

Sr-Isotopendaten zur Genese der Antimonit-Lagerstätte Schlaining (Burgenland)

Sr-isotope and whole rock
geochemical studies on the genesis of the stibnite
deposit Schlaining (Penninic unit, Eastern Alps)

GRUM, W.¹, FRIMMEL, H. E.² & KOLLER, F.³

mit 14 Abbildungen, 4 Tabellen und 1 Anhang

Schlüsselwörter:

Sb-Vererzung
Sr-Isotopenuntersuchungen
Geochemie
Rechnitzer Serie
Rechnitzer Fenster
Penninikum

Keywords:

Sb-mineralisation
Sr-isotopes
geochemical data
Rechnitzer series
Rechnitzer window
Penninic unit

Adresse der Autoren:
Address of the authors:

¹ Mag. Walter Grum
Institut für Geologie der Universität Wien,
Labor für Geochronologie, BVFA Arsenal,
Franz Grillstraße 9, Objekt 214, A-1030 Wien.

² Dr. Hartwig E. Frimmel
Department of Geology, University of Cape Town,
Rondebosch 7700, Republic of South Africa.

³ Univ.-Doz. Dr. Friedrich Koller
Institut für Petrologie der Universität Wien,
Dr. Karl Luegerring 1, A-1010 Wien

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Summary	75
1. Einleitung	75
2. Geologischer Rahmen	77
3. Mineralisation	78
4. Methodik	79
5. Geochemie	80
5.1. Grünschiefer	81
5.2. Kalkglimmerschiefer	82
6. Sr-Isotopenverhältnisse	82
7. Interpretation und Diskussion	85
8. Schlußfolgerungen	88
Literatur	89

Contents

Zusammenfassung, Summary	75
1. Introduction	75
2. Geological Settings	77
3. Mineralisation	78
4. Methology	79
5. Geochemistry	80
5.1. Greenschists	81
5.2. Calcareous micaschists	82
6. Sr-isotope composition	82
7. Interpretation and Discussion	85
8. Conclusions	88
References	89

Zusammenfassung

Gesteins- und Wasserproben aus der Antimonit-Lagerstätte Schlaining und der näheren Umgebung im Rechnitzer Fenster (Penninikum, Alpenostrand) wurden auf deren Sr-Isotopenverhältnisse und Geochemie untersucht. Die gesammelten Daten sprechen eindeutig für eine epigenetische Vererzung, für die, basierend auf Flüssigkeitseinschlußdaten und geochronologischen Daten ein maximales Alter von etwa 17–19 Ma geschätzt wird. Die mineralisierende Lösung ist durch $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse zwischen 0,712 und 0,713 gekennzeichnet, was in guter Übereinstimmung mit bisher bestimmten Isotopenverhältnissen in anderen Karbonatgebundenen metamorphogenen beziehungsweise metamorph überprägten Vererzungen in den Ostalpen steht. Metabasalte in der Umgebung weisen MORB-Charakteristika auf und können als mögliche Quelle für das Sb ausgeschieden werden. Die Isotopendaten sprechen auch gegen einen Zusammenhang der Sb-Vererzung mit eventuellem miozänen andesitischen Vulkanismus, stehen aber in Einklang mit einer entweder meteorischen oder metamorphen Herkunft der mineralisierenden Lösung. Zwei Modelle erscheinen am wahrscheinlichsten für die Genese der Lagerstätte, wobei sich beide auf die tertiäre Bruchtektonik als Ursache für die Bildung hydrothermaler Konvektionssysteme stützen: (a) Mobilisierung möglicher Sb-Vererzungen vom Typ Kreuzeck oder Rabant in Äquivalenten der „Unteren Schieferhülle“ durch ascendente, metamorphogene Fluids aus tieferen Krustenniveaus zum Ausklang der jungalpidischen Metamorphose; (b) deszendente Wässer, die in den überlagernden unterostalpinen Einheiten Kristallin auslaugten und über Bruchsysteme in größere Tiefe zirkulierten. Die zur Verfügung stehenden Daten erlauben keine klare Entscheidung zwischen diesen beiden Modellen.

Summary

Whole rock and water samples from the stibnite deposit Schlaining (Burgenland, Austria) were analysed for their Sr isotopic and geochemical composition. The data obtained support an epigenetic model for this deposit. Based on fluid inclusion and geochronological data, the maximum age of mineralisation can be constrained as 17–19 Ma. The mineralising solution is characterized by a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio between 0.712 and 0.713 which is similar to that of other carbonate-hosted metamorphogenic or metamorphically overprinted deposits in the Eastern Alps. Metabasalts in the vicinity of the deposit have MORB-characteristics and can be excluded as possible Sb-source. Any direct relation between Sb-mineralisation and Miocene andesitic volcanism can

also be ruled out by the isotopic data. Rather, isotopic compositions favour either a metamorphic or a meteoric origin of the mineralizing solution. Two possible genetic models, both of them linked with Neogene faulting, are considered: (a) Mobilisation of possible Sb-mineralisation of the Kreuzeck or Rabant type hosted in equivalents of the „Untere Schieferhülle“ by ascending metamorphic fluids from deeper crustal levels during the waning stages of the late-alpine metamorphism; and (b) circulation of descending meteoric waters into Penninic rocks, having scavenged Rb-rich and Sb-bearing crustal rocks from the overlying lower Austroalpine unit, and precipitating stibnite subsequent on cooling during their upwards path through calcareous schists of the Penninic unit. These two models are not necessarily mutually exclusive but, based on the data collected so far, none of the two can be favoured.

1. Einleitung

Im Vergleich zu anderen Antimonit-Lagerstätten zeichnet sich jene von Schlaining durch eine ausgesprochene Reinheit des Antimonits beziehungsweise durch vergleichsweise niedrige Gehalte an As, Hg oder W aus. Dies veranlaßte PETRASCHEK & POHL (1982), Schlaining als gesonderten Typ von Sb-Lagerstätten zu unterscheiden. Die Antimonit-Lagerstätte Schlaining lag in reger Bergbautätigkeit während der vergangenen 100 Jahre. In den letzten Jahren des Abbaues wurden pro Jahr etwa 1.000 t Sb-Metall aus ca. 20.000 t Erz gewonnen.

Trotz dieser wirtschaftlichen als auch lagerstättenkundlichen Signifikanz der Lagerstätte herrscht nach wie vor Uneinigkeit über deren Genese. Mit Hinweis auf die große Ähnlichkeit mit Sb-Vererzungen in SE-Europa vermutete HIESSLEITNER (1947, 1952) eine epigenetische Bildung durch Hydrothermen, die auf den miozänen Andesitvulkanismus in der weiteren Umgebung zurückgeführt wurde. Ein derartiges Modell wurde jüngst auch von BELOCKY et al., (1991) vertreten.

MAUCHER & HÖLL (1968) interpretierten die Sb-Mineralisation als eine synsedimentäre, primäre Erzanreicherung, bedingt durch submarine hydrothermale Lösungen in Verbindung mit basischen Extrusiva. Diese Autoren stellten die Antimonit-Vererzung bei Schlaining zur Sb-W-Hg-Formation und vertraten ein paläozoisches Alter. Ein solches Alter wurde jedoch seither durch die Fossilfunde von SCHÖNLAUB (1973) klar widerlegt. In einer neueren Arbeit argumentiert NAWARATNE (1989) wiederum für eine synsedimentäre Erzanreicherung aber kretazischen Alters.

Isotopenuntersuchungen an Erzmineralen und co-genetischer Gangart haben sich in den vergange-

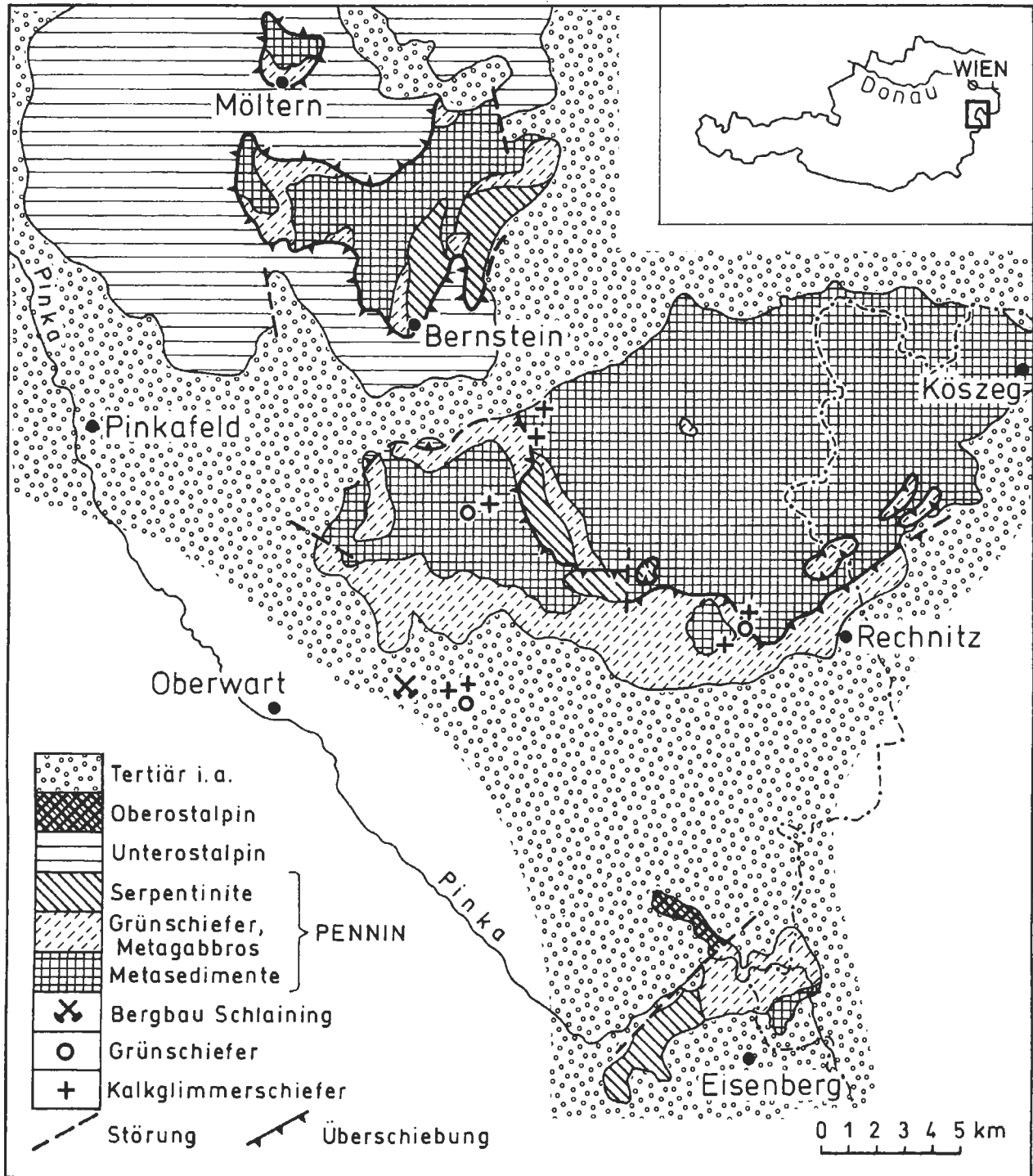


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der penninischen Fenster am Alpenostrand (KOLLER, 1985).

Fig. 1: Geological overview on the Penninic windows at the eastern end of the Alps (KOLLER, 1985).

nen Jahren vielfach bewährt, um Aussagen über die Herkunft der mineralisierenden Lösungen und somit über die Erzgenese zu treffen (FRIMMEL, 1988, 1989). Die Anwendung leichter stabiler Isotope, wie jene von O, C oder S, hat den Nachteil, daß hierfür eine exakte Kenntnis der

Ausfällungstemperatur der untersuchten Mineralphasen notwendig ist. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnis ist hingegen unabhängig von der Temperatur, jedoch stark abhängig von der Anwesenheit von Rb. Dies ermöglicht einen erfolgreichen Einsatz der Sr-Methode in karbonat-gebundenen Vererzungen mit

Schematisches Normalprofil im Bereich des Bergbaurevier Schlaining

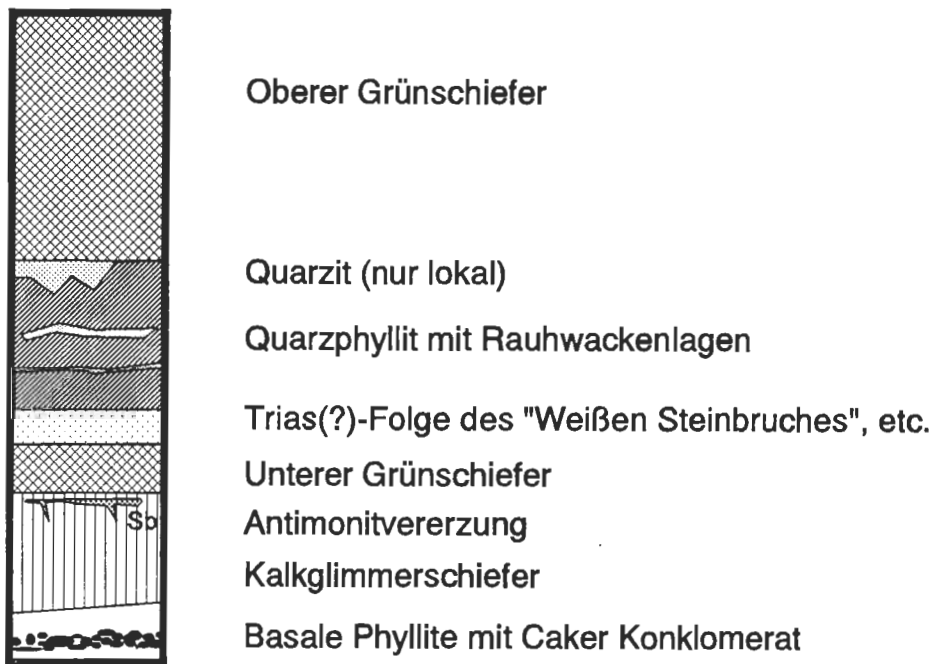


Abb. 2: Schematisches Normalprofil im Bereich des Bergbaurevieres Schlaining nach PAHR (1975, 1977, 1980)

Fig. 2: Schematized section through the mining area (PAHR, 1975, 1977, 1980).

extrem niedrigen Rb/Sr Verhältnissen (FRIMMEL, 1988, 1989).

Calcit ist eine wichtige Gangart zur Sb-Vererzung in Schlaining, und das Wirtsgestein besteht zum Teil aus karbonatreichen Gesteinen. Somit erscheint diese Lagerstätte gut zur Anwendung der Sr-Methode geeignet. Ergänzend zu den Isotopendaten werden geochemische Analysen präsentiert, und ein möglicher Zusammenhang der Sb-Vererzung mit den umgebenden Trägergesteinen diskutiert.

2. Geologischer Rahmen

Am Ostrand der Alpen tauchen unter den ostalpinen Decken in den tektonischen Fenstern von Rechnitz, Bernstein, Möltern und Eisenberg penninische Gesteine auf, die als Rechnitzer Serie zusammengefaßt werden (TOLLMANN, 1977; Abb. 1). Die Rechnitzer Serie unterlagert die als Unterostalpin eingestufte Wechselserie (PAHR, 1975). Durch den Fund von ober- bis mittelkretazischen Schwamm-Spiculae in den Karbonatgesteinen der Rechnitzer Serie durch SCHÖNLAUB (1973) konnte das mesozoische Alter der Sedimente bestätigt werden.

Der Inhalt dieser tektonischen Fenster besteht aus 3-4 km mächtigen, niedriggradig metamorphen Se-

dimentserien, die hauptsächlich aus Kalkphylliten, Quarzphylliten, Kalkglimmerschiefern sowie Quarziten bestehen. Damit verbunden kommen Fragmente einer ozeanischen Kruste in Form von tektonisierten Ophiolitkomplexen vor (KOLLER, 1985). Diese bestehen aus serpentinierten Ultramafiten, Mg- und Fe-reichen Metagabbros und bis 200 m mächtigen Grünschieferabfolgen. Zur Ophiolitsequenz gehören weiters Rodingite, Ophikarbonatgesteine und Radiolarite.

Nach KOLLER (1985) können folgende 3 Metamorphoseereignisse unterschieden werden:

- 1) Relikte einer ozeanischen Metamorphose M1, die bisher nur in den Ophiolitkomplexen und angrenzenden Ophikarbonatgesteinen nachgewiesen werden konnten und sich vor allem durch Hornblendebildung und einer, lokal sehr intensiven Oxidation manifestiert. Nachweisbar sind Bildungsbedingungen von $T = > 400^{\circ}\text{C}$ und $P = \leq 1 \text{ kbar } P_{H_2O}$.
- 2) Eine als altalpidisch eingestufte Hochdruckmetamorphose M2, mit Bedingungen von $T = 330-370^{\circ}\text{C}$ und $P = 6-8 \text{ kbar}$, ist in den Metabasiten weit verbreitet, in den Metasedimentgesteinen jedoch nur lokal nachweisbar.

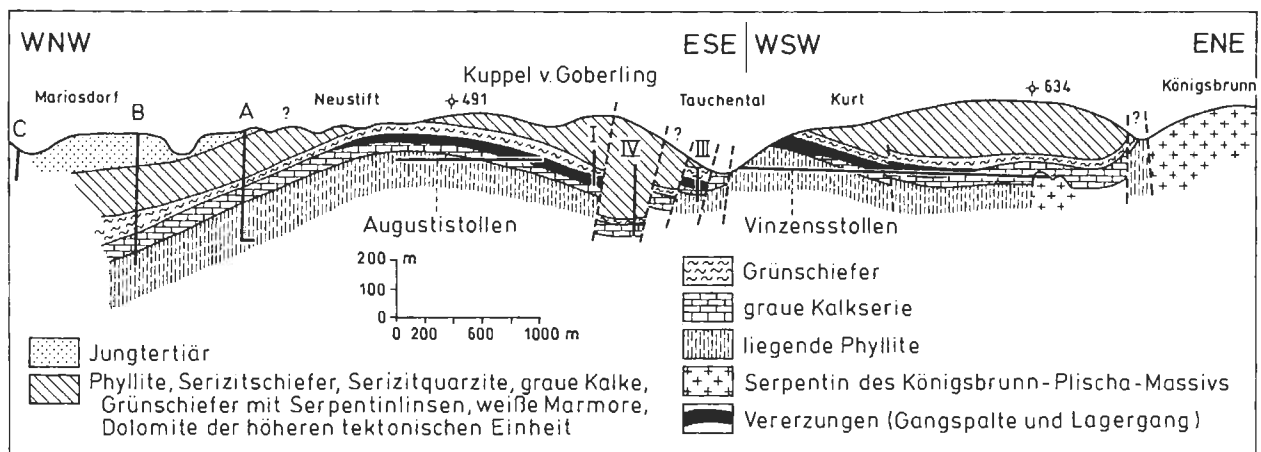


Abb. 3: Profil durch die Lagerstätte Schlaining (POLLAK, 1953).

Fig. 3: Section through the stibnite mine Schlaining (POLLAK, 1953).

- 3) Eine jungalpidische Regionalmetamorphose M3, mit $T = 390\text{--}430^\circ\text{C}$ und $P = \leq 3$ kbar, ist in allen Gesteinen nachweisbar. K/Ar-Abkühlalter für M3-Hellglimmer liegen zwischen 19 und 22 Ma.

PAHR (1980) unterschied im österreichischen Anteil des Rechnitzer Fensters eine hangende Einheit im Westen von einer liegenden Einheit im Osten. Letztere enthält hauptsächlich Kalkphyllite, Quarzphyllite und Quarzite. Die dominierende B-Achsenrichtung ist N-S. Die hangende Einheit, die vorwiegend aus kalkreichen Phylliten mit vereinzelt Konglomerat-Lagen (Caker Konglomerat) sowie einigen größeren Serpentin- und Gabbrokörpern aufgebaut wird, schließt im Hangenden mit bis zu 150 m mächtigen Grünschiefern ab. Die B-Achsen dieser Einheit streichen meist E-W.

Generell herrschen inverse Lagerungsverhältnisse vor, wobei die Ophiolitkörper häufig über den mesozoischen Metasedimentserien liegen. Als Bildungsmilieu für die ozeanische Kruste in der Rechnitzer Serie wird ein gut ausgebildeter mittelozeanischer Rücken eines möglicherweise relativ schmalen Ozeans vermutet (HÖCK & KOLLER, 1989; KOLLER & HÖCK, 1990).

Die Antimonit-Lagerstätte Schlaining liegt am Westrand des Rechnitzer Fensters (Abb. 1). Das Normalprofil im Bergbaurevier (Abb. 2) zeigt einen komplexen Schuppenbau. Die in Abb. 2 dargestellte Abfolge bildet im Bereich Schlaining – Goberling eine flache Antiklinale, die von der ca. N-S streichenden Tauchentalstörung durchschnitten wird. Diese Störung trennt die Reviere Kurt (im E) und Neustift (im W; Abb. 3). Entlang dieser Störung wurde die E-Scholle um ca. 200 m relativ gehoben (POLLAK, 1953). Die Schichten fallen im Bereich des Kurt-Reviers meist flach gegen S bis SE ein (Abb. 3).

Das Auftreten der Erze ist im Revier Neustift eher lager- bis lagergangförmig, während im Revier Kurt die Vererzung an insgesamt vier Erzklüften gebunden ist, die untereinander Abstände zwischen 50 und 100 m aufweisen. Diese Erzklüfte, die WNW-ESE bis NW-SE streichen, sind auf ca. 2 km im Streichen verfolgbar und sehr unregelmäßig ausgebildet (BAUER, 1966). Von diesen Erzklüften ausgehend treten häufig Apophysen in die schieferigen Nebengesteinen auf.

Die Erzklüfte sind auf den Grenzbereich Kalkglimmerschiefer – „Unterer Grünschiefer“ beschränkt. Die Liegendgrenze der Vererzung reicht im Zentrum der Aufwölbung Schlaining-Goberling bis in die liegenden basalen Phyllite und steigt gegen E an. Die Tauchentalstörung verhindert eine Klärung der Fortsetzung der Liegendgrenze nach W. Lokal kataklastisches Zerbrechen der Erze ist einer jüngeren Bruchtektonik zuzuschreiben. Der hierbei anfallende Stress wurde bevorzugt im Antimonit aufgenommen, was die Erzklüfte zu idealen Bewegungsbahnen machte (LEHNERT-THIEL, 1967).

3. Mineralisation

Nach LEHNERT-THIEL (1967) können drei Vererzungsphasen unterschieden werden, eine Vorphase, die Sb-liefernde Hauptphase und eine Nachphase. Die Vorphase der Vererzung zeigt sich nur lokal durch bis 2 cm dicke Saalbänder von Arsenkies. Ob eine deutliche Trennung zur nachfolgenden Hauptphase vorliegt, ist unklar. Grundsätzlich ist zu erwarten, daß die Vorphase höher temperiert ist, wenn die thermische Energie von der alpidischen Metamorphose stammt.

In Verbindung mit dem Antimonit der Hauptphase treten nur sehr geringe Mengen von Arsenkies,



Abb. 4: SLA-8: Poliertes Handstück (Gesamthöhe 5 cm) mit Übergang von der Vererzung (Oben mit hellem Antimonit) zum unveränderten, leicht geschieferten Nebengestein (Kalkglimmerschiefer). Dazwischen sieht man die silifizierte Zone, die durch ihre hellere Färbung und den grusigen Charakter gekennzeichnet ist. Diese Zone geht vom Lettenez im cm-Bereich bis in den dunkelgrauen Kalkglimmerschiefer über.

Fig. 4: SLA-8: Polished sample (total height 5 cm) with the transition from the mineralisation (upper part with bright stibnite) to the non altered country rock (calcareous micaschist). Between them the silicified zone occur, characterized by bright colour. This zone varies in few cm from the "Lettenez" to the calcareous micaschist.

Zinkblende und Pyrit auf. Dominierende Gangart ist Quarz, der oft in idiomorph ausgebildeten Kristallen den Antimonit durchspießt. Antimonit ist meist grobkristallin und strahlig-stengelig, seltener auch drusig ausgebildet. Im angrenzenden Nebengestein, meist Kalkglimmerschiefer (Abb. 4, 5 und 6), wurde Calcit in einem etwa 1 bis 10 cm weiten Saalband weitgehend von Quarz verdrängt. Diese Saalbänder stellen leicht vergrusende Zonen dar, wobei Hellglimmer als Restphase übrigblieb und jene typisch schmierigen Bereiche der Vererzung bildet, für die bei den Bergleuten die Bezeichnung „Lettenez“ gebräuchlich wurde.

Innerhalb der Antimonitvererzung tritt nur selten Karbonat auf, meist als dispers verteilte Kalkschieferkomponenten in den Saalbändern (Abb. 5). Hydrothermaler Quarz enthält mikroskopisch kleine Calcit-Einschlüsse. Im Bereich der Liegendgrenzen der Erzklüfte, in deren „Wurzelzonen“, kommen idiomorph ausgebildete, bis 3 cm große Gang-Calcite vor, die ebenfalls der Hauptphase zugeordnet werden.

Das dominierende unmittelbare Nebengestein der Erzklüfte ist ein dunkelgrauer, fein- bis mittelkörn-

Tabelle 1: Schematische Zusammenstellung des Mineralbestandes der verschiedenen Vererzungsphasen der Antimonitmineralisationen im Raum Schlaining (LEHNERT-THIEL, 1967).

Table 1: Schematic table of the occurrence of minerals according to the different stages of the stibnite mineralisations in the area of Schlaining (LEHNERT-THIEL, 1967).

Phase	Mineralisation	Gangart
Vorphase	Pyrit, Markasit, Arsenkies, arsenhaltiger Pyrit, Zinkblende (Titanit)	Quarz
Hauptphase	Antimonit, Arsenkies, Zinkblende, Pyrit	Quarz, Karbonat (Wurzelzone)
Nachphase	Zinnober, Fahlerz, Kupferkies, Zinkblende	Calcit, Ankerit

ger Kalkglimmerschiefer, der im allgemeinen plattig bricht. Im Dünnschliff (Abb. 6) zeigt sich ein metamorpher Lagenbau aus synkinematischem Hellglimmer (5–10 Vol.%) und Calcit (80–90 Vol.%) mit geringen Mengen von Quarz (5–10 Vol.%). Häufig treten weiße Calcitmobilisate auf, sowohl in Form konkordanter Lagen als auch als diskordante, jüngere Klüftfüllungen.

Die Nachphase ist durch das Auftreten von Zinnober gekennzeichnet. In Schlaining kommt Zinnober nur sehr lokal vor. Mit dem ca. 12 km entfernten Antimonitabbau von Maltern ist jedoch ein größeres Zinnober-Vorkommen verbunden, welches mit dem Zinnober in Schlaining genetisch gleichgestellt wird.

4. Methodik

34 Gesteins- und 6 Wasserproben wurden im Labor für Geochronologie, BVFA Arsenal, auf ihre Sr-Isotopenzusammensetzung hin untersucht. Bedingt durch die Bergbausituation zur Zeit der Probenahme im Jahre 1988, konnte nur der Bereich der südlichsten Erzklüfte (Vinzenz Süd II) beprobt werden. Gesteinsproben wurden sowohl entlang eines vertikalen (siehe Anhang) als auch eines horizontalen Profils (z.B. SLA-7a–c, SLA-9/1 bis SLA-9/3; siehe Anhang und Tab. 2) genommen. Zum Vergleich zu den vererzten Kalkglimmerschiefern wur-

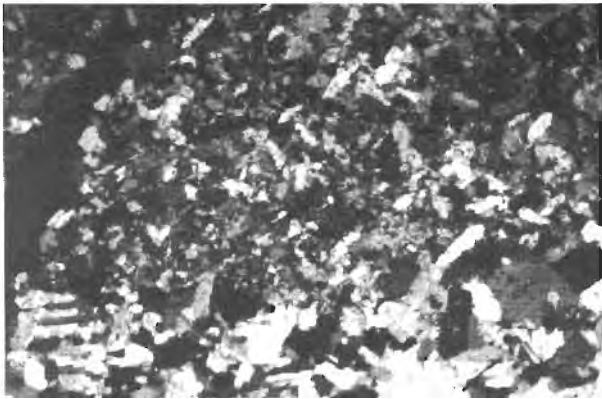


Abb. 5: Probe SLA-9: Übergangsbereich von der Vererzung zum Kalkglimmerschiefer; im oberen Bildbereich überwachsen hypidiomorphe Quarzkristalle Calcit (X Nicols, Bildbreite ca. 4 mm).

Fig. 5: Sample SLA-9: Transition zone from the mineralisation to the calcareous micaschist; in the upper area calcite is overgrown by hypidiomorphic quartz crystals (X Nicols, total width about 4 mm).

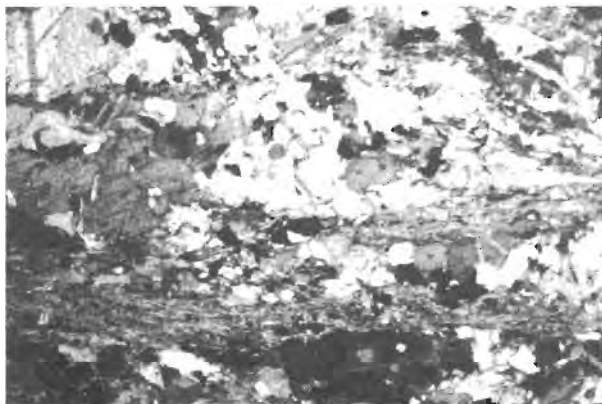


Abb. 6: Probe SLA-13: Deutlich erkennbar ist am unteren Bildrand der metamorphe Lagenbau aus Calcit (und Quarz) und Hellglimmer (X Nicol, Bildbreite ca. 4 mm).

Fig. 6: Sample 13: Clear visible metamorphic lineation formed by calcite (and quartz) and white mica (X Nicol, total width about 4 mm).

den auch solche beprobt, die möglichst weit von jeglicher Vererzung entfernt sind (Kalkglimmerschiefer in Tab. 3). Zusätzlich wurden auch Proben der „Unteren Grünschiefer“ in die Untersuchung miteinbezogen. Von den sechs untersuchten Wasserproben stammen vier von rezenten mineralisierten Quellen (Säuerlinge) in der näheren Umgebung der La-

gerstätte (siehe Anhang) und zwei von im Bergbau anfallenden Wässern.

Für die Isotopenuntersuchungen wurden, je nach Sr-Gehalt, etwa 200 mg einer möglichst homogenen und analysenfein gemahlten Probe verwendet. Rb-reiche Proben wurden, nach Zugabe eines an ^{84}Sr und ^{87}Rb hoch angereicherten Mischspikes, in konz. HNO_3 und 40 % HF etwa 3,5 Stunden aufgeschlossen, und nach Zugabe von 6n HCl eingedampft. Der Rückstand wurde in 2,5n HCl aufgenommen und zentrifugiert. Proben mit sehr niedrigem Rb/Sr-Verhältnis wurden in kalter 2,5n HCl gelaugt und durch Zentrifugieren vom unlöslichen Rückstand befreit. Die Wasserproben wurden unmittelbar nach der Entnahme mit 2 ml 6n HCl/l angesäuert, um Fällungsreaktionen zu verhindern, und später im Labor nach dem Eindampfen in 2,5n HCl aufgenommen.

Aus den derart gewonnenen Lösungen wurden über DOWEX-AG 50X8- (bzw. ZrPO_4 -) Ionenaustauscherkolonnen Sr und Rb separiert. Für sämtliche naßchemischen Arbeitsschritte wurden nur suprapure Substanzen, dreifach destilliertes H_2O und bidestillierte Säuren verwendet. Von den gewonnenen Mengen an Rb und Sr wurden jeweils ca. $1\ \mu\text{g}$ mit 0,01% H_3PO_4 auf Tantal-Filamente geladen. Die Bestimmung der Isotopenverhältnisse erfolgte mit einem VG ALDERMASTON MM30 Festkörpermassenspektrometer bei einer Beschleunigungsspannung von 7,8 bzw. 6,8 kV und einer Meßzeit pro Position von 2,1 s. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse sind auf ein $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,11940 normalisiert. Die angegebenen Meßergebnisse beruhen auf 120–400 Einzelmessungen der jeweiligen Massen. Die angegebenen Fehler entsprechen 2σ (mean standard deviation). Um die Vergleichbarkeit der Daten zu gewährleisten, wurden am Gerät laufend Messungen des Sr-Standards NBS987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71024$) durchgeführt. 55 Messungen dieses Standards über den Zeitraum dieser Untersuchung hinweg ergaben ein $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von $0,71009 \pm 0,00006$.

Die geochemische Bearbeitung der Gesteinsproben wurde an Lithiumborat-Schmelzpillen für die Hauptelemente und an Preßpillen für die Spurenelemente mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (Phillips PW1400) am Institut für Petrologie der Universität Wien durchgeführt. Die Meßmethode, Standards, analytische Fehler und Nachweisgrenzen sind in NIS-BET et al. (1979) angegeben.

5. Geochemie

Um zur Frage eines möglichen Zusammenhanges der Sb-Vererzung mit den Grüngesteinen Aussagen machen zu können, wurden von 7 Proben aus dem Lagerstättenbereich chemische Analysen durchgeführt (Tab. 2), wobei die Probe SLA-9 den Über-

Tabelle 2: RFA-Analyseergebnisse der untersuchten Proben aus der Lagerstätte Schlaining (Hauptelemente aus Schmelzpillen, GV als Glühverlust; Kalkglimmerschiefer: SLA-7b, SLA-9/1, SLA-9/2 und SLA-13; Vererzung: SLA-6, SLA-9/3 und SLA-9/4).

Table 2: RFX analytical results of investigated samples from the stibnite mine Schlaining (bulk elements from fused pellets, GV for loss of ignition; calcareous micaschists: SLA-7b, SLA-9/1, SLA-9/2 and SLA-13; mineralized samples: SLA-6, SLA-9/3 and SLA-9/4).

Name	SLA-6	SLA-7b	SLA-9/1	SLA-9/2	SLA-9/-3	SLA-9/4	SLA-13
SiO ₂	73,35	29,83	22,60	7,52	89,00		33,11
TiO ₂	0,11	0,21	0,06	0,04	0,11		0,01
Al ₂ O ₃	2,93	6,03	1,42	0,64	2,65		0,00
Fe ₂ O ₃	1,99	3,91	0,76	0,42	0,63		0,12
MnO	0,08	0,34	0,23	0,10	0,04		0,00
MgO	1,75	9,59	1,13	0,47	0,55		0,06
CaO	12,16	24,22	41,59	51,10	4,62		41,13
Na ₂ O	0,08	0,13	0,01	0,00	0,00		0,00
K ₂ O	0,66	1,57	0,45	0,19	0,71		0,00
P ₂ O ₅	0,08	0,12	0,04	0,03	0,07		0,01
GV	6,60	24,52	32,16	38,57	0,81		25,65
Summe	99,79	100,47	100,45	99,08	99,19		100,09
Nb	4	0	0	0	0	0	0
Zr	6	20	0	0	20	0	0
Y	20	55	22	27	22	0	20
Sr	180	175	355	680	75	6	740
Rb	55	100	35	21	64	0	9
Zn	18	8	2	1	11	3	0
Cu	13	9	7	6	11	10	6
Ni	1	2	0	0	1	0	0
Cr	3	4	1	1	3	1	0
V	1	2	0	0	1	0	0
Ba	3	5	2	1	3	0	0

gang aus den Kalkglimmerschiefern (SLA-9/1) zum Erz (SLA-9/4) darstellt. Die Proben SLA-7b, SLA-9/1, SLA-9/2 und SLA-13 sind Kalkglimmerschiefer. SLA-6 ist eine „Lettenerz“-Probe. RS-99/79, RS-174/81, RS-220/82 und RS-226/82 sind Kalkglimmerschiefer aus der näheren Umgebung von Schlaining (Tab. 3). Die Grünschiefer aus den „Unteren Grünschiefern“ (RS-242/84, RS-243/84 und RS-247/84) stammen von Oberflächenaufschlüssen aus der unmittelbaren Umgebung des Bergwerkes.

5.1. Grünschiefer

Im Diagramm Ti/100 – Zr – Y*3 (Abb. 7) nach PEARCE & CANN (1973) liegen die untersuchten Grünschiefer aus der unmittelbaren Umgebung der Lagerstätte in jenem Bereich, der für MORB-Zusammensetzungen charakteristisch ist. Dies ist in Übereinstimmung mit anderen penninischen

Grünschiefern in den tektonischen Fenstern am Alpenostrand (KOLLER, 1985, 1990). Analoge Resultate ergibt die Anwendung des Nb*2 – Zr/4 – Y -Diagramms (Abb. 8) nach MESCHÉDE (1986). Auch im Diagramm Zr/Y vs. Y (Abb. 9) nach PEARCE & NORRY (1979) liegt der Schwerpunkt der Datenpunkte im MORB-Feld. Die Ti/V-Verhältnisse (Abb. 10) der untersuchten Proben entsprechen mit ihren Werten um 40 sowohl den übrigen Grünschiefern, als auch normalen, rezenten MOR-Basalten (SHERVAIS, 1982). Auch im MORB-Normierungsdiagramm nach PEARCE (1980) findet man eine gute Übereinstimmung für alle immobilen Elemente mit einem N-Typ MORB (Abb. 11). Die von NAWARATNE (1989) durchgeführten Analysen ergeben vergleichbare Ergebnisse.

Drei Proben (Grünschiefer in Tab. 3) aus dem hangenden Grünschieferpaket der Lagerstätte (nach PAHR, 1980) weisen ebenfalls Charakteristika eines

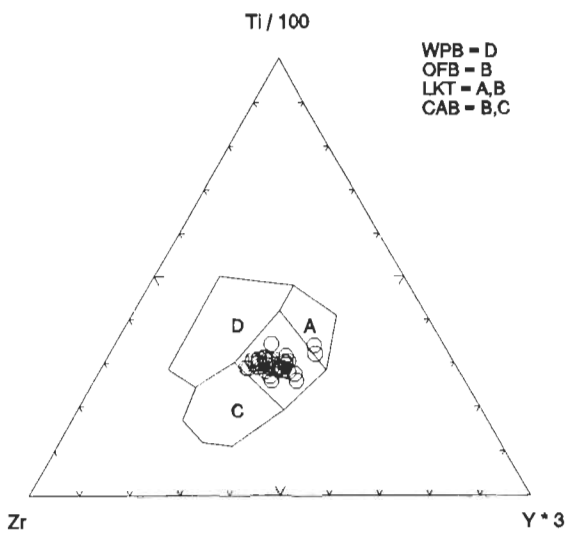


Abb. 7: Diagramm Ti/100 - Zr - Y*3 nach PEARCE & CANN (1973) für Grünschiefer aus dem Lagerstättenbereich und für die typischen Grünschiefer der Rechnitzer Fenstergruppe; Daten nach KOLLER (1985, 1990).
 Legende: □ für Grünschiefer aus dem Lagerstättenbereich, ○ für ophiolitische Grünschiefer der Rechnitzer Serie.
 Abkürzungen: WPB für "within plate"-, OFB für Ozeanboden- und CAB für Kalkalkali-Basalt, LKT für "low K"-Tholeiit.

Fig. 7: Diagram Ti/100 - Zr - Y*3 after PEARCE & CANN (1973) for greenschists from the mining area and for typical greenschists from the Rechnitz window group; all data from KOLLER (1985, 1990).
 Legend: □ for greenschists from the mining area, ○ for ophiolitic greenschists from the Rechnitz window group. WPB for within plate basalts, OFB for ocean floor basalts and CAB for calcalkaline basalts, LKT for low K-tholeiites.

N-Typ MORB auf und lassen sich gut mit den Literaturdaten für die „Oberen Grünschiefer“ (KOLLER, 1985) vergleichen. Die leicht mobilen, großionigen Elemente, wie K, Rb, Ba und Sr zeigen eine deutliche Zunahme, die auf lokale metasomatische Prozesse in diesen Gesteinen zurückgeführt wird. Lokale Vorkommen von stark spilitisierten Ozeaninselbasalten (KOLLER, 1985, 1990) innerhalb der Kalkglimmerschiefer wurden nicht weiter berücksichtigt, da kein direkter räumlicher Zusammenhang mit der Sb-Mineralisation besteht.

5.2. Kalkglimmerschiefer

Die von der Mineralisation nicht beeinflussten Kalkglimmerschiefer aus der Lagerstätte Schlaining (Tab. 2) entsprechen hinsichtlich ihrer Zusammensetzung

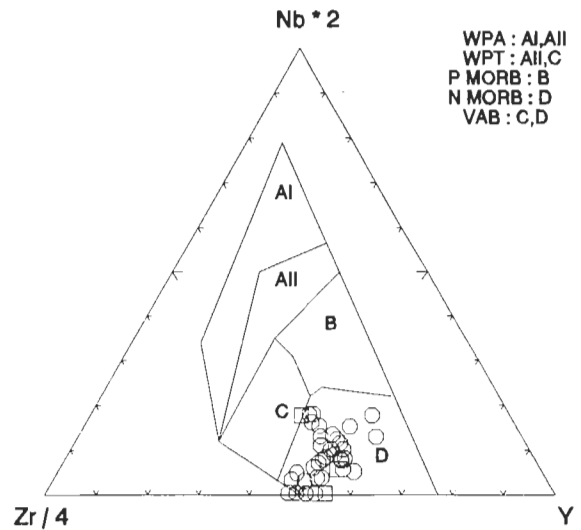


Abb. 8: Diagramm Nb*2 - Zr/4 - Y nach MESCHÉDE (1986); Daten nach KOLLER (1985, 1990). Legende: □ für Grünschiefer aus dem Lagerstättenbereich, ○ für ophiolitische Grünschiefer der Rechnitzer Serie.
 Abkürzungen: WPA für "within plate"-Alkali-basalte, WPT für "within plate"-Tholeiite, P MORB und N MORB für P-Typ und N-Typ MORB (Ozeanbodenbasalt) und VAB für Inselbogen-Basalt.

Fig. 8: Diagram Nb*2 - Zr/4 - Y after MESCHÉDE (1986); data used after KOLLER (1985, 1990).
 Legend: □ for greenschists from the mining area, ○ for ophiolitic greenschists from the Rechnitz window group. WPA for within plate alcalibasalts, WPT for within plate tholeiites, P MORB and N MORB for P-type and N-type mid ocean ridge basalts and VAB for island arc basalts.

sehr gut den normalen Bündnerschieferäquivalenten aus Steinbrüchen der näheren Umgebung (Tab. 3). Die „Lettenerze“ aus der Vererzung zeichnen sich durch eine SiO₂-Anreicherung aus, die bis zu 90 Gew.% erreichen kann (Abb. 12). Damit ist eine deutliche Abnahme der Ca- und Sr-Konzentrationen korreliert (Tab. 2, 3 und 4), was auf den Abtransport von Calcit zurückzuführen ist. In den silifizierten Zonen ist ein Ansteigen der Rb- und K-Werte zu beobachten (Abb. 12). Die Gehalte an immobilen Elementen sind auch im Vererzungsbereich sehr niedrig und gegenüber den unveränderten Kalkglimmerschiefern kaum angereichert.

6. Sr-Isotopenverhältnisse

Die gemessenen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Werte für die Kalkglimmerschiefer, die in keinem räumlichen Zusammenhang mit der Vererzung stehen, variieren zwischen

Tabelle 3: RFA-Analysenergebnisse der Grünschiefer (RS-242/84, RS-243/84, RS-247/84; aus dem Lagerstättenbereich) und Kalkglimmerschiefer (RS-99/79, RS-174/81, RS-220/82 und RS-226/82; aus der Umgebung von Schlaining); Daten aus KOLLER (1985, 1990).

Table 3: RFX analytical results of the greenschists (RS-242/84, RS-243/84, RS-247/84) from the mining area; calcareous micaschists (RS-99/79, RS-174/81, RS-220/82 and RS-226/82) from the surrounding area of Schlaining; all datas from KOLLER (1985, 1990).

Probe	RS-242/84	RS-243/84	RS-247/84	RS-99/79	RS-174/81	RS-220/82	RS-226/82
SiO ₂	43,57	47,14	44,11	8,28	7,43	7,86	14,90
TiO ₂	1,48	1,39	2,07	0,11	0,09	0,03	0,19
Al ₂ O ₃	15,05	16,33	15,12	2,51	2,46	2,05	4,60
Fe ₂ O ₃	10,46	8,89	11,61	0,02	1,56	0,28	1,09
FeO	0,00	0,00	0,00	1,08	1,56	0,91	0,89
MnO	0,18	0,14	0,16	0,02	0,03	0,03	0,06
MgO	8,07	7,25	5,17	1,46	1,89	1,19	1,64
CaO	6,25	7,28	10,62	45,80	46,70	48,00	44,11
Na ₂ O	3,25	3,98	3,08	0,16	0,00	0,00	0,16
K ₂ O	0,40	0,07	1,14	0,45	0,41	0,41	1,08
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,25	0,06	0,05	0,05	0,06
H ₂ O	5,35	3,98	3,64	0,50	3,78	3,62	1,13
CO ₂	4,64	2,55	1,52	38,25	35,86	35,96	30,18
Summe	98,87	99,16	98,49	98,70	101,82	100,39	100,18
Cr	300	343	284	4	4	0	21
Ni	111	131	120	7	17	14	26
Co	34	38	38	0	10	10	10
Sc	31	27	35	14	42	45	39
V	257	239	303	19	31	25	39
Cu	20	48	72	8	1	1	17
Zn	62	69	112	25	26	23	42
S	1110	215	26	858	1463	406	377
Rb	19	0	14	29	26	24	40
Ba	174	94	212	85	69	52	104
Sr	92	214	168	567	727	627	462
Ga	14	14	16	5	4	4	8
Nb	2	0	9	3	5	5	12
Zr	111	98	166	23	18	15	40
Y	38	30	42	10	8	11	24

0,70708 und 0,71105 (Tab. 4 und Abb. 13). Bedingt durch die Anwesenheit von unterschiedlichen Mengen an Hellglimmer, wurde das initiale Isotopenverhältnis in entsprechend unterschiedlichem Ausmaß erhöht. Folglich kommen die niedrigsten Werte (Proben SLA-3K, SLA-10/1, SLA-10/3, SLA-11/1 und SLA-11/2) dem wahren intialen Isotopenverhältnis am nächsten. Diese Daten korrelieren bestens mit unterkretazischer Meerwasserzusammensetzung (BURKE et al., 1982).

Die Kalkglimmerschieferproben SLA-7a/1, SLA-8/1 und G-57/2 zeigen demgegenüber deutlich

höhere Werte, aber niedrigere Sr-Gehalte. Da auch sf-parallele Mobilisate (SLA-7a/2, SLA-8/3, SLA-18/3, G-57/3) erhöhte Werte zeigen, ist anzunehmen, daß durch lokale Rekristallisation, Mobilisation und gleichzeitigen Abtransport von Sr aus den Kalkglimmerschiefern während der alpidischen Metamorphoseüberprägungen die initialen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse durch die Aufnahme von radiogenem Sr aus den umgebenden Hellglimmern erhöht wurden.

Für die generell Sr-reichen Kalkglimmerschiefer ist der Einfluß auf das initiale Sr-Isotopenverhältnis durch Rb trotz des unterkretazischen Alters im

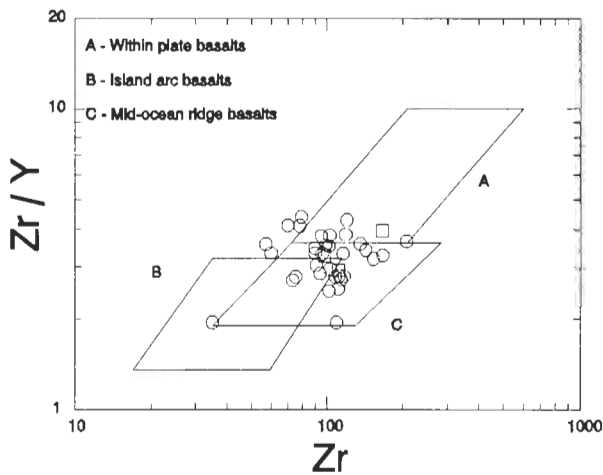


Abb. 9: Diagramm Zr - Zr/Y nach PEARCE & NORRY (1979); Daten nach KOLLER (1985, 1990).
 Legende: □ für Grünschiefer aus dem Lagerstättenbereich, ○ für ophiolitische Grünschiefer der Rechnitzer Serie.

Fig. 9: Diagram Zr - Zr/Y after PEARCE & NORRY (1979); all data after KOLLER (1985, 1990).
 Legend: □ for greenschists from the mining area, ○ for ophiolitic greenschists from the Rechnitz window group.

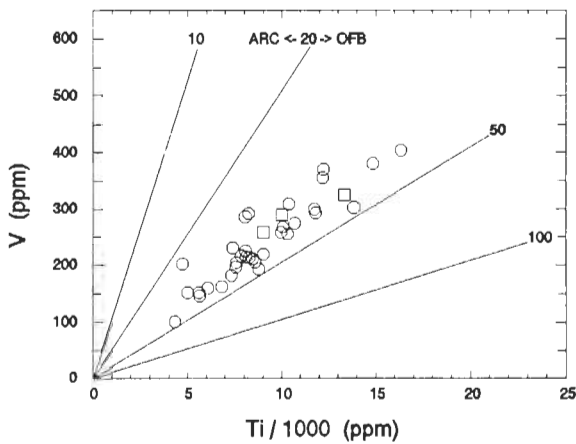


Abb. 10: Ti - V-Diagramm nach SHERVAIS (1982); Daten nach KOLLER (1985, 1990).
 Legende: □ für Grünschiefer aus dem Lagerstättenbereich, ○ für ophiolitische Grünschiefer der Rechnitzer Serie.

Fig. 10: Diagram Ti - V after SHERVAIS (1982); all data after KOLLER (1985, 1990);
 Legend: □ for greenschists from the mining area, ○ for ophiolitic greenschists from the Rechnitz window group.

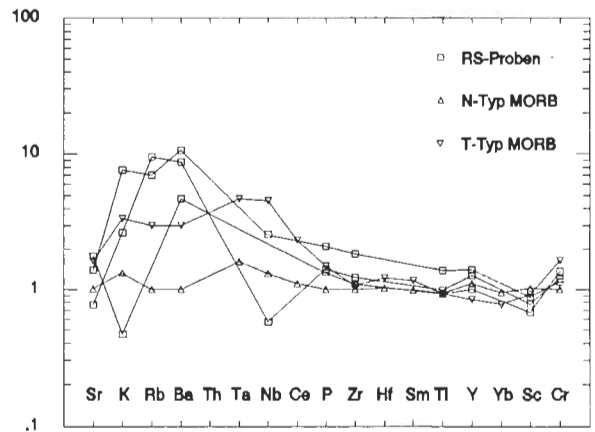


Abb. 11: MORB-Normierungsdiagramm nach PEARCE (1980); Daten für die Rechnitzer Serie aus Tab. 3, Daten für MORB nach PEARCE (1980).

Fig. 11: MORB-normalized diagram after PEARCE (1980); data for the Rechnitz series from tab. 3; data for MORB after PEARCE (1980).

allgemeinen vernachlässigbar gering. Die „Lettenerze“ SLAG-1 und SLAG-11 weisen jedoch ein relativ hohes Rb/Sr-Verhältnis auf. Daher wurden die Isotopenverhältnisse für ein angenommenes Alter der Erzbildung von 17 Ma (siehe weiter unten) berechnet (Tab. 4: Spalte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Korr.).

Nahe der Vererzung genommene Kalkglimmerschiefer (Proben SLA-7b/2, SLA-7c, SLA-8/4, SLA-8/4a, SLAG-1, SLAG-11) besitzen variable $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte zwischen 0,70997 und 0,71151. Diese Variation besteht nicht nur von Probe zu Probe, sondern auch im cm-Bereich (SLA-8/4 und SLA-8/4a). Die „Lettenerze“ bestehen aus Quarz, Einschlüssen von Karbonat in den Quarzen, Kalkglimmerschieferrelikten und dem erhaltenen Hellglimmeranteil der Kalkglimmerschiefer. Die gemessenen Isotopenverhältnisse sind durch Mischung dieser Komponenten zu erklären, was im Diagramm $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$ (Abb. 14) deutlich zu sehen ist, wobei die Kalkglimmerschieferrelikte das Endglied mit hohem Sr-Gehalt und niedrigem Isotopenverhältnis darstellen und die Hellglimmer das Endglied mit relativ höherem Isotopenverhältnis und niedrigerem Sr-Gehalt. Die für die genetische Interpretation relevanten Calciteinschlüsse im hydrothermalen Quarz bilden einen zu geringen Anteil um die Isotopenverhältnisse des Gesamtgesteins nennenswert zu beeinflussen. Die Proben, die in direktem genetischen Zusammenhang mit der Sb-Mineralisation gesehen werden können, sind die Calcite der „Wurzelzone“ (SLA-3C, SLA-17C, SB-8). Deren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse liegen zwischen 0,71229 und 0,71272 (Abb. 13). In Anbetracht der

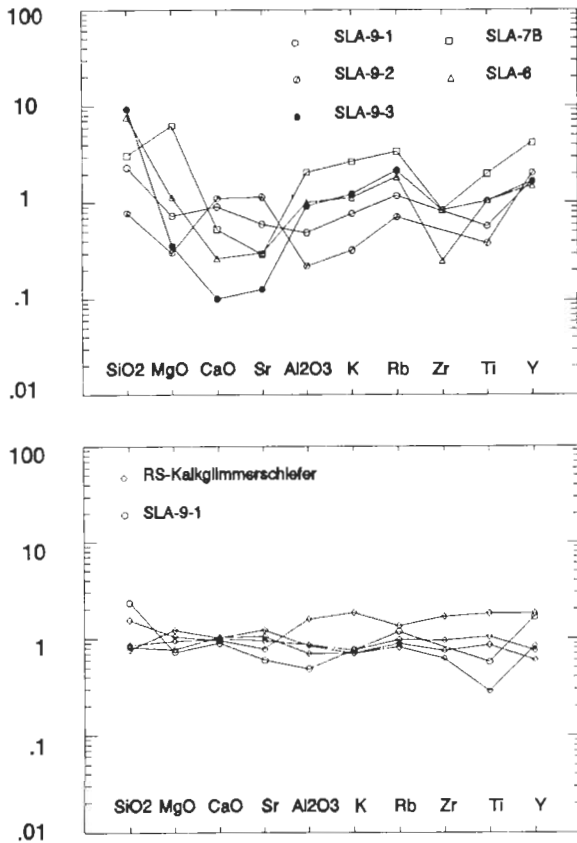


Abb. 12: Elementnormierung für die untersuchten Gesteine (Tab. 2) aus der Lagerstätte (linke Hälfte) sowie für die Kalkglimmerschiefer aus der näheren Umgebung (Tab. 3) und der Lagerstätte (rechte Hälfte). Als Normierungswerte wurden die Mittelwerte aller Kalkglimmerschiefer aus KOLLER (1985) verwendet.

Fig. 12: Normalized element data for the investigated samples (tab. 3) from the mining area (left side) and the calcareous micaschists (tab. 3) from the stibnite mine (right side). For normalizing values an average of calcareous micaschists from KOLLER (1985, 1990) are used.

Abwesenheit von Rb in diesen reinen Calcitproben, können die gemessenen Isotopenverhältnisse als initiale Verhältnisse betrachtet werden.

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte der Proben RS-243/84 und RS-247/84 aus den „Unteren Grünschiefern“ liegen bei 0,70481 beziehungsweise 0,70553 (Tab. 3). Ähnliche und zum Teil noch niedrigere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse bestimmten HÖCK & SCHARBERT (1988) für vergleichbare Metabasite des Tauernfensters. Die Grünschieferprobe RS-242/84 weist wegen eines erhöhten Rb-Gehaltes ($\text{Rb}/\text{Sr} = 0,207$) ein höheres $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,70939 auf (Tab. 4).

An den Wasserproben von den mineralisierten Quellen (Säuerlinge) wurden $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte zwi-

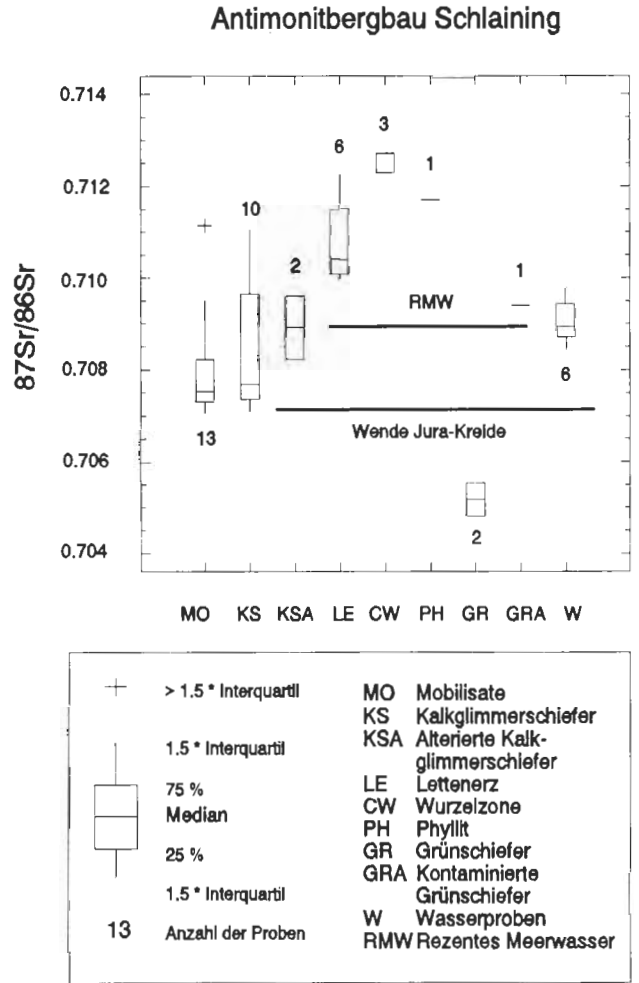


Abb. 13: Sr-Isotopenverhältnisse der untersuchten Proben der Lagerstätte Schlaining.

Fig. 13: Sr-isotope relations of investigated samples of the stibnite mine Schlaining.

schen 0,70843 und 0,70980 bestimmt (Tab. 4). Die entsprechenden Werte für die Grubenwässer liegen mit 0,70896 und 0,70945 im gleichen Bereich.

7. Interpretation und Diskussion

Sowohl die „Oberen Grünschiefer“ als auch die „Unteren Grünschiefer“ im Bereich der Lagerstätte können den geochemischen Daten zufolge als ehemalige MOR-Basalte aufgefaßt werden. Folglich können sie als Lieferquelle für Sb, Hg und As ausgeschlossen werden, da Mantelgesteinsderivate im Sinne einer Ophiolitsequenz üblicherweise sehr arm an diesen Elementen sind (KUPČI & ONISHI, 1974; BAUR & ONISHI, 1978).

Die Anzahl der Analysen ist zu gering, um das genaue Verhalten der einzelnen Elemente während der Alteration der Kalkglimmerschiefer zu rekonstruieren. Da die Absolutgehalte an immobilisierbaren Spu-

Tabelle 4: Sr-Isotopenverhältnisse der bearbeiteten Proben der Lagerstätte Schlaining. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -(Korr.) für ein Alter von 17 Ma korrigierte Werte für die Abb. 14.
Abkürzungen: Cc für Calcit, par. sf für parallel zur Schieferung, Kalkgl.sch. für Kalkglimmerschiefer, gel. für gelaugt.

Table. 4: Sr-isotope ratios of the investigated samples of the stibnite mine Schlaining. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -(Korr.) corrected values for an age of 17 my in fig. 14.
Legend: Cc for calcite, par. sf for parallel to foliation, Kalkgl.sch. for calcareous micaschists, gel. for leaching of the samples.

Probe	Gesteinstyp	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Korr.)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Sr(ppm)	Rb(ppm)
SLA-3K	Kalkglimmerschiefer	0,70708	11				
SLA-3C	Cc („Wurzelzone“)	0,71271	6				
SLA-13C	Cc-Mobilisat	0,70705	7				
SLA-17C	Cc („Wurzelzone“)	0,71272	9				
SLA-7a/1	Kalkglimmerschiefer	0,71017	9		0,1533	169,9	8,96
SLA-7a/2	Cc-Mobilisat (par. sf)	0,70822	7		0,0160	244,1	1,34
SLA-7a/3	Cc-Mobilisat	0,70752	4		0,0058	503,4	1,00
SLA-7b/1	Kalkgl.sch. (verändert)	0,70823	5				
SLA-7b/2	Lettenerz	0,70997	5				
SLA-7b/3	Cc-Mobilisat	0,70737	5			680,0	
SLA-7c	Lettenerz	0,71042	5				
SLA-8/1	Kalkglimmerschiefer	0,71105	6			350,0	
SLA-8/2	Kalkgl.sch. (verändert)	0,70961	5			21,6	
SLA-8/3	Cc-Mobilisat	0,71114	4			346,3	
SLA-8/4	Lettenerz	0,71008	6			29,8	
SLA-8/4a	Lettenerz	0,71151	12				
SLA-10/1	Kalkglimmerschiefer	0,70737	4		0,0039	690,5	0,93
SLA-10/3	Kalkglimmerschiefer	0,70735	5		0,0039	700,5	0,94
SLA-10/4	Cc-Mobilisat	0,70726	5		0,0039	554,5	0,75
SLA-11/1	Kalkgl.sch. (gel.)	0,70730	6				
SLA-11/2	Kalkgl.sch. (gesamt)	0,70746	6				
SLA-11/3	Cc-Mobilisat (grobk.)	0,70726	4			362,8	
SLA-11/4	Cc-Mobilisat (grobk.)	0,70731	7				
SLA-16/2	Cc-Mobilisat	0,70751	5			66,4	
SLA-16/3	Cc-Mobilisat	0,70758	6				
SLA-18/1	Cc-Mobilisat (feink.)	0,70783	9				
SLA-18/2	Kalkglimmerschiefer	0,70791	4				
SLA-18/3	Cc-Mobilisat (grobk.)	0,70922	5			797,8	
SLAG-1	Lettenerz	0,71225	6	0,71076	6,1819	17,4	37,10
SLAG-11	Lettenerz	0,71043	10	0,70963	3,3054	24,9	28,00
SB-8	Cc („Wurzelzone“)	0,71229	8			1674,5	
G-57/1	Phyllit	0,71171	8				
G-57/2	Kalkglimmerschf. (gel.)	0,70962	7				
G-57/3	Cc-Mobilisat (par. sf.)	0,70949	6				
G-57/4	Kalkgl.sch. (gesamt)	0,70965	7				
RS-242/84	Grünschiefer	0,70939	7			92,0	19,00
RS-243-84	Grünschiefer	0,70553	5			214,0	
RS-247/84	Grünschiefer	0,70481	9			168,0	14,0
WPR-14	Wasserprobe	0,70871	5				
WPR-15	Wasserprobe	0,70898	5				
WPR-16	Wasserprobe	0,70980	5				
WPR-17	Wasserprobe	0,70843	8				
WPR-18	Wasserprobe	0,70945	5				
WPR-19	Wasserprobe	0,70896	5				

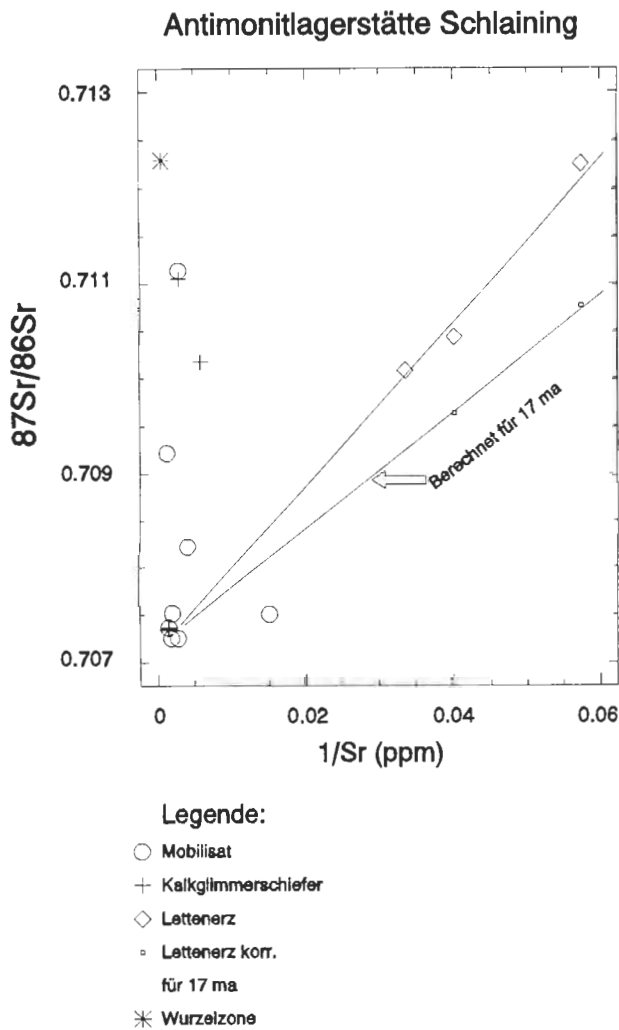


Abb. 14: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$ für die untersuchten Proben der Lagerstätte Schlaining.

Fig. 14: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$ for the investigated samples of the stibnite mine Schlaining.

renelementen und auch der Al-Gehalt gegenüber den durchschnittlichen Kalkglimmerschiefern keine Änderung zeigen (Tab. 2), ist eine wesentliche Volumsverminderung für die „Lettenerze“ unwahrscheinlich. Die Zusammensetzung der „Lettenerze“ ist daher nur durch eine SiO_2 -Zufuhr erklärbar.

Die Zunahme an K und Rb in den Kalkglimmerschiefern in der Nähe der Vererzung kann nicht aus den basischen Gesteinen der Umgebung hergeleitet werden. Eine relative Anreicherung an Alkalien ausschließlich durch den Abtransport von Ca und Sr aus den Kalkglimmerschiefern erscheint unwahrscheinlich. Die relative Anreicherung von K und Rb in den Kalkglimmerschiefern wird daher eher durch Infiltration eines externen Fluids erklärt.

Das gangförmige Auftreten der Vererzung im Revier Kurt und die Bildung der dünnen Alterations-

zonen um die Erzkörper sind eindeutige Hinweise auf eine epigenetische Bildung. Um die mehr lagerförmigen Erzkörper im Revier Neustift sind dieselben Alterationszonen ausgebildet wie im Revier Kurt (POLLAK, 1952). Dies spricht für eine epigenetische Bildung auch dieser lagerförmigen Erzkörper. Möglicherweise erfolgte dort die Erzfüllung in einer Temperaturzone, die subparallel zum lithologischen Bau angeordnet war. Ein epigenetisches Modell wird durch S-Isotopendaten von Antimoniten (PAK et al., 1981) unterstützt: $\delta^{34}\text{S}$ -Werte sind relativ homogen und liegen zwischen -9 und -5 ‰ (CDT). Diese Werte sprechen für eine hydrothermale Bildung der Erze in einem in bezug auf S relativ offenen System.

Das schwerwiegendste Argument für eine epigenetische Sb-Mineralisation basiert auf der isotopischen Zusammensetzung der Calcite in den Wurzelzonen der Erzklüfte. Diese Calcit-Generation, die aufgrund der strukturellen Verknüpfung mit den Erzkörpern als cogenetisch mit dem Antimonit betrachtet werden kann, entstammt hydrothermalen Lösungen mit einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von $> 0,7120$. Solche Werte sind bei weitem zu hoch für Meerwasser jeglichen Alters und sprechen daher klar gegen eine synsedimentäre oder früh-diagenetische Vererzung. Ein Zusammenhang zwischen Sb-Mineralisation und basischem Magmatismus kann nicht nur aufgrund der geochemischen Daten sondern auch aufgrund der isotopischen Daten ausgeschlossen werden. In solch einem Fall sollten die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im cogenetischen Calcit noch wesentlich niedriger als für Meerwasser liegen.

Die Calcite der Wurzelzonen weisen die höchste Kontamination mit radiogenem ^{87}Sr im gesamten Lagerstättenbereich auf. Die Kalkglimmerschiefer scheiden als bedeutende Quelle für das radiogene Sr aus, da sogar deren heutige $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse unter denen der hydrothermalen Calcite liegen. Sr-Isotopenverhältnisse über 0,71200 sind typisch für regional-metamorphogene und gewisse magmatogene Fluids, wie solche im Zusammenhang mit S-Typ Graniten, aber auch für meteorische Wässer aus einem Hinterland, welches großteils aus kontinentalem Krustenmaterial besteht. In der weiteren Umgebung der Antimonit-Lagerstätte gibt es keinerlei geologischen oder geophysikalischen Hinweis auf die Existenz von Granitoid-Körpern, die als Erklärung für eine magmatische Herkunft der mineralisierenden Lösungen herangezogen werden könnten. Die einzige magmatische Aktivität in der weiteren Umgebung kann in miozänem andesitischen Vulkanismus gesehen werden. Damit in Zusammenhang stehende Fluids sollten aber niedrigere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aufweisen.

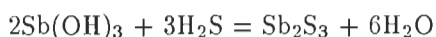
Die für die hydrothermalen Calcite bestimmten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte um 0,712–0,713 sind in bester Übereinstimmung mit Sr-Isotopenverhältnissen, die an hydrothermale Calcit/Dolomit in anderen

Karbonat-gebundenen metamorphogenen oder metamorph überprägten Vererzungen in den Ostalpen bestimmt wurden (FRIMMEL, 1988, 1991; FRIMMEL & NIEDERMAYR, 1991). Als mögliche Herkunft der mineralisierenden Fluids in Schlaining werden daher entweder die Dehydrierung von tiefer liegenden Sedimentserien während der alpidischen Regionalmetamorphose erkannt oder meteorische Wässer, die Rb-reiche Gesteine durchlaufen und gelaugt haben.

BELOCKY et al. (1991) untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse und schätzten den Bildungsdruck auf < 1 kbar und die Bildungstemperatur auf ca. 210–280°C. Die Ausfällung des Erzes erfolgte diesen Autoren zufolge aus wässrigen, schwach salinaren Lösungen. Weiters beschrieben BELOCKY et al. (1991) gasgefüllte Einschlüsse (vermutlich H₂O), was als Hinweis auf kochende Lösungen interpretiert wurde. Zusätzlich treten auch vereinzelt CO₂-reiche Einschlüsse auf, deren genetische Stellung jedoch noch nicht eindeutig geklärt ist.

Das strahlige Wachstum von Mineralen, wie es die Antimonite zeigen, weist auf sehr schnelles Kristallwachstum hin, das durch Aufkochen von Lösungen (durch Druckentlastung) hervorgerufen worden sein könnte. Die von BELOCKY et al. (1991) aus Flüssigkeitsuntersuchungen und Inkohlungsdaten abgeleiteten Bildungsbedingungen entsprechen weitgehend jenen, die MUNOZ et al. (1991) für die variszischen Antimonitvorkommen im Massif Central und im Massif Armoricain angaben.

Nach WOOD et al. (1987) könnte der Transport von Sb am ehestens in Form von Sb(OH)₃ erfolgt sein. Für die Fällung des Antimonits kann folgende Gleichung aufgestellt werden:



Im Bereich der „Lettenerze“ könnte Calcit nach der Reaktion



Ca(HCO₃)₂- oder als Ca(OH)₂-Komplex abtransportiert worden sein. Bei der Anwesenheit von CO₂ in der fluiden Phase wird Ca(OH)₂ in Ca(HCO₃)₂ umgewandelt. Gelöstes Ca(HCO₃)₂ ist in den Säuerlingen der Umgebung üblich. Weiters erlauben gelöstes Ca(HCO₃)₂ oder auch Ca(OH)₂ den pH-Wert annähernd im neutralen Bereich zu puffern.

Als Fällungsmechanismus für Antimonit kann neben einer Temperaturreduktion (MUNOZ et al., 1991) auch eine Aufnahme von H₂S aus den Karbonatglimmerschiefern, verbunden mit einer geringfügigen Änderung des pH-Wertes von schwach basisch nach schwach sauer verantwortlich sein. Die Stabilität der Muskowit-Komponente im „Lettenerz“ und die gleichzeitige Abwesenheit hydrotherma-

len Kalifeldspats (Adular) spricht für schwach saure pH-Verhältnisse.

Die für den Lagerstättentyp Schlaining charakteristische Reinheit des Antimonits kann durch hohe Sauerstoffugazität in der mineralisierenden Lösung erklärt werden, wobei As als Arsenatkomplex in Lösung gehalten wurde, durch den Fluidfluß abtransportiert und auf diese Weise vom Sb abgetrennt wurde (SMITH, 1975).

Das maximale Alter der Mineralisation kann mit Hilfe der angegebenen Bildungstemperatur von Flüssigkeitseinschlüssen und K/Ar-Abkühlalter an Hellglimmer eingegrenzt werden. Letztere liegen im Bereich zwischen 19 und 22 Ma. Die Schließtemperatur für dieses System wird auf ca. 370°C geschätzt. Nach DUNKL (pers. Mitt., 1990) weisen Fission-track-Alter an Zirkonen aus den Sedimentserien des ungarischen Anteils des Rechnitzer Fensters Alter von 18,5–15,1 Ma auf, wobei die Schließtemperatur für dieses System bei etwa 200°C liegt. Unter der Annahme einer Bildungstemperatur zwischen 210 und 280°C kann folglich ein maximales Bildungsalter für die Antimonit-Vererzung um 17–19 Ma abgeleitet werden.

Pb-Isotopenuntersuchungen von NAWARATNE (1989) ergaben ein Modellalter von 160 Ma. Dies war für diesen Autor ein entscheidendes Argument für eine kretazische Erzanreicherung. In Anbetracht des intensiven Stoffaustausches in den vererzten Kalkglimmerschiefern und damit einhergehender Calcit-Mobilisation erscheint es jedoch zweifelhaft, ob dieses Alter von irgendwelcher geologischen Bedeutung ist oder ob es nicht bloß die Offenheit des Systems in Bezug auf Pb unterstreicht.

8. Schlußfolgerungen

Sr-Isotopenverhältnisse und geochemische Daten sprechen deutlich für eine epigenetische Herkunft der Antimonit-Lagerstätte Schlaining. Das mineralisierende Fluid kann als schwach salinare wäßrige Lösung mit relativ hoher O-Fugazität, erhöhter K⁺-Aktivität und einem schwach sauren pH charakterisiert werden. Antimonit-Ausfällung fand in hohem Krustenniveau im Temperaturbereich 210–280°C statt. Das maximale Bildungsalter für den Antimonit beträgt 17–19 Ma. Mit diesen Daten gewinnt die tertiäre Bruchtektonik (z.B. Tauchentalstörung) große Bedeutung für den Transport der Sb-hältigen Lösung, da die Formung relativ tiefer Einbruchsbecken mit mächtiger Sedimentfüllung und Kohlenbildung die Ausbildung von hydrothermalen Konvektionssystemen fördern sollte.

Die mineralisierende Lösung war in solch einem Ausmaß angereichert an radiogenem Sr (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = $> 0,7122$), das nur durch Infiltration von einer externen Quelle erklärt werden kann. Folgende Modelle

für die Herkunft dieser Lösung erscheinen möglich:

- 1) Das von BELOCKY et al. (1991) postulierte Modell eines hydrothermalen Konvektionssystems um eine subvulkanische andesitische Intrusion als Wärmequelle.
- 2) Auslaugung mächtiger Abfolgen von penninischen Phylliten, Graphitphylliten oder Schwarzschiefern durch ascendente Fluids. Dieses Modell steht im Zusammenhang mit der abklingenden jungalpidischen Metamorphose und ist an die Hebungsgeschichte am Alpenostrand gebunden.
- 3) Aus Analogiegründen zum Tauernfenster könnten im Bereich der Rechnitzer Schieferinsel unter den penninischen Abfolgen noch Äquivalente der „Unteren Schieferhülle“ vorhanden sein, aus denen die Mobilisierung Sb-reicher Fluids aus Sb-Mineralisationen vom Typ Kreuzeck oder Rabant (CERNY et al., 1981) möglich ist. Analog zum ersten Modell ist auch dieses untrennbar mit der jungalpidischen Metamorphose verknüpft.
- 4) Deszendente Fluids, die in den benachbarten unterostalpinen Baueinheiten (z. B. Wechselserie) Kristallin auslaugten, zirkulierten über Bruchsysteme in größere Tiefe, wo sie im abkühlenden Penninikum aufgeheizt wurden. Anschließend der Aufstieg bewirkte schließlich die Ausfällung von Antimonit in den Kalkglimmerschiefern.

Die bisherigen geophysikalischen Untersuchungen (KRÖLL et al., 1988; SCHWENDT, 1990) können einen für Modell 1) notwendigen Intrusivkörper nicht bestätigen. Nach neueren eigenen petrographischen Untersuchungen an dem von WINKLER-HERMADEN (1933) beschriebenen und von BELOCKY et al. (1991) herangezogenen „Andesit von Aschau“ konnte dieses Material als hydrothermal stark verändertes Sedimentgestein, nicht jedoch als Magmatit bestimmt werden. Ähnliches gilt für den von VETTERS (1981) beschriebenen „Albit-Rhyolith“ aus der Umgebung von Bad Tatzmannsdorf. Die für Modell 2) notwendigen Volumina an glimmerreichen phyllitischen Gesteinen können in Oberflächen-Aufschlüssen nicht belegt werden. Somit bleiben die Modelle 3) und 4) als Alternativen zur möglichen Herkunft der Sb-liefernden Lösungen in Schlaining.

Dank

Dieses Projekt wurde durch Mittel des Bundesministeriums für Wirtschaftliche Angelegenheiten unterstützt. Weiters sind die Autoren der BBU für die Erlaubnis der

Grubenbefahrungen, dem damaligen Betriebsleiter Herrn Dr. Labi für die Führung durch die Grube, Herrn Prof. Dr. Frank (Universität Wien, Inst. f. Geologie) für die hilfreichen Diskussionen, Herrn Dr. Pahr (Geol. B.-A.) für die Hilfe bei der Beprobung von Säuerlingen und nicht zuletzt Frau Ing. Jelentz für die Unterstützung bei der Probenaufbereitung zu Dank verpflichtet.

Literatur

- BAUER, F. (1966): Gefügekundliche Beobachtungen an der Antimonitlagerstätte Schlaining im Burgenland. — Verh. Geol. B.-A. Wien, **1966**, 70–76.
- BAUR, W. H. & ONISHI, H. (1978): Arsenic. - In: WEDEPOHL, K.H. (Ed.): Handbook of geochemistry. — (Springer), Berlin-Heidelberg-New York.
- BELOCKY, R., SACHSENHOFER, R. F. & POHL, W. (1991): Neue Argumente für eine miozäne epithermale Genese der Antimonitlagerstätte Schlaining (Burgenland/Österreich): Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen und das Inkohlungsbild der benachbarten Tertiärbecken. — Berg. hüttenm. Mh., **136**, 209–213.
- BURKE, W. H., DENISON, R. E., HETHERINGTON, E. A., KOEPNICK, R. B., NELSON, H. F. & OTTO, J. B. (1982): Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. — *Geology*, **10**, 516–519.
- CERNY, I., PAK, E. & SCHROLL, E. (1981): Schwefelisotopenzusammensetzungen von Antimoniten und anderen Erzen aus Lagerstätten der Kreuzeckgruppe. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1981/1–3**, 161–163.
- FRIMMEL, H. E., (1988): Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralisations in the Eastern Alps. — *Mineral. Deposita*, **23**, 268–275.
- FRIMMEL, H. E. (1989): Einsatzmöglichkeiten der Sr-Methode in der Lagerstättengeologie am Beispiel der Barytlagerstätte Kogel/Brixlegg (Tirol). — *Arch. f. Lagerst.-forsch., Geol.B.-A.*, Wien, **11**, 127–146.
- FRIMMEL, H. E. (1991): Isotopic constraints on fluid/rock ratios in carbonate rocks: Baritesulfide mineralization in the Schwaz Dolomite, Tyrol (Eastern Alps, Austria). — *Chem. Geol.*, **90**, 195–209.
- FRIMMEL, H. E. & NIEDERMAYR, G. (1991): Strontium isotopes in magnesites from Permian

- and Triassic strata, Eastern Alps. — *Applied Geochem.*, **6**, 89–96.
- HIESLEITNER, G. (1947): Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. — *Jb. Geol. B.-A.*, Wien, 1947, 1–92.
- HIESLEITNER, G. (1952): Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. — *Jb. Geol. B.-A.*, Sbd. **1**, Wien.
- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. — *Chem. Geol.*, **77**, 209–227.
- HÖCK, V. & SCHARBERT, S. (1988): Metabasalts from the Central Part of the Hohe Tauern (Austria): Genetic implications from Sr-isotope and trace element studies. — *Mitt. österr. Geol. Ges.*, **88**, 151–165.
- KOLLER, F. (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. — *Jb. Geol. B.-A.* **128/1**, Wien.
- KOLLER, F. (1990): Die Entwicklung der penninischen ozeanischen Kruste im Bereich der Rechnitzer Fenstergruppe. — [In:] KOLLER, F. (Hrsg.): *Exkursionsführer 13*, Österr. Geol. Ges., 11–27.
- KOLLER, F. & HÖCK, V. (1990): Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps. — [In:] MALPAS, J., MOORES, E. M., PANAYIOTOU, A., XENOPHONTOS, C. (Eds.): *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues*. — *Proceedings of the Symposium "TROODOS 1987"*, 253–263.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H.-W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. — *Geol. Themenkarte der Republik Österreich*, (Geol. B.-A.) Wien.
- KUPČÍK, V. & ONISHI, H. (1974): Antimony. — [In:] WEDEPOHL, K. H. (Ed.): *Handbook of geochemistry*. — (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.
- LEHNERT-THIEL, K. (1967): Ein Beitrag zur Paragenese und Generationsabfolge in der Antimonitlagerstätte von Schläining/Burgenland. — *Archiv f. Lagerst.-forschung*, **5**, 16–37.
- MAUCHER, H. & HÖLL, R. (1968): Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätte von Schläining im Burgenland, Österreich. — *Mineral. Deposita*, **3**, 272–285.
- MESCHEDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. — *Chem. Geology*, **56**, 207–218.
- MUNOZ, M., COURJAULT-RADÉ, P., TOLLON, F., MOINE, B., FORTUNE, J.P. & BELHAJ, O. (1991): The massive stibnite lode-deposits of the French Paleozoic basement. Evaluation of physical-chemical factors for stibnite precipitation from thermodynamic modelling. — [In:] PAGEL, M. & LEROY, J. L. (Eds.): *Source, transport and deposition of metals. Proceedings of the 25 years SGA anniversary meeting, Nancy 1991*. — 205–208, (Balkema) Rotterdam.
- NAWARATNE, M. (1989): Geochemical, petrological and isotopic studies related to the genesis of Antimony deposits in the Eastern Alps with special reference to the deposit of Schläining. — Unveröff. Diss., Naturwiss. Fak., Univ. Wien, 282 S.
- NISBET, E. G., DIETRICH, V. J. & ESENWEIN, A. (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. — *Fortschr. Miner.*, **57**, 264–279.
- PAHR, A. (1975): Neue Erkenntnisse zur Geologie der Rechnitzer Schieferinsel und deren Konsequenzen für den Antimonitbergbau. — *Berg. hüttenm. Mh.*, **120**, 492–495.
- PAHR, A. (1977): Ein neuer Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1977**, 23–33.
- PAHR, A. (1980): Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. [In:] OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. — (Springer) Wien, 320–325.
- PAK, E., SCHROLL, E. & SCHULZ, O. (1981): Zur Schwefelisotopenzusammensetzung des Antimonits von Schläining/Burgenland. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **1981/3**, 21–23.
- PEARCE, J. A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. — [In:] PANAYIOTOU, A. (Ed.): *Ophiolites – Proceeding of the International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979*, Cyprus Geol. Survey Department, 332–340.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. — *Earth Planet. Sci. Letters*, **22**, Amsterdam.

- PEARCE, J. A. & NORRY, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. — *Contr. Miner. Petrol.*, **69**, 33–47.
- PETRASCHEK, W. E. & POHL, W. (1982): Lagerstättenlehre (3. Auflage) — 341 S., (Schweizerbart), Stuttgart.
- POLLAK, W. (1952): Neuere Untersuchungen auf der Antimonitlagerstätte Schlaining. — *Berg. hüttenm. Mh.*, **100**, 137–145.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1973): Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. — *Jb. Geol. B.-A.*, **116**, 35–49.
- SCHWENDT, A. (1990): Inkohlungsstudien im Tertiär des Alpenostrandes. — Unveröff. Diss. Montan. Univ. Leoben.
- SHERVAIS, J. W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 101–118.
- SMITH, J. D. (1975): 21. Arsenic, antimony and bismuth. — [In:] BAILAR, J. C., EMELÉUS, H. J., NYHOLM, R. & TROTMAN-DICKENSON, A. F. (Eds.): *Comprehensive inorganic chemistry* (Vol. 2) — 1615 S., (Pergamon), Oxford.
- VETTERS, W. (1981): „Albit-Rhyolith“ aus dem Burgenland. Relikt einer Anatexis. — *Karinthin*, **84**, 250–262.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1933): Über zwei interessante Gesteinsvorkommen bei Aschau im Bez. Oberwarth (Felsöör), Burgenland. — *Kül. Folia Sabariensia* **1933**, 1–7.
- WOOD, S. A., CRERAR, D. A. & BORCSIK M. P. (1987): Solubility of the assemblage pyrite - pyrrhotite - magnetite - sphalerite - galena - gold - stibnite - bismuthenite - argentite - molybdenite in H₂O-NaCl-CO₂ solutions from 200° to 350° C°. — *Econ. Geol.*, **82**, 1864–1887.

Anhang: Liste der für diese Arbeit neu untersuchten Proben mit Gesteinsbezeichnung und Lokalitätsangaben.

Appendix: List of investigated samples, rock types and localities.

Probe Nr.:	Gestein:	Lokalität
SLA-3	Kalkglimmerschiefer, Calcit der Wurzelzone	Vinzenz Süd II, 3. S-Schlag, 1. Strichvererzung, -75 m Sohle
SLA-6	„Lettenerz“	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 12 m S Mkschpkt. 1708
SLA-7a	Kalkglimmerschiefer, Calcit-Mobilisate	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, Querschlag, 3 m S Mkschpkt. 1768
SLA-7b	Kalkglimmerschiefer, z. T. verändert	Siehe SLA-7a
SLA-7c	„Lettenerz“	Siehe SLA-7a
SLA-8	Kalkglimmerschiefer, z. T. verändert, „Lettenerz“, Calcit-Mobilisate	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 6. Querschlag, 15 m N Mkschpkt. 1768
SLA-9	Kalkglimmerschiefer, z. T. verändert, „Lettenerz“	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 6. Querschlag, 15 m N Mkschpkt. 1768
SLA-10	Kalkglimmerschiefer, Calcit-Mobilisate	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 6. Querschlag S, 30 m N Mkschpkt. 1768
SLA-11	Kalkglimmerschiefer, Calcit-Mobilisate	Siehe SLA-10
SLA-13	Kalkglimmerschiefer, Calcit-Mobilisat	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 6. Querschlag, 2 m SSW Mkschpkt. 1757
SLA-16	Calcit-Mobilisat	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 40 m N Mkschpkt. 1688
SLA-17	Calcit der Wurzelzone	Vinzenz Süd II, -100 m Sohle, ca. 3 m W Mkschpkt. 1967
SLA-18	Kalkglimmerschiefer, Calcit-Mobilisate	Siehe SLA-17
SLAG-1	„Lettenerz“	Vinzenz Süd II, 13 m über -75 m Sohle, 18 m SW Mkschpkt. 1672
SLAG-11	„Lettenerz“	Vinzenz Süd II, 8 m über -100 m Sohle, 2 m ESE Mkschpkt. 2034
SB-8	Calcit der Wurzelzone	Vinzenz Süd II, -100 m Sohle, bei Mkschpkt. 1967
G-57	Kalkglimmerschiefer, Phyllitlagen, Calcit-Mobilisate	Bohrung ca. 1700 m ENE Goberling, Bohrkernmeter 57
Pr-14	Wasserprobe (Säuerling)	Drumling, SE-Ortseinfahrt
Pr-15	Wasserprobe (Säuerling)	Ca. 1 km E x 481 m (bei Neustift bei Schlaining), abgedeckter Brunnenschacht
Pr-16	Wasserprobe (Säuerling)	Ca. 195 m ENE + Jormannsdorf
Pr-17	Wasserprobe (Säuerling)	Marienquelle, Kurhalle Bad Tatzmannsdorf
Pr-18	Wasserprobe	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 6. Querschlag, Kluftwasser
Pr-19	Wasserprobe	Vinzenz Süd II, Sumpf -100 m Sohle