download unter www.biologiezentrum.at

Geo.Alp, Vol. 8, S. 20–44, 2011

MONTANGESCHICHTE, MINERALOGIE, GEOCHEMIE UND PETROLOGIE DER KUPFERLAGERSTÄTTE BARTHOLOMÄBERG/SILBERTAL (MONTAFON, VORARLBERG)

Peter Tropper[1], Daniel Bechter[1], Johannes Zambanini[1], Reinhard Kaindl[2], Franz Vavtar[1], Joachim Lutz[3]

Mit 16 Abbildungen und 3 Tabellen

[1] Institut für Mineralogie und Petrographie, Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Universität Innsbruck, Innrain 52f, A-6020 Innsbruck, Österreich
[2] MATERIALS – Institut für Oberflächentechnologien und Photonik, JOANNEUM RESEARCH Forschungsges.mbH, Leobner Straße 94, A-8712 Niklasdorf, Österreich
[3] Curt-Engelhorn-Zentrum Archäometrie GmbH, D6, 3, D-68159 Mannheim, Deutschland

Zusammenfassung

Das Ziel dieser Arbeit im Rahmen des Sonderforschungsbereiches HiMAT war die mineralogische-petrologisch-geochemische Charakterisierung der historischen Kupferlagerstätte Bartholomäberg/ Silbertal um einerseits lagerstättengenetische und andererseits archäometrisch relevante Aussagen zu treffen. Die Erzmineralisation tritt in der Phyllitgneiszone auf und die Mineralparagenese in den untersuchten Proben besteht im Wesentlichen aus Chalkopyrit $CuFeS_2$, Pyrit FeS_2 und Fahlerz $Cu_{12}Sb_4S_{13}$(Tetraedrit)-$Cu_{12}As_4S_{13}$(Tennantit), das auf Grund seiner wenn auch geringen Ag Gehalte von max. 0.69 Gew.% u.a. primäres Ziel der Abbautätigkeit war. Die Fahlerze lassen auf Grund ihrer unterschiedlichen Sb:As- und Zn:Fe-Verhältnisse eine intensive, fleckige Zonierung erkennen. Dem Mineralchemismus nach können sie als Ferro-Tetraedrit bis Ferro-Tennantit und untergeordnet als Zink-Tetraedrit bis Zink-Tennantit beschrieben werden. Nur als akzessorische Gemengteile konnten Galenit PbS, Sphalerit ZnS, Arsenopyrit FeAsS, Alloklas (Co,Fe)AsS oder Glaukodot (Co,Fe)AsS, Gersdorffit NiAsS, Korynit Ni(As,Sb)S, ged. Wismut, Aikinit $PbBiCuS_3$, ged. Gold sowie die Ag-Minerale Luanheit Ag_3Hg und Akanthit Ag_2S nachgewiesen werden. Die Gangart besteht aus Quarz, Siderit-Magnesit Mischkristallen sowie untergeordnet aus Kalzit. Am Kristbergsattel tritt als weiteres Gangartmineral auch Baryt auf. Der Pauschalchemismus der Erze aus dem Montafon unterscheidet sich hinsichtlich der Neben- und Spurenelemente vor allem durch höhere Bi-Gehalte von bis zu 1 Gew.% von den anderen im Rahmen des SFB HiMAT untersuchten Kupferkieslagerstätten (Mitterberg am Hochkönig und Kelchalm bei Jochberg) sowie den Fahlerzvorkommen im Unterinntal (Schwaz/Brixlegg).
Für die genetische Interpretation der Kupferlagerstätte von Bartholomäberg/Silbertal sind die im Chalkopyrit gelegentlich erkennbaren, oleanderblattförmigen α-β-Umwandlungslamellen von hochtemperiertem, kubischem zu tieftemperiertem, tetragonalem Chalkopyrit von großer Aussagekraft. Diese Transformationslamellen weisen nach Yund und Kullerud (1966) auf eine minimale Bildungs- bzw. Umbildungstemperatur von 547 ±5° C hin. Hingegen soll nach Ramdohr (1975) tetragonaler Chalkoyprit im natürlichen System <400°C entstanden sein. Diese Mindesttemperatur müssen daher die Chalkopyrite der untersuchten Lagerstätten erfahren haben. Allerdings konnten Thöni (1981) und auch Maggetti und Flisch (1993) in den Gesteinen der Silvrettadecke lediglich alpidische Metamorphosetemperaturen von <300°C nachweisen. Somit kann es sich bei den α-β Umwandlungslamellen im Chalkopyrit der Lagerstätten nur um prä-alpidische, möglicherweise permische Relikte vermutlich in mittelbarem Zusammenhang mit der Ablagerung hochtemperierter Vulkanoklastika handeln. Unter der Annahme eines homogen eingefangenen Fluids geben die Homogenisierungstemperaturen von ca. 200°C der Flüssigkeitseinschlüsse im Quarz und in den Karbonaten der Gangart ihre Mindestbildungstemperatur an und weisen auf alpidische Temperaturen hin. Mittels der Isochoren kann der dabei vorherrschende Druck auf max. 4 kbar eingegrenzt werden, was einer Bildungstiefe von ca. 12 km entspricht.
Demnach dürfte es sich bei den Vererzungen von Bartholomäberg/Silbertal sehr wahrscheinlich um prä-alpidische, möglicherweise permische Mineralisationen handeln, die während eines tieftemperierten jungalpidischen Stadiums überprägt und mobilisiert worden sind.

download unter www.biologiezentrum.at

Summary

In the course of the SFB (Sonderforschungsbereich) HiMAT was the ore deposit Bartholomäberg/Silbertal investigated from a mineralogical-petrological and geochemical perspective. The geological frame of the area of investigation is the Phyllitgneiszone, which is located in Vorarlberg between the Northern Calcareous Alps and the Silvretta Crystalline Complex. The ores occur in discordant veins and the main ore mineral assemblage consists of common copper sulfides such as chalcopyrite ($CuFeS_2$), pyrite (FeS_2) and fahlore-group (tetraedrite $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ - tennantite $Cu_{12}As_4S_{13}$) minerals. Latter was mined in this area due to its Ag contents of up to 0.69 wt.%. In addition the minerals galena PbS, sphalerite ZnS, arsenopyrite FeAsS, alloklase (Co,Fe)AsS or glaukodot (Co,Fe)AsS, gersdorffite NiAsS, korynite Ni(As,Sb)S, native Bi, aikinite $PbBiCuS_3$, native Ag as well as the Ag-bearing minerals luanheite Ag_3Hg und akanthite Ag_2S were found. The gangue is mainly composed of quartz, magnesite-siderite and occasionally calcite. The whole rock composition of ore samples yielded high Bi contents up to 1 wt.%, which distinguishes it from the other East-Alpine deposits (Mitterberg, Kelchalm, Schwaz-Brixlegg) investigated in the course of this SFB.

Rare high-T α–β exsolution textures in chalcopyrites indicate a relict pre-Alpine (possibly Permian) high-T formation, namely 550°C according to Yund and Kullerud (1966) and <400°C according to Ramdohr (1975), most likely associated with volcanoclastic deposition. This result is supported by geothermometrical data, which yielded only T <300°C for the Eo-Alpine event in this region (Thöni, 1981; Maggetti and Flisch, 1993). Fluid inclusion studies support the low-T origin of the deposit Bartholomäberg/Silbertal at T of <200°C and <4 kbar most likely during the latest stages of the Alpine orogeny.

Einleitung

Die vorliegenden Untersuchungen wurden im Rahmen des Sonderforschungsbereiches SFB HiMAT (The History of Mining Activities in the Tyrol and Adjacent Areas) durchgeführt (Oeggl et al., 2008). Der SFB HiMAT hat es sich zum erklärten Ziel gesetzt, die bedeutenden Kupferlagerstätten im Westbereich des ostalpinen Raums interdisziplinär zu erforschen und zu untersuchen. Die Untersuchungen konzentrierten sich auf vier wichtige Regionen, die key areas: Bartholomäberg/Silbertal (Vlbg.), Kitzbühel-Kelchalm (T), Schwaz-Brixlegg (T) und Mitterberg (Szbg.). Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des PP 10 (Projektteil 10: Mineralogisch-geochemische Erfassung historischer Bergbaue) am Institut für Mineralogie und Petrographie an der Universität Innsbruck durchgeführt. Ziel war die Charakterisierung der Erzparagenese der historischen Kupferlagerstätten Bartholomäberg und Silbertal im Hinblick auf die Lagerstättengenese und ihre archäometallurgische Relevanz.

Arbeitsmethoden

2.1 Elektronenstrahlmikrosonde (EMPA)

Die Analysen wurden am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck mit einer Elektronenstrahlmikrosonde (EMPA) vom Typ JEOL 8100 SUPERPROBE durchgeführt. Zu diesem Zweck wurde im Rahmen dieser Arbeit ein 21 Elemente umfassendes wellenlängendisperives Analysenprogramm erstellt. Mit den Elementen Fe, Zn, Cu, Ni, Sn, Te, Bi, Sb, In, Cd, Ag, Pb, S, Mo, Hg, Au, Se, As, Ge, Co, Mn und S ist es möglich, das gesamte Elementspektrum von Sulfidmineralen zu untersuchen. Die Proben wurden mit 15 kV Anregungsspannung und 10 nA Probenstrom gemessen. Die Zählzeiten betrugen zwischen 40 und 50 Sekunden für den Peak bzw. den Untergrund. Als Standardmaterialien wurden für Fe, Zn, Cu, Ni, Sn, Te, Bi, Sb, In, Cd, Ag, Mo, Au, Se, As, Ge, Co und Mn Reinstoffe, für Pb wurde PbS und für S wurde FeS verwendet. Es wurden Interferenzkorrekturen für S-Mo, Mo-Bi, Se-As, Hg-Au, Te-Ni, Te-Ag, Bi-Pb, Hg-Mo, Te-Sn, In-Cd und Bi-S gemacht. Die Elemente Fe, Zn, Cu, Ni, Co und Mn wurden mit der Kα Linie gemessen, Sn, Sb, In, Cd, Ag, Se sowie Ge mit der Lα Linie und Mo mit der Lβ Linie. Die Elemente Bi, Pb, Hg und Au wurden mit der Mα Linie gemessen.

2.2 Ramanspektrometer und Heiz-Kühltisch

Für die Untersuchungen der Flüssigkeitseinschlüsse wurden in einem ersten Schritt die Totalhomogenisationstemperaturen mittels eines Heiz-Kühltisches der Firma LINKAM™ Scientific Instruments bestimmt, der über einen Temperaturregler und eine Flüssig–stickstoffsteuerung mit Kühlbehälter verfügt. Für

download unter www.biologiezentrum.at

die Kalibrierung der Heiz-Kühltischanalage kamen synthetische H_2O, H_2O-NaCl und H_2O-CO_2 Flüssigkeitseinschlüsse von der Montanuniversität Leoben zum Einsatz. Für die Untersuchung der Flüssigkeitseinschlüsse wurden zwei doppelseitig polierte Dünnschliffe mit einer Dicke von ca. 100 µm angefertigt. Zur Phasenidentifikation und Abschätzung der Salzgehalte der Einschlüsse wurden die Proben mittels dem LabRAM-HR800 (HORIBA™) Mikro-Ramanspektrometer am Institut für Mineralogie und Petrographie unter Mithilfe von Dr. Reinhard Kaindl untersucht. Dabei wurden die Proben mit der 633 nm Emissionslinie eines 17 mW He-Ne-Laser und der 532 nm Emissionslinie eines 30 mW Nd:YAG Lasers durch ein OLYMPUS 100X Objektive angeregt. Der Laser hatte einen Durchmesser von ca. 1 µm auf der Probenoberfläche und wies eine Energie von ca. 5 mW auf. Die spektrale Zerlegung erfolgte durch ein Gitter mit 1800 Linien/mm, das gestreute Licht wurde mit einer 1024 x 256 open-electrode CCD detektiert. Die spektrale Auflösung und Genauigkeit des Spektrometers betrug ca. 2 bzw. $\pm$ 0.5 cm^{-1}, Justage und Kontrolle erfolgte durch regelmäßige Anpassung der 0.-ten Ordnung des Gitters und Messung der Rayleigh-Linie.

2.3 Neutronenaktivierungsanalyse (NAA) und Massenspektrometrie (ICP-MS)

In den Erzen wurde eine Reihe archäometallurgisch relevanter Elemente mittels Neutronenaktivierungsanalyse (Cu, Fe, As, Sb, Co, Ni, Ag, Au, Sn, Zn, Se, Te und Hg) und Massenspektrometrie mit induktiv gekoppelter Plasmaanregung (ICP-MS; Pb und Bi) bestimmt. Diese Analysen wurden vom Projektteil PP 09 (Archäometallurgische und geochemische Erfassung des historischen Bergbaues) durchgeführt.

Geographischer Überblick

Die Ortschaft Bartholomäberg liegt auf einer nach SW hin orientierten Terrasse auf 1087 m ü. A (Abb. 1). Die Ortschaft Silbertal liegt im Silbertal und befindet sich ca. 6 km entfernt von Schruns, der größten Ortschaft des Montafons (Abb. 1). Die Straße ins Silbertal führt entlang der Litz, die bei Schruns in die Ill mündet. Das Silbertal erstreckt sich von Schruns in östlicher Richtung bis hin zur Landesgrenze von Tirol. Die Proben stammen aus den Haldenzonen Knappagruaba (Bartholomäberg) und Kristberg (Silbertal).

Geologischer Überblick

4.1 Silvrettakristallin

Den geologischen Rahmen bilden das Silvrettakristallin und die Phyllitgneiszone, wobei die Lagerstätten Bartholomäberg und Silbertal an der NW Grenze der Phyllitgneiszone zur Lechtaldecke der Nördlichen Kalkalpen liegen. Die geologische Stellung der hier beschriebenen Einheiten wurde sehr kontrovers diskutiert, wobei mehrere unterschiedliche Thesen und Modelle existieren (Tollmann, 1977, Schmid et al., 2004). Die Silvrettadecke weist eine Größe von ca. 1600 km^2 auf und wird aus gut je einem Drittel Metabasiten, Metagranitoiden und Paragneisen aufgebaut (Maggetti und Flisch, 1993). Übereinstimmende Meinungen gibt es hinsichtlich des Metamorphosegrades im nördlichen Bereich der Silvrettadecke. Die kristallinen, austroalpinen Basementareale weisen eine polymetamorphe Entwicklungsgeschichte auf (Schmid et al., 2004, Schweinehage, 2000, Mayerl, 2005). Auf Grund der tektonostratigraphischen Position blieb die Silvrettadecke von einer stärkeren eo-alpidischen Metamorphose weitgehend verschont, womit das prägende Metamorphoseereignis hinsichtlich des Gefüges und der Mineralparagenese die variszische amphibolitfazielle Metamorphose ist (Amann, 1985; Schweinehage, 2000).

Nach Frank (1987), Schuster und Frank (1999), Schuster et al. (2001) und Schmid et al. (2004) ist der Begriff des „Mittelostalpins" auf Grund strukturgeologischer und tektonstratigraphischer Aspekten als überholt anzusehen. Schmid et al. (2004) rechnen das von Tollmann (1977) postulierte Mittelostalpin zum Oberostalpin und unterteilen die oberostalpinen Einheiten in vier Deckensysteme. Sie folgen damit in groben Zügen dem tektonischen Muster von Schuster et al. (2001). Die einstige mittelostalpine Silvrettadecke wird daher nach Schmid et al. (2004) dem Silvretta-Seckau Deckensystem zugeordnet. Bei dem Silvretta-Seckau Deckensystem handelt es sich laut Schmid et al. (2004) um sämtliche austroalpinen Basementdecken, die im westlichen Randbereich der austroalpinen Decken in der Ost-Schweiz auftreten (Languard und Campo- Sesvanna Silvretta Decke). Demnach wurden diese Deckeneinheiten in der Ostschweiz über die unterostalpinen Einheiten während der eo-alpinen Orogenese in WNW-Richtung aufgeschoben. Diese WNW gerichtete eo-Alpine Deformationsphase entspricht nach Froitzheim et al. (1994) der „Trupchun" Phase.

download unter www.biologiezentrum.at

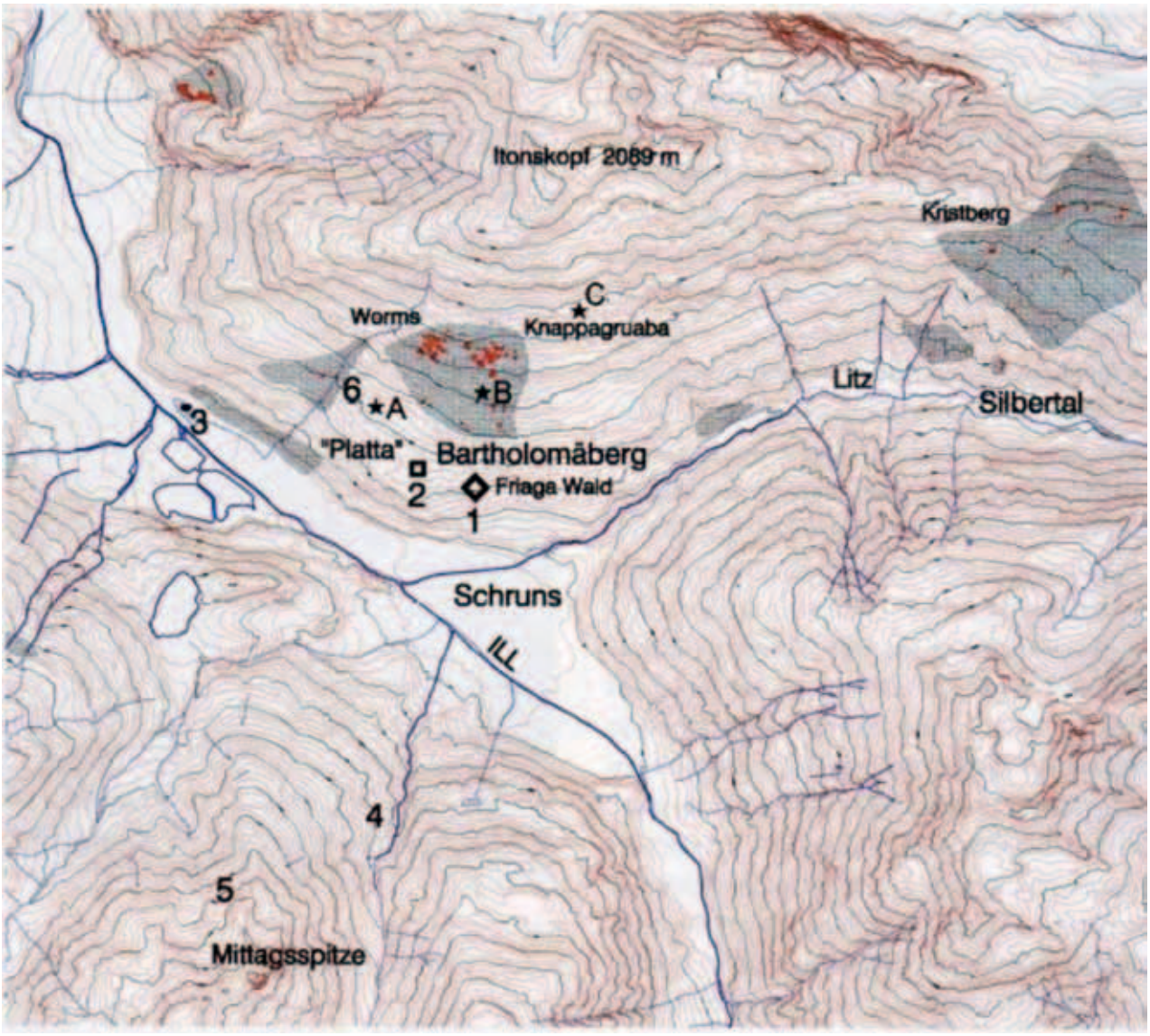

Abb. 1: Orohydrographische Karte des Schrunser Beckens mit Bartholomäberg und der Lage der prähistorischen Höhensiedlung im Friaga Wald (1), dem neu entdeckten bronzezeitlichen Siedlungsplatz auf der Platte (2), sowie den mittelalterlichen Haldenzonen im Gewann Knappagruaba, Worms und am Kristberg im Silbertal. Kartengrundlage Kataster des Montafons, Grafik Forschungsprojekt Montafon, aus Krause et al. (2004).

Aus petrologischer Sicht baut sich die Silvrettadecke aus Metasedimenten, Orthogneisen, Amphiboliten sowie untergeordnet permischen Diabasgängen und variszischen Eklogiten auf. Weiters weist die Silvrettadecke im Bereich der Ducan Mulde und des Landwassergebietes eine anchimetamorphe, permomesozoische Sedimentbedeckung auf, wobei die Schichtabfolge des Lias und die stratigraphisch höheren Ablagerungen erosiv fehlen (Leupold, 1934). In der geologischen Karte von Oberhauser und Rataj (1988) wird die Silvrettadecke von den Einheiten des Unterostalpins und den penninischen Einheiten unterlagert. Die penninischen Einheiten grenzen in Form des Engadiner Fensters am E Rand der Silvrettadecke an, wobei ein weiteres penninisches Fenster innerhalb der Silvrettadecke auftritt, nämlich das Fenster von Gargellen. Der Kontakt an den Deckengrenzen zwischen der Silvrettadecke und den penninischen Fenstern wird durch das Auftreten von Pseudotachyliten begleitet. Die östliche Begrenzung der Silvrettadecke zum Engardiner Fenster wird durch die sinistrale Engadiner Störung markiert.

Der Landecker Quarzphyllit und die Phyllitgneiszone stellen den nördlichen Rand der Silvrettadecke dar. Hammer (1918) grenzt die Phyllitgneiszone und den Landecker Quarzphyllit von der Silvrettadecke ab.

download unter www.biologiezentrum.at

Laut Nowotny et al. (1993) dominieren zwei größere Gruppen von Metasedimenten den Bereich um Landeck. Dies sind zum einen helle quarzreiche Metapelite und zum anderen Paragneise und Zweiglimmerschiefer. Bei den von Hammer (1918) bezeichneten Phylliten, den sog. Landecker Quarzphylliten, handelt es sich laut Nowotny et al. (1993) um helle phyllitische Glimmerschiefer, die zum Teil Granat, Biotit sowie Staurolith bzw. deren Fragmentrelikte enthalten.

Nach Froitzheim et al. (1994) ist der ostalpine Deckenstapel als ein Resultat der tektonischen Verschuppung während des Jura und der Unterkreide am passiven Kontinentalrand der adriatischen Mikroplatte anzusehen. Froitzheim und Eberli (1990) korrelieren die heutige tektonische Position mit der ungefähren, damaligen paläogeographischen Lage am Kontinentalrand der adriatischen Platte. Daher nimmt die Silvrettadecke, die in der obersten Position des austroalpinen Deckenstapels liegt, eine proximale Position am Kontinentalrand ein. Die alpidische Metamorphose in den ostalpinen Einheiten westlich des Tauernfensters weist ein Temperaturmaximum bei 100 – 85 Ma auf (Thöni, 1982). Nach Dunoyer et al. (1976) und Giger (1985) wurde das Temperaturmaximum der kretazischen Metamorphose vor 110 – 90 Ma erreicht. Die eo-alpidische Metamorphose ist in der Silvrettadecke sehr gering. Während im Westen der Silvrettadecke anchizonale Bedingungen auftreten, kommt es nach Osten hin zu einer Erhöhung der Metamorphose, dokumentiert durch die grünschieferfaziellen Bildung von Stilpnomelan in den Metagraniten (Grauert, 1969, Amann, 1985).

4.2 Die sedimentären Bedeckung

Weil das Auftreten der Erzkörper auf den Kontaktbereich zur Phyllitgneiszone beschränkt ist, wird die sedimentäre Bedeckung, die sog. Lechtaldecke, des kristallinen Basements ebenfalls beschrieben. Die Sedimentation in den ostalpinen Faziesräumen umfasst den Zeitraum vom unteren Perm bis in die Kreide wobei im Zuge dieser Arbeit nur die Sedimente vom unteren Perm bis in die untere Trias (Skyth) beschrieben werden. Die Sedimentation beginnt im unteren Perm mit den Kristbergschichten (Reithofer, 1955; Mostler, 1972; Angerer, 1978, Van Ameron et al., 1982; Spiess, 1985, Mayerl, 2005). Es handelt sich um klastische Sedimente, deren Vorkommen nur auf das Montafon beschränkt ist. Sie werden in untere-, mittlere- und obere Kristbergschichten unterteilt. Die unteren Kristbergschichten bestehen aus Basisbrekzien und Konglomeraten. Die mittleren Kristbergschichten weisen Karbonate auf und bauen sich aus sandig- bis tonigen Serien auf. Die oberen Kristbergschichten bestehen aus einer mittel- bis grobklastischen Hangendserie. Der Kontakt Silvrettadecke/Kristbergschichten ist tektonischer Natur.

Darüber folgen die Unterrotliegend Serie und Grödener Formation (Angerer 1976; Angerer et al., 1978; Leichtfried, 1978). Nach Tollmann (1985) wird die Basis des Südrandes der Nördlichen Kalkalpen vom Alpinen Verrucano, der eine grob- bis feinklastische, überwiegend terrestrische Abfolge von mehreren 100 m spätvariszischer Molasse darstellt, gebildet. Die für die Unterrotliegend Serie charakteristischen sauren Vulkanite wurden erstmals durch Reithofer (1954) beschrieben. Eine sinnvolle Unterscheidung von der Unterrotliegend Serie und dem Grödener Sandstein wird erst zulässig und sinnvoll durch das Auftreten von Vulkaniteinschaltungen. Innerhalb der Unterrotliegend Serie lassen sich nach Angerer (1976) drei, zeitlich voneinander abtrennbare, vulkanische Ereignisse abgrenzen. Im mittleren und oberen Quarzporphyrhorizont sind nach Angerer et al. (1978) teilweise Ignimbrite ausgebildet, die mit disseminierten Kufpervererzungen in Zusammenhang stehen.

Bei den Sedimenten der unteren Trias (Skyth) handelt es sich um den Alpinen Buntsandstein und die Punt la Drossa-Schichten. Leichtfried (1978) weist die als „Hangendquarzite" bezeichnete Serie zur Gänze dem Alpinen Buntsandstein zu (Krainer, 1982). Nach Stingl (1987) wurde der Alpine Buntsandstein in einem Wechselspiel aus randmarinen, ästurinen und fluviatilen Sedimentationsprozessen abgelagert. Hinsichtlich der Fazies bzw. des Ablagerungsraumes lässt sich erst im Oberen Alpinen Buntsandstein eine randmarine Fazies nachweisen (Mayerl, 2005). Die Punt la Drossa Schichten, die nach Heissel et al. (1965) als Reichenhaller Rauwacke bezeichnet wurden, stellen nach Tollmann (1977) eine Sonderfazies innerhalb der Reichenhaller Formation im westlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen dar. Die Punt la Drossa Schichten sind charakterisiert durch eine ockerfarbene Rauwacke, bei denen es sich um Ablagerungen in einer seichten, hypersalinaren Lagune mit aridem Klima handeln soll (Bertle, 1979).

download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 2: Panoramaaufnahme westlich der Knappagruaba. Links von der Hütte sind die Halden zu erkennen. Rechts knapp oberhalb der Hütte ist ein verstürzter Stollenzug zu erkennen.

Historische Betrachtung der Siedlungsgeschichte und des historischen Bergbaues

Im Rahmen des SFB HiMAT wurden neben den geologischen und mineralogischen Aspekten der historischen Kupferlagerstätte Bartholomäberg/Silbertal auch archäologische Untersuchungen und Ausgrabungen seitens des Projektteiles PP 08 (Siedlungsarchäologie und vorgeschichtlicher Bergbau im Montafon, Vorarlberg) durchgeführt. Die Arbeiten zur (Be)-Siedlungsgeschichte wurden bereits vor Beginn des SFB HiMAT im Jahr 2000 begonnen und umfassen mehrere Ausgrabungen sowie zahlreiche wichtige archäologische Funde (Krause, 2001; Krause et al., 2004, Krause, 2005, 2006, 2007). Gegenstand und Forschungsziel ist die frühe Besiedlung des Montafon sowie die Entwicklung der Gesellschaft und die Auswirkungen des Bergbaues auf die Umwelt und auf die Sozialstruktur. Zusätzlich zu archäologischen Unteruchungen wurden von Seiten des Projektteiles PP 11 (Paläoökologie und Subsistenzwirtschaft in Bergbaurevieren) Moore in unmittelbarar Siedlungsnähe untersucht, um aus den Pollenanalysen Hinweise auf Besiedlungsspuren wie z.B. Rodungen und Nutzungen von landwirtschaftlichen Flächen zu erhalten.

Nach Krause et al. (2004) ist eine dauerhafte Nutzung und Besiedlung des Schrunser Beckens gegen Ende der Jungsteinzeit als gesichert anzusehen, was durch das Vorhandensein von festen Siedlungen in diesem Raum dokumentiert ist. Pollenanalysen weisen auf erhebliche Siedlungsaktivitäten insbesondere ab der späten Frühbronzezeit sowie in der mittleren Bronzezeit um 1700/1600 v. Chr. und im 6. Jhd. v. Chr. in der Eisenzeit hin (Oeggl, 2003). Durch Ausgrabungen konnte eine befestigte Burganlage im Friaga Wald auf 940 m.ü.A. dokumentiert werden (Krause, 2001). Diese Anlage liegt am Südrand einer Geländeterrasse mit dem Flurnamen „Platta". Die Siedlungsfläche beträgt 90 x 50 m und ist in zwei Siedllungsterrassen unterteilt. Rund 80 m lange und 2-3 m breite Trockenmauern schützten die als Burg zu bezeichnende Anlage zur Bergseite hin. Die „Platta" dürfte für feldwirtschaftliche Aspekte genutzt worden sein (Krause et al., 2004). Die Datierungen einer Lochhalsnadel und anderer Metallartefakte weisen auf die mittlere Bronzezeit hin. Innerhalb der Burganlage war ein Siedlungsplatz für etwa 30-40 Personen vorhanden, die sich auf ca. 6-8 Häuser aufgeteilt haben. Die innerhalb der Burgbefestigung lebende Bevölkerung repräsentierte wahrscheinlich den privilegierten Teil der Gesellschaft, wobei weitere Teile der Gesellschaft außerhalb der Fortifikation (militärische Befestigung) gelebt haben dürften (Krause et al., 2004).

Die Burganlage lässt sich mit den zeitlich und baulich ähnlichen Befestigungsanlagen wie Mutta bei Fellers oder mit dem Gschleirsbühel bei Matrei am Brenner (Zemmer-Planck, 1978) im Alpenraum vergleichen. In der stratigraphischen Abfolge der Siedlung im Friaga Wald lassen sich über den Schichten der Früh- und Mittelbronzezeit eisenzeitliche Schichten ausmachen die durch Keramikfunde in die späte Hallstattzeit und die frühe Latènezeit datiert werden können (Krause et al., 2004). Die geographisch günstig gelegene Talschaft mit ihren Passübergängen in die Schweiz und in den Tiroler Raum führte während der jüngeren Eisenzeit auch zu einer Vermischung zweier inneralpiner Kulturen. Dies manifestiert sich in den Funden von „Schneller Waren" aus dem Rheintal sowie von „Fritzener Schalen", welche aus dem Tiroler Inntal stammen (Krause et al., 2004).

download unter www.biologiezentrum.at

Auf Grund von Pollenanalysen von den Mooren Garsella, Tschuga, Brannertsried, Wildes Ried und Matschwitz von Oeggl (2003) lassen sich auch detaillierte Aussagen über die Besiedlungsgeschichte dieser Region treffen. Die Pollenprofile weisen darauf hin, dass in den montanen Lagen durchwegs ein dichter Fichten- und Tannenwald mit Beteiligung von Buche vorherrschte. Erste Siedlungsanzeiger treten gegenläufig mit der Entwicklung von Tanne und Fichte auf. Die Abnahme von Tanne und Fichte und das Auftreten von Getreidepollen zeugen von lokalen Rodungen um 2500 v. Chr. Pilze, die auf Dung wachsen, weisen auf Weidenutzung hin. Lokaler Ackerbau auf den Hangterrassen ist durch Getreidepollen dokumentiert. Eine erste Siedlungsphase setzte vor ca. 2100 v. Chr. ein, wobei diese nur von kurzer Dauer war. Die zweite, weitaus intensivere Nutzung, wird durch einen massiven Einbruch von Fichte und Tanne im Pollenprofil dokumentiert und setzte gegen 1700 v. Chr. ein. Gräser und Weidezeiger weisen nun einen stark erhöhten Wert auf. Von 1600-1300 v. Chr. verstärkten sich die Siedlungsaktivitäten, wobei gegen 1300 v. Chr. nur noch geringe Indikatoren nachweisbar sind. Die vorangegangenen lokalen Rodungen erlangten im 5. Jhd. einen großmaßstäblichen Charakter welcher mit einer intensiven landwirtschaftlichen Nutzung einherging. Während der Römerzeit bis hin zur Völkerwanderung sind die anthropogenen Spuren stark rückläufig. Erst um 800 n. Chr. lassen sich wieder intensivere Nutzungen ausmachen. Dies ist durch hohe Werte von Gräsern und Weidezeigern in den Pollenprofilen dokumentiert (Oeggl, 2003).

Ein gesicherter Nachweis von prähistorischen Bergbauaktivitäten konnte bis jetzt allerdings noch nicht erbracht werden. Es ist jedoch anzunehmen, dass die Gesellschaftsentwicklung auch in Zusammenhang mit dem Abbau und der Gewinnung der in dieser Region vorkommenden Erze zu setzen ist. Aus Urkunden, die aus der Zeit Ludwigs des Frommen stammen, geht nämlich der Einkauf von Eisengütern in Rankweil (814 n. Chr.) und Bürs (820 n. Chr.) hervor (Scheibenstock, 1996). Die erste eindeutig gesicherte historische Quelle, die auf bergbauliche Aktivitäten im Montafon hinweist, stammt aus dem rhätischen Reichsurbar des Bistums Chur aus dem Jahre 842. In diesem wird ein Eisenbezirk „ministerium ferraires" ausgewiesen, der zwischen Bürs und dem Arlberg zu liegen scheint (Scheibenstock, 1996). In diesem Urbar ist auch die Rede von acht Schmelzöfen („ocoto fornaces"). Diese Schmelzöfen hatten Abgaben an den König zu leisten, wobei nur der „Schultheiß", der Bergrichter, von dieser Abgabe befreit war (Scheibenstock, 1996). Aus einer Urkunde des deutschen Königs Friedrichs des Schönen von 1319 findet sich der Hinweis auf „argetni-fodina seu mons dictus muntafune". Die Bedeutung dieser „Silbergruben oder der Berg genannt Muntafune" spiegelt sich darin, dass es sich bei dieser Grube um ein Reichslehen handelt.

Die Knappen am Kristberg erbauten als Dank für die Rettung von verschütteten Knappen die „Agathakilkli", die Kapelle zu Ehren der Bergbaupatronin St. Agatha. Der Bau der Kirche ist durch eine Urkunde aus dem Jahre 1450 verbucht (Scheibenstock, 1996). In der Kirche ist ein senkrecht nach unten verlaufender Stollen bzw. Schacht angeschlagen, der damals als Rettungsstollen für die verschütteten Knappen gedient haben soll.

Der Niedergang des Bergbaues in Bartholomäberg und Silbertal hat verschiedene Ursachen. In einer Urkunde des Jahres 1598 berichtet der Bergrichter nur noch von einem Bau. 1610 wurde der ergiebige Abbau am Lobinger wegen „Mangel des Lusts" aufgegeben (Scheibenstock, 1996). Des Weiteren wird von Religionsstreitigkeiten unter den Knappen berichtet. Die Entdeckung Amerikas und die billigeren Importe von Kupfer und Silber aus der Neuen Welt setzten dem Bergbau weiter zu (Scheibenstock, 1996).

Im 18. Jhd. kam es zu einer Wiederbelebung des Bergbaues. Da jedoch die Erzausbringung wenig ergiebig war, wurde ein Ansuchen für den Bau einer Schmelzhütte seitens der Bergbaubehörde in Schwaz abgelehnt, womit nur noch der Transport der Erze nach Brixlegg als einzige Alternative übrig blieb. Den endgültigen Niedergang des Bergbaues datiert Scheibenstock (1996) in das Jahr 1760. Im 20. Jahrhundert wurden nochmals Schürfverusuche unternommen, die jedoch nicht den gewünschten Bergsegen erbrachten. Im Zuge eines Straßenbaues ist ein Erzgang angeschnitten worden, der von einer irischen Bohrfirma untersucht wurde, wobei auch hier keine abbauwürdigen Erzkörper nachgewiesen werden konnten (Mostler, mündl. Mitteilung). Heute sind lediglich im Bereich des Fritzentobels und der Knappagrauba Halden (Abb. 2) und noch zwei offene Stollen mit Schremmspuren erhalten, die wahrscheinlich auf die Schürfversuche des 20. Jhd. hinweisen.

download unter www.biologiezentrum.at

Lagerstättenkundliche Untersuchungen der Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal

6.1 Bisheriger Forschungsstand

Nach der Arbeit von Angerer et al. (1976) können die einzelnen Erzmineralisationen folgendermaßen unterteilt werden:

Disseminierte Kupfererze, die an Quarzporphyrhorizonte permischen Alters gebunden sind (intrapermische Vererzungen).

Sedimentäre Bayrtvererzung in sandigen Tonschiefer mit syngenetischen Karbonatfällungen, die in engem Kontext mit den obigen Quarzporphyrhorizonten stehen.

Sedimentäre Kupfervererzungen in Sandsteinen triassischen Alters (intraskythische Vererzungen).

Silberhaltige Chalkopyrit-Fahlerz – Gangvererzungen an jungalpidischen Bewegungsbahnen (jungalpidische Verzungen).

6.2 Disseminierte permische Kupfererze

Die disseminierten Kupfererze wurden bereits von Schmidt (1879) erwähnt. Nach Angerer et al. (1976) sind drei Quarzporphyrhorizonte im Gelände auszuweisen, deren Mächtigkeit zwischen 0.4-20 m schwankt, wobei aber nur die Ignimbrite eine Vererzung aufweisen. Die untere Quarzporphyrlage ist ca. 5-20 m mächtig, wobei die maximale Mächtigkeit im Fuchswald erreicht wird und nach E hin geringer wird. Der Quarzporphyr ist grünlich gefärbt, untergeordnet können auch rötliche Anteile vorkommen.

Der Mittlere Quarzporphyr erreicht nach Angerer et al. (1976) im Westen eine Mächtigkeit von 2-12 m und im Bereich von Bartholomäberg eine von 2 m bevor er im weiteren Verlauf gegen E hin auskeilt. Der Obere Quarzporphyr schwankt hinsichtlich seiner Mächtigkeit zwischen 0.4 im W und 2 m im Pfaffentobel im E. Die Farbe kann nach Angerer et al. (1976) mit graugrün bis grünlich angeben werden.

Saure vulkanische Ablagerungen aus dem Perm lassen sich sowohl in den Süd- als auch in den Ostalpen nachweisen. Während sie im Südalpin bis zu 1500 m mächtig werden können, erreichen sie im ostalpinen Bereich oft nur wenige Meter an Mächtigkeit. Nach Angerer et al. (1976) weisen die Ignimbrite des Montafons eine Zusammensetzung ähnlich jener eines Rhyodacites auf, wobei leichte chemische Trends zu Rhyolithen bzw. Latiten gegeben sind (Angerer et al., 1976).

Angerer et al. (1976) unterscheiden zwei Vererzungsphasen. Zunächst kam es zur Ablagerung des Mittleren Quarzporphyrhorizontes und mit einsetzender Vergrünung des Protoerzes zu einer ersten Pyritbildung. Darauf folgte eine Kupfervererzung mit anhaltender Pyritausscheidung. Daran soll eine Bornitbildung mit abschliessender Karbonatfällung anschließen. In einer 2. Phase kam es zur Kataklase und Remobilisation unter gleichzeitiger Karbonat- und Quarzausfällung. Auf Grund des hohen Cu/Mo-Verhältnisses entspricht diese Vererzung einem Cu-Mo Typ (Angerer et al., 1976).

6.3 Sedimentäre Barytvererzung

Die ca. 80 cm mächtigen, schichtkonkordanten Barytlagen am Verspeller im Golmerjochgebiet hängen mit dem sauren permischen Vulkanismus zusammen (Haditsch et al., 1979). Durch eine post-stefanische, intensive Bruchtektonik entstanden zunächst schmale intramontane Becken, in denen Grobklastika abgelagert wurden. Nach Mostler (1972) weist das Basiskonglomerat eine unmetamorphe Matrix auf. Die Gerölle lassen jedoch eine starke alpidische Diaphtorese erkennen. Haditsch et al. (1979) postulieren innerhalb der Rotschichten eine Faziesdifferenzierung zwischen dem westlichen (Golmerjoch) und östlichen Abschnitt (Bartholomäberg-Dalaas). Der westliche Bereich wird aus pelitischen bis siltigen Sedimenten aufgebaut, während der östliche Bereich im Liegenden aus Sandsteinen besteht, die sich gegen die Basis des Quarzporphyr hin zunehmend zu einer grobklastischen Serie entwickeln. Darüber finden sich im Osten stark sandige Tonschiefer mit ersten marinen Karbonatlagen und im Westen reine Tonschiefer.

Nach Angerer et al. (1976) und Haditsch et al. (1979) lassen sich auf Grund der ähnlichen Chemismen enge Beziehungen zu den liegenden Anteilen des Bozner Quarzporphyrs ableiten, der nach neueren Arbeiten als „Athesina Volcanic Group (AG)" bzw. Etschtaler Vulkanitkomplex bezeichnet wird (Marocchi et al., 2008). Nach Arbeiten von Morelli et al. (2007) entsprechen die liegendsten Anteile des Etschtaler Vulkanitkomplexes der Auer-Formation, die ebenfalls wie die Montafoner Vulkanite einen rhyolithischen Chemismus aufweisen. Am Verspeller können nach Haditsch et al. (1979) die Rotschichten in eine Liegendserie mit brekziösen Kieslagen und Fein- bis Grobsandsteinen mit einer Mächtigkeit von 130-150 m und einer Hangendserie mit einer Wechsellagerung von Sandsteinen und Tonschiefern unterteilt werden.

download unter www.biologiezentrum.at

Nach Haditsch et al. (1979) folgt darüber eine karbonatführende Tonschieferserie, mit drei zwischengeschalteten Eruptivgesteinsfolgen. Die mittlere Abfolge wird als „Subvulkan" mit einer Mächtigkeit von ca. 30 m und einer lateralen Erstreckung von 600 m ausgewiesen. Im Hangenden des Subvulkans ist an der SW-Flanke des Verspellers ein Barytvorkommen aufgeschlossen, das eine Mächtigkeit von ca. 80 cm und eine weiße- bis hellbräunliche Farbe aufweist und in Wechsellagerung mit Karbonaten (Dolomit) auftritt. Der Baryt weist keinerlei Spuren von Sulfiden auf. Die Bildung des Baryts wird als die erste hydrothermale Mineralisation, die in engem Konnex mit dem permischen Vulkanismus zu setzten ist, bezeichnet. Die zeitliche Einordnung ist auf Grund der späteren Förderung der dritten und letzten Rhyodazitlage möglich, womit dem Baryt am Verspeller ein Rotliegendes Alter zuzuordnen ist.

Mayerl (2005) konnte im Profil des Verspeller jedoch weder im Schliff noch im Gelände eine Evidenz für einen Subvulkan ausmachen. Vielmehr beschreibt er die Gesteine des sog. Subvulkans als einen gewöhnlichen Quarzporphyr neben dem auch Tuffe, Tuffite mit wechselnden Gehalten von Karbonat und Nebengesteinslithoklasten auftreten.

6.4 Intraskythische, exogen-sedimentäre Kupfervererzungen

Die Bearbeitung der exogenen, sedimentären Kupfervererzungen im Montafon und Arlberggebiet wurde erstmalig durch Haditsch et al. (1978) und Krainer (1982) durchgeführt. Die vererzten Arkosen treten innerhalb der Serie der Hangendquarzite auf, die ihrerseits von der höheren, skythischen bis tiefanisischen Rauwacken (Reichenhaller Rauwacke, Punt la Drossa) überlagert und von der Serien der „Mürben Sansteinserie" unterlagert werden.

Die Hangendquarzite lassen sich eindeutig als eine marine Bildung ausweisen (Haditsch et al. 1978; Krainer, 1982). Dabei handelt es sich um Protoquarzite, die Aufarbeitungsprodukte im strand- und küstennahen Milieu darstellen. Die vererzten Arkosen repräsentieren Rinnensedimente (channel fill sandstones). Die weißen Quarzite weisen generell eine gute Rundung auf. Die Reife bewegt sich nach Haditsch et al. (1978) zwischen überwiegend subreif und reif. Die Zementation der Sublitharenite erfolgt durch sekundäre Kieselsäure, welche die Porenräume ausfüllte. Die vererzten Arkosen weisen keine Schichtung und einen sehr geringen bis kaum vorhandenen Porenraum auf (Haditsch et al., 1978).

Als Mineralbestand führen Haditsch et al. (1978) monokristallinen und untergeordnet polykristallinen Quarz, Feldspäte und lithische Fragmente an. Bei den Feldspäten treten sowohl Orthoklas als auch Schachbrettalbite auf. Des Weiteren tritt Malachit als sekundäres Alterationsprodukt in verschiedenen Formen auf. Als Erparagenese beschreibt Krainer (1982) Fahlerz + Kupferkies + Pyrit. Nach Haditsch et al. (1978) sind die vererzten Arkosen eindeutig als intraskythische, lokale, stratiforme Mineralisationen exogen-sedimentärer Natur zu bezeichnen. Die metallische Anreicherung der Arkosen kann in direkten Zusammenhang mit den Aufarbeitungsprodukten der disseminierten Kupfererze permischen Alters gesetzt werden und ist folglich eine mechanisch-sedimentäre Bildung. Chalkopyritkörner und z.T. idiomorphe Pyrite sowie deren Alterationsprodukte treten bei diesem Typ von Arkose als Lithoklasten auf (Haditsch et al., 1978). Nach Krainer (1982) handelt es sich bei diesen Vererzungen um syndiagenetische- bis epigenetische Ausfällung aus zirkulierenden, relativ tieftemperierten hydrothermalen Sulfosalzlösungen.

6.5 Jungalpidische Kupfervererzungen

Die jungalpidischen Gangvererzungen stellen die jüngsten Vererzungen im Montafon dar (Haditsch und Mostler, 1986; Haditsch und Krainer, 1992). Der Fokus des mittelalterlichen Bergbaues lag ebenfalls auf diesem Vererzungstypus. Nach Haditsch und Mostler (1986) lassen sich die Mineralisationen in drei geographische Bereiche unterteilen:

Fillifau, Ganeu und Golmerbach (Rellstal)
Bartholomäberg
Kristbergsattel

In der vorliegenden Arbeit wird insbesondere auf die letzten zwei Lokalitäten näher eingegangen. Nach Haditsch und Mostler (1986) werden in Ganeu die Schiefer des Altkristallins von quergreifenden Klüften, die mit Quarz und nur wenig Chalkopyrit verfüllt sind, und von Sideritgängen durchschlagen. In unweiter Nachbarschaft dazu lassen sich zwei chalkopyritreiche Gänge bis über den Golmerbach hinaus verfolgen. Im Zuge des Straßenbaues von Bartholomäberg nach Schruns wurde im Jahre 1966 ein Chalkopyritgang von ca. 1 m Mächtigkeit angefahren (Haditsch

download unter www.biologiezentrum.at

und Mostler, 1986). Dieser konnte jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr angetroffen und untersucht werden. Der Gang bestand vorwiegend aus Chalkopyrit mit kleineren Pyrrhotinmineralen, die jedoch häufig in Limonit umgewandelt waren. Die Genese der jungalpidischen Gänge wird von Haditsch und Mostler (1986) auf Grund von Zinkblendeentmischungen im Chalkopyrit als eine heiß-hydrothermale Lagerstättenbildung interpretiert. Kontrollierende Faktoren waren hier Störungen sowie Decken- und Schuppengrenzen, entlang derer die Erzlösungen transportiert wurden, wobei mindestens zwei Bruchsysteme erforderlich waren. Diese Vererzungen weisen auch wahrscheinlich einen genetischen Zusammenhang mit den Zinkblende-Gangvererzungen bei St. Christoph, etwa 20 km entfernt, auf (Haditsch und Krainer, 1992).

Da nach Thöni (1981) während der alpidischen Metamorphose Temperaturen von 250-300°C nicht überschritten wurden, ist nach Haditsch und Mostler (1986) eine externe Wärmequelle notwendig. Für diese Autoren stellen tieferliegende, nicht näher bekannte Krustenbereiche den Ursprung der Vererzung dar, wobei keine Unterscheidung zwischen magmatischen und sekundär-hydrothermalen Lösungen erfolgt.

7. Petrographie der Erze und Gangart

Die petrographischen Untersuchungen konzentrierten sich auf die jungalpidischen, diskordanten Vererzungen von Bartholomäberg und Silbertal. Beide Vererzungen befinden sich in der Phyllitgneiszone. In Bartholomäberg durchschlagen die Vererzungen Glimmerschiefer und am Kristbergsattel (Silbertal) durchschlagen sie Glimmerschiefer und Orthogneise.

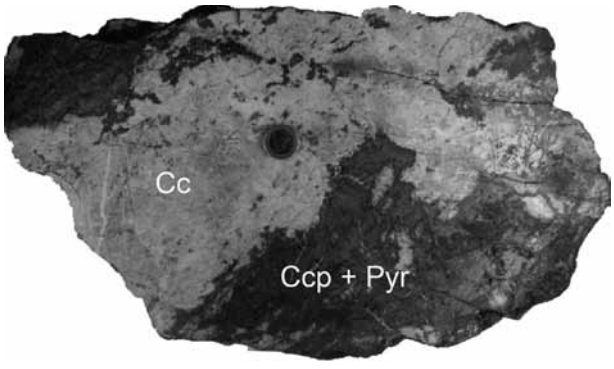

Abb. 3: Aufnahme eines Probenanschnittes aus dem Fritzentobel. Hellbrau bis leicht orange erscheint die karbonatische Gangart (Cc). In dunkelgelb-gelbgräulich erscheinen die feinkörnigen Pyrit-Chalkopyrit-Aggregate.

Die Proben weisen eine starke karbonatische Gangart auf. Die Eisenkarbonate färben die Erzbruchstücke daher intensiv rot- bis hellbraun. In beiden Lokalitäten findet sich hauptsächlich Chalkopyrit und Pyrit (Abb. 3).

7.1 Erzparagenese

Fahlerz

Unter Fahlerz wird die Mischreihe zwischen dem As-Fahlerz Tennantit $Cu_{12}As_4S_{13}$ und dem Sb-Fahlerz Tetraedrit $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ zusammengefaßt, wobei mikroskopisch keine Unterscheidung getroffen werden kann. Für eine genauere Differenzierung der einzelnen Zusammensetzungen der Fahlerz Mischreihe wurden Backscattered Electron (BSE) Bilder angefertigt, die auf Grund der chemischen Unterschiede die Mischkristalle besser darstellen. Abbildung 4 stellt einen zonierten Fahlerzmischkristall mit drei Wachstumsgenerationen dar. Fahlerz ist auch stets vergesellschaftet mit Pyrit und Chalkopyrit (Abb. 5), sowie untergeordnet mit Arsenopyrit und Hg-Ag-Amalgam.

Chalkopyrit

Chalkopyrit $CuFeS_2$ ist neben Pyrit und Fahlerz das am häufigsten anzutreffende Mineral in den Erzparagenesen beider Lokalitäten. Er tritt häufig in Form xenomorphkörniger Aggregate auf und ist eng mit Pyrit und Fahlerz vergesellschaftet (Abb. 4). Entlang von Rissen zeigt er Verwitterungserscheinungen zu Covellin und Limonit. Mitunter sind im Chalkopyrit „oleanderblattförmige" α-β Umwandlungslamellen, die auf eine hochtemperierte Bildung bzw. Umbildung hindeuten, zu erkennen (Abb. 6).

Pyrit

Pyrit FeS_2 ist wie Chalkopyrit und auch Fahlerz häufig in den Erzproben anzutreffen. Die Pyrite zeigen idiomorphe Kristallformen. In manchen Fällen sind die Pyritaggregate kataklastisch zerlegt, wobei die ursprüngliche, idiomorphe Kornform noch teilweise erkennbar ist. Risse sind mit Limonit, untergeordnet auch mit Chalkopyrit und Covellin verheilt. Auf Grund der starken Tendenz zur Idiomorphie wird Pyrit oft als „älteste" Mineralisation angesehen (Ramdohr, 1975). Dies ist jedoch nicht in allen Fällen zutreffend.

download unter www.biologiezentrum.at

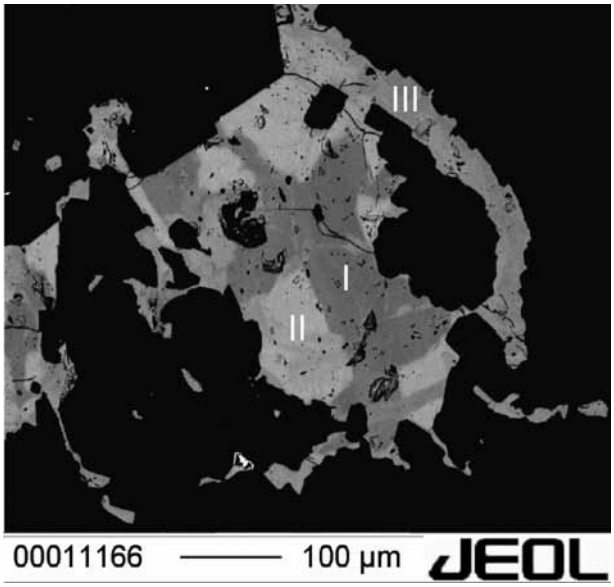

Abb. 4: BSE-Aufnahme eines chemisch zonierten Fahlerzmischkristalls. Deutlich sind aufgrund der Graustufen drei Wachstumsgenerationen (I-III) zu erkennen. Probe PK1.

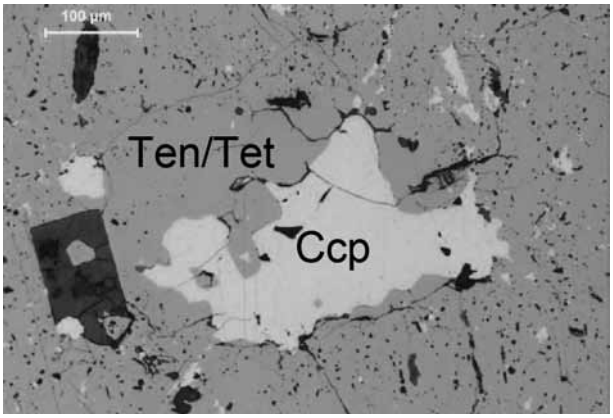

Abb. 5: Auflichtaufnahme bei // Nicols. Chalkopyrit (Ccp) wird verdrängt von Fahlerz (Ten/Tet). Im Fahlerz finden sich noch Chalkopyrit Verdrängungsreste. Probe PK1

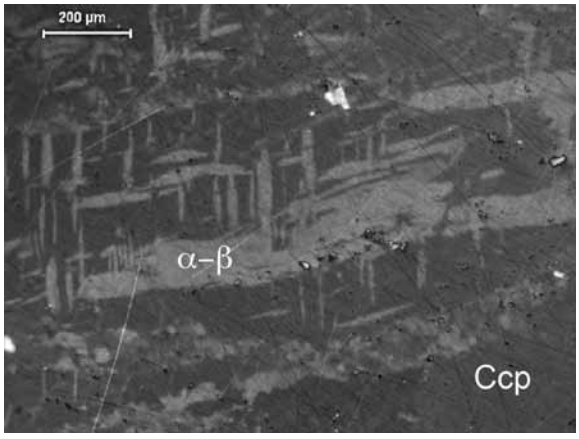

Abb. 6: Auflichtaufnahme bei leicht gekreuzten Nicols. Deutlich zu erkennen sind hier die „oleanderblattförmigen" a-b Umwandlungslamellen (a-b) im Chalkopyrit (Ccp). Probe HP2.

Galenit

Galenit PbS kommt nur in sehr geringen Mengen vor und ist häufig mit ged. Wismut vergesellschaftet (Abb. 7). Wie auch aus den NAA Analysen ersichtlich, ist der Absolutgehalt von Pb in den Erzproben sehr gering. Auf Grund der sehr geringen Korngrößen (selten >30 µm) konnte Galenit nur mittels der EMPA nachgewiesen werden.

Sphalerit

Sphalerit ZnS tritt in der Erzparagenese ebenfalls nur als akzessorischer Gemengteil auf, und zwar in Form kleinerer Einschlüsse im Pyrit.

Arsenopyrit

Arsenopyrit FeAsS konnte nur in fahlerzreichen Proben gemeinsam mit Chalkopyrit nachgewiesen werden. Er ist meist xenomorphkörnig ausgebildet und wird entlang von Rissen durch Limonit und Covellin verdrängt.

Co-reicher Arsenopyrit: Alloklas oder Glaukodot

Es wurde in einigen Proben ein Co-reicher Arsenopyrit gefunden. Laut chemischer Zusammensetzung könnte es sich um Alloklas (Co, Fe)AsS oder Glaukodot handeln. Glaukodot, (Co,Fe)AsS ist ein Mischkristall aus der unvollkommenen Mischreihe Arsenopyrit FeAsS – Danait (Fe,Co)AsS – Glaukodot (Co,Fe)AsS – Cobaltit CoAsS. Die Phase tritt untergeordnet in den untersuchten Erzproben auf und die gefundenen Körner weisen eine Größe von unter 10 µm auf. Größere, idiomorphe Kristalle fehlen vollständig. Eine Unterscheidung wäre nur mittels röntgenographischer Methoden möglich (Alloklas: monoklin, Glaukodot: orthorhombisch).

Gersdorffit

Gersdorffit NiAsS ist in Form kleinerer z.T. leicht kataklastischer Aggregate akzessorisch in der Erzmineralparagenese vertreten (Abb. 8). Er besitzt eine weiße Reflexionsfarbe und zeigt im Vergleich zu Pyrit ein leicht geringeres Reflexionsvermögen. Gersdorffit kommt in den Proben stets als Einschluss im Chalkopyrit vor.

download unter www.biologiezentrum.at

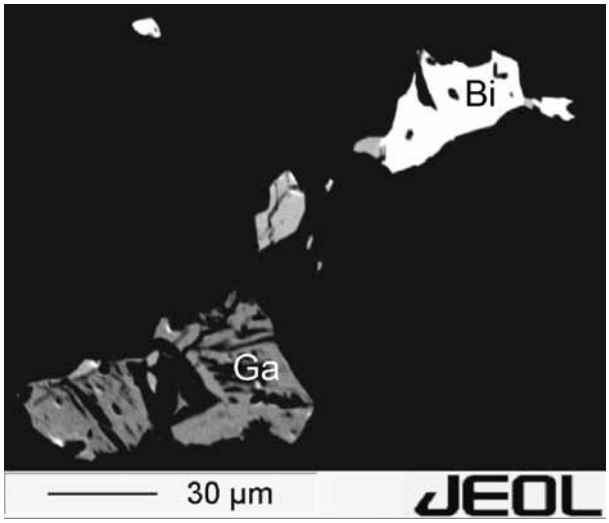

Abb. 7: BSE-Bild von Galenit (Ga) und gediegen Bi. Probe K2d.

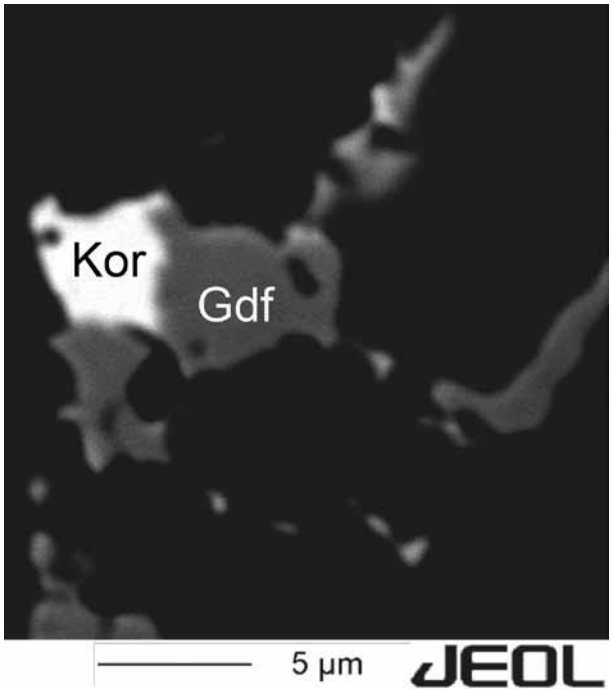

Abb. 8: BSE-Aufnahme von Gersdorffit (Gdf) und Korynit (Sb-reicher Gersdorffit, Kor). Probe Db2.

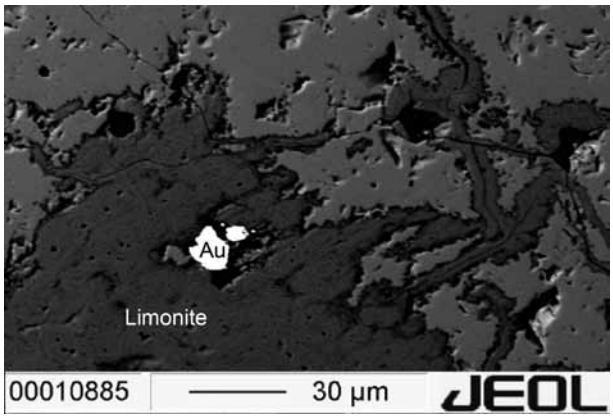

Abb. 9: BSE Bild von gediegen Gold (Au) in einer Matrix aus Limonit. Probe K2d.

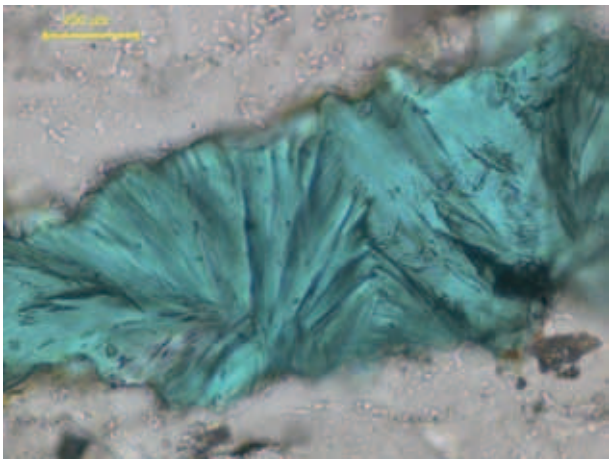

Abb. 10: Durchlichtaufnahme von Tirolit bei // Nicols. Deutlich ist hier die büschelige und radialstrahlige Ausbildung zu erkennen. Probe Re2.

download unter www.biologiezentrum.at

Korynit – antimonreicher Gersdorffit

Korynit Ni(As,Sb)S konnte auf Grund des seltenen Auftretens und wegen der sehr geringen Körngrößen nur mittels der EMPA bestimmt werden (Abb. 8).

Gediegen Wismut

Die sehr feinen Bi-Tröpfchen sind meist eng mit Galenit und Fahlerz vergesellschaftet (Abb. 7).

Aikinit

Aikinit $PbBiCuS_3$ ist in den Erzparagenesen von Bartholomäberg und Silbertal sehr selten und nur auf verwitterte und limonitisierte Bereiche beschränkt. Er wird daher wohl als eine sekundäre Bildung zu interpretieren sein.

Gediegen Gold

Gold kommt in gediegenem Zustand in Form mikroskopisch kleiner, bis max. 5 µm großer Aggregate, im Limonit vor und konnte nur mittels EMPA nachgewiesen werden (Abb. 9). Auf Grund der Vergesellschaftung mit Limonit ist davon auszugehen, dass es sich hier um ein sekundäres Alterationsprodukt handelt. Die Menge an mikroskopisch sichtbarem Gold, und der Absolutgehalt von Au in den Erzparagenesen von Bartholomäberg und Silbertal sind jedoch sehr gering.

Ag-Hg Amalgam

Ag-Hg Amalgam ist eng mit Fahlerzen vergesellschaftet. Unter dem Mikroskop zeichnet sich Amalgam, das in der Zusammensetzung jener des Luanheit (Ag_3Hg) entspricht, durch ein hohes Reflexionsvermögen und eine weißliche Reflexionsfarbe aus.

Akanthit

Akanthit Ag_2S, ein weiteres Silbermineral, tritt in den untersuchten Erzproben meist sehr fein verteilt im Nahbereich von Fahlerzen auf, jedoch in weit geringerem Maße als die Hg-Ag-Amalgame. Die von Ramdohr (1975) beschriebenen Umwandlungslamellen von der kubischen Hochtemperaturphase β-Ag_2S (>179°) zur monoklinen Tieftemperaturphase Akanthit konnte auf Grund der geringen Korngrößen nicht nachgewiesen werden.

7.2 Sekundäre Bildungen

Unter sekundären Bildungen werden in dieser Arbeit sämtliche durch Verwitterungsprozesse entstandenen Minerale zusammengefasst.

Limonit

Limonit tritt entlang von Korngrenzen und Rissen in den primären Sulfidmineralen auf. In der karbonatischen Gangart zeichnet Limonit z.T. sehr deutlich die Spaltbarkeiten nach, entlang derer Limonit eingedrungen ist bzw. sich gebildet hat. Nach optischen Befunden wie Innenreflexen und Anisotropieeffekten handelt es beim Limonit um das Eisenhydroxid Goethit α-FeO(OH).

Covellin

Covellin CuS zeigt unter dem Auflichtmikroskop die typische marineblaue Reflexionsfarbe, einen kräftigen Reflexionspleochroismus und extrem hohe, farbige Anisotropieeffekte. Bei Beobachtung unter Ölimmersion ist ein Farbumschlag von Blau zu Violett zu sehen. Covellin tritt bevorzugt entlang von Rissen im und als randliche Verdrängung um Chalkopyrit auf.

Malachit

Malachit $Cu_2(CO_3)(OH)_2$ bildet Verwitterungskrusten in feinen Rissen der Erzproben.

Tirolit

Das Kupferarsenat Tirolit mit der Formel $Ca_2Cu_9(AsO_4)OH_8(CO_3)(H_2O)_{11}H_2Ox$ wobei x = 0-1 (Krivovichev et al., 2006) zeichnet sich durch ein strahliges und büscheliges Gefüge aus und ist in den meisten Fällen von Limonit umkrustet (Abb. 10).

download unter www.biologiezentrum.at

7.3 Gangartminerale

Quarz

Quarz ist das häufigste Gangartmineral der Erzparagenese. Im erznahen Bereichen tritt Quarz meist in Form von feinkörnigen Aggregaten auf. In kleineren Klüften bzw. Gängen kommt es zur Ausbildung von z.T. hypidiomorphen Kristallen, wobei hier eine Kristallisationsabfolge von fein- zu grobkörnigen Quarzkristallen zu erkennen ist. In erznahen Klüften sind oft „pallisadenartige" Kristallformen entwickelt. Die Gangartquarze sind reich an feinen Flüssigkeitseinschlüssen. Vor allem an Quarzen, die in Sulfiden eingeschlossen sind, wurden die chemische Zusammensetzung und die Homogenisierungstemperaturen der Flüssigkeitseinschlüsse untersucht und gemessen.

Karbonat

Die karbonatische Gangart wird von chemisch stark zoniertem Siderit und untergeordnet Kalzit gebildet (Abb. 11). Sie sind oft idiomorph bis hypidiomorph in Hohlräumen und Klüften gewachsen und können in Form von kleineren Adern auch das Nebengestein durchziehen. In solchen Adern sind dann meist wandständig Karbonate und im inneren Bereich quarzhältige Partien zu erkennen. Auch die Karbonate weisen einen hohen Anteil an feinsten Flüssigkeitseinschlüssen auf.

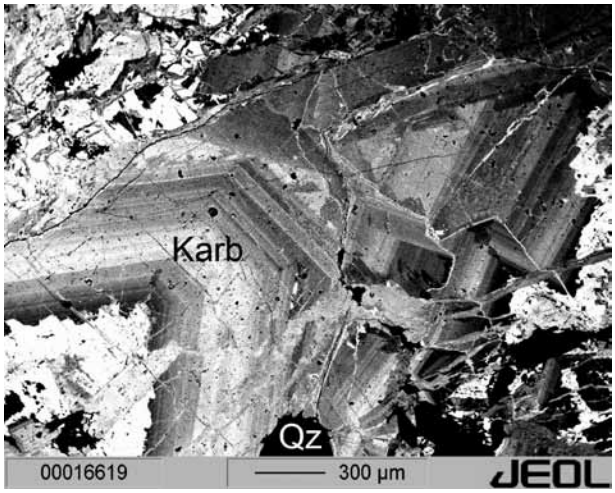

Abb. 11: BSE-Bild der chemisch stark zonierten karbonatischen Gangart (Karb) verwachsen mit Quarz (Qz).

Baryt

Baryt kommt nur in der Gangart am Kristbergsattel vor. Die hypidiomorphen Kristalle sind generell längsprismatisch und zeigen einen tafeligen Habitus.

Erz- und Mineralchemie

Seitens des Projektteiles PP 09 (Archäometallurgische und geochemische Erfassung historischen Bergbaus) wurde eine Serie ausgewählter Erzproben analysiert. Die Erze wurden in einer Kugelmühle pulverisiert (Bulk-Analyse) und anschließend wurden die Elementgehalte von Cu, Fe, Ni, Co, As, Sb, Au, Ag, Se, Te, Zn, Sn, Hg, Bi, Pb mittels NAA bzw. ICP-MS bestimmt. Bei den untersuchten Proben handelt es sich um Erzproben, die auf den Abraumhalden gesammelt worden sind. Makroskopisch bestehen die Proben aus den Erzen Chalkopyrit, Pyrit und Fahlerz.

Die ermittelten Gehalte an Cu, Fe und Zn in der Erzparagenese stammen von den Sulfidmineralen Chalkopyrit, Pyrit und Sphalerit. Aber auch die Fahlerze enthalten Zn in Spuren. Die z.T. hohen Gehalte von As und Sb ergeben sich aus dem Gehalt an Fahlerz in den Proben. Untergeordnet können dafür auch Arsenopyrit, Alloklas bzw. Glaukodot und Korynit in Frage kommen. Erhöhte Ni- und Co-Werte zeigen Gersdorffit, Korynit sowie Alloklas bzw. Glaukodot im Gestein an. Die Konzentrationen sind jedoch relativ gering. In Proben mit hohen As- und Sb-Werten sinken die Co-Werte auf ca. 3-5 µg/g. In chalkopyritreichen Proben liegen die durchschnittlichen Co-Werte bei 81 µg/g. Für Ni lassen sich keine Aussagen bezüglich einer Korrelation mit hohen As und Sb Werte treffen. Die durchschnittlichen Ni-Gehalte liegen bei ca. 132 µg/g.

Ag kann sowohl als Spurenelement im Fahlerz als auch in Form selbständiger Ag-Minerale wie z.B. Akanthit und Hg-Ag Amalgam auftreten. Die Ag-Gehalte korrelieren mit hohen As- und Sb-Gehalten. Eine Ausnahme hierbei bildet eine Probe mit geringen As- und Sb-Werten, aber einem Ag-Gehalt von 263 µg/g. Hier dürfte der erhöhte Silbergehalt auf größere Anteile an Akanthit und/oder Hg-Ag Amalgam zurückzuführen sein. Die Bi-Gehalte im Erz vom Bartholomäberg und Silbertal sind sehr hoch und stellen ein signifikantes Unterscheidungsmerkmal zu den anderen Cu-Lagerstätten wie Kitzbühel, Mitterberg oder Schwaz/Brixlegg dar. Proben aus Hochgallmigg, im Oberinntal zwischen Prutz und Landeck gelegen,

download unter www.biologiezentrum.at

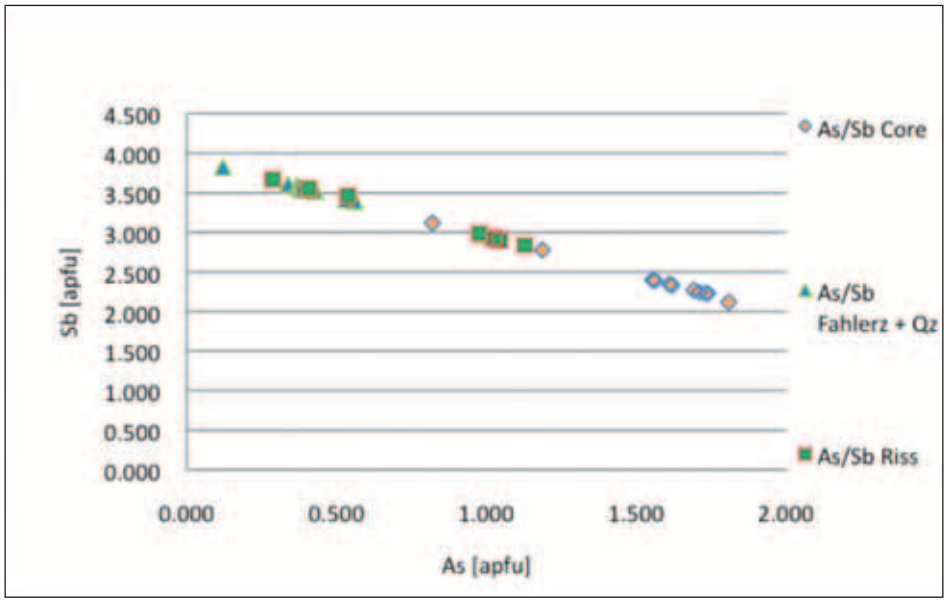

Abb. 12: Verhältnis von As/Sb, wobei hier die unterschiedlichen Zusammensetzungen (Core = 1. Generation; Riss = 2. Generation, Fahlerz + Quarz = 3. Generation) der verschiedenen Fahlerzgenerationen dargestellt sind.

die ebenfalls im Rahmen des SFB HiMAT untersucht wurden und in ähnlicher geologischer Position auftreten, zeigen ebenfalls sehr hohe Bi Werte. Die ermittelten Werte für Bi in den Erze aus dem Montafon variieren zwischen 9.4 µg/g und 11900 µg/g (1.19 Gew.%!), der Mittelwert beträgt 0.26 Gew.% Bi. Die hohen Bi-Gehalte sind auf das Auftreten von Gediegen Wismut zurückzuführen.

Die Gehalte an Pb sind relativ gering und variieren zwischen 3 und 1600 µg/g. Die Zn-Gehalte korrelieren eindeutig mit hohen As und Sb Werten und sind wiederum repräsentativ für die Gehalte an Fahlerz.

8.1 Mineralchemie der Erzparagenese

Chalkopyrit

Die gemessenen Durchschnittsgehalte für Cu, Fe und S in Chalkopyrit vom Bartholomäberg/Silbertal ergeben 24.62 El.% (Element Gew.%) Cu, 24.77 El.% Fe und 50.31 El.% S. Dies entspricht einem Metall/Schwefel-Verhältnis von 0.982. An Spurenelementen konnten noch Zn bis 0.05 El.%, Ni bis 0.61 El.% und Co bis 0.1 El.% nachgewiesen werden (Tab. 1).

Pyrit

Pyrit weist eine von der Stöchiometrie leicht abweichende Zusammensetzung auf. Die durchschnittlichen Element-Gehalte pro Formeleinheit betragen 34.58 El.% Fe und 65.05 El.% S, was einem Metall/Schwefel-Verhältnis von 0.532 entspricht. Aus den EMPA Analysen geht hervor, dass Pyrit noch geringe, jedoch stets detektierbare Mengen an As (0.23 El.% im Durchschnitt), In (0.02 El.% im Durchschnitt) und Pb (0.02 El.% im Durchschnitt) enthält. Die Konzentrationen von Ni und Co sind sehr gering und liegen unterhalb der Nachweisgrenze. Eine Ausnahme bildet die Probe DB7, bei der randlich sehr geringe, jedoch noch detektierbare Mengen an Ni mittels einer Linienmessung sowie eines Elementverteilungsbildes analysiert werden konnten.

Fahlerz

Unter dem mineralogischen Begriff „Fahlerz" versteht man nach Johnson et al. (1986, 1987, 1988) Sulfosalze mit der Mineralformel $^{IV}M(1)_6\ ^{III}M(2)_6\ [^{III}X^{IV}Y_3]_4\ ^{VI}Z$, wobei die M(1)-Position mit Cu, Fe, Zn, Mn, Hg und Cd besetzt ist und die M(2) mit Cu, Ag. Auf die X-Position wird Sb, As, Bi, Te verteilt. Auf der Y- und Z-Position sind S und Se. Das As-hältige Endglied mit der vereinfachten Formel $(Cu,Fe)_{12}As_4S_{13}$ wird als Tennantit bezeichnet, das Sb-hältige mit der vereinfachten Formel $(Cu, Fe)_{12}Sb_4S_{13}$ Pendant dazu als Tetraedrit.

Bei den mineralchemischen Untersuchungen der Fahlerze, zeigt sich vorallem in den BSE- und Elementverteilungs-Bildern eine starke Zonierung. Verantwortlich dafür sind unterschiedliche As- und Sb-Gehalte, wobei beim Einbau von As und Sb auf

download unter www.biologiezentrum.at

Tabelle 1: Repräsentative Mikrosondenanalysen von Gersdorffit, Fahlerz und Chalkopyrit

	Chalkopyrit	Chalkopyrit	Fahlerz	Fahlerz	Gersdorffit	Gersdorffit
As	n.d.	n.d.	10.53	1.38	41.34	40.00
S	35.27	34.59	26.69	25.64	19.27	20.12
Ag	n.d.	0.82	6.86	0.185	0.02	n.d.
Cu	34.73	34.57	35.17	36.58	0.66	1.32
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	31.95	30.15
Ge	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.
Pb	n.d.	0.13	n.d.	0.12	0.21	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	0.16	0.03	0.04
Fe	30.77	30.02	5.55	3.85	1.89	2.05
Zn	0.15	0.06	3.59	5.56	n.d.	0.03
Se	n.d.	0.04	0.04	0.03	0.15	0.07
Sb	n.d.	n.d.	12.53	27.73	1.12	1.75
In	0.13	0.04	0.09	0.11	0.14	0.05
Co	0.06	0.01	n.d.	n.d.	0.79	3.14
Te	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.37	0.30
Au	0.08	0.08	n.d.	n.d.	0.02	0.03
Cd	n.d.	0.15	n.d.	0.04	n.d.	0.02
Bi	0.04	n.d.	0.03	0.17	1.13	0.31
Hg	n.d.	0.11	n.d.	0.09	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	0.08	n.d.	0.04	n.d.	n.d.
Total	99.70	100.04	101.09	101.72	99.09	99.37
As	n.d.	n.d.	2.308	0.298	0.909	0.845
S	2.000	2.000	13.692	12.949	0.992	0.995
Ag	n.d.	0.014	1.044	0.028	<0.001	n.d.
Cu	0.992	1.007	9.087	9.305	0.017	0.033
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.897	0.813
Ge	n.d.	n.d.	n.d.	0.007	n.d.	n.d.
Pb	n.d.	0.001	n.d.	0.010	0.002	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	0.022	<0.001	0.001
Fe	1.000	0.995	1.632	1.114	0.056	0.058
Zn	0.004	0.002	0.901	1.374	n.d.	0.001
Se	n.d.	0.001	0.009	0.006	0.003	0.001
Sb	n.d.	n.d.	1.690	3.682	0.015	0.023
In	0.002	0.001	0.013	0.015	0.002	0.001
Co	0.002	<0.001	n.d.	<0.001	0.022	0.084
Te	<0.001	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	0.004
Au	0.001	0.001	n.d.	n.d.	<0.001	<0.001
Cd	n.d.	0.003	n.d.	0.006	n.d.	<0.001
Bi	<0.001	n.d.	0.003	0.013	0.009	0.002
Hg	n.d.	0.001	n.d.	0.007	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	0.001	<0.001	0.006	n.d.	n.d.
Total	2.005	2.022	11.888	0.298	2.930	2.861

Chalkopyrit normiert auf 2 S, Gersdorffit auf 1 S + Te + Se und Fahlerz auf 4 Semimetalle. n.d.: not detected.

download unter www.biologiezentrum.at

der ^{III}X-Position eine lineare Korrelation zu erkennen ist. Die As- bzw. Sb-Gehalte schwanken in den Sb-reichen Mischgliedern zwischen 0.029 apfu (atoms per formula unit) As und 3.967 apfu Sb und in den As-reichen zwischen 2.602 apfu As und 1.279 apfu Sb (Abb. 12). Die Fahlerze aus dem Montafon zeigen eine größere Tendenz zu Tetraedrit.

Für die Fahlerze von Bartholomäberg konnten aus den Analysen folgende durchschnittliche Hauptelementgehalte berechnet werden:

2.771 apfu Sb (min. 2.076 apfu – max. 3.623 apfu),
1.174 apfu As (min. 0.333 apfu – max. 1.882 apfu),
1.532 apfu Fe (min. 1.288 apfu – max. 1.911 apfu)
und
0.508 apfu Zn (min. 0.340 apfu – max. 0.746 apfu).

Ferner weisen die Fahlerze von Bartholomäberg im Durchschnitt folgende Spurenelementgehalte auf:

0.070 apfu Ag (min. 0.049 apfu – max. 0.111 apfu),
0.048 apfu Bi (min. 0.019 apfu – max. 0.072 apfu),
0.024 apfu Hg (min. 0.007 apfu – max. 0.046 apfu),
0.012 apfu In
und bis max. 0.009 apfu Au gemessen werden.

Für die Fahlerze vom Kristbergsattel ergeben sich folgende durchschnittliche Hauptelementgehalte:

2.108 apfu Sb (min. 1.252 apfu – max. 3.967 apfu),
1.783 apfu As (min. 0.029 apfu – max. 2.610 apfu),
1.480 apfu Fe (min. 0.418 apfu – max. 2.404 apfu)
und
0.561 apfu Zn (min. 0.323 apfu – max. 1.551 apfu).

Auch in den Fahlerzen vom Kristberg konnten folgende durchschnittliche Spurenelementgehalte nachgewiesen werden:

0.039 apfu Ag,
0.087 apfu Bi (max. 0.195 apfu),
0.006 Hg (max. 0.054 apfu),
0.017 apfu In
und bis max. 0.015 apfu Au.

In einer Probe (PK1) lassen sich texturell drei Fahlerzgenerationen mit unterschiedlichen Zusammensetzungen erkennen (Abb. 4, 12). Die erste Generation ist As-reich (Tennantit) und bildet die Grundmasse. Entlang von kleineren Rissen wird die erste Generation durch eine zweite Generation mit As-reicherer Zusammensetzung verdrängt. Als dritte und letzte Generation kristallisierte, koexistierend mit Quarz, der die Hohlräume ausfüllt, Sb-reiches Fahlerz (Tetraedrit). Repräsentative Analysen sind in Tabelle 1 aufgeführt.

Alloklas oder Glaukodot

Alloklas besitzt fast Endgliedzusammensetzung und weist als Substitutionen nur Fe Gehalte von <5 El.% und Ni Gehalte von <1 El.% auf.

Galenit

Im Galenit sind geringe Spuren von Fe (1.24 El.%) und Bi (1.23 El.%) sowie erhöhte Se-Gehalte von bis zu 4.65 El.% nachweisbar.

Sphalerit

Die untersuchten Sphalerite zeichnen sich durch einen durchschnittlichen Fe-Gehalt von 2.28 El.% aus. In Sphalerit waren mit Ausnahme von Fe sowie geringen Mo Konzentrationen keine weiteren Elemente feststellbar.

Gersdorffit

Das Metall/S Verhältnis im Gersdorffit sollte stöchiometrisch bei 2:1 liegen in den untersuchten Proben liegt es bei ca. 1.8:1 (Tab. 1). Die durchschnittliche As Konzentration beträgt 30.01 El.% und jene von Ni 29.91 El.%. Da Gersdorffit in der Erzparagenese meist mit Korynit vergesellschaftet ist, sind die Co-Gehalte in den gemessenen Gersdorffiten z.T. erheblich. Die durchschnittlichen Gehalte betragen 2.1 El.%, wobei maximale Gehalte bis zu 3.55 El.% gemessen wurden. Außerdem konnten Spuren von durchschnittlich 1.27 El.% Fe, 0.53 El.% Cu, 0.66 El.% Sb und geringe Te- und Bi-Gehalte nachgewiesen werden.

Ag-Hg Amalgam

Die Ag-Hg Amalgame lassen mitunter eine leichte, fleckige Zonierung erkennen, die durch unterschiedliche Ag- und Hg-Gehalte hervorgerufen wird. Im Röntgenverteilungsbild eines Ag-Hg Amalgamkornes zeigt sich eine leichte Abnahme der Ag-Konzentration im äußersten Randbereich. Das direkt angrenzende Fahlerzkorn weist daher eine randlich erhöhte Ag-Konzentration auf. Das generelle Verhältnis von Hg zu Ag liegt zwischen 0.83 und 0.46. Dies entspricht einem Maximalwert für Ag in Amalgam von

download unter www.biologiezentrum.at

Tabelle 2: Repräsentative Mikrosondenanalysen von Ag-Hg Amalgam

	k1b-3	k1b-5	k1b-4	k1b-7	k1b-6
As	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S	0.04	0.13	0.04	0.03	0.09
Ag	67.15	63.06	60.45	56.29	53.91
Cu	0.16	0.67	0.19	0.07	0.43
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.
Ge	0.04	0.04	n.d.	0.06	n.d.
Fe	0.84	1.01	0.38	0.26	0.95
Zn	0.06	0.06	n.d.	n.d.	0.06
Se	0.02	n.d.	n.d.	0.03	0.03
Sb	0.19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
In	0.19	0.16	0.16	0.11	0.17
Co	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.
Te	0.12	0.21	0.19	0.22	0.19
Au	n.d.	0.07	n.d.	0.01	0.05
Cd	0.68	0.51	0.45	0.53	0.26
Hg	30.63	34.51	38.25	41.87	44.95
Mo	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.12	100.44	100.11	99.53	101.10

Tabelle 3: Einteilung, Wirtsmineral, Anordnung, Zusammensetzung und Dichte der Flüssigkeitseinschlüsse

Typ	Ia,b	II
Wirtsmineral	Quartz, Karbonat	Quarz
Anordnung	Einzeleinschlüsse, intergranulare Kluster und Trails	Intergranulare Kluster und Trails
Chemisches System	H_2O-NaCl± CH_4	CO_2
Tm (°C)	-1.5 to -12	n.b.
Th (°C) Salzgehalt	99 - 147	n.b.
(Gew.% NaCl)	3 - 20	n.b.
D (gcm-3)	0.93 – 1.06	0.25

Tm – Letztes Schmelzen; Th – Homogenisation (in die flüssige Phase); D – Dichte; n.b. – nicht bestimmt

download unter www.biologiezentrum.at

67.15 El.%. und einem Minimalwert von 53.91 El.% Ag (Tab. 2). Murphy und Preston (1931) beschrieben im binären Ag-Hg System drei Phasen, eine α-Phase mit 0-50 El.% Hg, eine β-Phase mit ungefähr 60 El.% Hg und eine γ-Phase, die in der Zusammensetzung der natürlichen Phase Moschellandsbergit Ag_2Hg_3 entspricht. Die α-Phase wird nach Murphy und Preston (1931) unterteilt in Eugenit Ag_9Hg_3 und Luanheit Ag_3Hg_2 wobei im binären System Ag-Hg der Anteil von Luanheit zwischen 35 und 51 El.% Hg liegt. Seeliger und Mücke (1972) rechnen zur β-Phase den Schachnerit $Ag_{1,2}Hg_{0,8}$ und den Paraschachnerit Ag_3Hg_2. Die Analysenergebnisse zeigen, dass das Ag-Hg-Amalgam der Erzparagenese von Bartholomäberg und Silbertal der α-Phase zuzuordnen ist und dem Mineral Luanheit Ag_3Hg_2 entspricht.

Karbonatische Gangart

Die Karbonate zeigen unter den BSE Bildern deutliche Zonierungs- bzw. Wachstumserscheinungen. Die Siderit-Magnesit Mischkristalle, die den Hauptbestandteil der Gangart darstellen, weisen geringe Ca Gehalte auf. Die Ca-Gehalte liegen im Mittel bei 0.14 apfu Ca. Mn wird durchschnittlich mit 1.94 apfu Mn eingebaut. Im Gesamten sind die Siderit-Magnesitkristalle sehr Fe- reich sowie untergeordnet Mg-reich.

Petrologie und Mikrothermometrie

T-fS_2 Bedingungen

Anhand der ermittelten Erzparagenese konnten limitierende Aussagen bezüglich der herrschenden fS_2 vs. T-Verhältnisse gemacht werden. Als indikative Mineralphasen dienten hierbei Chalkopyrit, Pyrit sowie Tetraedrit. Ferner wurden die durchschnittlichen Fe-Gehalte von 3.44 Gew.% im Sphalerit miteinbezogen. Auf Grund der Mineralphasen sowie der Temperatur der alpidischen Metamorphose (ca. 300-350°C), kann für log fS_2 ein Bereich zwischen -5.8 und -7.8 eingegrenzt werden. Da in den Erzproben aus dem Silbertal und Bartholomäberg keinerlei Hinweise für das primäre Auftreten von Bornit gegeben sind, muss folglich fS_2 zu geringen Werten tendieren. Als limitierende Paragenese zu höheren fS_2 Werten kann die Paragenese Bornit + Pyrit angegeben werden.

Flüssigkeitseinschlüsse

Die Untersuchungen der Flüssigkeitseinschlüsse wurden mit dem Ramanspektrometer, gekoppelt mit einem Heiz-Kühltisch, durchgeführt. Um für die Bildung der Vererzung repräsentative Messergebnisse zu erhalten, wurden Flüssigkeitseinschlüsse von Gangartmineralen sowohl im Nahbereich der Erzminerale als auch von Gangartmineralen, die in Erzmineralen eingeschlossen sind, untersucht. Auf Grund von texturellen und chemischen Unterscheidungsmerkmalen konnten zwei Haupttypen von Flüssigkeitseinschlüssen nachgewiesen werden (Tab. 3).

Typ I weist eine Zusammensetzung von H_2O+NaCl±CH_4 auf (Abb. 13). Bei Typ I wird eine weitere Unterscheidung in Abhängigkeit des Wirtsminerals eingeführt. Die Typ Ia Einschlüsse treten im Quarz auf und Typ Ib tritt in den Karbonaten auf. Typ II konnte bisher ausschließlich in Quarz nachgewiesen werden. Typ I Einschlüsse weisen eine unregelmäßig bis längliche Form auf und erreichen einen maximalen Längsdurchmesser von ca. 10 µm. Typ I Einschlüsse weisen sowohl eine gasförmige als auch eine flüssige Phase auf. Beim Abkühlen im Heiz-Kühltisch wurde ein Ausfrieren bei ca. -50°C beobachtet, beim nachfolgenden Aufheizen das Schmelzen eines Festkörpers zwischen -12 und -1.5°C. Während des weiteren Aufheizens konnte ein Verschwinden der Gasblase (Homogenisierung in die flüssige Phase) zwischen 99°C und 147°C gemessen werden. Diese Temperaturen können als minimale Bildungstemperaturen der Quarz- und Karbonatwirtskristalle angesehen werden. Bei den mikro-Raman-spektroskopischen

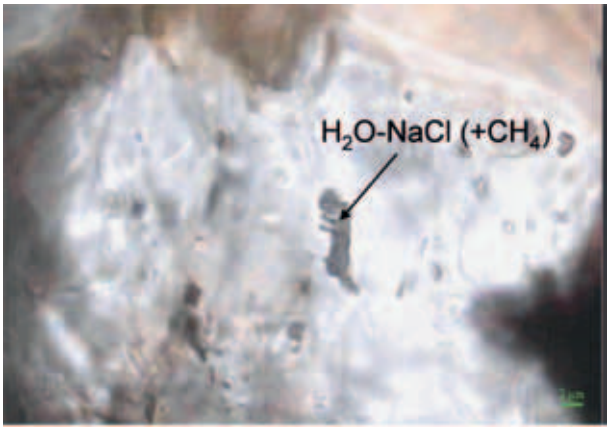

Abb. 13: Durchlichtaufnahme eines Typ-1 Einschlusses mit H_2O + NaCl ± CH_4 in Quarz bei // Nicols.

download unter www.biologiezentrum.at

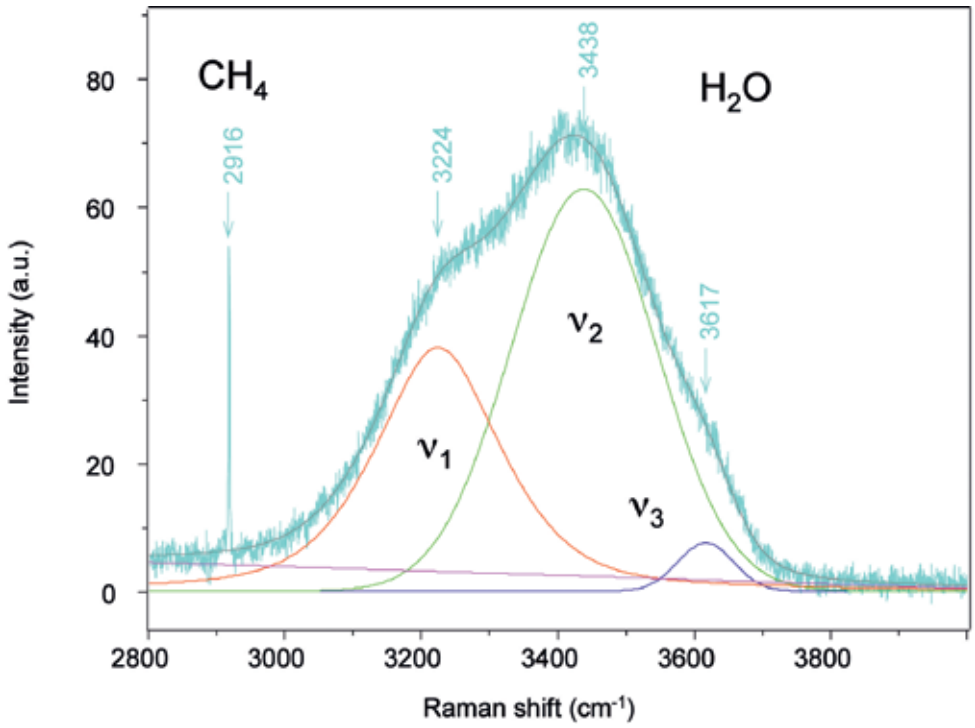

Abb. 14: Ramanspektrum des Einschlusses in Abbildung 13. Die breite Bande zwischen 2800-3800 cm^{-1} lässt sich einer H_2O-NaCl Lösung zuweisen und mit drei Gauss-Lorentz-Funktionen (ν_{1-3}) beschreiben. Der scharfe Peak bei 2916 cm^{-1} ist charakteristisch für CH_4

Untersuchungen konnte in den Flüssigkeitseinschlüssen eine H_2O-NaCl Lösung nachgewiesen werden. Ferner traten Einschlüsse mit einem H_2O-NaCl±CH_4 Fluid auf (Abb. 14). Nach dem Modell von Baumgartner und Bakker (2003) konnte auf Grund der Raman-Verschiebung der ν1 Bande im Spektrum der H_2O-NaCl Lösung ein Salzgehalt von 4-20 Gew.%. NaCl errechnet werden, was gut mit den mikrothermometrischen Ergebnissen übereinstimmt. Die Dichten der Einschlüsse wurden mit dem Programm Fluids von Bakker (2003) berechnet und liegen zwischen 0.93 bis 1.05 g/cm^3. Die Typ Ib Einschlüsse weisen eine sehr geringe Größe auf und liegen im Bereich von ca. 1 µm. Texturell treten die Einschlüsse in Form von Clustern oder intergranularen Trails in der karbonatischen Matrix auf.

Typ II konnte bisher aussschließlich in Quarz nachgewiesen werden (Abb. 15). Dieser Einschlusstyp ist dunkler gefärbt und sehr selten. Wie die Typ Ib Einschlüsse sind auch die Typ II Einschlüsse durch eine sehr geringe Größe von ca. 1-5 µm und eine länglich-rundliche Form gekennzeichnet. Texturell treten sie in Form von intergranularen Trails auf. Bei Raumtemperatur sind die Einschlüsse meist einphasig. Die dunkle Farbe wird auf eine im Vergleich zu Wasser geringere Dichte und damit größeren Unterschied der Brechungsindizes zwischen Einschluß und Wirtsmineral zurückgeführt. Mittels Mikro-Raman-Spektroskopie konnten in einem ca. 5 µm länglichen Einschluss Schwingungsbanden von CO_2 nachgewiesen werden (Abb. 16). Die ebenfalls vorhandenen Banden von H_2O und OH sind gegenüber einer wässrigen Salzlösung deutlich verschoben und werden deshalb eher als Schwingungsbanden eines wasserhältigen Minerals interpretiert (z.B. Glimmer). Aus dem Abstand der für CO_2 charakteristischen Schwingunsbanden bei 1387 cm^{-1} und 1284 cm^{-1}, also 103 cm^{-1}, lässt sich nach Kawakami et al. (2003) eine relativ geringe Dichte von 0.25 g/cm^3 abschätzen.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass es sich bei den Flüssigkeitseinschlüssen vom Chemismus her um Einschlüsse im H_2O-NaCl System (Typ I) handelt, wobei untergeordnet auch CH_4 und CO_2-reiche Einschlüsse auftreten können (Tab. 3). Der Salzgehalt der Lösungen war vergleichsweise gering (maximal 20 Gew.% NaCl), ebenso wie ihre Homogenisierungstemperaturen von maximal 147° C. Nach Wilkinson (2001) ist dieser Typ von Flüssigkeitseinschlüssen typisch für epithermale Lagerstätten, die sich durch Zirkulation von meteorischen Wässern im Sprödbereich der Kruste in Zonen mit erhöhter Permeabilität und Wärmefluss bildeten. In diesem Fall entsprechen die beobachteten Homogenisierungstemperaturen in guter Näherung den Einfangtemperaturen der Einschlüsse und daher den Bildungsbedingungen der Wirtsminerale. Durch die sehr steilen Isochoren steigen die Drucke mit zunehmender Temperatur sehr stark an. Die Annahme einer Bildungstemperatur von

download unter www.biologiezentrum.at

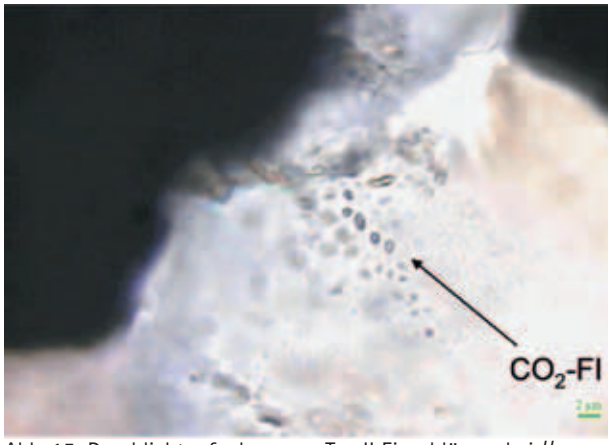

Abb. 15: Durchlichtaufnahme von Typ II Einschlüssen bei // Nicols. Diese treten texturell in Form von intergranularen Trails auf und erscheinen sehr dunkel.

200°C würde somit einen Druck von minimal 1 kbar bzw. einen Maximaldruck von 2.5 kbar, entsprechend einer Krustentiefe von minimal 3 km bzw. max. 7.5 km. Wahrscheinlich lagen die Bildungsbedingungen der Einschlüsse vom Typ I jedoch deutlich unter 200°C.

Es handelt es sich bei den Lösungen der historischen Lagerstätte Bartholomäberg/Silbertal also wahrscheinlich um epithermale, wahrscheinlich meteorische Wässer, welche in einer spröden Kruste mit hoher Permeabilität und Wärmefluss wiederholt zirkulierten.

Interpretation und Diskussion

Im Rahmen dieser Arbeit wurde versucht, ein möglichst vollständiges Bild der geologischen und petrologischen Verhältnisse zu erarbeiten und zu erhalten. Bei den Erzparagenesen von Bartholomäberg und Silbertal (Kristbergsattel) handelt es sich um eine hydrothermale Gangvererzung. Die vollständige Auflistung der Erzparagenese lautet wie folgt: Chalkopyrit + Pyrit + Fahlerz ± Galenit ± Sphalerit ± Arsenopyrit ± Alloklas/Glaukodot ± Gersdorffit ± Korynit ± ged. Wismut ± Aikinit ± ged. Gold ± Luanheit ± Akanthit. Fahlerz, das auf Grund seiner Ag Gehalte primäres Ziel der Abbautätigkeit war, zeigt eine intensive fleckige Zonierung auf Grund variierender Sb:As- und Zn:Fe Verhältnisse. Die Fahlzerze können als Ferro-Tetraedrit bzw. untergeordnet Ferro-Tennantit mit untergeordnetem Auftreten von Zink-Tetraedrit und Zink-Tennantit beschrieben werden. Die Werte für Ag schwanken relativ stark, erreichen jedoch z.T. Maximalwerte von 0.111 apfu. Da es sich hier bei den Proben um Lesefunde von Halden handelt, können die Werte im abgebauten Erz jedoch weit höher gelegen sein. Als weitere Silberminerale konnten in den Vererzungen von Bartholomäberg/Silbertal Ag-Hg Amalgame und Akanthit nachgewiesen werden. Diese treten jedoch nur als Akzessorien auf. Die Gangart besteht aus Quarz, Siderit, Akerit, Kalzit und Baryt. Baryt konnte jedoch nur in Haldenstücken vom Kristbergsattel nachgewiesen werden.

Hinsichtlich der Analysen, die seitens des Projektteiles PP09 mit der NAA durchgeführt wurden, ergeben sich im Vergleich zu anderen im Rahmen des SFB HiMAT untersuchten Kupferlagerstätten sehr hohe Bi-Gehalte von bis zu 1 Gew.%. Die erhöhten Sb + Ag + As Werte in den Schlacken lassen darauf schliessen, dass Fahlerze verhüttet wurden. Leicht erhöhte Bi-Werte lassen sich auch in den (mittelalterlichen?) Kupferschlacken aus dem Silbertal nachweisen, was darauf schliessen lässt, dass lokale Erze (Knappagruaba, Kristbergsattel) zur Verhüttung verwendet worden sein könnten (Bechter, 2009). Trotz intensiver Grabungstätigkeit (Krause, 2001, 2005) konnte der prähistorische Bergbau in diesem Gebiet aber noch nicht definitiv nachgewiesen werden.

Für die genetische Interpretation der Lagerstätten Bartholomäberg und Silbertal sind neben den Flüssigkeitseinschlüssen in Erz- und Gangartmineralen vor allem oleanderblattförmige α-β-Umwandlungslamellen von hochtemperiertem kubischem zu tieftemperiertem tetragonalem Chalkopyrit von besonderer Bedeutung. Für diese Umwandlungslamellen ermittelte Cheriton (1952) an natürlichen Chalkoypyriten mittels der differentiellen thermischen Analyse eine Inversionstemperatur von 540°C. Nach Yund und Kullerud (1966) weisen diese Inversionslamellen auf eine Mindesttemperatur von 547 ± 5°C hin. Ramdohr (1975) hingegen führt für die Bildung von tetragonalem Chalkoyprit im natürlichen System eine Temperatur von <400°C an. Da nach Thöni (1981) und Maggetti und Flisch (1993) die Silvrettadecke alpidische Metamorphosetemperaturen von <300°C aufweist, kann es sich bei den α-β Umwandlungslamellen im Chalkopyrit somit nur um präalpidische, möglicherweise permische Relikte handeln, die während der hochtemperierten Ablagerung der Vulkanoklastika entstanden sein könnten.

Die gangartige Ausbildung der Quarze in den untersuchten Proben lassen jedoch auf Temperaturen von <<300°C schliessen. Unter der Annahme eines homogen eingefangenen Fluides geben die Homogenisierungstemperaturen der Flüssigkeitseinschlusse von >100°C die Mindestbildungs-Temperaturen der

download unter www.biologiezentrum.at

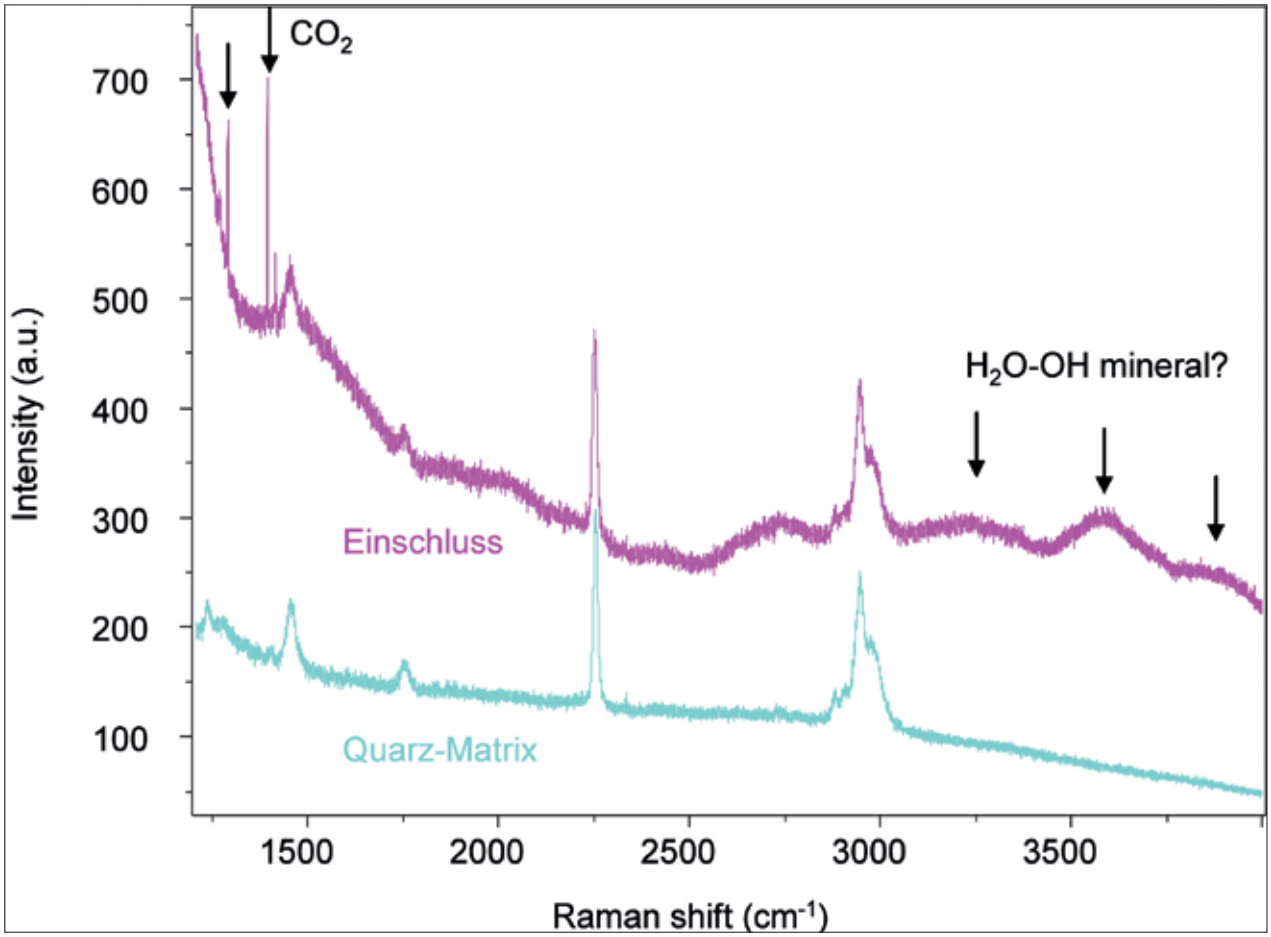

Abb. 16: Ramanspektrum des Einschlusstyps II (rosa). Charakteristisch sind die Schwingungsbanden von CO_2. Das Ramanspektrum des Wirtsminerals (Quarz) ist in türkis gehalten. die restlichen Banden stammen wahrscheinlich von einer wasserhältigen Einschlussphase bzw. Klebstoffresten aus der Probenpräparation.

Lagerstätte an. Somit ist ein Temperaturbereich von 100°C bis ca. 250°C (wahrscheinlicher sind allerdings auf Grund der Quarzgänge eher Temperaturen von 100 – 200°C) anzunehmen. Mittels der Isochoren kann der dabei vorherrschende Druck bzw. die Bildungstiefe auf annähernd 0 bar (Oberflächenbedingungen) bis maximal 4 kbar (ca. 12 km Tiefe) eingegrenzt werden. Vermutlich erfolgte die Vererzung am Bartholomäberg und im Silbertal also prä-alpidisch - permisch und wurde während einer tieftemperierten, (spät?) alpidischen Metamorphose bei Temperaturen von 100 – 250°C und Drucken im Bereich von 0 – 4 kbar teilweise überprägt und remobilisiert.

Da zwei chemische Systeme von Flüssigkeitseinschlüssen, H_2O-NaCl$\pm CH_4$ und CO_2 vorhanden sind, könnten letztere in Zusammenhang mit der älteren, hochtemperierten prä-alpidischen Mineralisation stehen. Dies müsste allerdings erst durch weitere Untersuchungen belegt werden.

Danksagung

Dem FWF wird für die finanzielle Unterstützung im Zuge des Sonderforschungsbereiches HiMAT (F3110-G02 Projekt PP10 für P.T.), Matthias Krismer und Karl Krainer wird für die kritische Durchsicht des Manuskriptes gedankt.

download unter www.biologiezentrum.at

Literaturverzeichnis

Amann, A. (1985): Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins. – Unveröffentlichte Dissertation Universität Innsbruck, 117 S.

Angerer, J. (1978): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Unveröffentlichte Dissertation Universität Innsbruck, 153 S.

Angerer, H., Haditsch, J., Leichtfried, W. und Mostler, H. (1976): Dissemeninierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). – Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, 6/7-8: 1-57.

Bakker, R. J. (2003): Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of lfuid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. – Chemical Geology, 194: 3-23.

Baumgartner, M. und Bakker, R. J. (2008): Raman spectroscopy of pure H2O and NaCl-H2O containing synthetic fluid inclusions in quartz-a study of polarization effects. – Mineralogy and Petrology, 95: 1-15.

Bechter, D. (2009): Petrologische, geochemische und montanarchäologische Untersuchungen der historischen Kupferlagerstätte Bartholomäberg und Silbertal (Montafon, Vorarlberg, Österreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 162 S.

Bertle, H. (1979): Führer zum Geologischen Lehrwanderweg. – Veröffentlichungen des Heimatschutzvereins im Tale Montafon, Schruns, 36 S.

Cheriton, C. G. (1952): Chalcopyrite, oder-disorder. – Unpubl. Ph.D.-Thesis, Harvard University, Cambridge, Massachusetts.

Dunoyer DE Segonzac, G. und Bernoulli, D. (1976): Diagenèse et métamorphisme des argiles dans le Rhétien Sud-Alpin et Austro-Alpin Lombardi et Grison. – Bulletin Societie Géologie France 18: 1283–1293.

Frank, W. (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: Flügel, H.W. und Faupl, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke, Vienna: 379–406.

Froitzheim, N. und Eberli, G. P. (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. – Geological Society of America Bulletin, 102: 1297-1308.

Froitzheim, N., Schmid, S. M. und Conti, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – Eclogae Geologae Helveticae, 87: 559–612.

Giger, M. (1985): Petrographisch-Geologische Untersuchungen der Davoser Dorfberg-Decke und ihrer benachbarten tektonischen Einheiten im Gebiet Weissfluhjoch-Schaflaeger-Dorfberg. – Unveröffentlichte Lizensiatsarbeit, Bern, 403 S.

Grauert, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte der Silvrettadecke aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Bern: 166 S.

Haditsch, J.G. und Krainer, K. (1992): Jungalpidische Erzmineralisationen in der Phyllitgneiszone des Arlberggebietes (Tirol/Vorarlberg). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 84: 239–264.

Haditsch, J.G. und Mostler, H. (1986): Jungalpidische Kupfervererzungen im Montafon (Vorarlberg). – Geologisch Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck, 13: 277–296.

Haditsch, J., Leichtfried, W. und Mostler, H. (1978): Intraskythische, exogene (mechanisch)- sedimentäre Cu- Vererzungen im Montafon (Vorarlberg). – Geologisch Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck, 8: 183-207.

Haditsch, J., Leichtfried, W. und Mostler, H. (1979): Über ein stratiformes Schwerspatvorkommen in unterpermischen Schichten des Montafons (Vorarlberg). – Geologisch Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck, 7/6: 1-14.

Hammer, W. (1918): Die Phyllitgneiszone von Landeck (Tirol). – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 205-258.

Heissel, W., Oberhauser, R., Reithofer, O. und Schmiedegg, O. (1965): Geologische Karte des Rätikon 1: 25.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Johnson, N. E., Craig, J. R. und Rimstidt, J. D. (1986): Compositional trends in tetrahedrite. – Canadian Mineralogist, 24: 385-397.

Johnson, N. E., Craig, J. R. und Rimstidt, J. D. (1987): Substitutional effects on the cell dimension of tetrahedrite. – Canadian Mineralogist, 25: 237-244.

Johnson, N. E., Craig, J. R. und Rimstidt, J. D. (1988): Crystal chemistry of tetrahedrite. – American Mineralogist, 73: 389-397.

Kawakami, Y., Yamamoto, J. und Kagi, H. (2003): Micro-Raman densimeter for CO_2 inclusions in mantle-derived minerals. – Applied Spectroscopy, 57: 1333-1339.

Krainer, K. (1982): Zur Sedimentologie und Vererzung der "Hangendquarzite" im Stanzertal/Arlberggebiet (Tirol). – Geologisch Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck, 12: 81–94.

download unter www.biologiezentrum.at

Krause, R. (2001): Siedlungsgeschichte und Bergbauforschung: Ein interdisziplinäres Projekt zur Erforschung der inneralpinen Tallandschaft im Montafon/Vorarlberg (Österreich). – Jahrbuch des Vorarlberger Landesmuseumsvereins 2001, Bregenz: 43-61.

Krause, R. (2005): Settlement archaeology and prehistoric mining: a new interdisciplinary research project in the Alpine valley Montafon in Vorarlberg (Austria). – Prehistoria Alpina, 39: 211-218.

Krause, R., (2006): Zur bronzezeitlichen Siedlungskammer im Montafon. Neue Ausgrabungen in Bartholomäberg, Bezirk Bludenz. – Jahrbuch des Vorarlberger Landesmuseumsvereins, 2005: 47-60.

Krause, R. (2007): The prehistoric settlement of the inneralpine valley of Montafon in Vorarlberg (Austria). – Prehistoria Alpina, 42: 119-136.

Krause, R., Oeggl, E. und Pernicka, E. (2004): Eine befestigte Burgsiedlung der Bronzezeit im Montafon, Vorarlberg. Interdisziplinäre Siedlungsforschungen und Montanarchäologie in Bartholomäberg und in Silbertal. – Archäologie in Österreich, 15/1: 4–21.

Krivovichev, S. V., Chernyshov, D. Y., Döbelin, N., Armbruster, T., Kahlenberg, V., Kaindl, R., Ferraris, G., Tessadri, R., Kaltenhauser, G. (2006): Crystal chemistry and polytypism of tyrolite. – American Mineralogist, 91: 1378-1384.

Leichtfried, W. (1978): Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg). – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck.

Leupold, W. (1934): Arosa - Alteinfurka - Glaris (Davos) - Filisur. – Geologischer Führer der Schweiz, Exkursion 87: 997-1013.

Mayerl, S. (2005): Geologie des östlichen Rätikon (Vorarlberg): Stratigraphie, Tektonik und Kinematik. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck: 157 S.

Maggetti, M und Flisch, M. (1993): Evolution of the Silvretta Nappe. – In: Raumer, J. F. von und Neubauer, F. (Hrsg.): Pre- Mesozoic geology in the Alps. Springer, Berlin: 464-484.

Marocchi, M., Morelli, C., Mair, V., Klötzli, U. und Bargossi, G. M. (2008): Evolution of Large Silicic Magma System: New U-Pb Zircon Data on the NW Permian Athesian Volcanic Group (Southern Alps, Italy). – Journal of Geology, 116: 480-498.

Morelli , C., Bargossi, G. M., Mair, V., Marocchi, M., Moretti, A. (2007): The lower Permian Volcanics along the Etsch Valley from Meran to Auer (Bozen). – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 153: 195-218.

Mostler, H. (1972): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1972: 171-174.

Murphy, A. J. und Preston, G. D. (1931): The constitution of the alloys of silver and mercury–the X-ray examination of the system silver-mercury. – Journal of Instruments and Metals, 46: 507-527.

Nowotny, A., Pestal, G, und Rockenschaub, M. (1993): Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin. – In: Geologie des Oberinntaler Raumes – Schwerpunkt Blatt 144 Landeck. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 1993: 55-91.

Oberhauser, R. und Rataj, W. (1988): Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg 1: 200.000 mit Erläuterungen. – Geologische Bundesanstalt, Wien: 42 S..

Oeggl, K. (2003): Vegetations- und Siedlungsgeschichte im Montafon. – Rheticus, 3: 49-59.

Oeggl, K., Mathis, F., Moser, J., Schneider, I., Leitner, W., Tomedi, G., Stöllner, T., Krause, R., Pernicka, E., Tropper, P., Schibler, J., Nicolussi, K., Hanke, K. (2008): The history of mining activities in the Tyrol and adjacent areas: impact on environment and human societies (HiMAT). – Antiquity, 82, 317.

Ramdohr, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – 4. Auflage, Akademie Verlag Berlin.

Reithofer, O. (1954-1963): Aufnahmsberichte für die Jahre 1953-1962 auf den Blättern Feldkirch (141) und Schruns (142). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1954-1963.

Reithofer, O. (1955): Neue Vorkommen von Grauwacke im Klostertal und im Montafon. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1955: 180-187.

Scheibenstock, E. (1996): Bergknappen, Stollen, Erze. Zur Geschichte des Bergbaues im Montafon. –Bludenzer Geschichtsblätter 31.

Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E. und Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine Orogen. – Eclogae Geologae Helvetiae, 97: 93-117.

Schmidt, A. R. (1879): Bergbaue, Erz- und Kohlenfunde und besonders nutzbare Gesteinsarten in Vorarlberg. – Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen XXVI: 349-351, 361-362, 376-378.

Schuster, R. und Frank W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – Mitteilungen der Gesellschaft für Geologie und Bergbaustudenten in Österreich, 42: 37-58.

download unter www.biologiezentrum.at

Schuster, R., Scharbert, S., Abart, R. und Frank W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine–Southalpine realm. – Mitteilungen der Gesellschaft für Geologie und Bergbaustudenten in Österreich, 45: 111-141.

Schweinehage, R. (2000): Metamorphite der Silvrettadecke/Ostalpen: Thermobarometrische und geochemische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung. – Uveröffentlichte Dissertation, Universität Stuttgart: 330 S.

Spiess, R. (1985): Kristallingeologisch-geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i.w.S. im Montafon (Vorarlberg). – Unveröffentlichte Dissertation Universität Wien, 78 S.

Stingl, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Salzburg, Österreich). – Geologische Rundschau, 76/2: 647-664.

Thöni, M. (1981): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determination on Micas. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 124/1: 111-174.

Thöni, M. (1982): Einfluss der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der Ostalpinen Einheiten: Interpretation geochronologischer Daten. – Mitteilungen der Gesellschaft für Geologie und Bergbaustudenten in Österreich, 28: 17- 34.

Tollmann, A. (1977): Geologie von Österreich, Band 1 Die Zentralalpen. – Deuticke, Wien, 766 S.

Tollmann, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. – Deuticke, Wien, 710 S.

Van Ameron, H. W. J., Angerer, H. und Mostler, H. (1982): Über die Autuno- Stephanische Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 124: 283-323.

Wilkinson, J. J. (2001): Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. – Lithos, 55: 229-273.

Yund, R. A. und Kullerud, G. (1966): Thermal Stability of Assemblages in the Cu-Fe-S System. – Journal of Petrology, 7, 454-488.

Zemmer-Planck, L. (1978): Ein bronzezeitliches Gehöft auf dem Gschleirsbühel bei Matrei am Brenner. – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, 58: 157-209.

Manuskript eingereicht: 1.6.2011
Manuskript angenommen: 9.8.2011

download unter www.biologiezentrum.at