

**DIE SCHEELIT-MAGNESIT-LAGERSTÄTTE TUX - NEUE ERGEBNISSE
VON FLÜSSIGKEITSEINSCHLUSS- UND SR-ISOTOPENUNTERSUCHUNGEN**

von

Johann G. Raith⁺ und Walter Grum⁺⁺

(eingelangt am 5. 5. 1992, angenommen am 10. 6. 1992)

Zusammenfassung

Im Bereich der unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllitzone kommen in deren obersilurisch/unterdevonischen Anteilen schichtgebundene Scheelitvererzungen vor. Das bedeutendste dieser Vorkommen ist die Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. Es konnten mehrere Typen von rein wässrigen, untersättigten zweiphasigen L+V Einschlüssen des Systems $H_2O - NaCl \pm CaCl_2 \pm MgCl_2$ unterschieden werden. Typ 1A ist durch relativ hohe Salinität (bis 24 Gew.% NaCl) und T_h bis 240 °C charakterisiert und tritt nur in grobspätigem Scheelit auf. Ihre $CaCl_2/NaCl$ Verhältnisse liegen bei $0,37 \pm 0,04$, ihre Gesamtdichten bei $0,99 \pm 0,02 \text{ g/cm}^3$. Typ 1B Einschlüsse sind mäßig salinar (Scheelit: 10-12; Quarz: $8,3 \pm 1,3$ Gew.% NaCl Äquiv.) und zeigen durchschnittlich niedrigere T_h (150-170 °C). Die gute Korrelation von T_h und Salinität in Scheeliten wird durch einen Verdünnungstrend erklärt. Einschlüsse des Typ 2 kommen in Quarz und Dolomit vor. Ihre mittlere T_h liegt bei 156 ± 16 °C; sie sind allerdings durch sehr geringe Salinität (Durchschnitt 3,5 Gew.% NaCl Äquiv.) charakterisiert. Die 1A und 1B Einschlüsse sind möglicherweise mit dem Höhepunkt, die Typ 2 Einschlüsse mit der retrograden Abkühlung der alpidischen Metamorphose korrelierbar.

Sr-Isotopenuntersuchungen wurden an verschiedenen Scheelittypen, karbonatischen Nebengesteinen und Magnesit durchgeführt. Die $^{87}Sr/^{86}Sr$ Verhältnisse sind deutlich an radiogenem Sr angereichert ($>0,722$) und lassen keine Rückschlüsse auf die Genese der Erzanreicherung zu. Diese Fluids sind metamorpher Herkunft und von sauren Krustengesteinen bzw. sehr alten Gesteinen ableitbar. Möglicherweise stellen die umgebenden Quarzphyllite die Herkunftsquelle dar. Es gibt Hinweise, daß diese mobilisierenden Fluids eine ältere Scheelitvererzung überprägten. Die Magnesite sind in ihren Sr-Isotopenverhältnissen deutlich unterschiedlich (ca. 0,718). Metamorphen

-
- + Dr. Johann G. Raith
Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben
Franz Josef Straße 18, A-8700 Leoben
- ++ Mag. Walter Grum
Labor für Geochronologie, Arsenal, Objekt 214
Franz-Grill-Straße 9, A-1030 Wien

Fluids kommt für die Mobilisation und Reicherzbildung der Scheelite offensichtlich entscheidende Bedeutung zu.

Einleitung

Verschiedene Typen von Scheelitvererzungen, die alle als schichtgebunden interpretiert werden, sind innerhalb der Ostalpen zu unterscheiden. Neben der wirtschaftlich sehr bedeutenden Lagerstätte Felbertal (HÖLL, 1975; THALHAMMER et al., 1989), die im Penninikum liegt, gibt es zahlreiche kleinere Scheelitvererzungen, die vor allem im ostalpinen Kristallin und in den altpaläozoischen Anteilen des Unterostalpins lokalisiert sind (HÖLL, 1977; NEINAVAIÉ et al., 1989; RAITH, 1991).

In den unterostalpinen Serien des Ostalpins treten Scheelitvererzungen vor allem in karbonatisch-klastischen Anteilen der Innsbrucker und Radstädter Quarzphyllite auf (HÖLL, 1977; RAITH, 1990). Die Tuxer Lagerstätte nimmt durch die ungewöhnliche Assoziation von Wolfram mit Magnesit eine besondere Stellung ein. Außerdem ist sie das einzige Vorkommen mit einer gewissen wirtschaftlichen Bedeutung im Unterostalpin. In der vorliegenden Arbeit werden erste Ergebnisse von Flüssigkeitseinschluß- und Sr-Isotopenuntersuchungen aus dieser Lagerstätte vorgestellt.

Geologischer Rahmen

Die Tuxer Lagerstätte liegt in den altpaläozoischen Anteilen der Innsbrucker Quarzphyllitzone (IQZ) im unmittelbaren Grenzbereich zu den penninischen Bündner Schieferen der Oberen Schieferhülle (LAGALLY & MILLER, 1974). Es ist eines von mehreren Vorkommen in diesem Bereich, die sich streichend über ca. 60 km von der Klamm Alm im Westen, bis hin nach Mühlbach/Neunkirchen im Osten, verfolgen lassen (Abb. 1). Diese Vorkommen treten immer in einem bestimmten stratigraphischen Niveau der IQZ, nämlich in deren stratigraphisch jüngsten Anteilen (Schwarzschiefer-Karbonat-Serie) auf. Diese ist durch Conodonten als oberstes Silur/unterstes Devon eingestuft (HÖLL & MAUCHER, 1967; HADITSCH & MOSTLER, 1983) und metallogenetisch durch das Vorkommen von Wolframmineralisationen gekennzeichnet. In den älteren Anteilen der IQZ (Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie; Karbonat-Serizitphyllit-Serie) fehlen W-Vererzungen. Die letztgenannten Serien sind durch Sb- und As-dominierte Vererzungen charakterisiert (MOSTLER et al., 1982). Auch in fazieller Hinsicht können die jüngsten Anteile der IQZ von der großen Masse der Innsbrucker Quarzphyllite abgetrennt werden. Sie wurden daher auch als eigene "Randphyllitserie" ausgeschieden (VELS, 1978). Diese Serie ist vor allem durch Einschaltungen von Schwarzschiefern und Karbonatgesteinen (Fe-Dolomite, Kalkmarmore, Magnesitgesteine) gekennzeichnet. Die regionale Verbreitung und die enge Verknüpfung mit spezifischen Gesteinen bzw. einer eigenen Faziesentwicklung des unterostalpinen Altpaläozoikums waren für die bisherige genetische Interpretation als schichtgebundene Wolframlagerstätte wesentliche Argumente.

Auch die Hauptmasse der klastischen Gesteine ist von dem typischen Quarzphyllit im Bereich der Tuxer Lagerstätte abtrennbar. Die typischen nichtkarbonatischen Neben-

gesteine sind dunkle, feinblättrige Phyllite ohne Quarzsegregate etc. (Tuxer Phyllite), während die metamorphen psammo-pelitischen Gesteine, die durch typische Quarzkauern auffallen, zurücktreten.

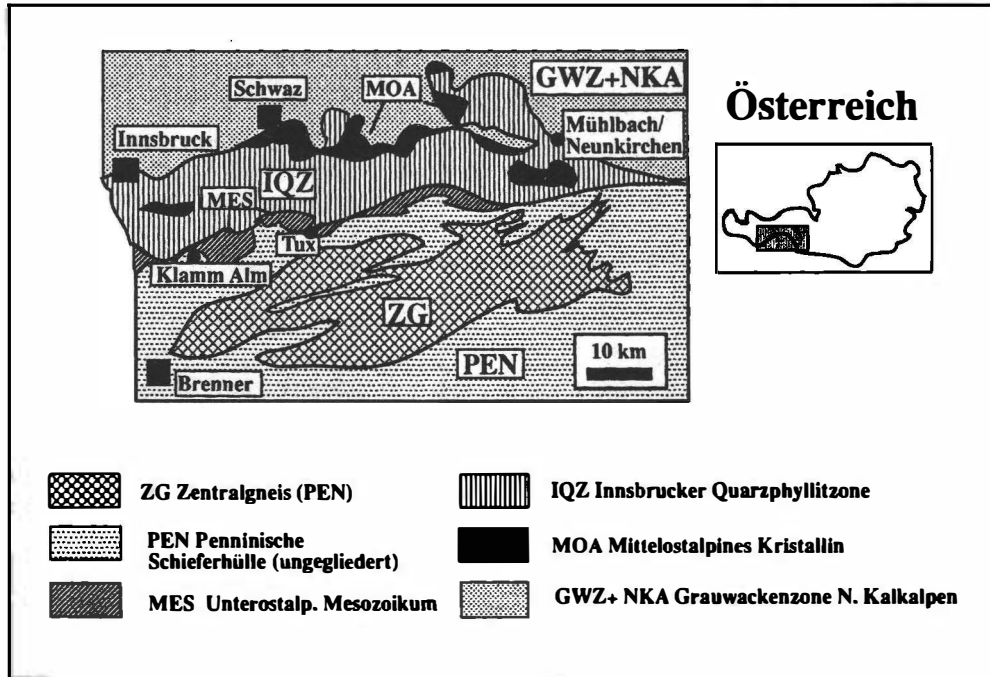


Abb. 1: Schematische geologische Skizze und Lokalisation schichtgebundener Schieferungsverzerrungen in der Innsbrucker Quarzphyllitzone.

Hinsichtlich der Metamorphose und Deformation sind mehrere Phasen zu unterscheiden. Obwohl eine variszische Metamorphose bisher nicht eindeutig nachgewiesen werden konnte, gibt es doch Argumente, die für eine präalpidische metamorphe Überprägung sprechen. So sind z.T. noch Relikte einer präalpidischen Deformation in diesen Gesteinen nachweisbar. VELS (1978) beschreibt im Quarzphyllit reliktsch erhalten, bereits durch die erste alpidische Deformation wiederverfaltete Quarzgängchen, die in ähnlicher Ausbildung in den mesozoischen Bündner Schieferungen fehlen. Generell unterscheidet er drei alpidische Deformationsakte (D1-D3). Eine erste penetrative Schieferung (S1) resultiert in einem metamorphen Lagenbau, ESE-WNW gerichteten B1-Achsen und einem (südvergenten?) Faltenbau im 10-100 m Bereich. In den klastischen Gesteinen kommt es zur Bildung von S1- parallelen Quarz-Karbonat-Gängchen, die während S2 und S3 passiv verfaltet bzw. wiederverfaltet werden. Die zweite alpidische Deformation ist ein zeitlich eng mit D1 zu verbindendes Deformationsereignis. Die zweite Schieferung (S2; Crenulation Cleavage) ist in den Phylliten der Randphyllit-Serie deutlich erkennbar und schräg zu S1 angelegt. Es kommt zu einer Glimmerumregelung und einer Anreicherung von Quarz und Karbonat in den Faltscheiteln. Die B2-Faltung ist nur im dm- max. m-Bereich, in Karbonatbänken bis

max. 10 m-Bereich ausgebildet. Die dritte nur schwach entwickelte alpidische Deformation, ebenfalls das Ergebnis einer N-S Einengung, erzeugt eine z.T. schwache Schieferung (S3, E-W gerichtete B3-Faltenachsen).

Hinsichtlich der Metamorphose sind die altpaläozoischen Gesteine der IQZ nur sehr schlecht charakterisiert. Das Auftreten von Aktinolith, Chlorit, Epidot, Biotit, Albit, Calcit, Quarz und Titanit in Metabasiten und von Quarz, Albit, Muskowit, Chlorit und Calcit in metapelitischen Gesteinen spricht für grünschieferfazielle Metamorphosebedingungen. Teilweise kommt bereits Biotit vor, sodaß zumindest bereichsweise die Bedingungen der Bio+Mus Isograde überschritten wurden (HOSCHEK et al., 1980). Biotit, Granat und Staurolith, wie sie aus dem SW Teil der IQZ beschrieben werden, fehlen allerdings im Untersuchungsgebiet. Inwieweit auch Anteile des ostalpinen Altkristallins (Ötztalkristallin) als retrograd metamorphe Gesteine heute in die IQZ miteinbezogen sind, bzw. inwieweit Gesteine dieses Gebietes eine präalpidische Metamorphose durchschritten haben, bleibt derzeit ungeklärt. Aus dem benachbarten unterostalpinen Mesozoikum der Tarntaler Berge ist die Entwicklung der Metamorphose besser bekannt. Dort wird eine mehrphasige alpidische Metamorphoseabfolge beschrieben (DINGELDEY, 1991). Die mesozoischen Gesteine des Reckner-Komplexes waren demnach neben einer hochtemperierten "ozeanischen" Metamorphose (> 600 °C, < 2kbar), einer alpidischen Hochdruck-Metamorphose (Blauschieferfazies; 400 °C, 10-12 kbar) und einer jungalpidische Regionalmetamorphose (440 °C, 3-4 kbar) ausgesetzt.

Vererzung

Über die Magnesit-Scheelit-Lagerstätte, die sich von 1927 bis 1976 in Abbau befand, liegen zahlreiche ältere Veröffentlichungen vor. Betreffend die Magnesitlagerstätte sei nur auf die Arbeiten von ANGEL & WEIß (1953) bzw. auf eine kurze Zusammenfassung von PIRKL (1986) verwiesen. Die Scheelitvererzungen dieser Lagerstätte wurden eingehender von WENGER (1964) und HÖLL & MAUCHER (1967) bearbeitet. Die letzten unveröffentlichten Untersuchungen, die von VOEST-Alpine AG durchgeführt wurden (BAUER, 1983), konzentrierten sich vor allem auf die Exploration und bergwirtschaftliche Bewertung der Scheelitmineralisationen. Eine Fortsetzung der scheelitführenden Serien nach Osten wurde in jüngster Zeit durch Kartierungen von ROBERTS (1990) belegt.

Im Gebiet um die Lagerstätte wurden Scheelitvererzungen in unterschiedlichen Lithologien und Paragenesen angetroffen. Scheelit wurde aus Phylliten und Schwarzschiefern, vor allem aber aus karbonatischen Gesteinen beschrieben. Innerhalb der Gruppe der karbonatischen Vererzungen kommen die massivsten Wolframerze in Eisendolomiten und untergeordnet in Magnesitgesteinen vor (WENGER, 1964). Für unsere Untersuchungen von Interesse sind außerdem fein gebänderte Scheeliterze in Eisendolomiten, ein Vererzungstyp, wie er auch obertägig im Hosergaben aufgeschlossen ist.

WENGER (1964) unterscheidet auf Grund unterschiedlicher Paragenesen und Morphologie drei Generationen von Scheelit. Eine erste Generation metallisch grau glänzender Scheelite ist mit Quarz, Dolomit, Magnesit, Apatit, Chlorit, Serizit, Pyrit und Tungstenit vergesellschaftet. Auf Grund der Texturen schließt er, daß diese Scheelite bereits vor dem Magnesit gebildet worden sein müssen. Eine zweite Generation

braun-honiggelb gefärbter Scheelite tritt in konkordanten und diskordanten Gängen auf. Diese Scheelite sind mit Quarz, Fe-Dolomit, Albit, Prochlorit, Apatit, Antimonit, Wolframit, Molybdänglanz und Kupferkies vergesellschaftet. Scheelit der dritten Generation ist bergwirtschaftlich uninteressant und kommt selten als Kluftmineral, z.T. aufgewachsen auf Scheelit 2, vor.

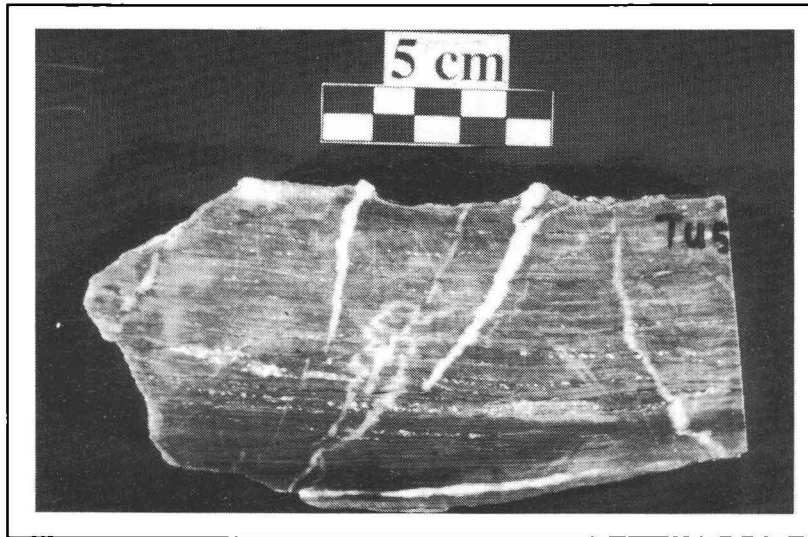


Abb. 2: Gebändertes Scheelit-Dolomiterz (TU 5), Hosergraben, Tux (Probe H. Neinavaie). Die feinen sf-parallelen Mineralzeilen bestehen aus Scheelit, diskordant durchsetzende Dolomitmobilisate sind scheelittfrei.

Petrographie der vererzten Karbonatgesteine

Generell wurde versucht möglichst repräsentatives Probenmaterial von den unterschiedlichen Vererzungstypen für die Untersuchung der Flüssigkeitseinschlüsse, sowie für die Sr-Isotopenuntersuchungen auszuwählen.

Ein Probentyp sind gebänderte Scheeliterze in dunklen Eisendolomiten aus dem Hosergraben (z. B. TU 5; Abb. 2). Diese Proben sind durch eine feine lagenweise Anreicherung von Scheelit gekennzeichnet. Karbonat- und scheelitreiche Lagen wechsellagern im mm bis cm-Bereich. Die Scheelite sind, wie mikroskopisch erkennbar ist, unregelmäßig begrenzt, z.T. gelängt und eingeregelt, oft stark kataklastisch beansprucht, zerbrochen und undulös. Makroskopisch sind die scheelitführenden Eisendolomite durch geringe Gehalte an organischem Material, das ebenfalls lagenweise angereichert sein kann, schwarzgrau gefärbt. Die Eisendolomitkörner der karbonatischen Lagen sind im Vergleich zum Scheelit deutlich feinkörniger. Grobkörnigere Dolomit-Rekristallisate liegen entweder sf-parallel oder leicht diskordant zur deutlich erkennbaren Schieferung.

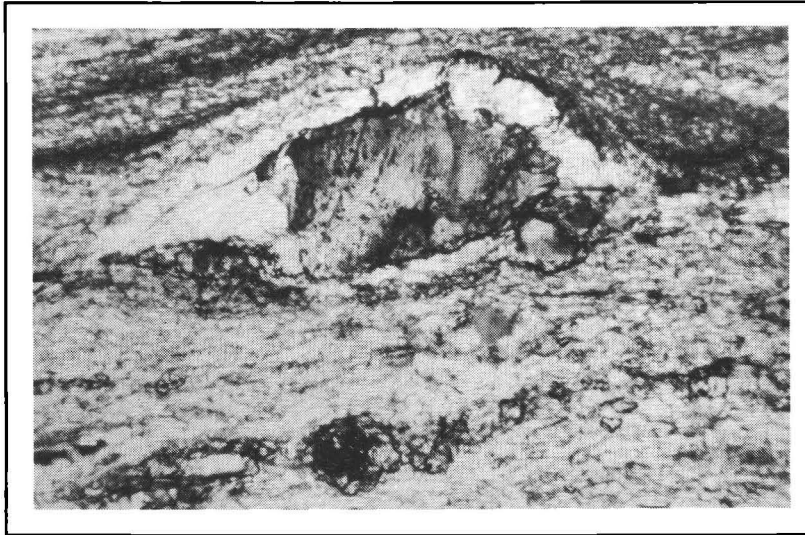


Abb. 3: Scheelitblasten und ausgewalzte kleinere Scheelitkörner in einer Matrix von Eisendolomit. Der Lagenbau, der durch graphitisches Pigment nachgezeichnet wird, ist eindeutig nicht-sedimentären Ursprungs. Heller, pigmentfreier Fe-Dolomit rekristallisiert in den Druckschattenbereichen um größere Scheelitblasten; Probe TU 5; (gekreuzte Nicols, Bildbreite 4,5 mm).

Die Mineraleinregelung und die Rekristallisation von Dolomit im Druckschattenbereich um größere Scheelitblasten zeigen, daß dieser Lagenbau nicht mehr als sedimentär interpretiert werden kann. Vielmehr handelt es sich um ein Schergefüge (Abb. 3). Im Zuge dieser scherenden Deformation kam es in diesem Gestein auch zu Drucklösungserscheinungen und dadurch zu einer zusätzlichen lagenweisen Anreicherung von graphitischer Substanz, Glimmermineralen und z.T. Scheelit. Apatit ist ein häufiger Begleiter von Scheelit. Diese Scheelite sind generell sehr reich an Einschlüssen (graphitische Substanz; Fluid Inclusions).

Ein weiterer Probentyp sind grobspätige sf-parallele Calcit-(Quarz-Scheelit)-Mobilisate in fein- bis mittelkörnigen Kalk-Dolomitmarmoren (TU 6). Diese Proben vom Hosergaben bestehen aus sehr grobspätigem Calcit \pm Quarz \pm Scheelit \pm Apatit. Neben \pm konkordanten Dolomitmobilisaten sind diskordante Dolomit-Quarz-Mobilisate, aber auch -Gänge weit verbreitet. Auch bei den Gängen lassen sich zwei Typen, verfaltete und eindeutig jüngere unverfaltete, unterscheiden. Beide Typen sind normalerweise scheelittfrei.

Neben scheelittführenden Proben wurden auch Magnesite und mit ihnen koexistierende Dolomite untersucht. Bei den Magnesiten handelt es sich um typische Spatmagnesite mit Kristallen von mehreren cm Größe, die den feinkörnigen Dolomit verdrängen. Die untersuchten Proben stammen aus dem Bereich des ehemaligen Martha II Lagers.

Methodik

Mikrothermometrische Untersuchungen wurden mit Hilfe eines Heiz-Kühltisches der Fa. Fluid Inc. durchgeführt. Die Kalibration erfolgte mittels synthetischer FI-Standards. Die Meßgenauigkeit wird vom Hersteller im Bereich von -56,6 bis +660 °C mit $\pm 0,1$ °C angegeben. Einzelne Einschlüsse wurden mittels Infrarot-Spektroskopie außerdem auf das Vorhandensein anderer molekularer Verbindungen, vor allem auf C-H Verbindungen, hin untersucht. Für die mikrothermometrischen Messungen wurde beidseitig polierte Dickschliffe (ca. 300 - 500 μm) verwendet.

Für die Untersuchung der Sr-Isotopen wurden die Minerale (Scheelit, Dolomit, Calcit) der Proben mittels Schwereretrennung und händisch unter dem Binokular separiert und analysenfein gemahlen. Die Proben wurden dann naßchemisch aufgeschlossen und Sr und Rb über Ionenaustauscher abgetrennt (Details siehe GRUM et al., 1992). Die Rb- und Sr-Gehalte wurden mit Hilfe der Isotopenverdünnungsanalyse ermittelt. Die Bestimmung der Isotopenverhältnisse erfolgte mit einem Festkörper-Massenspektrometer VG ALDERMASTON MM30 bei einer Beschleunigungsspannung von 6,8 kV. Die gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse sind auf ein $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ Verhältnis von 0,11940 normalisiert. Die angegebenen Meßergebnisse beruhen auf 200-400 Einzelmessungen der jeweiligen Massen. Die angeführten Fehler entsprechen einer Standardabweichung von 2σ . Die am Gerät gemessenen Werte für den Standard NBS 987 liegen 0,00011 unter dem international angegebenen Wert. Die gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse wurden entsprechend korrigiert.

Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen

Flüssigkeitseinschlüsse wurden in den Mineralen Scheelit, Quarz und Dolomit gemessen. Generell sind alle Einschlüsse als rein wässrige meist zweiphasige (L+V) Einschlüsse charakterisierbar. Auf Grund der mikrothermometrisch bestimmten Parameter Homogenisations-Temperatur (T_h), finales (T_m) bzw. eutektisches Eisschmelzen (T_e), sowie der daraus berechneten Salinität, Dichte und Zusammensetzung werden mehrere Typen von Flüssigkeitseinschlüssen unterschieden (Tab. 1).

Typ 1A:

Dieser Einschlußtyp wurde in cm-großen Porphyroblasten aus massiven Scheeliterzen (z.B. TU 36) und aus sf-parallelen Mobilisaten (TU 34) gefunden. Es handelt sich um untersättigte, deutlich salinare, zweiphasige (L+V) Einschlüsse des H_2O -NaCl- CaCl_2 -Systems. Sie werden durchschnittlich 5 - 15 μm groß und sind massenhaft in diesen Scheeliten zu finden. Zumeist sind sie in Trails oder Clustern konzentriert und sekundären bzw. pseudosekundären Ursprungs. Sie sind durch relativ hohe Salinitäten gekennzeichnet, die zwischen 13,1 bis 22,3 Gew.% NaCl Äquiv. schwanken (Abb. 4). Auch die Homogenisations-Temperaturen variieren zwischen 160-240 °C, wobei die Homogenisation in die liquide Phase (V->L) erfolgt. T_h zeigt besonders in Probe TU 34 eine ausgezeichnete Korrelation mit der Salinität (Abb. 4). Eine derartige Korrelation kann am einfachsten als Verdünnungstrend interpretiert werden (siehe Diskussion). Die hohe Salinität ist nicht nur auf NaCl zurückzuführen. Eutektische Schmelztemperaturen <52 °C deuten auf Gehalte an CaCl_2 hin. Da in zahlreichen Einschlüssen außerdem Hydrohalitschmelzen beobachtet werden konnte (-27,3 bis -21,6 °C),

kann daraus das $\text{CaCl}_2/\text{NaCl}$ Verhältnis ermittelt werden (BORISENKO, 1977). Es beträgt für diesen FI-Typ $0,37 \pm 0,04$. Die berechnete Gesamtdichte ist $0,99 \pm 0,02$. Infrarotspektroskopische Untersuchungen bestätigen, daß es sich bei diesen Fluids um rein wässrige Einschlüsse handelt. Es wurden nur sehr geringe Mengen an anderen C-H Verbindungen, wahrscheinlich CH_4 , in diesen Einschlüssen nachgewiesen.

Einschlußtypen	Typ 1A	Typ 1B	Typ 2
Beschreibung	pseudosekundär/sekundär (?) $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ 3-20 μm	pseudosekundär/sekundär (?) $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-(\text{CaCl}_2-\text{MgCl}_2)$ 5-25 μm	sekundär/primär in Scheelit $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-(\text{KCl})$ 10-60 μm
Wirtsmineral	Scheelit	Scheelit, Quarz	Quarz, Dolomit, Scheelitsäurme
T_h (°C)	150-240	Scheelit: 150-170 Quarz: 160-170	92-176
Salinität (NaCl Gew. % Äquiv.)	13-22	Scheelit: ~10-12 Quarz: 8.3 ± 1.3	1-7 (Mean 3.5)
Dichte (g/cm^3)	0.99 ± 0.02	Scheelit: 0.98-0.99 Quarz: 0.96	0.92-0.96
Salzzusammensetzung	$\text{CaCl}_2/\text{NaCl} = 0.37 \pm 0.04$	$T_i = -35^\circ\text{C}$ (MgCl ₂) in Quarz	$T_i = -22$ (KCl?)
Bemerkungen	Verdünnungstrend mit Typ 1B	Abkühlungstrend in Quarz	ev. Verdünnungstrend

Tabelle 1: Zusammenfassende Charakteristik der in der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux beobachteten Fluid Inclusion-Typen.

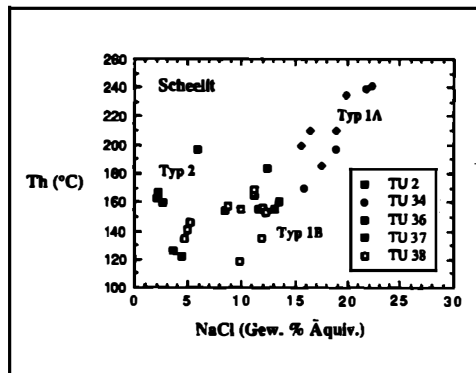


Abb. 4: T_h - Salinitäts-Diagramm von Fluid Inclusions aus Scheelit der Tuxer Lagerstätte.

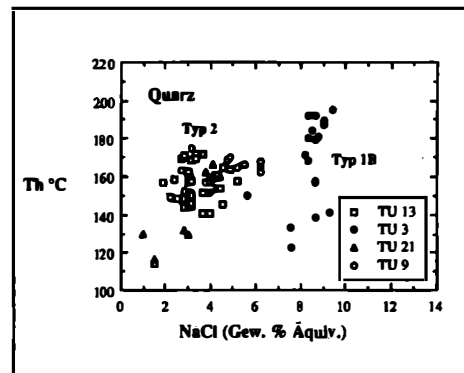


Abb. 5: T_h - Salinitäts-Diagramm von Fluid Inclusions aus Quarz der Tuxer Lagerstätte.

Typ 1B:

Einschlüsse dieses Typs sind ebenfalls rein wässrige, untersättigte, mäßig salinare, zweiphasige (L+V) Einschlüsse des Systems $H_2O-NaCl-CaCl_2-(MgCl_2)$. Sie sind als sekundäre Einschlüsse in Scheelitmobilisaten und in einer älteren Gangquarzgeneration zu finden. Im Gegensatz zum Typ 1A sind die Salinitäten geringer (Abb. 4, 5). In den Scheeliten liegen diese bei ca. 10-12, in den Quarzen bei $8,3 \pm 1,3$ Gew.% NaCl Äquiv. Die Homogenisationstemperaturen liegen sowohl im Scheelit als auch im Quarz zwischen 150-170 °C. Die Dichten betragen 0,98 - 0,99 in den Scheeliten, bzw. 0,96 im Quarz. Eutektische Schmelztemperaturen bei ca. -35 °C weisen auf $MgCl_2$ -Gehalte hin. In den Scheeliten ist dieser Typ nicht eindeutig vom Typ 1A abtrennbar. Diese Fluids des Typs 1B könnten im Gegenteil die mäßig salinaren, kühleren Fluids sein, die mit den Typ 1A Fluids gemischt wurden (Abb. 4). In den Quarzen ist ein deutlicher, einfacher Abkühlungstrend zu erkennen (Abb. 5). Dies zeigt sich in einer großen Variation der T_h (130 und 200 °C), bei relativ konstanter Salinität (ca. 8-10 Gew.% NaCl Äquiv.).

Typ 2:

Dies sind gering salinare, wässrige, zweiphasige (L+V) Einschlüsse des Systems $H_2O-NaCl-(KCl?)$. Sie treten in jüngeren Gangquarzen, in Kluftdolomiten, aber auch in den jüngsten Anwachssäuren der Scheelite (Scheelitgeneration 3; nach WENGER, 1964) auf und können bis 100 μm groß werden (Abb. 6). Ihre durchschnittliche Größe variiert zwischen 10 - 25 μm . Durch ihre geringe Salinität sind sie eindeutig von Fluids des Typs 1 unterscheidbar (Abb. 5). Die Gesamtsalinität schwankt zwischen 1 - 7 % Gew.% NaCl Äquiv. (Durchschnitt 3,5). Die Homogenisations-Temperaturen variieren zwischen 92 - 176 °C (Durchschnitt 156 ± 16). Die Dichte wurde mit 0,92 - 0,96 (Durchschnitt $0,94 \pm 0,01$) ermittelt. Neben NaCl könnten noch geringe Gehalte an KCl in den Fluids vorhanden sein. Eine Korrelation der beiden Parameter T_h und Salinität ist nicht feststellbar (Abb. 5). Es gibt aber Hinweise auf sehr gering salinare und niedrig temperierte Einschlüsse ($T_h < 110$ °C, Salinität < 2 Gew.%; Abb. 5). Inwieweit auch hier ein Verdünnungstrend mit kühleren und gering salinaren (meteorischen?) Fluids vorliegen könnte, muß mangels ausreichender Daten vorerst unbeantwortet bleiben.

Sr-Isotopenuntersuchungen

Ziel dieser Untersuchungen war es Rückschlüsse auf die Herkunft der metalltransportierenden bzw. erzbildenden Fluids zu gewinnen, da sich besonders Sr-Isotopenuntersuchungen in karbonatischen Gesteinen für die Klärung in der Frage, inwieweit eine syn- bzw. epigenetische Bildung der Erze erfolgte, eignen. Bisher wurden insgesamt 8 Messungen an drei Handstücken durchgeführt. Eine gebänderte Erzprobe (TU 5) wurde mit einem grobspätigen Scheeliterztyp (Calcit-Scheelit-Mobilisat; TU 6) und einer Spatmagnetitprobe (TU 11) verglichen. Aus der Probe TU 5 wurden der feinkörnige, dunkle Dolomit, Scheelit und Dolomit aus einem diskordanten Gängchen analysiert (Abb. 2). Aus Probe TU 6 liegen Ergebnisse von dem feinkörnigen Calcit-Dolomit-Nebengestein, dem grobspätigen Calcit und dem Scheelit aus dem Mobilisat vor. Von TU 11 wurden der Spatmagnetit und der koexistierende feinkörnige Dolomit, den er verdrängt, untersucht. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2 zusammengefaßt.

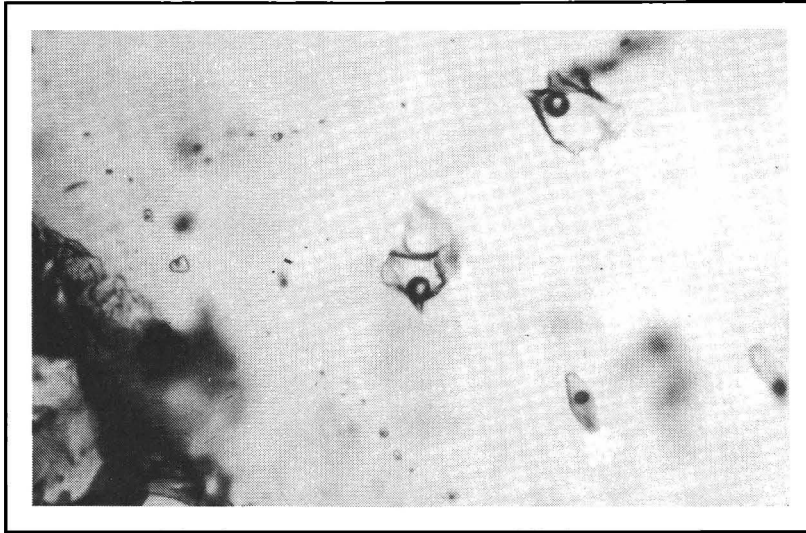


Abb. 6: Unregelmäßig geformte, wässrige, zweiphasige (L+V) Einschlüsse des Typs 2 aus einer Gangquarzprobe. Die Einschlüsse sind ca. 50 μm groß; daneben sind Trails mit winzigen FI's sekundären Ursprungs zu erkennen.

Generell sind die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse in allen analysierten Proben deutlich an radiogenem Sr angereichert. Die karbonatischen Nebengesteine (TU 5/1, TU 6/1) zeigen ähnliche Werte von $0,72779 \pm 0,00003$ bzw. $0,72807 \pm 0,00005$. Scheelit aus dem fein gebänderten Erz (TU 5/2) ergab $0,72220 \pm 0,00011$, Scheelit aus dem grobspätigem Mobilisat (TU 6/2) $0,72954 \pm 0,00013$. Das diskordante Dolomitmobilisat (TU 5/3) zeigt mit $0,73449 \pm 0,00004$ einen noch deutlich höheren Wert. Die relativ starke Streuung dieser Daten belegt, daß es zu keiner vollständigen Homogenisierung des Sr-Isotopensystems gekommen ist. Die Sr-Gehalte der vererzten Dolomite sind überdurchschnittlich hoch (ca. 0,1 %; Tabelle 2), während die Rb-Gehalte den Durchschnittsgehalten von Karbonaten entsprechen. Mikrosondenuntersuchungen konnten nachweisen, daß vor allem Apatit der Sr-Träger in diesen Gesteinen ist.

Demgegenüber lassen sich Magnesit ($0,71842 \pm 0,00002$) und Dolomit ($0,71825 \pm 0,00002$) der Probe TU 11 deutlich abgrenzen. Magnesit und Dolomit zeigen niedrigere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse (Tab. 2). Besonders auffällig ist die deutliche Abreicherung von Rb und Sr im Dolomit.

Diskussion

Abschätzung der Bildungsbedingungen der Fluids:

Aus den ermittelten T_m -Werten können die minimalen Einschlußtemperaturen abgeleitet werden. Nur wenn es möglich ist, durch andere Methoden Druck oder Temperatur zu bestimmen bzw. abzuschätzen, ist es durch den Anstieg der Isochoren in einem P-T Feld möglich, bei bekanntem Druck die tatsächliche Bildungstemperatur (Druckkorrek-

Probennummer	Gestein	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr (ppm)	Rb (ppm)
TU 5/1	Dolomit, feinkörnig	0.72779 ± 0.00003	956.6	11.7
TU 5/2	Scheelit sf-parallel	0.72220 ± 0.00011		
TU 5/3	Dolomitmobilisat, diskordant	0.73449 ± 0.00004		
TU 6/1	Kalk-Dolomit	0.72807 ± 0.00005	1139.4	11.9
TU 6/2	Scheelit Mobilisat	0.72954 ± 0.00013		
TU 6/3	Calcit Mobilisat	0.72986 ± 0.00007		
TU 11/1	Dolomit	0.71825 ± 0.00002	22.0	0.32
TU 11/2	Spatmagnetit	0.71842 ± 0.00001		

Tabelle 2: Korrigierte Ergebnisse der Sr-Isotopenmessungen an Scheelit, Dolomit und Magnetit aus der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux.

tur) und vice versa bei bekannter Temperatur den tatsächlichen Bildungsdruck abzuleiten. Nachfolgend wurde versucht die Bildungsbedingungen der Fluids des Typs 1A etwas besser einzugrenzen.

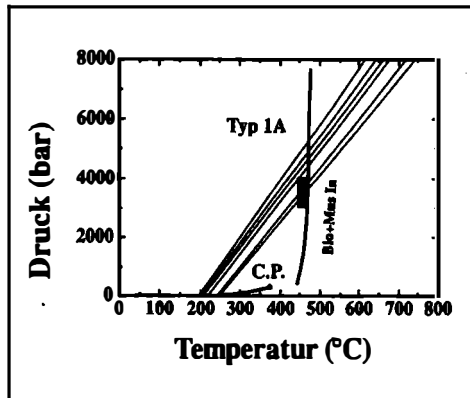


Abb. 7: Darstellung der Isochoren der Typ 1A Einschlüsse aus Scheelit in einem P-T Diagramm im Vergleich zur P-T-Box (kleines schwarzes Feld) der jungalpidischen Regionalmetamorphose (DINGELDEY, 1991) und der Biotit-Muskowit-Isograde; C.P. kritischer Punkt von H_2O .

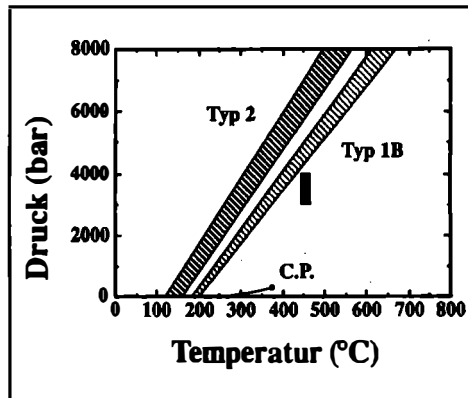


Abb. 8: Darstellung der Isochoren der Typ 1B und Typ 2 Einschlüsse aus Quarz in einem P-T Diagramm und im Vergleich zur P-T-Box (kleines schwarzes Feld) der jungalpidischen Regionalmetamorphose (DINGELDEY, 1991); C.P. kritischer Punkt von H_2O .

In den unmittelbaren pelitischen Nebengesteinen ist Biotit nicht bekannt, d. h. offensichtlich wurden bei der Metamorphose in diesem Gebiet die Bedingungen der Muskowit + Biotit-Isograde nicht überschritten. Weiters sind zumindest aus dem überlagernden Mesozoikum die P-T Bedingungen der nach DINGELDEY (1991) jungalpidischen Metamorphose genauer bekannt. Sie werden mit 440 °C, 3-4 kbar angegeben. Da die Isochoren der Typ1A Einschlüsse mit dieser P-T Box verschneiden, könnten sie durchaus im Zuge des alpidischen Metamorphoseereignisses ± synmetamorph entstanden sein (Abb. 7). Die tatsächliche Einschlußtemperatur der Fluids könnte damit max. ca. 450 °C betragen haben. Die Bildungsbedingungen der Typ 1B und Typ 2 Fluids können nicht näher eingegrenzt werden. Sie sind aber doch durch niedrigere Dichte und einen steileren Isochorenanstieg gekennzeichnet (Abb. 8). Da die Isochoren nicht mehr mit der P-T Box der jungalpidischen Metamorphose verschneiden, müssen diese Fluids bei niedrigeren Temperaturen, wahrscheinlich im Zuge der retrograden Abkühlung bei der Metamorphose, eingeschlossen worden sein. Dies wird auch durch textuelle Argumente unterstützt. Das Auftreten von Fluid Inclusions, vor allem des Typs 2, ist an die jüngsten Mineralbildungen in diskordanten Gängen und Klüften gebunden.

Sr-Isotopenuntersuchungen:

Die gemessenen Werte liegen signifikant über der Sr-Isotopenzusammensetzung altpaläozoischen Meerwassers (< 0,70900, BURKE et al., 1982). Die Sr-Isotopendaten liefern keinen Hinweis auf eine mögliche syngenetische Erzanreicherung. Derartig hohe Isotopenverhältnisse, wie sie in den scheelitführenden Proben gefunden wurden, sprechen für die Herkunft der mineralisierenden/mobilisierenden Lösungen aus einem sauren Gesteinsmilieu. Dabei müssen sowohl metamorphe als auch magmatische Fluids in Betracht gezogen werden. Eventuelle magmatische Fluids müßten von bestimmten sauren granitischen Gesteinen (z.B. S-Typ Granite) hergeleitet werden. Da granitische Gesteine in den unterostalpinen Serien und im Umkreis um die Tuxer Lagerstätte völlig fehlen, wird eine Ableitung der Fluids von Graniten daher ausgeschlossen. Die Fluids, die für die Mobilisation und den Transport von Wolfram verantwortlich waren, müssen daher als metamorphe Fluids interpretiert werden. Eine mögliche Quelle sind die benachbarten Innsbrucker Quarzphyllite. Dabei kann es sich entweder um durchströmende laugende, oder um tektonisch freigesetzte metamorphogene Fluids handeln. Durch den laufenden ⁸⁷Rb-Zerfall zu ⁸⁷Sr können auch sehr alte basische Gesteine derart hohe Sr-Isotopenverhältnisse zeigen. Derartige Gesteinserien sind in der Nähe der Lagerstätte nicht bekannt.

Sr zeigt beim Einbau in verschiedene, koexistierende Minerale keine bedeutsamen Fraktionierungseffekte. Daher ist die Beobachtung interessant, daß der Scheelit aus den gebänderten Erzen mit dem umgebenden Dolomit in einem isotopischen Ungleichgewicht steht (Tab. 2) und deutlich niedriger ist als der Scheelit aus dem Mobilisat (TU 6). Die niedrigeren Sr-Isotopenverhältnisse in Probe TU 5 sind durch unvollständige Rekristallisation des Scheelits und/oder der Erhaltung einer älteren Isotopie zu erklären. In jedem Fall kann dies als Indiz dafür verstanden werden, daß die Scheelitblasten in Probe TU 5 vor der scherenden Deformation niedrigere Sr-Isotopenverhältnisse aufwiesen.

Die Bildung von Magnesit ist eindeutig von der der Scheelite zu trennen. WENGER (1964) beschreibt auf Grund der Texturen, daß Scheelit der ersten Generation älter ist

als die Magnesitbildung. Dies zeigen auch die Isotopendaten. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse des Magnesits sind deutlich niedriger. Offensichtlich kam es auch im dolomiti-schen Nebengestein in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Magnesiten zu einer deutlichen Verringerung der Sr-Gehalte und einer Angleichung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse (Tab. 2). Ein Rückschluß auf die Isotopenzusammensetzung der magnesitbildenden Lösungen ist derzeit noch nicht möglich. Generell sind weitere Messungen zur Klärung dieser Fragen notwendig.

Lagerstättenkundliche Aspekte:

Die Ergebnisse der Flüssigkeitseinschluß- und Isotopenuntersuchungen erlauben keinerlei Aussagen über eine mögliche syngenetisch/ syndiagenetische Anreicherung des Wolframs im Zuge sedimentär-exhalativer Prozesse. Sie ermöglichen allerdings genauere Aussagen über die Mobilisation und Anreicherung von Wolfram während der Metamorphose. Besonders saline, (\pm)synmetamorphe Fluids scheinen für die sekundäre Konzentration von Wolfram in Form von massiven Scheeliterzen eine besondere Rolle zu spielen. Wolfram kann vor allem bei höheren Temperaturen in der Form von Wolfram-Chlorid-Komplexen transportiert werden. Daß Chlorid-Komplexe eine wichtige Rolle beim Wolframtransport durch metamorphe Fluids gespielt haben, ist durch die Beobachtung salinärer $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ Einschlüsse in Scheelit belegt. Die Verdünnung bzw. Vermischung dieser Fluids (Typ 1A), die bei höheren Temperaturen von max. 450 °C eingeschlossen wurden (siehe oben), mit kühleren, geringer salinaren Fluids scheint für die Ausfällung des Wolframs ein entscheidender Prozeß zu sein. Ein Verdünnungstrend (positive Korrelation von T_n mit der Salinität; Abb. 4) ist an Scheeliten aus Tux eindeutig nachweisbar. Etwas vereinfachend kann die Ausfällung von Wolfram in Form von Scheelit durch diese Temperaturabnahme und Salinitäts-erniedrigung erklärt werden.

CO_2 -reiche Fluids, wie sie z. B. aus der Scheelitlagerstätte Felbertal bekannt wurden (SCHENK et al., 1990), sind in der Tuxer Lagerstätte nicht zu finden. Offensichtlich waren die Bedingungen der Regionalmetamorphose noch zu niedrig, um entsprechende Mengen an CO_2 durch Dekarbonatisierungsreaktionen freizusetzen. Geringste Mengen an C-H-Verbindungen (CH_4 ?) in den Typ 1A Inclusions könnten durch die Reaktion mit den dunklen, graphitische Substanz führenden Eisendolomiten, erklärt werden. Die kühleren, im Zuge der retrograden Abkühlung der Gesteine gebildeten Fluids (Typ 2), lagern Wolfram nur mehr sehr lokal um. Es bilden sich z.B. die klaren Scheelitsäume um die älteren Scheelite, die dann diese schwach salinaren Fluids einschließen.

Die Voranreicherung von Wolfram im Zuge sedimentär-exhalativer Prozesse, wie sie für diese Lagerstätten mehrfach vorgeschlagen wurden (HÖLL & MAUCHER, 1967; RAITH, 1990), kann auch nach diesen Untersuchungen nicht eindeutig bewiesen werden. Die weite regionale Verbreitung dieses Vererzungstyps in den Innsbrucker und Radstädter Quarzphylliten, die eindeutige stratigraphisch/fazielle Kontrolle, die stellenweise Assoziation mit sulfidisch/oxidischen Erzen und Metavulkaniten (RAITH, 1990), sprechen allerdings doch für eine prämetamorphe Anreicherung. Auch die Ergebnisse der Sr-Isotopenuntersuchungen weisen darauf hin, daß vor der Mobilisat-bildung eine Wolframvererzung vorhanden gewesen sein muß. Bei den weiteren, noch durchzuführenden Forschungen zur Genese dieser Lagerstätten, sollte neben syngenetisch/syndiagenetischen sedimentär-exhalativen Prozessen auch die Bedeutung von Evaporiten und evaporitischen Brines berücksichtigt werden. Wolfram kann

durchaus in solchen Milieus transportiert und angereichert werden. Auf die Anreicherung von Wolfram in rezenten Evaporiten des Searles Lake, Kalifornien (CARPENTER & GARETT, 1959), in metaevaporitischen Abfolgen von Halls Creek, Australien (RIRIE, 1989) oder auf die möglicherweise evaporitische Herkunft bestimmter W-führender Kalksilikatgesteine von Broken Hill, N.S.W., Australien (PLIMER, pers. Mitteilung) sei hier nur kurz hingewiesen.

Inwieweit die doch beträchtliche Salinität (bis 24 Gew.% NaCl Äquiv.) der metamorphen Fluids im Raum Tux mit einer Beteiligung von Evaporiten oder zumindest evaporitisch beeinflusster Sedimente in Zusammenhang steht, ist derzeit noch unklar. Natürlich könnten bei der Metamorphose von solchen Gesteinen stark salinare metamorphe Fluids entstehen. Andere Erklärungsmöglichkeiten für die Bildung hoch salinärer metamorpher Fluids wären rein retrograde Metamorphoseprozesse (CRAWFORD, 1979) ohne irgendeine Beteiligung evaporitischer Gesteine.

Schlußfolgerungen

1. In der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux konnten in Scheelit, Quarz und grob-spätigem Dolomit unterschiedliche Typen von Flüssigkeitseinschlüssen unterschieden werden. Es handelt sich in allen Fällen um rein wässrige, untersättigte, zweiphasige (L+V) H₂O-Salz Einschlüsse. Von diesen Einschlüssen wird den Typ 1A Einschlüssen, die nur in massiven Scheeliten gefunden werden konnten, eine besondere Bedeutung für die Wolframmineralisation beigemessen. Sie repräsentieren relativ hoch salinare (H₂O-NaCl-CaCl₂), höher temperierte Fluids (T_h bis 240 °C), die möglicherweise synmetamorph in Bezug zur jungalpidischen Metamorphose eingeschlossen wurden. Der Transport von Wolfram wird mit solchen Cl-reichen Lösungen in Beziehung gebracht.

2. Diese Fluids sind mit kühleren, mäßig salinaren metamorphen Fluids gemischt worden (Typ 1B). Dies erzeugt einen deutlichen Verdünnungstrend und erklärt die ausgezeichnete Korrelation von Salinität und T_h in den Typ 1A Einschlüssen. Temperatur- und Salinitätserniedrigung werden als kritische Faktoren für die Ausscheidung des Wolframs angesehen. Jüngere, schwach salinare und kühlere Fluids (Typ 2), die im Zuge der retrograden Abkühlung eingeschlossen werden, sind für die weiträumige Mobilisation von Wolfram ungeeignet.

3. Die beschriebenen Fluids müssen in Zusammenhang mit der regionalmetamorphen Entwicklungsgeschichte des Gebietes gesehen werden. Synmetamorphe Fluids spielten bei der Umlagerung und sekundären Konzentration von Wolfram offensichtlich eine entscheidende Rolle. Die FI-Untersuchungen erlauben allerdings keinerlei Rückschlüsse auf die primäre Anreicherung von Wolfram, für die nach wie vor syngenetische/syndiagenetische Prozesse vermutet werden.

4. Die Isotopenuntersuchungen belegen, daß für die Mobilisation der Scheelite metamorphe Fluids wesentlich waren, die möglicherweise von den umgebenden Quarzphylliten herzufließen sind. Es gibt aber Hinweise dafür, daß in den gebänderten Erzproben bereits vor diesem Fluid-Ereignis Scheelit existierte. Scheelit und Dolomit aus gebänderten Scheelit-Dolomit-Erzen, die bisweilen als stratiforme Erze interpretiert wurden, ergaben sehr hohe Sr-Isotopenwerte, die mit der Meerwasserisotopenzusammensetzung während des Silur/Devon nicht kompatibel sind. Das Studium der

Textur dieser Erze zeigt außerdem, daß die Bänderung der Dolomite z.T. durch Deformationsvorgänge erklärbar ist.

5. Die magnesitbildenden Fluids sind in ihrer Isotopenzusammensetzung deutlich von denen, die für die Bildung bzw. Mobilisation der Wolframvererzungen verantwortlich waren, zu trennen. Spatmagnetit und koexistierender Dolomit zeigen deutlich niedrigere Werte.

Ebenso wie die texturellen Untersuchungen (WENGER, 1964) bestätigen auch die Isotopenuntersuchungen, daß die Magnesitbildung unabhängig von der Scheelitvererzung zu sehen ist. Aber auch diese Proben sind gegenüber der Isotopenzusammensetzung von Meerwasser deutlich an radiogenem Strontium angereichert.

Danksagung

Die ersten Ergebnisse dieser Arbeit wurden auf Anregung von Herrn Dr. M. Götzinger beim 1. Österreichischen Fluid-Info Treffen, 18-19. März 1992, in Wien präsentiert. Für diesen Motivationsschub und für die Organisation dieser Tagung sei ihm an dieser Stelle noch einmal herzlich gedankt. Die Autoren danken den Herren Dr. H. Neinavale, Dr. M. Götzinger, Dr. F. Vavtar und Prof. R. Höll für die Überlassung, Herrn Mag. F. Melcher für den Transport von Probenmaterial. M. Roberts stellte freundlicherweise die Ergebnisse seiner Kartierungsarbeit zur Verfügung. Für die Untersuchung einzelner Fl-Proben mittels Infrarot-Spektroskopie bedanken wir uns bei Prof. A. Beran, für die chemische Aufbereitung der Proben zur Sr-Isotopenmessung bei Frau Ing. M. Jelencz. Nicht zuletzt danken wir Hrn. Dr. U. Klötzl für die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Dem Österreichischen Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung (FWF) sei unser herzlichster Dank für die großzügige finanzielle Unterstützung im Rahmen der FWF-Projekte P7539-Geo und P7805-Geo ausgesprochen.

Literatur

- ANGEL, F., WEISS P. (1953): Die Tuxer Magnesitlagerstätte. Radex Rdsch. 1953, 335-352.
- BAUER, J. K. (1983): Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux-Lanersbach, Nordtirol, Österreich. Dokumentation und Bewertung der Lagerstätte hinsichtlich Wolframvererzung. - Unveröff. Ber. VOEST Alpine AG Eisenerz, 40 S., Eisenerz.
- BORISENKO, A. S. (1977): Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by cryometric method. Geologiya i. Geofisika, 18, 16-27.
- BURKE, W. H., DENISON, R. E., HETHERINGTON, E. A., KOEPNIK, R. B., NELSON, H. F., OTTO, J. B. (1982): Variation of seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr throughout Phanerozoic time. Geology, 10, 516-519.
- CARPENTER, L. G., GARETT, D. E. (1959): Tungsten in Searles Lake. Mining Engng., 11, 301-303.
- CRAWFORD, M. L., FILER, J., WOOD, C. (1979): Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. Bull. Miner., 102, 562-568.
- DINGELDEY, C. (1991): Metamorphoseentwicklung im Reckner Komplex (Tarntaler Berge, Tirol): Bh. Europ. J. Min., 3, 62.
- GRUM, W., FRIMMEL, H.E., KOLLER, F. (1992): Sr-Isotopendaten zur Genese der Antimonit-Lagerstätte Schläining (Burgenland). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38, in Druck.

- HADITSCH, J.-G., MOSTLER, H. (1983): The succession of ore mineralization of the Lower Austroalpine Innsbruck Quartzphyllite. In: SCHNEIDER, H. J. (Ed.) Mineral Deposits of the Alps. pp. 51-59.
- HÖLL, R. (1975): Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. Abh. Bayer. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., 157, 1-114.
- HÖLL, R. (1977): Early Paleozoic ore deposits of the Sb-W-Hg formation in the Eastern Alps and their genetic interpretation. In: KLEMM, D. D., SCHNEIDER, H. J. (eds.) Time and strata-bound ore deposits; 169-198.
- HÖLL, R., MAUCHER, A. (1967): Genese und Alter der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux. Sitzber. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1967, 1-11.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E. C., MOSTLER, H., SCHRAMM, J.-M. (1980): Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) - A synopsis. Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 335-341.
- LAGALLY, U., MILLER, H. (1974): Der Nordrand des Tauernfensters bei Vorderlanersbach/Tirol. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, 374-384.
- MOSTLER, H., HEISSEL, G., GASSER, G. (1982): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. Arch. f. Lagerst.-forsch. Geol. B.-A., 1, 77-83.
- NEINAVAIE, H., PFEFFER, W., THALMANN, F. (1985): Ergebnisse der geochemischen Prospektion auf Stahlveredler im Bundesgebiet. Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 130, 111-115.
- PIRKL, H. (1986): Die Magnetit-Scheelit-Lagerstätte Tux in Tirol. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 78, 159-165.
- RAITH, J. G. (1990): Strata-bound scheelite in metacarbonate rocks - example from Lower Austroalpine Klamm Alm mineralization, Navis, Tyrol, Austria. - Transactions Instn. Mining Metallurgy, Sect. B, 99, B81-B90.
- RAITH, J. G. (1991): Stratabound tungsten mineralization in regional metamorphic calc-silicate rocks from the Austroalpine Crystalline Complex, Austria. - Mineral. Deposita, 26, 72-80.
- RIRIE, G.T. (1989): Evaporites and strata-bound tungsten mineralization. Geology, 17, 139-143.
- ROBERTS, M. P. (1990): The Geology of the Hoarbergalm, Tyrol, Austria. Unpubl. Undergrad. mapping thesis. Univ. Cardiff, Wales.
- SCHENK, P., HÖLL, R., IVANOVA G. F., NAUMOV, V. B., KOPNEVA, L.A. (1989): Fluid inclusion studies of the Felbertal scheelite deposit. Geol. Rdsch. 79/2, 451-466.
- THALHAMMER, O. A. T., STUMPFL, E. F., JAHODA, R., (1989): The Mittersill scheelite deposit. Econ. Geol., 84, 1153-1171.
- VELS, B. (1978): Die geologische Stellung der Randphyllitserie (Altpaläozoikum) am Nordwestrand des Tauernfensters (Tirol, Österreich). Unveröff. Diss. Univ. Münster, 143 S.
- WENGER, H. (1964): Die Scheelitlagerstätte Tux. Radex Rdsch., 1964, 109-132.