kristallkruste noch dadurch unterstrichen, daß die untere Partie weiße bis hellgelbe, die obere dagegen rote Innenreflexe zeigt.

Zweifelloos ist dieser Lagen- oder Zonenbau mit seiner deutlich verschiedenen Färbung auf einen wechselnden Chemismus im Aufbau der Kristall-

generationen zurückzuführen. Zu seiner Klärung könnten Analysen mit der Elektronen-Mikrosonde beitragen, die uns vorerst jedoch nicht zur Verfügung standen.

Das optische Verhalten von Descloizit im Auflicht wurde bereits von GRAFENAUER & Mitarb. (1968) beschrieben. Die Angaben können von unserer Seite bestätigt werden.

Die Basis der Descloizit-Krusten auf dem Nebengestein, von HOLLER (1935) und WOLF (1966) bereits erörtert, erwies sich in unseren Schliffpräparaten als sehr unterschiedlich. Meist ist sie in mikroskopischer Dimension auffallend „glatt“ (s. Abb. 3 u. 4) und nur selten, nämlich an der Grenze gegen



Abb. 4. Descloizit Typ II („nierig-warzige Krusten“), unter der Lupe schwarz glänzend, rauh-glasige Oberfläche. Die ca. 0,2 mm dicke Lage mäßig gestreckter Kristalle wird von einem grauen, parallel zur Aufwachsfläche verlaufenden Band durchzogen (z — z), welches gemeinsamen Zonenbau markiert. Man beachte das dunkelgraue feine Pigment: Mineraleinschlüsse (vgl. Text). Schwarzes Feld oben: Kunstharz; graues Kernpflaster unten: feinkörniger Kalkstein. Die Aufwachsfläche (Basis) der XX-Kruste ist durch (dunkle) tonige Partikel und Goethit-Flitter gekennzeichnet. Auflicht/Erzanschliff. Nicols 70° (Anisotropieeffekte überdecken Innenreflexe!). Vergr. 200× auf Platte, Ölimmersion. Revier „Obere Lettenreisen“/Karwendel (Nr. 13/Tab. 1).

cm-körnige Kalkspatkristalle, buchtig oder gezackt. Dies dürfte auf eine geringe Aggressivität der Descloizit-absetzenden Lösung hindeuten.

Meist liegt dem Nebengestein ein dunkler, extrem feinkörniger Pigment-saum auf, in dem nur bei stärkster Vergrößerung „limonitische“ Partikel zu erkennen sind. Häufig treten hier rundliche, braun bis rot durchscheinende Körner (\varnothing um 0,002 mm) auf, die auch als Einschlüsse und Zwickelfüllungen

im Descloizit-Korngefüge vorkommen. Soweit optisch bestimmbar, handelt es sich um Goethit. — Vereinzelt bildet klarer jüngerer Kalkspat mit einer feinkörnigen Kristallschicht (\varnothing um 0,2 mm) die Basis. Gelegentlich sind kleine Nester von subhedralem Quarz an der Basis und innerhalb der Descloizit-Krusten zu sehen. Weitere Begleitminerale konnten in den nordalpinen Proben bisher nicht gefunden werden. Die monotone Entwicklung der Paragenese deutet auf recht gering mineralisierte Verwitterungsbildungen hin³.

Die mikroskopischen Untersuchungen bekräftigen den allgemeinen makroskopischen Befund, wonach der Descloizit vom bedeckten Nebengestein aus stets in den „freien Raum“ (einer wässrigen Lösung) kristallisiert ist. Nur in seltenen Fällen setzte er sich längs feiner, wenige mm tiefer Risse im Nebengestein ab. Dabei kam es jedoch zu keiner nennenswerten Verdrängung des Kalkspates.

5. Röntgenographische und mikrochemische Untersuchungen

Die von HIESSLEITNER (in SCHROLL 1949) und SCHNEIDER (1953 a) in den nördlichen Kalkalpen gefundenen feinkristallinen Krusten waren seinerzeit nur nach äußeren Kennzeichen und mikrochemisch-qualitativ als Descloizit bestimmt worden. Nachdem sich jedoch in diesem Gebiet während der letzten zehn Jahre die Funde häuften, erschien eine eingehendere mineralogische Bestimmung angebracht, die, mit einer spektralanalytischen Ermittlung der Spurenelemente kombiniert, gleichzeitig auch Hinweise auf die geochemischen und geologischen Bildungsbedingungen des Mineralen erbringen sollte (WOLF 1963, 1966). Eine genauere mineralogische Bestimmung war um so wünschenswerter, als auch von den anderen ostalpinen Descloiziten bisher noch keine einschlägigen Daten bekannt geworden sind. Deshalb wurden neben den nordalpinen Proben auch zwei von den klassischen südostalpinen mit untersucht (nämlich Eisenkappel-Oberschaffler Alpe und Bleiberg-Legatenwand, beide Kärnten)⁴.

Descloizit (Bruttoformel: $\text{Pb}(\text{Zn}, \text{Cu})\text{OH}(\text{VO}_4)$), rhombisch-bipyramidal, stellt das eine (Zn-reiche) Endglied einer isomorphen Mischkristallreihe dar, an deren anderem Ende der (Cu-reiche) Mottramit steht. Deshalb galt es auch, über eine generelle Identifizierung der verschiedenen ostalpinen Mineralaggregate hinaus, zu ermitteln, an welcher Stelle dieser varietätenreichen Mischungsreihe die vorliegenden Proben stehen. Die Grundlage hier-

³ Als Besonderheit seien hier noch mikroskopisch feine, nadelförmige Einschlüsse eines durchsichtigen, farblosen Mineralen erwähnt, die in manchen Anschliffen massenhaft zu beobachten sind (vgl. Abb. 4). Die Länge der regellos verteilten, dünnen Nadeln schwankt um 0,006 mm. Das Mineral konnte bisher noch nicht identifiziert werden.

⁴ Die in Abb. 5 angegebenen Proben stellen eine Auswahl aus WOLF (1966) dar. Die Daten der Probe Nr. 7 (Rauschberg/Chiemgauer Alpen) sind hier erstmals publiziert.

zu bildete die Arbeit von MILLMAN (1960). Zur Identifizierung der Minerale wurden Pulveraufnahmen nach der DEBYE-SCHERRER-Methode durchgeführt. Bei der Präparierung der Proben für die Aufnahmen mußte besonders sorgfältig vorgegangen werden, da speziell bei den sehr feinkörnigen und erdigen Krusten eine Beimengung von Fremdschubstanz vermieden werden sollte. Für die Aufnahmen wurde CuK α -Strahlung mit einer Belichtungszeit von ca. 3 Stunden verwendet.

Zur Auswertung der Aufnahmen dienten die Angaben MILLMANS (1960) über d-Werte und Linienintensitäten der Descloizit-Mottramit-Mischkristallreihe als Grundlage. So sind in Abb. 5 auch zwei Vergleichsproben aus dieser Arbeit mit aufgeführt. Nach MILLMAN ergibt sich, daß erst bei niedrigeren d-Werten (etwa ab Linie 30/ $\sim 1,65$ Å) charakteristische Unterschiede zwischen den einzelnen Gliedern der Mischkristallreihe erkennbar werden. In Abb. 5 ist eine graphische Darstellung der d-Werte und Intensitäten dieses Bereiches zwischen 1,65 Å und 1,3 Å gegeben. Danach erkennt man deutlich:

1. die d-Wertverschiebung der Linie 31 bis 32 vom Mottramit (Probe 1) zum Descloizit (Proben 2—8),
2. die Intensitätsabnahme der Linie 36 (ca. 1,41 Å) vom Descloizit zum Mottramit,
3. die Intensitätszunahme der Linie 41 (ca. 1,33 Å) vom Descloizit zum Mottramit.

Die aus den nördlichen und südöstlichen Kalkalpen untersuchten Proben besitzen nahezu gleiche d-Werte und Linienintensitäten. Sowohl die Größe der Werte als auch die Intensitäten entsprechen den Daten der Descloizit-Mottramit-Mischkristallreihe. Eine weitere Überprüfung der Werte zeigte sodann die größere Ähnlichkeit mit der Cu-ärmeren Seite der Reihe („Descloizit“ im engeren Sinne). Ein Vergleich mit den Angaben MILLMANS (1960) ergab ferner, daß die untersuchten ostalpinen Proben mit ihrem Cu-Gehalt sogar noch unter 1 % CuO (bezogen auf die Bruttoformel) liegen, also dem reinen Endglied der Reihe sehr nahekommen.

Die Auswertung der Filme erbrachte außerdem noch zwei Besonderheiten, nämlich „überzählige Linien“ gegenüber der d-Werttabelle MILLMANS sowie offensichtlich systematische d-Wertverschiebungen (WOLF 1966). Eine eingehendere Diskussion dieser Erscheinungen und ihre Deutung wird WOLF an anderer Stelle bringen. Hier sei nur so viel vorausgenommen, daß die d-Wertverschiebungen offenbar mit der unterschiedlichen Färbung der Kristalle zusammenhängen und somit mineralchemische Ursachen haben. Eine eindeutige Klärung dieser Zusammenhänge allein durch nicht indizierte DEBYE-SCHERRER-Diagramme ohne Einkristalluntersuchungen erscheint schwierig, und gerade die ostalpinen Vorkommen weisen stets nur extrem feinkristalline Aggregate auf, die eine Isolierung von Einzelkristallen fast unmöglich machen.

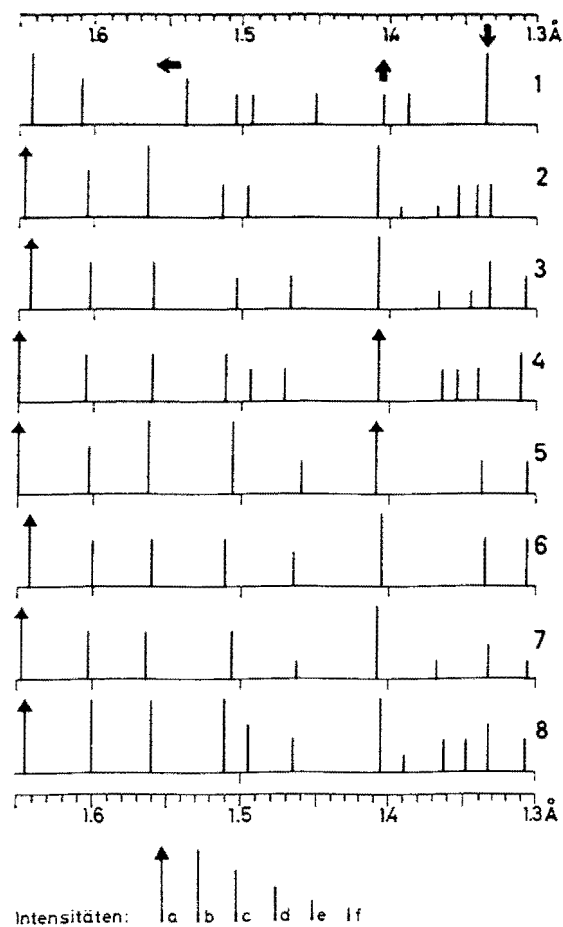


Abb. 5. Graphische Darstellung der d-Werte und Linienintensitäten von Descloizit-Kristallen aus kalkalpinen Vorkommen und Vergleichsproben. (Charakteristische Unterschiede im Bereich zwischen 1,65 und 1,3 Å.)

Herkunft der Proben:

- 1) Zink-Mottramit, Nagib/SW-Afrika (nach MILLMAN 1960),
- 2) Descloizit, Broken Hill/N-Rhodesia (nach MILLMAN 1960),
- 3—7) Descloizite aus den Bayerisch-Nordtiroler Kalkalpen (Numerierung der Fundpunkte nach Tab. 1 in (), dahinter: Farbe der analysierten Kristalle),
 - 3: Untere Lettenreisen/Katzenkopf Süd-Seite (12), schwarz,
 - 4: Riegelkar/Hoher Gleiersch (11), schwarz-braun,
 - 5: Kl. Lafatscher Nord-Fuß (14), dunkel-rotbraun,
 - 6: Schachtkopf-Süd (4), schwarz,
 - 7: Rauschberg-E/Halde vor Ob.-Josephs-Stollen (16), schwarz,
- 8) Bleiberg-Legatenwand/Kärnten, grünlich-schwarz.

Intensitätsstufen der Linien: a = sehr stark, b = stark, c = mittel,
d = mittelschwach, e = schwach, f = sehr schwach.

Konnte durch die röntgenographischen Untersuchungen sichergestellt werden, daß es sich bei dem in den Kalkalpen vorkommenden Vanadium-Mineral tatsächlich um Descloizit handelt, der zudem noch dem reinen Blei-Zink-Vanadat sehr nahesteht, so sollten zusätzliche mikrochemische Nachweisreaktionen noch das Cu : Zn-Molverhältnis überprüfen. Zur Analyse kamen insgesamt 24 Proben, nämlich neben sämtlichen röntgenographisch untersuchten Proben eine weitere Auswahl vor allem der sog. „erdigen“, verschieden gefärbten Überzüge.

Über die halbquantitative mikrochemische Bestimmung des Cu : Zn-Verhältnisses in Cu-Zn-Lösungen liegen ausführliche Angaben von SHORT (1940) und GEILMANN (1960) vor. Eine geringe Störung des Nachweises konnte im vorliegenden Falle nur durch größere Fe-Gehalte bewirkt werden. Die Prüfung auf Fe ergab meist nur Spuren. Die Gehalte an Spurenelementen wurden außerdem spektralanalytisch von 16 ostalpinen Descloiziten halb quantitativ ermittelt (WOLF 1966).

Zur Sicherung der halbquantitativen mikrochemischen Bestimmungen wurde zusätzlich eine Reihe von künstlich gemischten Vergleichslösungen hergestellt. Danach ergab sich, daß der Prozentanteil an CuO (auf die Bruttoformel umgerechnet) mit Sicherheit weniger als 2 % beträgt und vermutlich auch noch erheblich unter 1 % bleibt.

Somit unterstreichen die Befunde der mikrochemischen Bestimmungen noch das Ergebnis der röntgenographischen Untersuchungen, wonach die ostalpinen Proben tatsächlich dem Zn-Endglied der Mischungsreihe sehr nahestehen, also den „reinen Descloizit“ darstellen.

6. Genetische Hinweise

Die Möglichkeit einer deszendenten Anreicherung von Molybdän und die supergene Bildung von Wulfenit in den kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten hatte bereits KRUSCH (1918) erwogen. Neuere geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungsergebnisse von HEGEMANN (1949), SCHROLL (1949, 1950), SCHNEIDER (1953 a, b) und TAUPITZ (1954) unterstützten und begründeten diese Deutung, wobei gleichzeitig auch die Vanadium-Anreicherung und Bildung von Vanadium-Mineralen mit in die Betrachtungen einbezogen wurde. Danach stand fest, daß beide Elemente durch Verwitterungslösungen in die Oxydationszone der Lagerstätten gelangt waren, unbestimmt blieb jedoch, auf welchem Wege und zu welcher Zeit dies geschehen war.

Als potentielle Mo- und V-Lieferanten kommen praktisch alle jene triassischen und jurassischen Sedimentserien in Frage, die Bitumen- und/oder Schwarzschiefer-reiche Einschaltungen aufweisen und während einer möglichen Verwitterungsperiode topographisch über den mitteltriassischen Kalk-Dolomit-Komplexen mit ihren Pb-Zn-Erzen lagen. Die geologische Entwicklung des kalkalpinen Raumes bietet hierzu viele Möglichkeiten.

Nach zahlreichen geochemischen Untersuchungen (HEGEMANN 1949, SCHROLL 1949, SCHNEIDERHÖHN 1949, ALBRECHT 1950, WOLF 1966 u. a.) weisen viele Schichtglieder zwischen Mitteltrias und Oberjura Gehalte an Mo (10—2000 ppm) und V (10—6000 ppm) auf, die durchaus als bedeutende Schwermetall-Lieferanten gelten müssen. Die geochemische Migration und Anreicherung von Mo und V hat sich in der geologischen Geschichte der nördlichen Kalkalpen nicht spurlos vollzogen. Eine genetisch bedeutungsvolle Etappe stellen jene bauxitischen Verwitterungsprodukte dar, die — in den nördlichen Kalkalpen weit verbreitet — in den meisten Fällen auch in unmittelbarer räumlicher Nachbarschaft oder direkt im Verband mit Wulfenit und Descloizit auftreten. Sie dokumentieren die tektonisch-zeitlichen und klimatischen Bedingungen, unter denen die geochemischen Anreicherungsprozesse abgelaufen sein müssen.

Nach zahlreichen geologischen Befunden aus den nördlichen Kalkalpen steht fest, daß im Gefolge der kretazischen Faltungs- und Hebungphasen eine tiefgreifende terrestrische Abtragung und Verwitterung einsetzte, die zur Entstehung von Roterde, Bauxit-ähnlichen Bildungen und lokal zu abbauwürdigen Bauxiten führte. Jedenfalls enthält die transgressive Gosau an vielen Stellen bereits aufgearbeitete rote, bauxitische Verwitterungsprodukte. Schon Jost (1932) machte darauf aufmerksam, daß solche bauxitischen Bildungen besonders hohe Vanadium-Gehalte aufweisen. Da zudem bereits die oberkretazischen Abtragungs- und Verwitterungsprozesse gebietsweise auch schon die mitteltriassischen Kalk-Dolomit-Serien erreicht haben müssen, liegt die Folgerung nahe, daß in dieser Zeit des wechselfeuchten-subtropischen Klimas die entsprechenden Schwermetalle bereits in die frühen Oxydationszonen der betreffenden Pb-Zn-Lagerstätten zugeführt werden konnten (SCHNEIDER 1953 a, b).

Die geochemischen Anreicherungsprozesse setzten sich dann weiter fort, als während der Entwicklung der tertiären Landoberflächen die alten Verwitterungsdecken weitgehend wieder erodiert wurden und die Abtragungsprodukte sich lokal in den tiefreichend zerklüfteten und verwitterten Lagerstättenteilen anreicherten. Das geologisch hohe Alter dieser supergenen Prozesse wird noch dadurch unterstrichen, daß in vielen Lagerstätten diese alten Oxydationsprodukte mehrfach tektonisch versetzt bzw. beansprucht sind. Mit der weiteren Entwicklung zum alpinen Hochgebirge wurden dann zweifellos die meisten der alten Oxydationszonen weitgehend abgetragen. Die heute so charakteristisch in topographisch hochgelegenen Vorkommen verbreiteten Descloizite (s. S. 486 und Tab. 1) stellen somit die letzten Relikte einer langen und vielfältigen geomorphologisch-geochemischen Entwicklung dar.

Für die auffallende räumlich und paragenetisch weitgehende Trennung von Wulfenit und Descloizit (s. S. 485 u. 487) fand WOLF (1966) aufgrund seiner eingehenden geochemischen Untersuchungen eine Erklärung, die vor allem die unterschiedlichen physikalisch-chemischen Bildungsbedingungen der beiden

Minerale berücksichtigt. Die Trennung wird demnach dadurch bedingt, daß sich Descloizit bei hohen Eh-Werten, also oberflächennah, und Wulfenit bei mittelhohen Eh-Werten, also in tieferen Bereichen der Oxydationszone bildet. Für beide liegen die pH-Werte zwischen 3 und 7. Durch die generelle Bindung des Descloizites an die oberflächennäheren Teile der Oxydationszone wird auch erklärbar, weshalb dieses Mineral in den Kalkalpen meist flächenhaft im Schutt verstreut auftritt und zudem durchwegs stärker der mechanischen und chemischen Auflösung anheimgefallen ist als der vorzugsweise in tieferen Teilen von tektonischen Zerrüttungszonen angereicherte Wulfenit.

Literatur

- ALBRECHT, F.: Das Synklinorium zwischen Isar und Schwarzenbach in den bayerischen Alpen. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 91 S., München 1950.
- DANA, J. D. & DANA, E. S.: The System of Mineralogy. — Vol. II, 1124 S. (7. Aufl.) (J. Wiley & Sons) New York/London 1963.
- DIEFENBACH, A.: Mineralogische und chemische Untersuchung von Descloizit und Mottramit aus dem Otavibergland. — Z. Krist. Miner., 74, 155—188, Leipzig 1930.
- GASSER, G.: Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. — 548 S., Innsbruck (Wagner) 1913.
- GEILMANN, W.: Bilder zur qualitativen Mikroanalyse anorganischer Stoffe. — 120 S., Weinheim (Chemie) 1960.
- GERMANN, K.: Die Erzvorkommen des mittleren Mieminger Gebirges. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 85 S., München 1963.
- GRAFENAUER, S., OTTEMANN, J. & STRMOLE, D.: Über Descloizit und Wulfenit von Mežica (Mies), Jugoslawien. — N. Jb. Miner. Abh., 109, 25—32, Stuttgart 1968.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — XX + 950 S., Gotha (Perthes) 1861.
- HAMMER, W.: Über Gelbbleierz im Oberinntal. — Z. Ferdinandeum, 3. Folge, 59, 270—277, Innsbruck 1915.
- HEGEMANN, F.: Die Herkunft des Mo, V, As und Cr im Wulfenit der alpinen Blei-Zinklagerstätten. — Heidelberger Beitr. Miner. Petrogr., 1, 690—715, Berlin 1949.
- HOLLER, H.: Vanadium-Mineralien und ihre genetische Position in der Bleiberger Lagerstätte. — Carinthia II, 7. Sonderh. (CANAVALL-Festschr.), 120—125, Klagenfurt 1935.
- ISSER, M. v.: Die Blei- und Zinkwerke der Gewerkschaft Silberleithen zu Biberwier im Oberinntale (Tirol). — Österr. Z. Berg- u. Hüttenwes., 29, 89—91, 104—110, 129—134, Wien 1881.
- Mitteilungen über neuerschlossene Erzvorkommen in den Alpenländern. (Die Blei- und Molybdän-erz-Vorkommen im Oberinntal in Tirol). — Bergbau u. Hütte, 5, 91—98, Wien 1919.
- JOST, K.: Über den Vanadiumgehalt der Sedimentgesteine und sedimentären Lagerstätten. — Chemie d. Erde, 7, 177—290, Jena 1932.
- KRUSCH, P.: Über die Stellung des Gelbbleierz (Wulfenits) in der Reihe der Leitereze im Lichte der im Kriege geschaffenen Aufschlüsse. — Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwes., 66, 56—69, Berlin 1918.

- KRUSCH, P.: Die metallischen Rohstoffe, ihre Lagerungsverhältnisse und ihre wirtschaftliche Bedeutung. 1. Heft: Vanadium, Uran, Radium. — 148 S., Stuttgart (Enke) 1937.
- Die metallischen Rohstoffe, ihre Lagerungsverhältnisse und ihre wirtschaftliche Bedeutung. 2. Heft: Molybdän, Monazit, Mesothorium. — 87 S., Stuttgart (Enke) 1938.
- LAUBMANN, H.: Die Minerallagerstätten von Bayern r. d. Rh. — 111 S., München (Piloty & Loehle) 1924.
- MEINER, H.: Dekloazit od Črne kod Mežica. — RAD., Matem.-Prirodoslov. Razreda, Jugoslav. Akad. Znanosti i Umjetnosti, 251 (78), 231—233, Zagreb 1935.
- Wulfenit von der Gehrwand, einem alten Blei-Zink-Bergbau des Typus Achselalpe (Hohe Tauern, Salzburg) und Bemerkungen über die Molybdän-Paragenesen in den Ostalpen. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 95, 34—42, Wien 1950.
- MILLMAN, A. P.: The descloizite-mottramite series of vanadates from Minas do Lueca, Angola. — Amer. Mineralogist, 45, 763—773, Menasha/Wisc. 1960.
- SCHMIDT, C.: Das Vorkommen von Gelbbleierz im Höllental bei Garmisch (Oberbayern). — Z. prakt. Geol., 23, 93—105, Berlin 1915.
- SCHNEIDER, H.-J.: Lagerstättenkundliche Untersuchungen am oberen Wettersteinkalk der bayerischen Kalkalpen östlich der Loisach. — Diss. Univ. München, 131 S., München 1953 (1953 a).
- Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. — Fortschr. Miner., 32 (1953), 26—30, Stuttgart 1954 (1953 b).
- Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. — In: Dev. in Sedimentology, 2, 29—45, Amsterdam (Elsevier) 1964.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Das Vorkommen von Ti, V, Cr, Mo, Ni und einigen anderen Spurenmetallen in deutschen Sedimentgesteinen. — N. Jb. Miner. Mh., A, 50—82, Stuttgart 1949.
- SCHROLL, E.: Über die Anreicherung von Mo und V in der Hutzone der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth in Kärnten. — Verh. geol. Bundesanst. Wien, 1949, 138—157, Wien 1951 (1949).
- Wulfenite von Nassereith/Dirstentritt (Tirol) und Bleiberg (Kärnten). — Tschermak's Miner. Petrogr. Mitt., 1, 325—341, Wien 1950.
- SCHULZ, O.: Lead-zinc deposits in the Calcareous Alps as an example of submarine-hydrothermal formation of mineral deposits. — In: Dev. in Sedimentology, 2, 47—52, Amsterdam (Elsevier) 1964.
- SENGER, W. v.: Versuch einer Oryctographie der gefürsteten Grafschaft Tirol. — 94 S., Innsbruck (Wagner) 1821.
- SHORT, M. N.: Microscopic determination of the ore minerals. — U. S. geol. Surv. Bull. 914, 314 S., Washington 1940.
- TAUPITZ, K. C.: Die Blei-Zink- und Schwefelerzlagertstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. — Diss. Bergakad. Clausthal, 120 S., Clausthal 1954.
- WOLF, H.: Der geologische Bau des Lagerstättengebietes Gleirsch (Karwendel-Gebirge) und seine Pb-Zn-Erzvorkommen. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 69 S., München 1963.

WOLF, H.: Geochemische Untersuchungen über die Herkunft von Molybdän und Vanadium in der Oxydationszone von Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen (zwischen Lech und Salzach). — Diss. Univ. München, 91 S., München 1966.

Bei der Schriftleitung druckfertig eingegangen am 12. August 1969.

Anschriften der Verfasser:

Prof. Dr. HANS-J. SCHNEIDER, Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin, 1 Berlin 33, Wichernstraße 16 a;
Dr. HELMUT WOLF, Staatliches Forschungsinstitut für Angewandte Mineralogie 84 Regensburg, Kumpfmühlerstraße 2.

Supergene CuMo_2S_5 ("Castaingite"), Potrerillos, Atacama Province, Chile

By A. H. Clark, Kingston, Ontario, and R. H. Sillitoe, Santiago de Chile

With 1 figure in the text

Abstract

The supergene replacement of molybdenite by djurleite in the Potrerillos deposit has resulted in the local formation of a ternary copper-molybdenum sulphide. The composition of this mineral, established by electron probe microanalysis, closely approaches CuMo_2S_5 , suggesting a correlation with castaingite (SCHÜLLER & OTTE-MANN, 1963).

In the copper deposits of northern Chile, the replacement of hypogene sulphides by supergene djurleite and chalcocite has resulted in the formation of several unusual intermediate phases, including "chalcopyrite-bornite" and "bornite-digenite" solid solutions (CLARK, CLARK & SILLITOE, 1968; and in preparation), enargite-djurleite solid solutions (CLARK & MORAGA, 1969), cuprian sphalerite (SILLITOE, 1969), and cuprian galena (CLARK, unpublished). In each of these instances, the intermediate phase has the appearance of a diffusion front, and exhibits a composition which, though variable, remains essentially colinear with those of the host and metasome. The examination of enriched ores from the "open pit" of the abandoned Potrerillos porphyry copper mine has now revealed the existence of a reaction product between molybdenite and supergene djurleite which has a specific intermediate composition.

The geology of the Potrerillos deposit has been briefly summarized by MARCH (1935), who outlined the supergene alteration profile exposed in the orebody. We have reinterpreted MARCH's observations on the basis of continuing studies on the distribution and geomorphological controls of sulphide