

Die Alpidischen Sb-As-Au-Vererzungen der Kreuzeckgruppe im geologisch-lagerstättenkundlichen Überblick

Walter Prochaska und Heinrich Mali, Leoben

1. Einleitung

Die aus paläozoischen und mesozoischen Gesteinen bestehenden, teilweise polymetamorphen Ostalpinen Decken sind Träger vieler kleiner Erzlagerstätten. Eine große Zahl von ihnen wurde in den letzten Jahrhunderten auf Edel- und Buntmetalle bebaut. Geologische Untersuchungen wurden bis heute besonders an diesen Lagerstätten durchgeführt, die Quecksilber und Antimon führen. Vor allem die frühen Bearbeiter (TORNQUIST 1933, CANAVAL 1934, HIESSLEITNER 1949, FRIEDRICH 1963, THIEDIG 1966) halten diese Lagerstätten für epigenetisch, während andere (MAUCHER 1965, LAHUSEN 1969, REIMANN 1980) eine syngenetische, synsedimentäre und im Zusammenhang mit paläozoischem Vulkanismus stehende Bildung bevorzugen.

Antimon und Quecksilber sind unter hydrothermalen Bedingungen sehr mobil. Weltweit sind nahezu alle großen Lagerstätten von Antimonit oder Zinnober an junge und oftmals heute noch aktive tektonische Lineamente gebunden. Die Sb-As-Au-Vorkommen der Kreuzeckgruppe treten in teilweise bis hin zur Amphibolitfazies überprägten Kristallineinheiten auf, zeigen aber selber kaum metamorphe Rekristallisationen. Diese Arbeit wurde u. a. auch deshalb verfasst, um der schon jahrzehntelang währenden Diskussion zwischen Epi- und Syngenetikern neue, nachvollziehbare Belege für ein bestimmtes Lagerstättenmodell im Sinne der modernen Lagerstättenforschung zu liefern.

Ziel dieser Arbeit war daher eine montangeologische Neubearbeitung und Neubewertung von Zinnober- und Antimonlagerstätten der Ostalpinen Einheiten.

2. Die geologische Position der Vererzungen

Die Kristallineinheiten S des Tauernfensters und N des Drauzuges werden allgemein dem Ostalpinen Kristallin zugeordnet. Dazu gehören die Deferegger Alpen, die Schober-Kreuzeckgruppe, das Goldeck und ein Anteil an metamorphen Grundgebirgseinheiten im Gailtalkristallin. Die südliche Begrenzung dieser Einheiten bildet die Pustertal- und Gailtallinie, die östliche Begrenzung wird von der NW-SE verlaufenden Mölltalstörung gebildet. Alle diese Störungssysteme sind Teil des Periadriatischen Lineaments. Durch die junge Aufschiebung dieser Zone gegen das Penninikum im Norden und die damit verbundenen NW-SE und E-W verlaufenden Scherzonen wurde dieser Bereich orographisch in die oben genannten Gebirgsstöcke gegliedert.

Am S-Rand der Kristallinbereiche sind geringmetamorphe, phyllitische Gesteine in den Thurntaler Alpen, am Kreuzeck S-Rand, am Goldeck und in Bereichen des Gailtalkristallins weit verbreitet.

Eine ausführliche Darstellung des geologischen Baues dieses Gebietes findet sich bei TOLLMANN 1977, PISTOTNIK 1980, DAURER 1980 und SCHÖNLAUB 1980 a,b und SCHULZ et al. 1993.

2.1. Präalpine Metamorphose- und Deformationsgeschichte

Die präalpine Entwicklung ist für die in dieser Arbeit behandelten Vererzungen von nur geringer Bedeutung und wird daher nur zusammenfassend dargestellt.

Nach HEINISCH (1987) besteht in der voralpinen Geodynamik eine deutlich zweigeteilte Entwicklung. Eine alte panafrikanische Entwicklung endet im oberen Ordovizium mit Intrusionen von granitoiden Gesteinen in sedimentäre Serien begleitet von einem sauren Vulkanismus. Diese Abfolgen liegen heute als Altkristallineinheiten vor. Dieser Magmatismus ist in den Sedimententwicklungen des Kontinentalrandes (Phylliteinheiten) durch die Einschaltung saurer vulkanischer Abfolgen belegt. Postoberordovizisch kommt es im Zuge einer Kontinent/Kontinent-Kollision im arizischen Zyklus in einer mehrphasigen Entwicklung zu Krustenstapelungen und den damit verbundenen Metamorphoseereignissen, die zuerst die heute NW liegende Altkristallinanteile und später die phyllitischen Einheiten betrafen. Das Alter dieser Entwicklung ist in den variszischen Zyklus nach der Intrusion der Granitoide bis ins Unterkarbon einzuordnen.

Das Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose dieser Kristallineinheiten wurde in der Vergangenheit sehr unterschiedlich diskutiert. Nach SCHULZ et al. (1993, cum lit.) handelt es sich bei den hier untersuchten Serien um variszisch geprägte Einheiten, die allerdings einer sehr unterschiedlich starken Metamorphose unterworfen waren.

2.2. Alpine Entwicklung

Granodioritisch-tonalitische Intrusivkörper finden sich besonders im Bereich des Rensen, Rieserferner-Zinsnock, um Lienz und in kleineren Körpern entlang des Periadriatischen Lineaments. Ihre Intrusion und die lokalen thermischen Kontaktbildungen wurden mit 30 Millionen Jahren datiert (PROCHASKA 1981). Im Zu-

sammenhang mit diesen magmatischen Aktivitäten stehen zahlreiche prä- bis postintrusive Ganggesteine.

Generell ist in den Einheiten eine Zunahme der Alpidischen duktilen und metamorphen Überprägung von S nach N festzustellen. Frühalpiner Schieferung und Faltung wird dabei spätalpin, bei struktureller Übereinstimmung zwischen Ostalpin und Penninischen Einheiten nochmals gefaltet. Altalpine Metamorphosebedingungen von etwa 8 kbar und 400–450°C reflektieren im Westteil zunächst eine Subduktion unter die Adriatische Platte und die nachfolgende Heraushebung bei Bedingungen von 550°C und 4 kbar. Glimmeralter zur Datierung der Alpidischen Hauptschieferung sind > 100 Mill. J. (PROCHASKA 1981). K/Ar-Abkühlalter gruppieren sich in den nördlichen Bereichen um 80 Mill. J. (cum cit. HOKE, 1990). Biotitalter von 15–28 Mill. J. im westlichen Bereich sind im Zusammenhang mit der abschließenden Heraushebung zu sehen (BORSI et. al. 1979).

Im Oligozän löst eine N–NE gerichtete Bewegung der Adriatischen Platte zunächst sinistrale Bewegungen entlang der Deferegger-Anteselver-Valls Line aus. Nachfolgende NW–SE Kompression steht im Zusammenhang mit dextralen Bewegungen der Adriatischen Platte entlang des Periadriatischen Lineaments. Im Gailtal folgen der Intrusion der Tonalite und ihrer duktilen Deformation mehrere spätalpine spröde Deformationsphasen. Eine kontinuierliche postoligozäne Heraushebung wird durch von S nach N kontinuierlich jünger werdenden Apatit-Spaltspurenaltern angezeigt (STAUFFENBERG 1987).

3. Die untersuchten Mineralisationen

3.1. Mariengrube

Die Lagerstätte ist über eine asphaltierte Straße, die ca. 100 m unter dem Einbau vorbeiführt, von Nikolsdorf (ca. 5 km von der kärntnerischen Landesgrenze entfernt im Drautal, Osttirol) aus leicht erreichbar. Das Stollenmundloch ist verbrochen, jedoch können beide Sohlen über zwei kurze Schächte von übertage aus befahren werden.



Abb. 1: Antimonitgänge im Augengneis von der Hauptsohle der Mariengrube.

Der bebaute Gang fällt nahezu steil nach Nordosten ein und erreicht eine maximale Mächtigkeit von etwa 50 cm. Nebengestein ist ein grobkörniger Augengneis (Abb. 1), der im unmittelbaren Nahbereich des Ganges ausgebleicht und serizitisiert ist. Drei megaskopisch unterscheidbare Erztypen sind untertage aufgeschlossen. Auf beiden Sohlen ist massives Antimonit- und Tetraedrit zu beleuchten, während massiver Jamesonit nur auf der Hauptsohle beprobt werden konnte. Besonders das Fahlerz und auch das Chalkostibiterz sind durch einsickerndes Oberflächenwasser stark verwittert und zeigen die für solche Erze typischen grünen und braunroten sekundären Verwitterungsminerale. Gangart ist Quarz, der manchmal in idiomorphen Kristallen ausgebildet ist. Teilbereiche des Ganges sind nachträglich tektonisch zerschert und gleichzeitig einige Nebengesteinsbrocken eingeschuppt worden. Die Vererzung ist über ca. 30 m durchgehend aufgeschlossen.

3.2. Gomig

Die Lagerstätte liegt ca. 4 km westlich von der Mariengrube und ist über eine asphaltierte Straße von Nikolsdorf aus erreichbar. Die Vererzung ist hier durch einen etwa 10 m langen Stollen beschürft worden. Sie besteht aus einem maximal 10 cm mächtigen Gang mit quarziger Gangart und mittelsteilem Einfallen nach Norden. Nebengestein ist ein dickplattig brechender nach Norden einfallender Schiefer mit Übergängen zu Gneis. Derberz mit vorwiegend grobstengeligen Antimonit wird bis zu 5 cm mächtig. Ähnlich wie in der Mariengrube sind das Erz und der Gangquarz nachträglich tektonisch gestört und boudiniert.

3.3. Siflitz

Gegenüber des Guginock, auf der nördlichen Seite des Siflitztales (ca. 4 km nördlich von der Lagerstätte Guginock), sind Antimonitvorkommen auf den Abhängen der Weißwände bekannt. Der Kalkmarmorzug von Lind im Drautal setzt hier auf die orographisch rechte Seite des Siflitztales über.

Auch hier sind die Jamesonit- und Ankerit-führenden dolomitischen Marmore mit stratiformen goldhaltigen kiesigen Schiefen verbunden. Die Golderze waren es, welche dort in erster Linie den Anlass des Bergbaues bildeten. Von mehr als 100 Einbauten am Westhang der Weißwände wird berichtet (CANAVALL 1934). Es sind alle Stollen bereits verfallen, sie waren jedoch erst wieder in jüngster Zeit Gegenstand für Explorationsarbeiten der BBU.

Auf einer großen Halde in 1390 m Seehöhe, die durch jüngste Wegbauarbeiten – eine mit dem PKW befahrbare Forststraße führt bis auf 20 m an das Stollenmundloch heran – angeschnitten wurde, konnten brekzienartige, vererzte und braun angewitterte Marmorblöcke aufgefunden werden. Das zugehörige verbrochene Mund-

loch ist nur wenige Meter oberhalb erkennbar. Am Kontakt zwischen den Schiefen und den Marmoren soll ähnlich wie am Guginock die Antimonvererzung liegen (HIESSLEITNER 1949). In einer Seehöhe von 1240 m soll nahe den Grubenbauen ein stark alterierter Porphyry im Glimmerschiefer anstehen (CANAVAL 1900).

3.4. Gurskerkammer

Die Lagerstätte liegt etwa 300 m nordöstlich vom Bauernhof Gloder auf 1280 m Seehöhe. Die Ursprünge der bergbaulichen Aktivitäten sind unbekannt, jedoch bereits 1845 bis 1848 wurde der Bergbau von Baron Gersheim betrieben. Von der Bergbaugesellschaft Carinthia wurde 1894 eine Wiedergewältigung vorgenommen. Im Ersten Weltkrieg wurden etwa 50 t Antimon gewonnen. Im Zweiten Weltkrieg wurde eine Wiedergewältigung und Bemusterung durch O. M. Friedrich durchgeführt.

Innerhalb der phyllitischen Glimmerschiefer der Rabantserie hält sich die Antimonit-Scheelit-Vererzung an ein über 7 km in E-W Richtung verfolgbares, stratigraphisch im mittleren Teil der Rabantserie liegendes Schichtpaket (LAHUSEN 1972). Darin verbergen sich die Antimonitvorkommen Johannisgrube, Rabant, Edengang und Gurskerkammer. Die Sb-Vorkommen Gomig und Mariengrube liegen im stratigraphisch mehrere 100 m tieferen Augengneis.

Die Antimon-Scheelit-Vererzung tritt infolge der metamorphen Überprägung innerhalb dieser erzführenden Serie in zwei unterscheidbaren Vererzungsformen auf (LAHUSEN 1972):

- Eine streng schichtige Vererzung, die im Wesentlichen an das Graphitschieferlager und an den hellgrünen Metatuffit gebunden ist. Bei der Metamorphose und der damit verbundenen Verschieferung sind die sedimentären Gefüge nur reliktsch erhalten geblieben (**Abb. 2**).
- Diskordante Gänge, Kluffüllungen und gangförmige, schieferungsparallele Vererzungen. Sie sind als Mobilisate der syngenetischen Lagervererzung aufzufassen.



Abb. 2: Antimonerzgang mit roter und weißer Alteration vom obertägigen Aufschluss von Gurskerkammer.

3.5. Edengang

Der Edengang liegt etwa 800 m westlich vom Gehöft Gloder in einem kleinen Graben. Auch hier bestand älterer Bergbau, Schrägstollen und Schachtpinge deuten darauf hin. Um 1840 wieder in Betrieb genommen, hat die Grube derbe Antimonerze geliefert, wurde aber bei unvollendetem Zubau 1848 wieder eingestellt. 1916 war der obere Zubau 60 m lang und stand in taubem Glimmerschiefer. Eine Wiederbelebung fand im Zweiten Weltkrieg statt. Durch die BBU wurde die Vererzung in den 80er Jahren neuerdings untersucht. Die Freischürfe wurden kurze Zeit später wieder aufgegeben.

Die erzführende Serie lässt sich vom Rabantbergbau bis zum Edenbergbau über 1000 m verfolgen (LAHUSEN 1972). Im Edenunterfahrungsstollen bei ca 1200 m soll eine 20 m mächtige Wechselfolge von Metadiabasen, Metatuffen und -tuffiten mit Granatphylliten und kohlenstoffreichen Phylliten aufgeschlossen sein. Darin tritt ein 20-50 cm dickes Schwarzschieferband auf, welches die östliche Fortsetzung des erzführenden Schwarzschiefers im Hermannstollen sein dürfte (LAHUSEN 1969). An diesen graphitischen Schiefer soll demnach die schichtförmige Antimonit-Scheelit-Vererzung gebunden sein. Über diesen Schichten folgen granatführende Muskowitglimmerschiefer mit einer maximal 3 m mächtigen Einschaltung eines hellen Quarzites mit serizitreichen Schieferungsflächen. Als Ausgangsgestein kann ein intermediärer bis saurer Tuffit angenommen werden und soll noch mehrere 100 m weiter nach Osten zu verfolgen sein (LAHUSEN 1972). Im Hangenden sollen nach LAHUSEN (1972) wie im Hermannstollen der Rabant Metadiabase und deren Abkömmlinge im Wechsel mit Phylliten und Granatphylliten anzutreffen sein.

3.6. Rabant

Der bedeutendste Antimonbergbau der Kreuzeckgruppe war der Bergbau Rabant einen Kilometer in östlicher Richtung von Nörsach (nahe Oberdrauburg) im Drautal gelegen. Die Lagerstätte ist in eine mächtige Störungzone zwischen den Triasdolomiten des Drauzuges im Süden und dem Mittelostalpinen Kristallin der Kreuzeckgruppe eingebettet. Der untertägige Bergbau wurde in den Fünfzigerjahren geschlossen. Alle Einbauten sind jedoch bereits verbrochen. Belegstücke konnten noch auf den Halden aufgesammelt werden. Sie lassen aber aufgrund ihrer starken Verschieferung und Tektonisierung nur beschränkt Aussagen über die Genese zu. Sedimentäre Reliktgefüge konnten in den Erzen nicht gesehen werden. Als Nebengesteine, die dem Kreuzeckkristallin zuzurechnen sind, werden intensiv tektonisierte Graphitschiefer, grüne Metatuffite, Granatphyllite und Chloritphyllite angeführt (LAHUSEN 1969). Der noch vorhandene Lagerstätteninhalt wird auf mehrere tausend Tonnen Antimonmetall geschätzt (FRIEDRICH 1963).

3.7. Guginock

Der alte Antimonbergbau mit dem Wallnerstollen, SH 1553 m – die Bergbautätigkeit reicht ins 17. Jh. zurück – befindet sich innerhalb von Kalkmarmoren 1,5 km östlich von Lind im Drautal. CANAVAL (1934) schreibt: „...nach der Schichtung des Kalkes haben sich weiße Kalkspatadern und schmale, beiderseits ausgespitzte Linsen von Antimonit eingelagert. Mächtige solcher Linsen bis zu 1 m Breite bildeten den Gegenstand des Bergbaues...“ Der Marmor hat steil südgerichtetes Einfallen. Die Antimonitvererzung hat sich mehr an den hangenden südlichen Kontakt dieses Kalkes gehalten; letzterer soll an eine Grünschieferbank (Metatuffit) mit Serizitschiefer im Liegenden begrenzt haben (Abb. 3).

Der noch teilweise befahrbare Unterbau ist in den Liegendenschiefern angeschlagen, denen im etwas tieferen Dynamitstollen eine Kalkbank vorgeschaltet ist. Er durchörtert einen 18 m mächtigen verkiesten Glimmerschiefer und erreicht die erzführende Marmorscholle, ohne jedoch Antimonit anzufahren. Dafür wurde eine goldführende Arsenkiesvererzung in den Schiefen durchörtert. Nach PHILLIPITSCH (pers. Mitteilung) enthielten Schlitzproben, welche bei einer Bemusterung durch die BBU genommen wurden, bis zu 20 g/t Au. Im Stollen befinden sich nach PHILLIPITSCH (pers. Mitteilung) Quarzgänge mit Freigold.

An Vererzungstypen wurden im Haldenmaterial erstens schichtgebundene gold- und arsenkiesführende Kiesimprägnationen in den graphitführenden Serizitglimmerschiefern, zweitens gold- und arsenkiesführende Quarzgänge, in denen u. U. aus den Imprägnationserzen remobilisierte Metalle wieder auskristallisierten, angetroffen.

Weiters sind noch schichtgebundene lagerartige Antimonitvererzungen in Kalkmarmoren bzw. im Nahbereich der Glimmerschiefer anzuführen. Die Erzlinsen sollten maximal 1 m Mächtigkeit erreicht haben (HIESSLEITNER 1949). Die Sb-Vererzung tritt im Bereich der obersten bzw. hangendsten Wechsellagerung des Schiefers mit Marmor auf. Die Arsenkieserze sind im noch befahrbaren Unterbaustollen aufgeschlossen. Antimoniterze können nur noch auf den Halden aufgesammelt werden, wo auch zwei ausgeklaubte Haufen mit massiven Derberzen nahe den verbrochenen Mundlöchern entdeckt wurden.

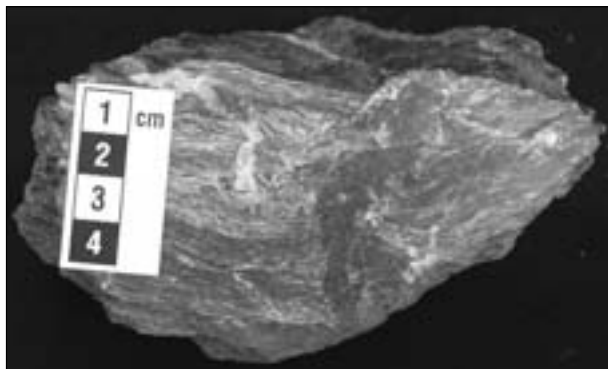


Abb. 3: Diskordanter Antimonerzgang im Schiefer vom Guginock.

3.8. Lessnig

Die Anfänge des Bergbaues (ca. 800 m NNW vom Dorf Lessnig im Drautal) sind unbekannt, aber bereits 1850 ist ein Unterfahrungsstollen vorhanden. 1890 begann Carinthia durch J. G. Pohl mehrere Stollen wieder zu gewältigen. Dies geschah durch Streckenvortrieb entlang einer brandigen Kluft mit Antimonit Spuren. Insgesamt wurden 7 Stollen geschlagen. Der tiefste liegt 72 m über der Drau, der höchste 214 m. Von hier sind es noch ca. 25 Minuten Gehzeit zur etwas westlich und höher gelegenen Lagerstätte Pirkeben. Die Lagerstätte von der Radlbergalm liegt auf ca. 1700 m in der geraden Fortsetzung. Während des Ersten Weltkrieges wurde die Grube ausgebaut und 1942 zuletzt instand gesetzt.

Die Vererzung wird als Lagergang beschrieben und gleichzeitig werden innerhalb des antimonitführenden graphitischen Hauptlagers quarzreiche, serizitische Gesteine, die stellenweise Fuchsit führen, erwähnt (CANAVAL 1934). Die Antimonitvererzung hält sich zusammen mit 0,5 m dicken Grünschieferlagen an meist über 1 m mächtige, kohlenstoffreiche Schiefer, wobei insgesamt drei vererzte Graphitschieferlagen in den Glimmerschiefern existieren sollen (HIESSLEITNER 1949).

Es gibt zwei Vererzungstypen (MUNDA 1943):

- Ältere Lagergänge in graphitischen Schiefen. Antimonit tritt sowohl als feine Imprägnation als auch in Form von Linsen und Butzen auf.
- Jüngere, vererzte Klüfte und Störungsbrekzien, auf denen Reicherze hauptsächlich in Scharungsbereichen mit dem Haupterzlager anzutreffen sind.

Die erzführenden Schwarzschiefer liegen im Kern einer E-W streichenden, durch Bruchtektonik im Aufbau weitgehend zerstörten Synklinale (LAHUSEN 1969). Die Achse der vom Lessnigbach im Süden bis Obergottesfeld im Norden gespannten Großmulde taucht flach nach Osten ab. Spezialmulden und -sättel sind besonders in den phyllitischen Schiefen des Lagerstättenbereiches ausgebildet und durch Brüche vielfach zerlegt. Steil nördliches Einfallen herrscht im Lagerstättenbereich vor:



Abb. 4: Jamesonitgang mit Alteration im Zweierstollen von Lessnig.

Die Antimonitvorkommen sind auf eher saure Metatuffitserien beschränkt. Die wesentlichen Minerale sind Chlorit, Serizit, Quarz, Biotit und Albit. Oft enthalten die Metatuffe und -tuffite beträchtliche Mengen an Karbonat, das z. T. sedimentären Ursprungs ist, z. T. aber auch als sekundärer Hof rund um die Vererzung nachgewiesen werden kann (REIMANN 1980). Es dürfte sich um ein ursprünglich quarzführendes toniges Sediment mit einem gewissen primären Karbonatgehalt gehandelt haben, das zeitweilig stark mit vulkanogenem Material vermengt wurde. Danach soll sekundär noch weiteres Karbonat – möglicherweise durch karbonathaltige Hydrothermen am Meeresboden – eingewandert sein (REIMANN 1980).

Die mit Kiesen vererzten Metavulkanite enthalten Scheelit (LAHUSEN 1972). Das Ausgangsgestein dieser als Quarz-Albit-Schiefer, Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefer bis Serizit-Quarzite zu bezeichnenden hellen Grünschiefer ist mit großer Wahrscheinlichkeit ein ehemaliges saures Effusivgestein.

Die Antimonitvererzung ist nach früheren Bearbeitern im Wesentlichen auf den 85–90° streichenden und mit 65–80° S und N fallenden Metatuffit (sog. Hauptlagergang nach HIESSLEITNER 1949) beschränkt.

Drei Aufschlüsse sind im Lagerstättenbereich vorhanden. Im Fünferstollen ist Schiefererz und ein vererzter maximal 30 cm mächtiger Quarzgang über mehr als 10 m Länge zu beleuchten. Im Zweierstollen ist 10 cm mächtiges Jamesonitderberz über mehrere Meter in der Firste aufgeschlossen (Abb. 4). Übertage ist im sog. großen Trichter Erz wie oben beschrieben zu finden. An allen drei Aufschlüssen ist auch die Alteration in Form von Serizitisierung und Ausbleichung deutlich zu sehen. Die Erzgänge sind zum Großteil zerschert, der helle weiße Gangquarz boudiniert und von den schwarzen Erzmineralen umgeben. Daneben sind zusätzlich auf den Halden noch Erzblöcke mit über 5 kg aufzulesen. Arsenkies ist zumeist im Schiefererz angereichert. Graphitschiefer wurden hier im Zusammenhang mit der Vererzung nicht gefunden.

3.9. Pirkeben

Die Lagerstätte liegt in der ersten Kehre der Straße die vom Bergbau Lessnig nach Pirkeben hinaufführt. Die beiden Stollen sind nur wenige 100 m westlich von der Lagerstätte Lessnig im grobbankigen Gneis, der hier einen ca. 7 m hohen Felsabbruch ausbildet, übereinander im Abstand von 3 m direkt am Gangausbiss angeschlagen.

Der Gang fällt fast seiger nach Norden ein. Am Aufschluss scheint der Gang schieferungsparallel angelegt zu sein, jedoch wird bei der genaueren Betrachtung unter dem Mikroskop eine Diskordanz von wenigen Grad ersichtlich (Abb. 5).

Derberz mit einer Mächtigkeit bis etwa 5 cm kann sowohl übertage in der Felswand als auch in der Firste des

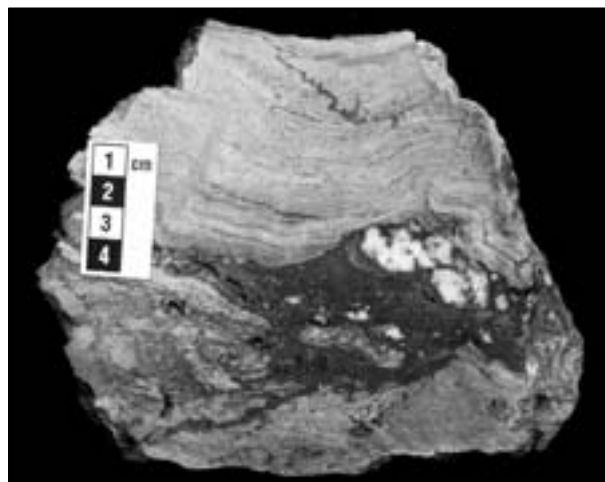


Abb. 5: Erzgang von Pirkeben; eine leichte Winkeldiskordanz zwischen Schieferung und Erzgang ist erkennbar.

unteren Stollens über mehr als 10 m durchgehend verfolgt werden. Tektonisch gerundete und zerscherte Gangquarzlinsen sind von schwarzem Erz umgeben, das sich stets in einem feinen Adernetzwerk etwa 15 cm in das Nebengestein hinein fortsetzt. Unmittelbar neben dem Gang ist sowohl das Hangende als auch Liegende ausgebleicht und phyllitisiert. Diese Alterationszone erreicht im Liegenden rund 1 m, im Hangenden 30 cm Mächtigkeit. Unter dem Mikroskop ist ein kontinuierlicher Übergang anhand der Serizitisierung der Feldspäte und der Zunahme an Karbonat hin zum Gang feststellbar. Graphitschiefer wurde in der Lagerstättenumgebung nicht gefunden (vgl. LAHUSEN 1969). Im Erz fällt bei der Betrachtung unter dem Mikroskop eine große Menge an Turmalin auf.

3.10. Tränkengraben

Eine maximal 80 cm mächtige Zone mit drei Antimonerzgangen konnte hier gefunden werden. Die Vererzung ist im Tränkengraben ca. 1,3 km westlich von der Lagerstätte Lessnig in einer Seehöhe von 1100 m in einer kleinen Felsrippe, auf deren oberem Ende eine stark zerfallene Hütte (Mühle) steht, aufgeschlossen. Fünf Meter über der Hütte führt ein verwachsener Fahrweg vorüber.

Die Gänge sind diskordant mit 60° steilem, nördlichem Einfallen in den teilweise karbonatführenden Schiefer, der Übergänge zu Gneis zeigt, eingelagert und über eine Länge von 4 m aufgeschlossen. Durch einen 3 m langen Stollen ist dieses kleine Vorkommen beschürft worden. Es ist wie in Pirkeben wegen der Steilheit des Geländes keine Halde erhalten geblieben. Derberz steht in einem zerdrückten Quarzgang in bis zu 10 cm dicken Butzen an. Die Gänge selbst erreichen eine maximale Mächtigkeit von 20 cm. In der unmittelbaren Umgebung der Gangzone sind ähnlich wie in der Lagerstätte von Pirkeben Silifizierung, Serizitisierung, Karbonatisierung und Turmalinisierung als hydrothermale Alterationserscheinungen festzustellen. Pseudomorphosen von Serizit nach Turmalin sind zusammen mit der letzten

lagerstättenbildenden Phase, d. h. gemeinsam mit der Kristallisation von feinkörnigem Antimonit beobachtet worden. Ältere Quarzgänge mit eisenhaltigem Karbonat werden von Antimongängen durchschlagen. Dort sind aufgrund der spröden Deformation auffallende größere Derberzbutzen anzutreffen.

3.11. Radlbergalm

Der Bergbau auf der Radlbergalm kommt wie die Lagerstätten Lessnig, Pirkeben und Tränkengraben im mittelostalpinen (TOLLMANN 1977), polymetamorph (max. amphibolitfaziell) Kristallin der Kreuzeckgruppe zu liegen. Die Schürfe und Stollen stammen aus dem vorigen Jahrhundert und wurden zuletzt im Ersten Weltkrieg wiedergewältigt, wobei nur noch geringe Rücklässe vorgefunden wurden (genaue Lageskizze in FRIEDRICH 1963).

Es sollen drei Erzgänge beschürft worden sein, wovon der erste Hangengang obertage auf ca. 1650 m jetzt noch aufgeschlossen ist. Nach FRIEDRICH (1963) handelt es sich um Lagergänge, die alle schieferungsparallel O-W streichend und mit 60° nach Westen einfallend eingeregelt sind. Neben schichtförmigen Erzen, die sich über mehr als zwei Kilometer in O-W-Richtung verfolgen lassen und dieselbe Deformationsgeschichte wie das Nebengestein aufweisen, wurden auch diskordante, verzerrte Quarzgänge gefunden und das Nebengestein als kohlenstoffreiche Schiefer, die mit antimonitführendem Grünschiefer (Metavulkanit) wechsellagern, bezeichnet (LAHUSEN 1969).

Viele erzmineralogische Untersuchungen wurden hier bereits geleistet (FRIEDRICH 1963). So wurde früher schon Antimonit, Pyrit, Arsenkies und als Gangart neben Quarz, Braunspat und Kalzit gefunden. Antimonit bildet ein grobkörniges Pflaster, das darauf hinweist, dass nach der Antimonitbildung keine starke Durchbewegung mehr stattfand, zumindest nicht auf den Spältchen, die mit Antimonit gefüllt waren.

Nach eigenen Beobachtungen ist das Erz an Gänge und am obertägigen Aufschluss auf 1650 m Seehöhe an eine Scherzone gebunden. Aus diesem zerscherten Bereich stammt glimmerreicher Klufthmylonit für eine Altersdatierung. Proben wurden hauptsächlich aus diesem Aufschluss und dessen unmittelbarem Nebengestein bearbeitet. Von den Halden stammen insbesondere jene Erze, die groben Gangquarz zusammen mit Bertierit, Jamesonit und Wolfsbergit enthalten.

4. Diskussion der Ergebnisse

1. Alle Prozesse, die ausschlaggebend für die Lagerstättenbildung – d. h. ausdrücklich für die unmittelbare Entstehung der einstmalig abbauwürdigen Teile der bearbeiteten Lagerstätten – waren, sind rein epigenetischer, hydrothermalen Natur. Alle Lagerstätten sind strukturgebunden und bestehen aus hydrothermal gebildeten zumeist diskordanten Gängen und

Imprägnationen, die stockwerksartige Ausformung annehmen können (z. B. Lessnig) und teilweise nachträglich tektonisch überprägt wurden (z. B. Rabant).

2. Ausgeprägte hydrothermale Alterationen des Nebengesteins wurden in fast allen Lagerstätten beobachtet.
3. Die Gänge weisen eine detaillierte Mineralabfolge auf, die durch die sich verändernde Zusammensetzung der Fluide gedeutet wird.
4. Geochemische Profile zeigen nur in der unmittelbaren Nähe der Gänge erhöhte Gehalte der lagerstättenbildenden Elemente. Die Zu- und Abfuhr chemischer Elemente spricht für ein offenes hydrothermales System.
Wie mikrothermometrische, ramanspektroskopische, chemische und isotochemische Untersuchungen zeigten, ist das Fluid für diese Erzanreicherungen wie folgt zu charakterisieren:
5. Die Wässer sind metamorphogen oder besitzen eine Sauerstoffisotopensignatur, die auf einen intensiven isotopischen Austausch mit dem Nebengestein schließen lassen. Ein meteorischer Einfluss ist z. T. feststellbar.
6. Eine pH-Wert-Erhöhung, Verdünnung, Oxidation, Kochen und/oder Abkühlung der Fluide führten zur Auskristallisation der Erze.
7. Die erzbringenden Wässer waren zum Großteil hoch- bis hypersalinar.
8. Der pH-Wert war schwach sauer bis basisch.
9. Die minimalen Bildungstemperaturen (Homogenisierungstemperaturen) der Antimonphasen sind sehr unterschiedlich und kommen zwischen 80 und 240°C zu liegen, aufgrund der steilen Isochoren dürfte die reale Fluidtemperatur während der Auskristallisation nur um maximal 100°C höher gelegen sein.
10. Die Bildungsdrucke lagen zwischen wenigen Bar und etwa 1,5 kbar (Lessnig), was einer Bildungstiefe bis zu 5 km entspricht.
11. CO₂, CH₄, N₂ und in geringeren Mengen H₂S waren am Lagerstättenbildungsprozess beteiligt.
12. Die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung der Karbonate und Einschlussgase sind anorganischer Natur.
13. Argonisotopenuntersuchungen an Seriziten von Lessnig weisen auf ein Alter nach dem Höhepunkt der alpinen Metamorphose (<105 Ma nach HOKE 1990) hin.
14. Undulös auslöschende, tw. zerbrochene Kristalle und offene Hohlräume mit idiomorphen Kristallen belegen großteils die syn- bis posttektonische Natur. Die

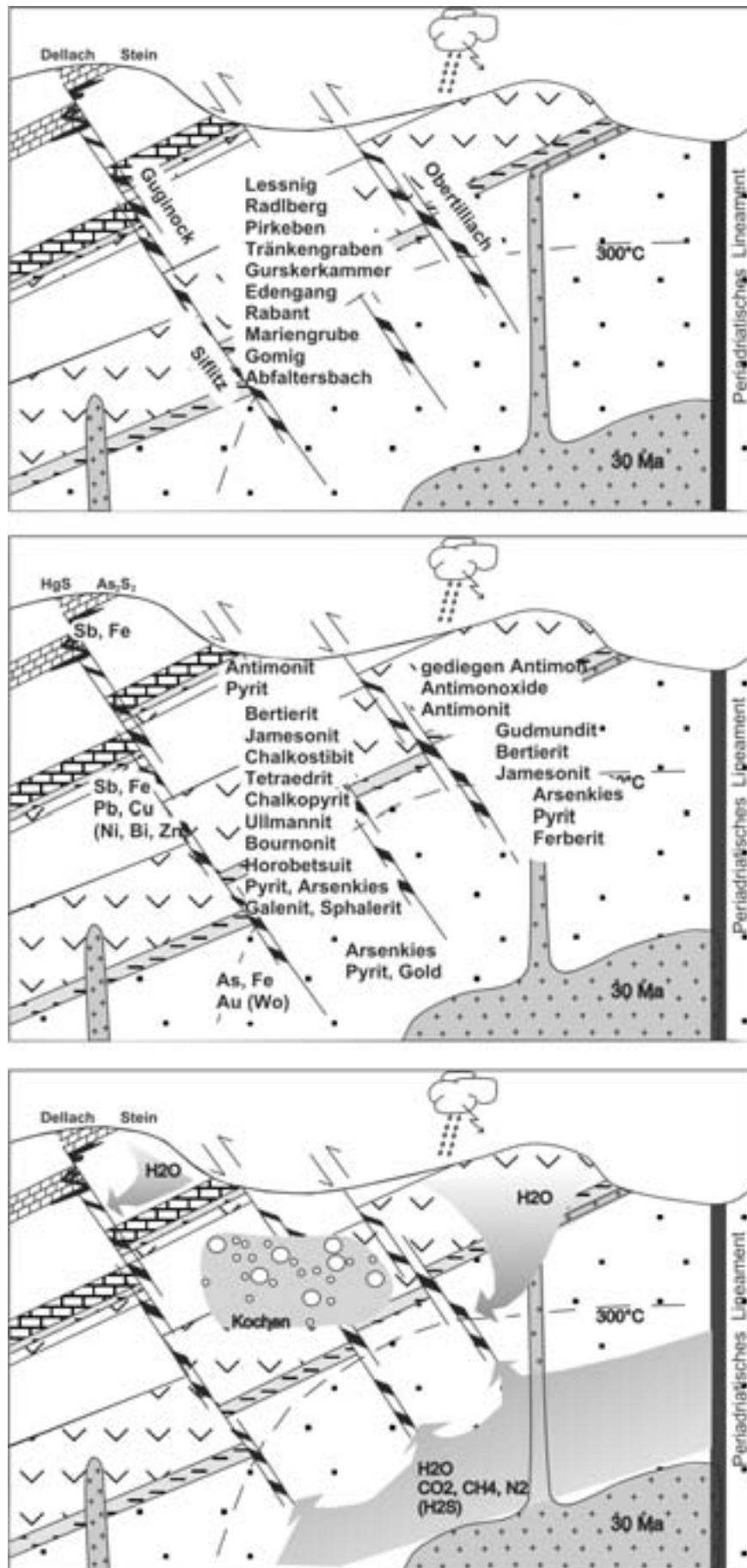


Abb. 6: Modellvorstellung für die Bildung der Quecksilber- und Antimonlagerstätten der Kreuzeck- und der Goldeckgruppe.

untersuchten Gänge der Lagerstätten Gomig, Mariengrube, Rabant, Edengang, Gurskerkammer, Radlbergalm, Tränkengraben, Pirkeben, Lessnig, Siflitz, Guginock sind nach der Überschiebung der alpinen Decken entstanden.

15. Minerale wie Kaolinit und Smektit aus den Alterationszonen einiger Erzgänge beweisen die postmetamorphe Entstehung der Erze von Lessnig und Gurskerkammer.

16. Für die Bildung der Mineralisationen kommen drei Modelle in Frage:

- Auskristallisation aus abkühlenden, hochtemperierten Lösungen;
- Verdünnung, Abkühlung und Oxidation dieser hochtemperierten Lösungen durch Oberflächenwässer;
- Abkochen der Lösungen und Ausfällung der Metallfracht.

Es können für alle Lagerstätten tieferreichende Störungssysteme mit zirkulierenden Wässern herangezogen werden.

Für die Lagerstätten in der Nähe des periadriatischen Lineamentes können zusätzlich junge Intrusivgesteine eine ausschlaggebende Rolle gespielt haben (**Abb. 6**). Die schematische Abbildung zeigt ein polymetamorphes Grundgebirge in räumlicher Nähe des periadriatischen Lineaments und die zusammenhängenden Intrusivgesteine. Störungszonen (es wurden sowohl Extension und Kompression in den Antimonerzen gefunden) dienen als Wege der lagerstättenbildenden Fluide. Im obersten Bild sind die Namen der einzelnen Lagerstätten und deren Position eingetragen. Die Lagerstätten Siflitz und Guginock werden in einem Zusammenhang gesehen. Hier soll mit der Karbonatsignatur (Ziegel) der Einfluss von chemischen Fallen (z. B. pH-Wert-Senkung) dargestellt werden. Im mittleren Bild sind die Paragenesen in vertikaler Zonierung (nach der vermuteten Temperatur und Druckabnahme gestaffelt) dargestellt. In gleicher Weise sind die Minerale aber auch innerhalb eines Ganges von außen nach innen zu denken. Im untersten Schaubild soll die Fluidbewegung an den verschiedenen Lagerstätten verdeutlicht werden. Als eine Möglichkeit wird rund um die jungen Intrusionen die Mobilisation von metamorphen Wässern und dessen Kanalisierung in den tektonischen Lineamenten dargestellt. In den Bereichen der Arsenkies-, Pyrit-, Wolframit- und Goldkristallisation wird einfache Abkühlung und Druckentlastung angenommen. In der Mitte des Bildes ist das Abkochen des Fluids zu sehen, während sich in den höchsten Teilen ein meteorischer Einfluss bemerkbar macht.

5. Literatur

- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G., 1979: On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance. – *Geol. Rundsch.* 68/1, 41-60.
- CANAVAL, R., 1900: Zur Kenntnis der Goldvorkommen von Lengholz und Siflitz in Kärnten. – *Carinthia* II, 90, 161-176.
- CANAVAL, R., 1934: Die Antimonitvorkommen des oberen Drautales. – *Mont. Rdsch.*, 26, 1-16.
- DAURER, A., 1980: Die Schobergruppe. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 351-352, Springer, Wien.
- FRIEDRICH, O.M., 1963: Monographie der Lagerstätten in der Kreuzeckgruppe. – *Archiv Lagerst.forsch. Ostalpen*, 1.
- HEINISCH, H., 1987: Concepts of the geological evolution of the Gailtalkristallin (Kärnten, Austria). – In: SASSI, F.P. & GRECULA, P. (eds): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine Mediterranean mountain belts*, 293-312, Alpha, Bratislava.
- HIESLEITNER, G., 1949: Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. – *Jb. Geol. B.-A.*, 92, 1-92.
- HOCKE, L., 1990: The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps – basement crust in a convergent plate boundary zone. – *Jb. Geol. B.-A.* 133, 5-87.
- LAHUSEN, L., 1969: Die schicht- und zeitgebundenen Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe in Kärnten und Osttirol, Österreich. – Dissertation, Universität München.
- LAHUSEN, L., 1972: Schicht- und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen in Kärnten und Osttirol/Österreich. – *Mineralium Deposita*, 7, 31-60.
- MAUCHER, A., 1965: Die Antimon-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. – *Freib. Forsch. H.*, C 186, 173-188.
- MUNDA, M., 1943: Bericht über die geologische Aufnahme im Antimonbergbau Lessnig im Drautal nebst Bemerkungen über die weitere bergmännische Untersuchung des Vorkommens. – Ablichtungen im Archiv Landesmuseum Joanneum Graz.
- PISTOTNIK, J., 1980: Die Deferegger Alpen. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 358-363, Springer, Wien.
- PROCHASKA, W., 1981: Einige Ganggesteine der Rieserfernerintrusion mit neuen radiometrischen Altersdaten. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich*, 27, 161-171.
- REIMANN, C.: Lithochemie und schichtgebundene Vererzung, Kreuzeckgruppe. – Unveröff. Dissertation, Montanuniversität Leoben, 1980.
- SCHÖNLAUB, H.P., 1980a: Die Kreuzeck- und Sadniggruppe. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 352-355, Springer, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., 1980b: Die Goldeckgruppe. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 356-358, Springer, Wien.
- SCHULZ, B., NOLLAU, G., HEINISCH, H. und GODIZART, G., 1993: Austro-Alpine Basement Complex to the South of the Tauern Window. – In: RAUMER, J.F. v. & NEUBAUER, F. (eds): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 495-514, Springer, Berlin.
- STAUFFENBERG, H., 1987: Apatite fission-trap evidence for postmetamorphic uplift and cooling history of the eastern Tauern window and the surrounding Austroalpine (central eastern Alps, Austria). – *Jb. Geol. B.-A.* 130, 571-586.
- THIEDIG, F., 1966: Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 16, 5-70.
- TOLLMANN, A., 1977: *Geologie von Österreich*. Bd. 1, Die Zentralalpen, Wien.
- TORNQUIST, A., 1933: Eine perimagmatische Antimon-Silber-Erzlagerstätte südlich Abfaltersbach, Osttirol. – *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 85, 54-77.