

Synsedimentäre Fe-Anreicherung in der Innsbrucker Quarzphyllitzone am Beispiel der Sideritlagerstätte Eisenkar, Mölstal (Tuxer Voralpen)

Von Oskar Schulz

Mit 9 Abbildungen

1. Problemstellung

Die Innsbrucker Quarzphyllitzone enthält eine Anzahl von heute wirtschaftlich unbedeutenden Metallanreicherungen mit Fe, Cu, As, W und Au, die zum Teil seit dem Mittelalter wiederholt Anlaß zu kleinen Bergbauen gaben. Wegen ihrer regionalen Verbreitung fallen einige Sideritlager auf, die durch ihr Makro- und Mikrogefüge genetische Aussagen über die Fe-Anreicherungen im Verbands der schwach metamorphen Begleitgesteine ermöglichen.

2. Eisenkarbonate in der Quarzphyllitzone

Die Zone des Innsbrucker Quarzphyllites wird von KLEBELSBERG (1935) zur Nordtiroler Grauwackenzone weiteren Sinnes gerechnet. Die Altersstellung der petrographisch vorwiegend aus Quarzphyllit (Phyllonit SANDER) bestehenden Gesteinsserie, in der auch charakteristische Einschaltungen von Grüngesteinen (Chloritschiefern), Graphitphylliten, vor allem aber von Marmorlagern (Calcit, Dolomit) aufscheinen, ist demnach noch umstritten. Als gesichert gilt seit langem nur das voroberkarbone Alter im Vergleich mit dem Quarzphyllit der Steinacher Decke wegen des Auftretens von Quarzphyllitkomponenten im Nößlacher Karbon. Während z. B. SCHMIDEGG (1964) die Quarzphyllitserie infolge ihrer tektonischen Grenzsituation zu den Wildschönauer Schiefern (= Grauwackenschiefer, Ordovizium bis Silur) bei Schwaz älter als diese einstuft, neigt ENZENBERG (1967) zur Auffassung, sie als Faziesäquivalent der Wildschönauer Schiefer in einem selbständigen paläozoischen Sedimentationsraum entstanden anzusehen und als unterostalpin zu bezeichnen (wie TOLLMANN, 1963). Nach den von HÖLL und MAUCHER (1967) veranlaßten und von MOSTLER (1973) bestätigten paläontologischen Altersbestimmungen sind ähnliche quarzphyllitische Gesteine im Liegenden der Magnesit-Scheelit-Lagerstätte Tux, Zillertal, wahrscheinlich silurisch. Nach freundlicher Mitteilung von MOSTLER (unveröffentlicht) sind heute bereits mikropaläontologisch gestützte Aussagen möglich, wonach die Gesteine der Innsbrucker Quarzphyllitzone ordovizisch-silurisches Alter haben, demnach also doch den Wildschönauer Schiefern altersmäßig gleichzustellen sind. Von seiten der Erz-anreicherungen bieten sich zu der Altersbetrachtung interessante vergleichende Aspekte, von denen noch die Rede sein wird.

Eine auffallende Verbreitung und Lage nehmen die Eisenkarbonate ein. Siderite und Ankerite der Quarzphyllitzone waren schon Forschungsobjekt für Gefügeuntersuchungen: LADURNER (1955) untersuchte das Korngefüge von Ankeriten und Sideriten in bezug auf Tektonitregelung und fand eine Gefügeisotypie dieser Fe-Karbonate mit Calcit und Dolomit. Damit wurde erstmals auf die vortektonische Kristallisation von Fe-Karbonaten innerhalb der Quarzphyllite aufmerksam gemacht, doch fand dieses Ergebnis keine Beachtung, weder hinsichtlich einer Folgerung für Erzgenesen, noch für Korngefügeuntersuchungen an den Sideritlagerstätten. Erst 1971 (SCHULZ) wurden die spätigen Fe-Karbonat von Lagerstätten der ordovizischen Wildschönauer Schiefer für lagerstätten genetische Untersuchungen zusammen mit anderen Mikro- und Makrogefügebefunden herangezogen. Das Ergebnis einer syndesimentären Fe-Anreicherung im Ordoviciuim, das im Widerspruch mit der „alpidischen Metallogenese“ W. PETRASCHECKS (1926) und anderer Autoren steht (W. E. PETRASCHECK, 1966; O. M. FRIEDRICH, 1968; VOHRZYKA, 1968), ließ eine Neubearbeitung analoger Fe-Anreicherungen in der Quarzphyllitzone interessant erscheinen. Im Rahmen des Lagerstättenforschungsprogrammes des FONDS ZUR FÖRDERUNG DER WISSENSCHAFTLICHEN FORSCHUNG wurden von WENGER (1973, 1974) die Sideritvorkommen von Lamark (Hochfügen) und daraufhin Kleinboden, Finsing (Uderns) bearbeitet und dabei das heute schon nicht mehr überraschende Ergebnis einer stoffkordanten Erzeinschaltung in der Quarzphyllitzone erbracht. Die Forschungen werden nun mit der Lagerstättenzone Mölstal – Hinteres Voldertal – Arzthal bis Wipptal fortgesetzt.

3. Die Lagerstätte Eisenkar

3.1 Feldebefunde

Die im Hinblick auf eine der ältesten Verleihungen von Bergbaurechten in Tirol und für die Entwicklung des Bergrechtes bemerkenswerte Bergbaugeschichte stellt MUTSCHLECHNER (1958) ausführlich dar. Darin wird auch von geologischen Erkenntnissen seit 1836 berichtet. Schon damals ist von einem Lager die Rede! In der einzigen neueren lagerstätten genetischen Studie berichtet VOHRZYKA (1968) kurz über die Lokalität Eisenkar und hält es für „möglich, ja wahrscheinlich“, daß die Vererzung variszisch, die Schieferung alpidisch ist. (Seite 48): „Die Form der Vererzung ist die eines Lagerganges von etwa 5 m Mächtigkeit und 20 m Streichlänge, konkordant mit dem Nebengestein um eine EW-B-Achse verfaultet und am Kontakt gegen den Schiefer etwas zertrümmert und mit diesem vermischt. Die Quarzgangart zeigt etwa den gleichen Schieferungsgrad wie das Nebengestein . . . Auch hier die Durchbewegung der Quarzgangart und das, dem oberflächlichen Anschein nach, nicht durchbewegte Eisenkarbonat und Sulfiderz, welche Erscheinung ich aber eher auf die im Verhältnis zu Quarz vollkommene Rekrystallisation zurückführen möchte.“

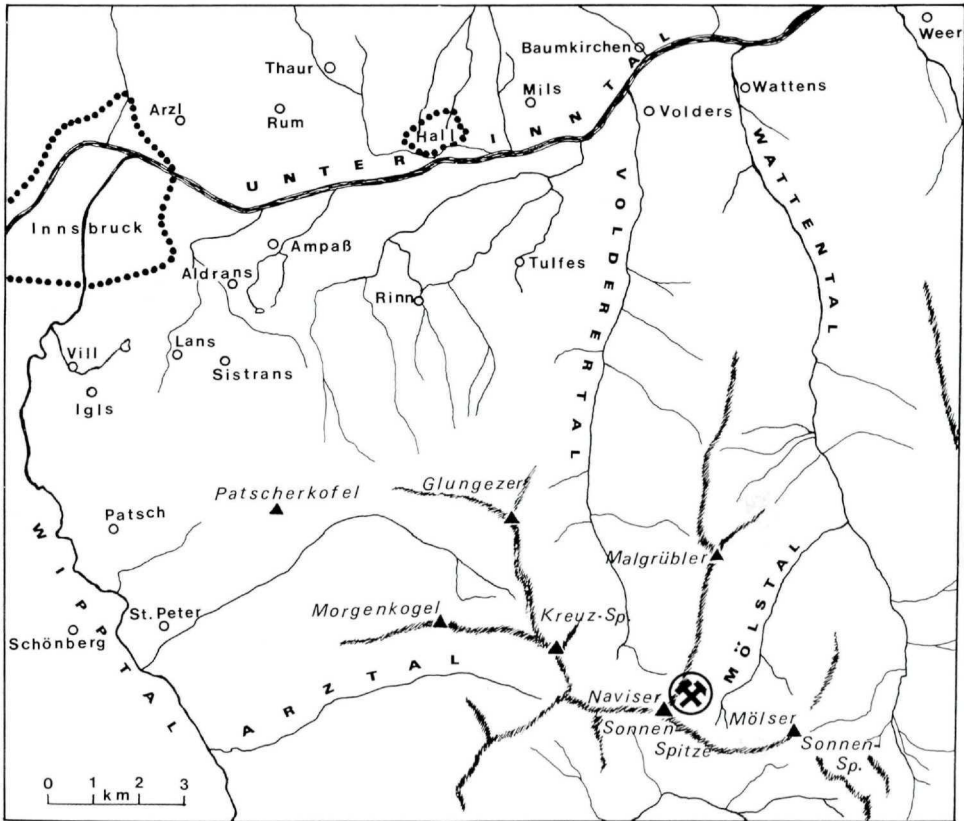


Abb. 1 Übersichtsskizze. Sideritlagerstätte Eisenkar im oberen Mölztal.

Der Bergbau im oberen Mölztal (Abb. 1) befaßte sich mit der Aufschließung und dem Abbau offenbar einiger parallel dem stofflichen Streichen und Fallen verlaufender Eisenanreicherungen im kammnahen Bereich zwischen Mölztal und Voldertal, etwa 400–700 m NE der Naviser Sonnenspitze. Das Hauptlager steht mit 3–4 m Mächtigkeit obertags und in einer tagnahen Zeche, noch an (Abb. 2). In der weiteren streichenden Erstreckung nimmt das Erzlager „auf eine Entfernung von 240 m am Gebirgshang an fünf Punkten“ verfolgbar (aus einer Aufzeichnung 1843 Oberhutmann Josef HEIGL, übersetzt und zitiert bei MUTSCHLECHNER, 1958) auf 1 m ab. Die Situation kann heute in einer Höhe zwischen 2510 m und 2490 m ü. d. M. noch überprüft werden. Der Orientierung des Erzflözes entsprechend sollte vom Eisenkar im obersten westlichen Mölztal, durch den St.-Martin-Stollen eine Verbindung zu dem vom hinteren Voldertal SE der Steinkasernalm vorgetriebenen, also tiefer gelegenen St.-Josephi-Stollen hergestellt werden. Das ist eine Entfernung von ca. 835 m. Diese Absicht kann der LEHENSMAPPE 1836 (zitiert bei MUTSCHLECHNER, 1958, S. 35) entnommen werden.



Abb. 2 Das Sideritlager oberhalb des Eisenkars im flach bergwärts fallenden Quarzphyllit. Pfeil = Mundloch der Zeche. Ausbißlinie markiert.

Die *Schieferungsflächen* (*s*) des Quarzphyllits streichen hier im allgemeinen ENE-WSW und fallen etwa mit $20\text{--}50^\circ$ nach NNW. Die *B-Achsen* als Fältelungslineare liegen etwa ENE-WSW horizontal und diese Orientierung ist homoachs mit den konstruktiv ermittelten β -Achsen aus lagenmäßig oft wechselnden, aber tautozonalen *s*-Flächen. Auch typische *ac*-Reißfugenscharen bestätigen die *B*-Achsenlage.

Die metamorphe *Gesteinsabfolge* um das Sideritlager ist am Beispiel des Erzausbisses bei der Abbauzeche im Säulenprofil (Abb. 3) auszugsweise dargestellt. Demnach ist in den Quarzphyllit ein etwa 4,8–5,6 m mächtiges Karbonatlager zwischengeschaltet, dessen hangender Abschnitt aus Kalkmarmor besteht und durch eine auffallende Wechsellagerung von glimmerarmen und glimmerreichen bis phyllitischen Partien im Dezimeterbereich gebankt ist. Die stoffliche Inhomogenität kommt auch durch Quarzlagen und -linsen sowie durch feine Chloriteinschaltungen zur Geltung.

Die obersten Bänke des Marmors sind durch Pyritanreicherung (auch etwas Arsenikies) etwas Fe-schüssig, was durch die gelbliche Anwitterungsfarbe auffällt.

Der untere Teil des Karbonatlagers besteht in der Hauptsache aus dem 3–4 m mächtigen, grobgebankten, flächig ausgedehnten Sideritkörper. Die Art der Abfolge ändert sich zwar in Einzelheiten in der streichenden Fortsetzung, doch ist die ge-

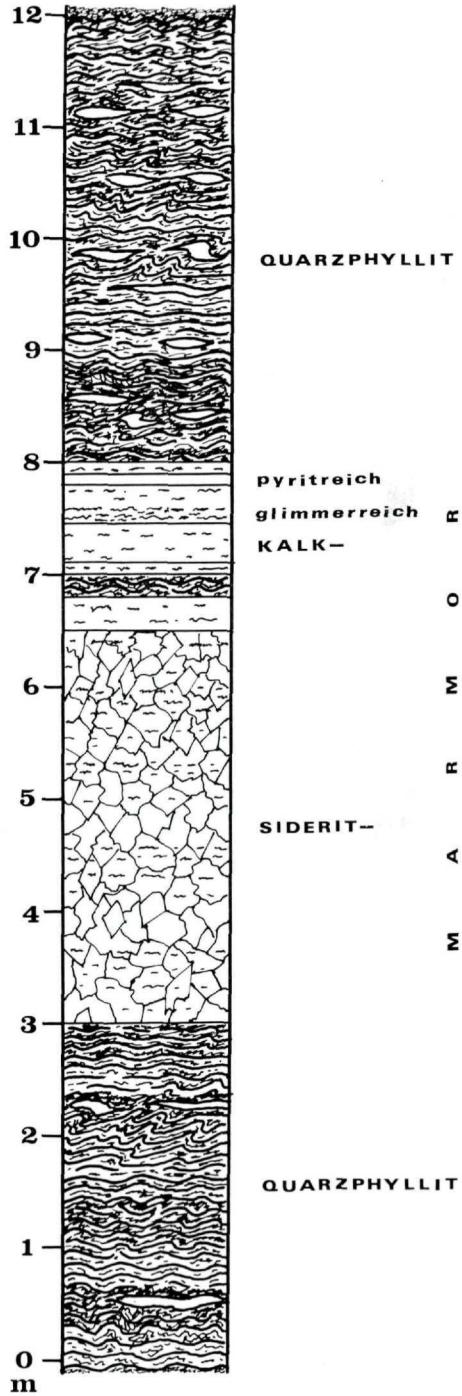


Abb. 3 Säulenprofil

nerelle Situation „Erzlager im Liegenden, Glimmermarmor im Hangenden“, bis zu den Aufschlüssen in 2490 m Höhe noch erhalten.

Bereits ISSER (1923) stellt für den Großraum Mölstal–Voldertal–Arztal Berechnungen von möglichen Erzvorräten an, die in der Folgezeit wiederholt zu Schurfversuchen, vor allem bei Ellbögen, Anlaß gaben. Bezüglich der heutigen Beurteilung der Eisenvorräte sei auf die in Fertigstellung begriffene geologische Arbeit von SCHMIDEGG verwiesen: „Die Geologie der Eisenkarbonatlagerstätten Arztal–Voldertal–Mölstal.“

3.2 Erzmineralbestand und Korngefüge

Die heute auf den Halden sowie auf den Felswänden ober- und untertags gewinnbaren Erzstücke sind überwiegend stark verwittert (Abb. 4, 5).

Der Limonitgehalt der Stücke beträgt nach mikroskopischen Untersuchungen mitunter bis etwa 25 Prozent. Diese Zersetzung in der Oxidationszone erschwert die Beurteilung des Primärmaterials.

Mittels Einbettungsmethode wurde an weniger zersetztem Karbonat vielfach für $n = 1,861$ bestimmt. Die Werte schwanken aber zwischen 1,810 und 1,870. Das entspricht nach den Tabellen in WINCHELL (1964) und TRÖGER (1971) den Mi-

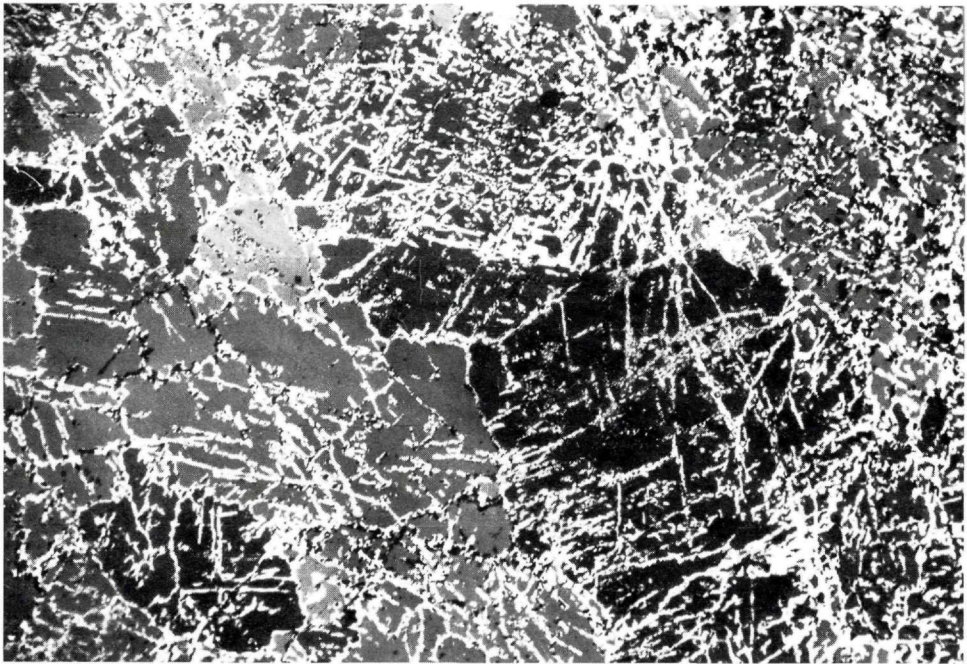


Abb. 4 Starke FeOOH-Ausscheidungen (weiß) an Korngrenzen und Spaltrissen des grobkörnigen Siderits (weißgrau bis schwarz, Anisotropieeffekte!). Auch undulöse Auslöschung an einigen Kornoberflächen wahrnehmbar. Polierter Anschliff, Nicols schwach \times . Natürliche Größe des Ausschnittes $2,4 \times 1,6$ mm.

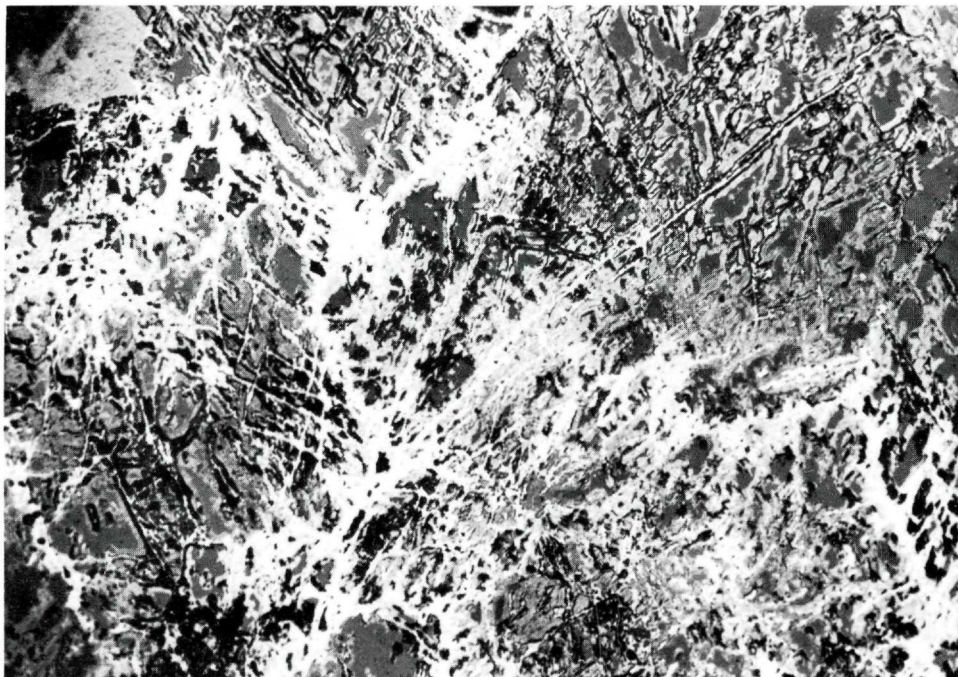


Abb. 5 Das Netz der belteroporen FeOOH-Kristallisate (grauweiß bis schwarz infolge Anisotropieeffekte und Innenreflexe) im Siderit (lichtgrau bis grauschwarz). Polierter Anschlag, Nicols \times . Natürliche Größe des Ausschnittes $2,4 \times 1,6$ mm.

neralphasen „Siderit“ bis „Sideroplesit“. Messungen des *Reflexionsvermögens* mit dem REICHERT-Mikroskop-Photometer lieferten folgende Werte und bestätigen das Vorliegen hoch Fe-haltiger Karbonate: 650 nm: RV 9,33% (9–9,6); 589 nm: RV 9,34% (9,1–9,7); 546 nm: RV 9,18% (9,1–9,3); 470 nm: RV 9,61% (9,2–10,5).

Für Sideroplesit sprechen folgende RV-Werte: 650 nm: 9,1%; 589 nm: 9,25%; 546 nm: 9,15%; 470 nm: 9,25%.

Als Pistomesit-RV-Werte können gelten: 650 nm: 8,65%; 589 nm: 8,65%; 546 nm: 8,85%; 470 nm: 8,85%.

Und für Ankerite (n_o wurde mit 1,696–1,690 bestimmt) sprechen die RV-Werte: 650 nm: 7,03%; 589 nm: 7,24%; 546 nm: 7,17%; 470 nm: 7,16%. Bei Siderit und Ankerit handelt es sich um Durchschnittswerte aus je zehn Messungen.

Als Vergleich seien noch an Calcit gemessene RV-Werte genannt: 650 nm: 6,1%; 589 nm: 6,5%; 546 nm: 6,2%; 470 nm: 6,2%.

Die *Mikrohärte* wurde mit dem LEITZ-Mikrohärteprüfer in einer Reihe von Stichproben ermittelt. Für die Sideritkörner schwankt die Vickershärte (bei Prüfkraft 50 und 100 p) zwischen HV 336 und 473. Der Mittelwert liegt bei HV 380.

Entsprechend der Existenz tatsächlichen Siderits, was angesichts vorwiegend gerin-

ger Fe-hältiger Karbonate in vielen ostalpinen Fe-Spatlagerstätten überrascht, sind auch die analytisch ermittelten Metallgehalte sehr hoch. Nach einem Gutachten von ISSER (1923) wurde im Auftrag der TIROLER MONTANWERKE GmbH im Laboratorium der Vereinigten Hüttenwerke Burbach-Eich, Dudeldingen in Demmeldingen, Luxemburg, eine Durchschnittsanalyse des Roherzes durchgeführt: demnach liegt der Gehalt an Fe bei 48,88, Mn 2,18, SiO₂ 9,98%. Der hohe, über dem theoretischen Wert 48,3% für Siderit liegende Fe-Gehalt des Erzes ist offenbar auf die Limonitausscheidungen im Siderit zurückzuführen. Der Mn-Gehalt entspricht etwa dem vieler anderer ostalpiner Eisenspate. Nach den älteren Analysen soll er bei 2,18% liegen.

Im Geotechnischen Institut der BVFA-Arsenal, Wien (w. Hofrat, Univ.-Prof. Dr. E. SCHROLL) wurden dankenswerterweise einige Analysen von „Sideritproben“ durchgeführt, wobei Fe-Gehalte zwischen 48,59 und 40,68% erreicht wurden, während die Mn-Werte zwischen 3,02 und 1,21% streuen.

Die Karbonatminerale des Begleitgesteins sind weit überwiegend Calcit. Fugenkristallite im Erzkörper bestehen aus Quarz, Dolomit, Eisenkarbonaten und Chlorit. Reißluftmineralisationen erweisen sich oft durch Lateralsekretion entstanden:

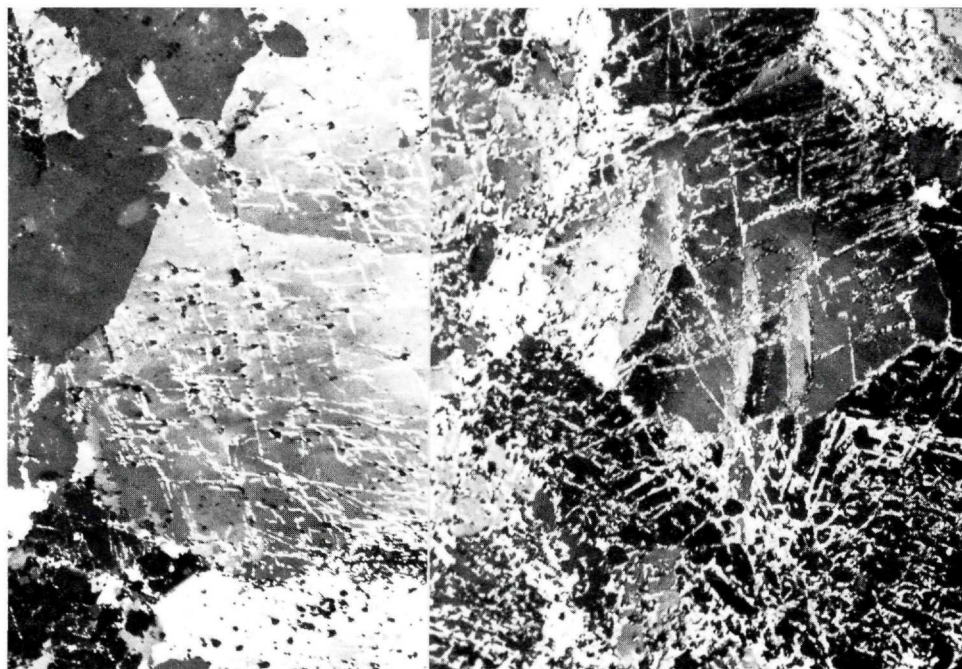


Abb. 6 In einigen Sideritkörnern kommt die undulöse Auslöschung, verursacht durch intragranulare Korndeformation, besonders deutlich zur Geltung (verschiedene Graufärbungen infolge Anisotropieeffekte). Links oben Querschnitte durch idiomorphe Quarzkristalle (dunkelgrau). Netzwerk von FeOOH-Ausscheidungen (weiß). Polierter Anschliff. Nicols schwach \times . Doppelbild. Natürliche Größe des Gesamtausschnittes $2,4 \times 1,6$ mm.



Abb. 7 Die undulöse Auslöschung der Sideritkörner im Dünnschliff. Nicols II. Natürliche Größe des Ausschnittes $2,6 \times 1,8$ mm.

schöne Beispiele hierfür liegen dann vor, wenn die stoffliche Inhomogenität (s) des Nebengesteins in den Fugen als verheilendes Lagengefüge nachträglich fortgesetzt wurde.

Die Siderite und Ankerite vom Eisenkar lassen trotz der beträchtlichen Umwandlung in Goethit (untergeordnet Lepidokrokit) auffallend starke undulöse Auslöschung erkennen (Abb. 6, 7). Die unterschiedliche Auslöschung innerhalb der Körner sowie auch die Grobkörnigkeit der Erzminerale (1–3 mm, z. T. in s gelängt) setzen einer Korngefügeanalyse Grenzen. Daher wurde der Versuch des Nachweises einer Tektonitregelung fallengelassen und im Diagramm (Abb. 8) die Achsenverlagerung innerhalb einiger weniger Körner deutlich gemacht. In eventuell durch Sericit, Chlorit, Quarz, gelegentlich auch durch Pyrit verunreinigten Sideritaggregaten sind zahlreiche Interngefüge als *si* (SANDER, 1950) zu beobachten. Besonders bei den gestaltlich in die s-Flächen eingeregeltten blättchenförmigen Komponenten (Sericit und Chlorit) kommt die Konservierung durch das grobkristalline Eisenkarbonat und damit die Erhaltung der s-Lage gut zur Geltung (Abb. 9). Analoge *si*-Gefüge sind selbstverständlich auch im begleitenden Marmor zu beobachten. Ihre erste Anlage ist schon im diagenetischen Sedimentstadium im Zuge der für Karbonate typischen Sammelkristallisation (Spatiation) wahrscheinlich. Unter

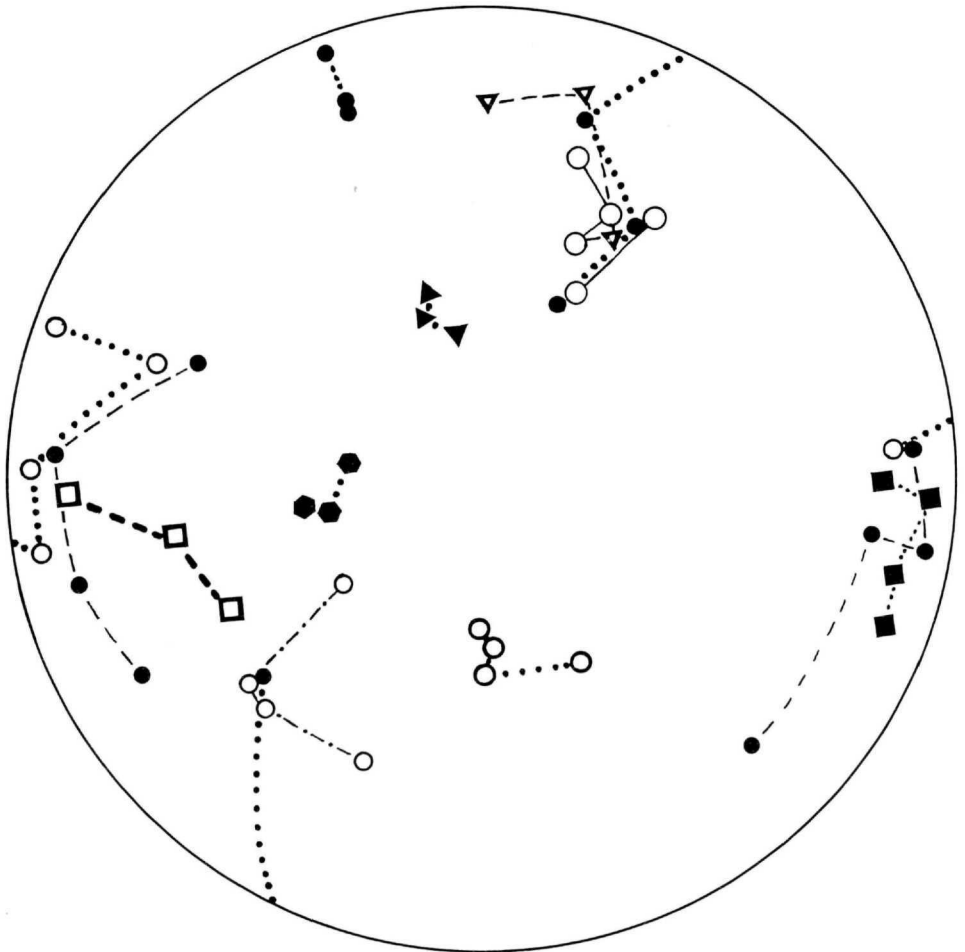


Abb. 8 Quarz-Achsendiagramm. In undulös gefelderten Sideritkörnern wurden jeweils mehrere c-Achsenlagen mit dem U-Tisch eingemessen. Die zu einem Korn gehörigen Achsen sind durch gleiche Signatur und Verbindungslinien gekennzeichnet.

den im Siderit eingeschlossenen Quarzen fallen teils idiomorphe Kristalle, teils stark undulöse Körner und Aggregate sowie Zonen mit „Quarzmörtel“ (SANDER, 1950) als unversehrte Kleinkörner nach Rekristallisation auf.

4. Diskussion der Feld- und Laborbefunde

Für die Beurteilung der Genese und auch für die Einschätzung der Bauwürdigkeit des Sideritvorkommens sind die räumliche Erstreckung und die Form der Erzkörper von Bedeutung. Hierüber liegen Gutachten von ISSER (1922, 1923) und ein

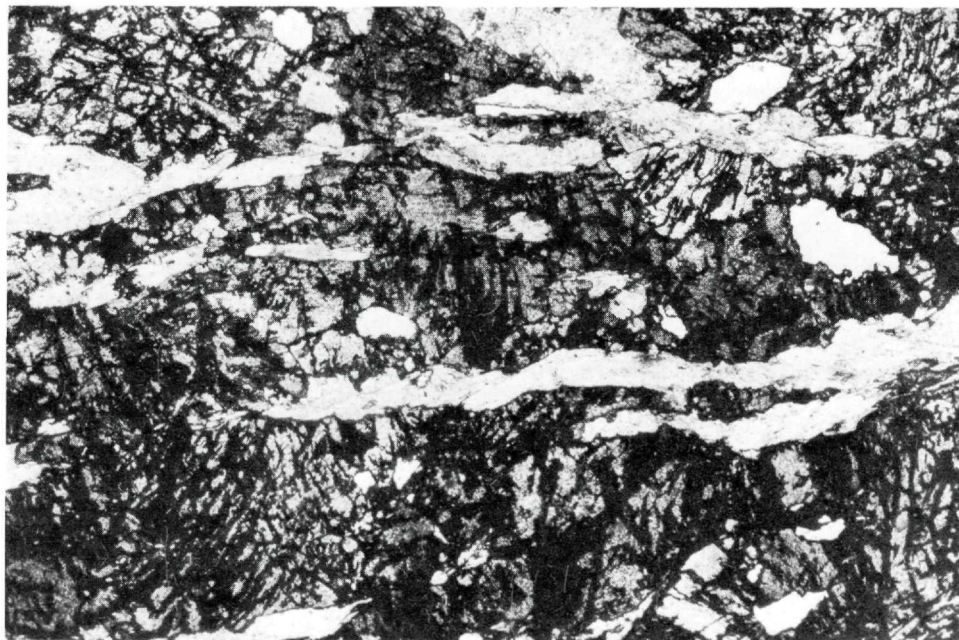


Abb. 9 Chlorit-Internegefüge *si* (grauweiße Lagen) im grobkörnigen Sideritaggregat. Dünnschliff, Nicols II. Natürliche Größe des Ausschnittes $2,6 \times 1,8$ mm.

ebenfalls unveröffentlichter Bericht von SCHMIDEGG (1951) vor, in dem nicht nur die Ausbisse der Eisenkarbonatkörper, sondern auch die „erzhöffigen“ Marmorlager vom oberen Mölstal und oberen Voldertal nach Westen zu in das Arzthal bis Ellbögen nahe der Sill skizziert und beschrieben sind. Diese Unterlagen werden 1978 (SCHMIDEGG) veröffentlicht.

Demnach sind die Erzkörper mit Wahrscheinlichkeit linsenförmig und keilen nach wenigen Zehnermetern immer wieder aus. Die Marmorzwichenschichten im Quarzphyllit können trotz häufiger Schutt-, Vegetations- und Moränenbedeckung weit verfolgt und für das Erkennen von Großfaltenformen herangezogen werden. Auch bei Fehlen der eigentlichen Sideritanreicherungen sind schwach Fe-führende, z. B. ankeritische Karbonatlagen durch die typischen gelbbraunen, limonitischen Verwitterungsrinden gekennzeichnet. SCHMIDEGG konnte eine Fe-reiche Hauptlage im Streichen in W-E-Richtung auf nahezu 10 km, im Fallen auf etwas über 1 km nachweisen. In dieser konnte er 7 Sideritlinsen obertags entdecken. Nach alten Berichten (zitiert bei SCHMIDEGG, 1951) wird eine Siderit-Lagermächtigkeit bis zu 6 m angegeben. Dazu konnten noch einige weitere Karbonatlagen, nach SCHMIDEGG hauptsächlich auf das Gebiet östlich des Naviser Joches beschränkt, mit offenbar geringer Ausdehnung verfolgt werden. Im Bereich des Mölser Eisen-

kars gab neben dem Siderit-Hauptlager noch eine zweite, zumindest ankeritführende Karbonatschichte für bergbauliche Eingriffe Anlaß. Sie liegt etwa 40–50 m weiter im Liegenden (ISSER, 1921) und ist mindestens 2 m mächtig.

Diskordant zum Stoffverband verlaufende Mineralisationen größerer Ausmaße sind nirgends bekannt geworden. Nur ganz lokal sind kleine mm- bis cm-schmale Gängchen als Zerrfugen, hauptsächlich im Meterbereich mit Quarz und Ankerit, aber auch mit Chlorit mineralisiert. Die meisten der ac-Fugen zeigen aber keine Mineralausscheidungen.

Nach diesen Geländebefunden ist das Gebundensein der Eisenkarbonate an die Marmorlager eine auffällige und zu begründende Tatsache. Dazu kommt aber auch noch der tektonische und Korngefügebefund. Die Karbonate allgemein und die Eisenerze im besonderen sind ebenso wie viele der begleitenden Quarze, bezogen auf die Faltungen und Zerschörungen vorkristallin. Das ist freilich noch kein Beweis dafür, mit der Eisenspatmineralisation gleich in den Zeitraum der Sedimententstehung zurückgehen zu müssen. Dem vortektonischen Auftreten der Erzkristallite entsprechend, sind nicht nur im Calcitmarmor, sondern auch in den Sideritkörnern vielfach intragranulare Verformungen auffällig. Während sich dies in den Calcitkörnern durch reichliche Zwillingslamellierung nach (01 $\bar{1}$ 2) zeigt, reagieren bekanntlich Dolomite und Ankerite seltener, und schon kaum mehr die Eisenspat durch Zwillingsbildung, dafür aber vielmehr durch eine korninterne Achsenverlagerung, die sich im Dünnschliffbild als undulöse Auslöschung bemerkbar macht. Dieser korngefügekundlich bekannte Fall war auch in den Sideriten der ordovizischen Wildschönauer Schiefer, die nach metamorpher Überprägung als Phyllonite vorliegen, aufgefallen.

5. *Genese*

Welcher Anreicherungs Vorgang kommt aber nun für diese schichtgebundenen Eisenerzkörper in Betracht? Bisher standen metasomatische Prozesse für derartige Fälle im allgemeinen und im besonderen in engster Diskussion. Metasomatischer Platztausch ist freilich in Karbonatmineralen und Sedimenten von ihrem ersten Auftreten an nicht nur möglich, sondern sogar sehr häufig. Auch der Nachweis von Sammelkristallisationen in Dolomit-, Ankerit-, Magnesit- und Sideritgefügen bildet einen alltäglichen, dem Sedimentpetrographen geläufigen Befund. Dadurch werden die primären Anlagerungsgefüge entstellt oder zunichte gemacht. So darf selbstverständlich in einer auch nur schwach metamorphen Serie nicht der Fund typisch sedimentärer Gefüge erwartet werden. Metasomatische Stofftauschprozesse werden also keineswegs bestritten, sondern es gibt sie nachweislich am Beispiel zahlreicher mobilkonturierter (SANDER, 1950) Korngrenzen; doch sagen diese so wie auch die fixkonturierten Grenzen sammelkristallisierter Aggregate über den ursächlichen und sehr wahrscheinlich weit zurückliegenden Eisenanreicherungs Vorgang zu wenig oder nichts aus.

In einigen Arbeiten über ostalpine Siderite (TUFAR, 1968, 1972; SCHULZ, 1971; HÖLL, 1970; WENGER, 1973, 1974) wurde eine Erzanreicherung im sedimentären Stadium vertreten. Ich bin der Auffassung, daß auch für das Zustandekommen der Sideritlagerstätte Eisenkar–Voldertal–Arztal eine synsedimentäre Fe-Anreicherung maßgeblich war.

Eine weitere Frage ist die nach dem ursprünglich aufgetretenen Eisenmineral. Es scheint mir nicht abwegig, an eine sedimentäre Sideritausscheidung zu denken, wobei eine regional ausgedehnte Karbonatanlagerung durchaus einen passenden Rahmen im Sedimentationsraum darstellen würde. Als Ausscheidungsmilieu käme ein durch Ton-(Glimmer-) und Quarzeinstreuungen vom Festland beeinflusstes Meeresbecken in Betracht. Die Sideritausscheidung wird entsprechend den Stabilitätsbereichen bei negativen Eh-Werten und bei schwach alkalischen Bedingungen stattgefunden haben. Dafür sprechen auch die, mitunter lagig ausgefallten Pyrite im Sideritlager, vor allem aber in den Begleitkarbonaten.

Schließlich ist noch die Frage nach der Fe-Herkunft zu erörtern. Eine telemagmatische Herkunft, zugeführt durch Hydrothermen ist zwar nicht ganz auszuschließen, aber wegen des Fehlens von vulkanischen Gesteinen in der engeren Abfolge doch weniger wahrscheinlich. Das gilt auch für eventuelle Eisenbikarbonat-Thermen und für vulkanisch gesteuerte Stoffumlagerungen, wie sie für die rezenten Fe-Ausscheidungen von Santorin (Ägäis) mit submariner Sideritbildung bekannt wurden (PUCHELT u. a., 1973).

Somit bliebe für die Fe-Herkunft und als eher wahrscheinliche Anreicherungsursache auch der rein sedimentäre Stoffkreislauf, besonders im Sinne von BORCHERT (1964, 1965) und BRAUN (1964) zu beachten. Demnach ist das Fe zwar indirekt vom Festland zu beziehen, kann aber z. B. in abgeschnürten Becken in einer dort speziell entwickelten CO₂-Zone im Sediment selbst als Bikarbonat mobilisiert werden und angereichert zur Ausfällung gelangen. Diese Ausfällung ist auch in der CO₂-Zone, bei der Abnahme der CO₂-Konzentration möglich. Auf diese Weise ist die Bindung des Fe²⁺ an *Siderit* bzw. im Grenzbereich zu einer H₂S-Zone als *Pyrit* bedingt. Eine sedimentäre Fe-Anreicherung würde somit auf diese Weise durch die Änderung physikochemischer Bedingungen im Sedimentationsraum, aber auch indirekt durch Fe-reiche Nachschübe vom Festland gefördert werden.

Die Existenz der Siderit-Ankerit-Lager in den Marmorzügen widerspricht nicht der sehr schwachen Metamorphosestufe der Quarzphyllitzone. Umkristallisationen mit Kornvergrößerungen und damit verbundenen Konturenverlagerungen haben allerdings wahrscheinlich mehrmals, und zwar beginnend im frühdiaogenetischen Sedimentstadium stattgefunden, ohne daß damit aber etwa weitreichende Stofftransporte verbunden gewesen wären. Die variszische und alpidische Orogenese haben schließlich zur heute vorliegenden mechanischen Durchbewegung der Quarzphyllite samt den Ca-Mg- und Fe-Karbonatmarmoren geführt.

Die nunmehr aus der Quarzphyllitzone bekannten, im Gesteinsverband stoff-

parallel liegenden schwachen Siderit-, Pyrit- und Kupferkiesanreicherungen sind durchaus mit den flächig ausgedehnteren Siderit-Pyrit-Kupferkieslagerstätten der Wildschönauer Schiefer vergleichbar und könnten vom lagerstättengenetischen Standpunkt aus wenigstens teilweise als Äquivalent aufgefaßt werden.

6. Zusammenfassung

Aus der altpaläozoischen, schwach metamorphen Innsbrucker Quarzphyllitzone wird eine schichtig ausgedehnte, heute nicht bauwürdige Sideritlagerstätte, nämlich Eisenkar im Mölstal (Tuxer Voralpen), beschrieben. Im Verbande von kilometerweit zu verfolgenden Marmorzwischenschichten treten linsenförmige Fe-Karbonatanreicherungen mit maximal wenigen Metern Mächtigkeit auf. Die Eisenanreicherung wird primär in den Sedimentbauzonen angenommen, wobei allerdings über die Herkunft des Metalls keine befriedigende Aussage möglich ist. Das heutige Korngefüge aber wird als Ergebnis schon diagenetischer Sammelkristallisation und Metasomatose, vor allem aber schwach metamorpher Überprägungen angesehen, wobei mechanische Verformungen die Begleitgesteine samt der Sideritlagerstätte vom Großaufschluß bis ins Korngefüge nachkristallin modifiziert haben.

Literaturverzeichnis

- BORCHERT, H.: Über Faziestypen von marinen Eisenerzlagerstätten. Ber. Geol. Ges. 9, 163–193, DDR, Berlin 1964
- BORCHERT, H.: Formation of Marine Sedimentary Iron Ores. Chemical Oceanography, Vol. 2, 159–204, Academic Press, New York-London 1965
- BRAUN, H.: Zur Entstehung der marin-sedimentären Eisenerze. Clausth. H. Lagerstättenk. miner. Rohstoffe 2, 130 S., Gebr. Borntraeger, Berlin 1964
- ENZENBERG, M.: Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17. Bd., 5–50, Wien 1966
- FRIEDRICH, O. M.: Die Vererbung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. Arch. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen 8, 1–136, Leoben 1968
- HÖLL, R.: Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., H. 4, 201–224, Stuttgart 1970
- HÖLL, R., und MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux. Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl. 1, 1–11, München 1967
- ISSER, M. v.: Das Eisenerzvorkommen im Wattental. Unveröffentl. Gutachten 1921
- ISSER, M. v.: Das Eisenerzvorkommen im Wattental nächst Hall in Tirol; mit Ergänzungsbericht. Unveröffentl. Gutachten, 1922
- ISSER, M. v.: Wertschätzung des Eisenerz-Vorkommens im Wattental bei Hall in Tirol und im Navis- und Arzthal bei Matrei an der Brennerbahn. Unveröffentl. Gutachten, 1923
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin 1935
- LADURNER, J.: Über ein geregeltes Sideritgefüge. Jb. Geol. B. A., XCVIII, Heft 1, 15–20, Wien 1955
- MOSTLER, H.: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnetite unter besonderer Berücksichtigung der Magnetitlagerstätten im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). Veröff. Univ. Innsbruck, Band 86, 237–266, Innsbruck 1973
- MUTSCHLECHNER, G.: Von der Erzgewinnung im Wattental und der Verhüttung in Wattens. Schlern-Schriften 165 („Wattener Buch“), 25–48, Innsbruck 1958

- PETRASCHECK, W.: Metallogenitische Zonen in den Ostalpen. Compt. Rend., 14, Congr. Geol. Int. Madrid, 108–110, Madrid 1926
- PETRASCHECK, W. E.: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. Österr. Akad. Wiss. Math.-Naturw. Klasse, Sitzungsber., 175, 57–74, Wien 1966
- PUCHELT, H., SCHOCK, H. H., und SCHROLL, E.: Rezente marine Eisenerze auf Santorin, Griechenland, I. Geochemie, Entstehung, Mineralogie. II. HANERT, H.: Bakterogenese von Eisenhydroxidsedimenten. Geol. Rundschau, 62, 3, 786–812, Stuttgart 1973
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper, I und II. Springer-Verlag, Wien-Innsbruck 1948, 1950
- SCHMIDEGG, O.: Bericht über geologische Untersuchungen im Bereich der Eisenerzlagertstätten Mölstal–Arztal. Unveröffentl. Gutachten, 1951
- SCHMIDEGG, O.: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. Verh. Geol. B. A., 1, 27–47, Wien 1964
- SCHMIDEGG, O.: Die Geologie der Eisenkarbonatlagertstätten Arztal–Voldertal–Mölstal (im Druck, erscheint 1978)
- SCHULZ, O.: Horizontgebundene altpaläozoische Eisenspatvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 15, 232–247, Wien 1971
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. VIII + 256 S., Deuticke-Verlag, Wien 1963
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1971
- TUFAR, W.: Die Eisenerzlagertstätte vom Buchwald ober Waldbach (Oststeiermark). Tschermaks Min. Petr. Mitt. 12, 4, 350–391, Wien 1968
- TUFAR, W.: Die Eisenlagertstätte von Pitten (Niederösterreich). Ein Beitrag zum Problem der ostalpinen Spatlagertstätten. Joanneum, Mineral. Mitteilungsblatt 1, 101–154, Graz 1972
- VOHRYZKA, K.: Die Erzlagertstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. Jb. Geol. B. A., 111, 3–88, Wien 1968
- WENGER, H.: Syngenitische Eisenspatvorkommen von Lamark (Hochfügen, Zillertal). Veröff. Museum Ferdinandeum, 53, 189–196, Innsbruck 1973
- WENGER, H.: Syndimentäre Eisenspatvererzung von Kleinboden, Zillertal. Radex-Rundschau, 2, 127–130, Radenthein 1974
- WINCHELL, A. N.: Elements of Optical Mineralogy, II: Descriptions of Minerals, 551 S., John Wiley-Sons, Inc., New York 1964

Anschrift des Verfassers:

Univ.-Prof. Dr. Oskar Schulz

Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck

A-6020 Innsbruck

Universitätsstraße 4/I

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum](#)

Jahr/Year: 1977

Band/Volume: [57](#)

Autor(en)/Author(s): Schulz Oskar

Artikel/Article: [Synsedimentäre Fe-Anreicherung in der Innsbrucker Quarzphyllitzone am Beispiel der Sideritlagerstätte Eisenkar, Mölstal \(Tuxer Voralpen\). 103-117](#)