

Die Sideritlager in den Paragneisen von Bärenbach bei Hüttenberg, Kärnten

Von Oskar SCHULZ, Innsbruck

(Mit 8 Abbildungen)

1. ZUSAMMENFASSUNG

Die Sideritlager vom Typ Bärenbach bei Hüttenberg werden mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine ursprünglich sedimentäre Fe-Anreicherung, zusammen mit kalkigen, quarzigen und tonigen Sedimenten, zurückgeführt. Die Erzlager und -linsen sind in einer Schiefergneis-Serie über einen Kilometerbereich offenbar horizontbeständig, aber vermutlich absätzig, zusammen mit glimmerhaltigen Kalkmarmor- und Quarzitlegen, enthalten. Diagenetische, vor allem aber polymetamorphe Veränderungen haben die heute vorliegenden Paragesteine geprägt. Selektive Sammelkristallisationen, metasomatischer Stofftausch und junge Remobilisationen haben das jetzt im Korngefüge unterschiedliche, aber demnach doch laminierte, inhomogene Parallelgefüge geschaffen, in welchem auch alpidische Kristallisate nicht auszuschließen sind. Die Bezeichnung metamorphe Sideritlagerstätte mit vermutlich jungen Remobilisaten scheint angebracht.

SUMMARY

Siderite beds in the paragneisses of Bärenbach near Hüttenberg, Carinthia

The Bärenbach type siderite beds near Hüttenberg probably constitute an originally sedimentary Fe-enrichment together with calcareous, quartziferous, and argillaceous sediments. Over an extent of 1 km the ore beds and ore lentils in a foliated gneiss series seem to be strata-bound together with lime marble and quartzite beds. The para-rocks found today were mainly formed by diagenetic and polymetamorphic changes. The laminated inhomogeneous parallel fabric was formed by selective accreti-

ve crystallization, metasomatic exchange of matter and young remobilization. It may also contain alpidic crystallizates. Hence its designation as metamorphic siderite deposit probably containing young remobilizates seems justified.

2. PROBLEMSTELLUNG

In Nachbarschaft der im „Erzberg-Marmor“ enthaltenen Sideritlagerstätte Hüttenberg sind kleinere Sideritlager im Verbannde von Paragneisen über weite flächige Erstreckung bekannt. Auf Grund von Gefügeuntersuchungen vom Aufschluß bis zum Mikrobereich wird versucht, die Stellung der Fe-Anreicherung und des Siderits im Rahmen der Metallogenese der Ostalpen zu ergründen.

3. GESTEINSABFOLGE UND ERZLAGER

Im Rahmen einer montangeologischen Erforschung des Gebietes östlich von Hüttenberg-Knappenberg, Mosinzgraben, Löllinger Berg, Löllinggraben fiel die stoffparallele Anordnung zahlreicher kleiner Eisenkarbonatschichten auf, weshalb hier auf deren gemeinsame Betrachtung mit dem metamorphen Gesteinsverband Wert gelegt wird. Dieser Raum, die Westabdachung des Saualpe-Zirbitzkogel-Massivs, wurde von E. CLAR (1953, 1975), CLAR und MEIXNER (1953), W. FRITSCH (†), zuletzt aber besonders von N. WEISSENBACH (1975), petrologisch erforscht.

Um die Stellung des zur Diskussion stehenden Gesteinsverbandes zu verstehen, wird die „Zusammenfassung“ in „Geologie der Saualpe“, PILGER und SCHÖNENBERG (1975), vereinfacht wiedergegeben: Eozän- und Oberkreide-Sedimente liegen diskordant auf dem nicht metamorphen Deckgebirge. Diese hangende Gesteinsserie besteht aus triadischen, permischen und oberkarbonischen Sedimenten.

Unter einer variszischen Diskordanz faßt man als oberes Stockwerk des Saualpenkomplexes (einschließlich der Magdalensberg-Serie) eine nicht oder schwach metamorphe Abfolge und darunter eine Phyllitgruppe zusammen. Es handelt sich um fossilbelegtes Devon, Silur und Ordovizium. In beiden Gruppen sind mächtige vulkanische Gesteine in den stratigraphisch jeweils tief liegenden Bereichen eingeschaltet.

Eine Glimmerschiefergruppe wird als mittleres Stockwerk bezeichnet. Wie im höheren Stockwerk sind auch diese Gesteine auf ursprünglich klastische Sedimente mit zwischengeschalteten Kalkgesteinen und Vulkaniten zurückzuführen. Sie liegen heute allerdings als Glimmerschiefer, Amphibolite und Marmore der Amphibolitfazies vor, so daß eine altersmäßige Einstufung nicht möglich ist. Auf Grund eines lithologischen Serienvergleiches wird aber auch hier Devon, Silur und

Ordovizium vermutet. Die tektonische Betrachtung läßt auf Grund einer synmetamorphen Deckenüberschiebung eine Unterteilung zu, nämlich in eine untere und eine obere Glimmerschiefergruppe. In die obere dieser beiden Decken gehört z. B. der bis 300 m mächtige Waitschacher Marmor mit der Sideritlagerstätte Waitschach; die untere Glimmerschiefergruppe wird auch als Plankogel-Serie bezeichnet. Ins Liegende derselben ist der bis 600 m mächtige Erzbergmarmor einzureihen. Diese Marmorabfolge ist wegen der darin vorliegenden Sideriterzkörper der Lagerstätte Hüttenberg von lagerstättengenetischem Interesse und wurde zuletzt von FUCHS (1978, 1979) gefügekundlich untersucht. Den mesozonal-metamorphen Glimmerschieferien entspricht die frühere Bezeichnung Hüttenberger Serie.

Als Mächtigkeiten werden von den Bearbeitern angegeben für das anchimetamorphe Paläozoikum 1000 m, für die Phyllitgruppe 1000 bis 2000 m und für die Glimmerschieferien ebenfalls 1000 bis 2000 m.

Als unteres, zentrales Stockwerk des Saualpenkristallins liegt eine bis etwa 4000 m mächtige hochmetamorphe Serie mit hauptsächlich glimmerreichen Paragneisen und Einlagerungen von Pegmatoiden, Amphiboliten, Eklogiten, Kalksilikatgesteinen und geringmächtigen Marmoren vor. In dieser Abfolge sind die Erzlager von Bärenbach enthalten.

Als tiefste Einheit der Saualpe, also als Basisstockwerk, liegen unter einer synmetamorphen Überschiebungsbahn mesozonal-metamorphe Gesteine, hauptsächlich Schiefergneise, grobe Glimmerschiefer und Amphibolite. Diese, als keilförmige Horstscholle bei Klieningsfensterförmig aufgeschlossenen Metamorphite werden als ursprünglich nicht zum Saualpenkristallin gehörig bezeichnet (Klienings-Serie, WEISENBACH, 1975) und sind, großtektonisch beurteilt, eigentlich dem Stubalpenkristallin zuzuordnen.

Die am Nordabhang des Löllinger Berges (Abb. 1) etwa 500 bis 600 m westnordwestlich von Radeben bzw. 750 bis 850 m südsüdöstlich von Plaggowitz im Bereich Bärenbach bekannten Sideritlager liegen nach WEISENBACH (1975) in den Schiefergneis- und Disthenflasergneis-Serien, die im Rahmen der großtektonischen Gliederung dem vorhin erwähnten zentralen unteren Stockwerk des Saualpenkristallins angehören. Eine sinnvolle Klassifizierung der kompliziert aufgebauten Abfolgen gab WEISENBACH (1975) bekannt. Nach dieser und nach der von CLAR (1953) für den Raum Hüttenberg verwendeten Gesteinsklassifizierung waren die von der Innsbrucker Forschergruppe (ARKADES, FUCHS, NEINAVAI, VAVTAR, SCHULZ) 1975 durchgeführten Detailkartierungen ausgerichtet. WEISENBACH gibt für die Schiefergneis- und Disthenflasergneise eine Mächtigkeit von 2500 bis 3000 m an und unterscheidet in seinem Sammelprofil (S. 64 ff.) von oben nach unten in der derzeitigen kristallinen Abfolge: die Zone der Injizierten Glimmerschiefer, die Zone der Oberen Disthenflasergneise, die Disthen-Stau-

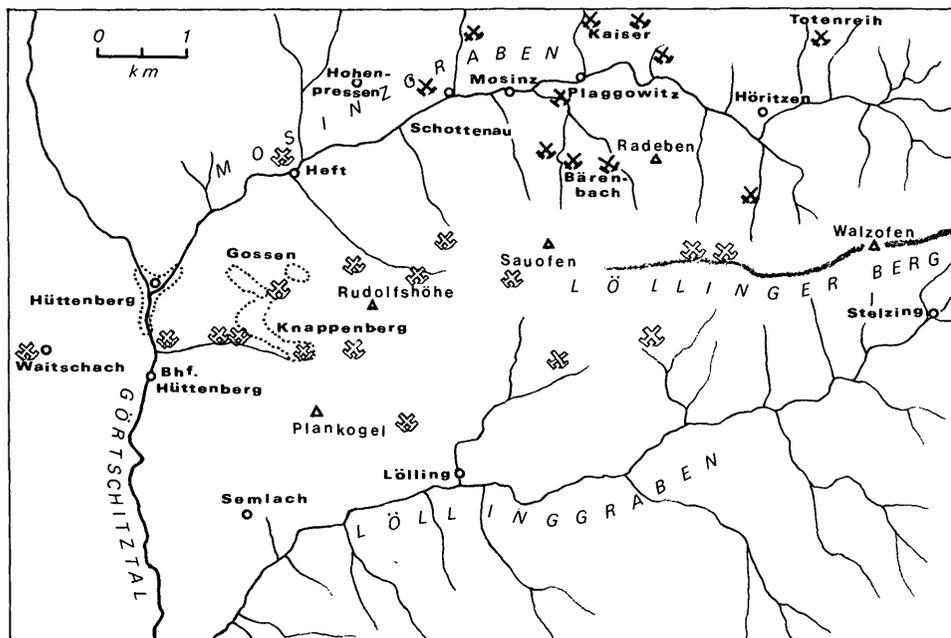


Abb. 1: Übersichtsskizze: Bärenbach und analoge Nachbarvorkommen mit Sideritlagern (Bergwerkszeichen schwarz); andere Sideritlagerstätten und -vorkommen (Bergwerkszeichen umrahmt).

rolith-Schiefergneise, die Mittleren Disthenflasergneise, die Zweiglimmergneise, die Zone der Unteren Disthenflasergneise und die der Unteren Schiefergneise. Bezeichnend hiezu ist allerdings die Bemerkung von WEISSENBACH (1975, S. 107): „Die Trennung einzelner Disthenflasergneisfolgen und ihre Einteilung in eine Obere, Mittlere und Untere Disthenflasergneiszone darf nicht darüber hinwegtäuschen, daß fallweise einzelne Züge miteinander identisch sind und sich darunter ein lang ausgezogener Falten- und Schuppenbau verbergen könnte.“

In Fortsetzung der Unterteilung der Gneisserien nach WEISSENBACH (1975) lagern unter der Unteren Schiefergneiszone noch gewölbeförmig hauptsächlich Marmore und vielfach quarzitreiche Bändergneise mit Einschaltungen von Kalksilikaten und Amphiboliten. In den oberen Abschnitt dieser als *Preimser Serie* bezeichneten etwa 600 bis 700 m mächtigen Abfolge gehört ein in der Stelzing im oberen Löllinggraben mitunter 300 bis 500 m dickes Marmorpaket, der sogenannte Stelzing-Marmor. In der Hangendzone dieser Marmore findet WEISSENBACH Pegmatoide und grobkörnige Schiefergneise mit Kalksilikaten als typisch.

Im Hinblick auf die Lagerungsverhältnisse der Sideriteinschaltungen vom Typ Bärenbach ist ein kleiner Ausschnitt der Schiefergneis- und Disthenflasergneis-Serie in bezug auf die petrographische Abfolge und die tektonische Verformung interessant. Nach den Detailkartierungen der Innsbrucker Forschergruppe liegen die Bärenbacher Sideritlager annähernd 500 m im Liegenden der pegmatoidreichen Grenzzone zur Glimmerschiefer-Serie, und zwar in der hier anscheinend mit 600 bis 700 m Mächtigkeit entwickelten Abfolge von Schiefergneisen.

Der für Paragesteine typische inhomogene Lagenbau fällt in der gesamten Abfolge vom Aufschluß bis in den Mikrobereich auf. Zum lagenweise wechselnden Feldspat-, Quarz- und Glimmergehalt kommen gelegentlich auch Karbonatzwischenschaltungen verschiedenster räumlicher Ausmaße // und \perp s. So gehört auch der „Sauofen-Marmor“, eine am Sauofen mit etwa 50 m Mächtigkeit ausbeißende Karbonatbank, hierher.

Das großräumig gesehen mehrfach sideritführende Gestein ist makroskopisch am besten als Schiefergneis anzusprechen. Eigentliche Erzträgergesteine sind teils quarz-, teils glimmerreiche Gneisvarianten, teils quarz- und glimmerhaltige Calcitmarmore. Aus den alten Grubenkarten des heute verfallenen Bergbaues Bärenbach ist ersichtlich, daß die Sideritkörper mit zwei etwa 4 m mächtigen Calcitmarmorlagern vergesellschaftet sind, die im Abstand von 6 bis 7 m lagern und mittelsteil nach Südwest einfallen. Im Zuge der im Jahre 1975 durchgeführten Schürfarbeiten in dem aufschlußarmen Gebiet wurde Anstehendes freigelegt. Es ergab sich dadurch die Gelegenheit, außer Derberzstücken auch jene für Gefügestudien besonders günstigen, weil aussagekräftigen Erzstücke zu sammeln, welche Übergänge vom Sideritlager zum Gneisbegleitgestein zeigen.

Bevor auf das Kleingefüge eingegangen wird, ist noch ein Hinweis auf die tektonischen Verformungen der Gneisseries angebracht.

4. DAS TEKTONISCHE GEFÜGE

Für den Raum der Lagerstätte Hüttenberg haben CLAR und MEIXNER (1953) einen Auszug ihrer gefügetektonischen Untersuchungen veröffentlicht. Die Weiterführung der Aufnahmen besorgte FRITSCH in den Jahren nach 1955 bis zu seinem tödlichen Unfall im Bergwerk im Sommer 1970. Die tektonischen Formungen verliefen demnach im Westteil der Lagerstätte mit 5 bis 15° nach Westnordwest einschiebenden Achsen, nachgewiesen als Lineare (Feinfältelungs-B-Achsen) auf den s-Flächen und konstruiert aus den s-Flächenlagen von größeren Falten und Faltenzügen als β - = B-Achsen; für den Ostteil der Lagerstätte wurden Achsenlagen mit 40° und noch steilerem Einfallen gefunden. Die hier geprägten Achsen findet man zwar in den östlich und nordöstlich angrenzenden Gebieten meist wieder, allerdings mit unterschiedlichen, meist sehr geringen Einfallswinkeln.

Da die tektonischen Formungen für die Beurteilung des Verlaufes der flächigen Erzkörper im aufschlußarmen Gebiet des Löllinger Berges

zwischen Mosinzgraben und Löllinggraben grundlegend wichtig sind, wurde anlässlich unserer Kartierung auch auf diese Gefügedaten Wert gelegt. Man versteht die Verformung durch Faltung am besten, wenn man vom Südwestgebiet, also etwa von Knappenberg aus, in welchem das mittlere Stockwerk der Metamorphite, nämlich die mesozonale Glimmerschiefer-Serie, zum Teil die Erdoberfläche erreicht, auf die nordöstlichen, nördlichen und östlichen Abschnitte übergeht. Dort schließen dann auch die katazonalen Gesteine der Schiefergneis- und Disthenflasergneis-Serien an.

Die halbkreisförmige Drehung des s-Streichens ist vor allem im Verlauf des Erzberg-Marmorlagers und in dessen liegenden Glimmerschiefern mit den meist stoffkonkordanten Pegmatoidkörpern deutlich abgebildet. Auch die Amphibolit- und Quarzitlager sowie die Serpentinite innerhalb der Glimmerschiefer machen die Drehung mit und vervollständigen das Bild: nämlich eine Faltung zu einer großen Synklinale mit flach bis mittelsteil nach Westnordwest eintauchender B-Achse.

Im östlichen Außenbogen wird diese im Grundriß auffallende Situation mit weiterer Entfernung vom Erzberg-Marmor allmählich undeutlicher. Die Mulde wird offener, die Großmuldenachse flacher, so daß etwas weiter im Osten nur mehr eine dominierende Flächenlage entwickelt ist. β -Achsen sind trotzdem meist aus dem unterschiedlichen Einfallen der tautozonalen s-Flächen konstruierbar. Ihre Vorzugslage im Streichen bleibt Westnordwest-Ostsüdost oder Nordwest-Südost.

Die Position der Schieferungsflächen einerseits und der Geländean schnitt andererseits bedingen, daß mit dem Fortschreiten nach Nordost im großen betrachtet immer liegendere Gesteinsserien aus der Tiefe an die Oberfläche gelangen. Auffallende Großfalten im Hundertermeterbereich ergeben sich konstruktiv 600 m Nordost vom Sauofen, etwa ab dem Schmiedgraben bis in den Mosinzgraben, das ist der Bereich, in dem auch die Sideritlager von Bärenbach liegen. Diese Verformung hat zur Folge, daß die Geländeoberfläche über weitere Erstreckung von fast ein- und demselben Gesteinspaket gebildet wird. Bessere Einblicke in die Abfolge gibt es zum Teil in Grabenabschnitten (Verwerfer?).

Die Mulden und Sättel der Großfalten sind teils über einige hundert Meter verfolgbar, teils werden sie verschwenkt oder leiten schon nach Meterzehnern zu parallelen, ungefalteten Gesteinspaketen über. Im Faltenbau fällt stellenweise rhombische Symmetrie auf, manchmal ist ein monokliner Faltenwurf mit stärker geneigten Muldensüdflügeln erkennbar; das bedeutet stärkeren Schub von Südwest im Zuge der Einengung. Bei großräumiger Betrachtung enthält die Verformung freilich reichlich triklone Züge, so daß lokale Erkenntnisse nicht einfach auf entfernte Abschnitte übertragen werden können. Auffallend oft gleicht sich das Gefügerelief mit seinen meist flachen Höhenrücken den Schieferungslagen der Gesteine an.

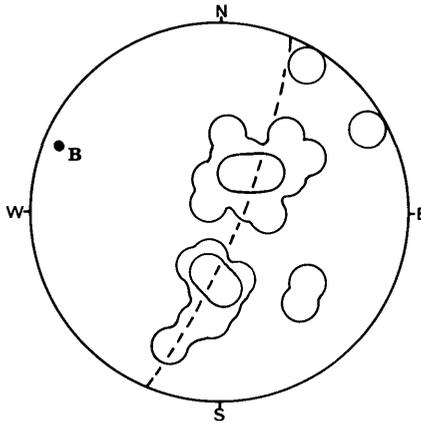


Abb. 2: s-Lotdiagramm, Bereich Bärenbach; 34 Flächen, statistische Tautozonalität: π -Kreis strichliert, $\beta = B$ -Achse. $> 17 - 1 - 0\%$.

Das s-Großkreisdiagramm für den Bereich Bärenbach zeigt im Fallen stark variierende, aber tautozonale s-Lagen zu einer flach, mit 10° nach Westnordwest fallenden $\beta = B$ -Achse (Abb. 2).

Nach den Profilkonstruktionen und nach dem Verlauf der Schieferungsflächen, die sich mit der stofflichen Abfolge decken, sind auch die kleinen Sideritlager westlich von Bärenbach, die Vorkommen Westsüdwest von Plaggowitz (Pingenfeld!), vom Schottenaugraben, von Totenreih (Pingenfelder!), vom Kaiser und südlich Höritzen, in stratigraphischen Zusammenhang mit dem Bärenbacher Erz zu bringen.

Es fällt auf, daß den im allgemeinen gut interpretierbaren s-Diagrammen mit den β - und B-Achsen meist schlecht deutbare Kluftdiagramme gegenüberstehen. Die statistische Übersicht läßt aber trotz starker Streu-

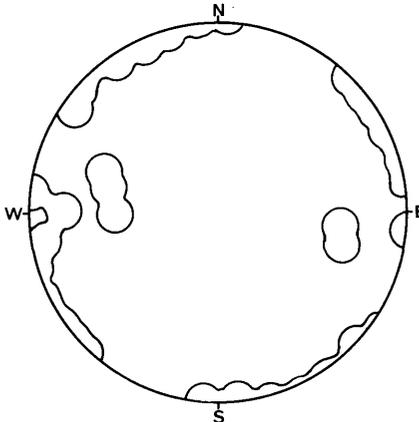


Abb. 3: Klufplotdiagramm, Bereich Bärenbach; 24 Klüfte.

ungen doch Polhäufungen in ac-Stellung zur jeweiligen Faltenachse wahrnehmen. Das sind genetisch gesehen Reiß/(Zerr-)klüfte, die allerdings in vielen Fällen als Scherklüfte nachbewegt wurden. Gewisse Kluffgruppen liegen offenbar in h0l- und hk0-Positionen zum entsprechenden Formungsplan. Die Deutung bleibt aber mangels genügender Striemung auf den Scherklüften doch unsicher.

Bei Bärenbach sind im Streichen stark streuende, fast durchwegs steil stehende Klüfte entwickelt, die der b-axialen Formung am ehesten als stark streuende hk0-Lagen zuordenbar sind (Abb. 3). Im östlichen Nachbarbereich Radeben liegen die Kluffmaxima in ac-Stellung zu den konstruktiv ermittelten β -=B-Achsen, die sich mit den B-Fältelungen lagenmäßig decken.

Zur Klärung der Genese der Erze vom Typ Bärenbach ist die Feststellung wichtig, daß die schichtgebundenen Erzlager offensichtlich samt ihrem Begleitgestein von den tektonischen Verformungen betroffen wurden: von den Falten und Zerschörungen, so daß die heutige Paragenese der erz- und gesteinsbildenden Minerale als prätektonisch, bezogen auf die nachweisbaren tektonischen Deformationen, zu bezeichnen ist.

5. DAS SIDERITLAGER IN DER GNEISABFOLGE

Zwar läßt die Feststellung der prädeformativen Existenz der Mineralparagenese noch keinen befriedigend weitreichenden Rückblick in der Entstehungsgeschichte der Sideritlagerstätte zu, doch ist schon auf Grund der Feldbeobachtungen und der tektonischen Analyse eine alpidische Fe-Anreicherung so gut wie auszuschließen. Die petrographische Untersuchung enthüllt Details über die Gefügepartner und ihre mögliche ursprüngliche stoffliche Zusammengehörigkeit.

Die unmittelbaren Erzträgergesteine sind, wie nach alten Plänen und den Haldenstücken zu schließen ist, Quarzite, Glimmerquarzite, Glimmermarmore und quarzitische Marmore. Die lagig-inhomogene Anordnung dieser Gesteinsvarianten läßt auf die Abbildung einer stofflichen Inhomogenität im Ausgangsmaterial schließen. Da es sich um metamorphe Sedimente handelt, ist also an ursprünglich feinklastischen Detritus von Quarz, Glimmer- und Tonmineralen, etwas Feldspat sowie mit oft lagenweise stärker vertretenen Karbonaten zu denken. Die Karbonate dürften allerdings ursächlich nicht nur mechanisch, sondern auch chemisch angelagert vorgelegen haben, z. B. als Zement des psammitisch-pelitischen Materials; Marmorbänke, in der entfernteren Abfolge mit ansehnlicher Mächtigkeit, lassen auch auf eine rein marine komplexe chemische, biogene und resedimentär-mechanische Anlagerung von Ca-Karbonaten schließen.

Die teils feinschichtige, teils bankige Mitbeteiligung Fe-haltiger Karbonate verdient von der gefügemäßigen Betrachtung her schon als primär-verdächtig, also zusammen mit dem vermuteten Ausgangsmaterial beurteilt zu werden: zu auffällig sind das gemeinsame Auftreten im Gesteinsverband, die oft feinschichtige Wechsellagerung im kleinen und die die Paragenese gemeinsam erfassenden mechanischen Verformungen. Dieser zunächst deskriptiven Betrachtung widersprechen auch nicht die für Karbonate typischen und daher zu erwartenden Umkristallisationen, Verdrängungen und Kristallisationen.

Die allenfalls wirtschaftlich interessierenden Derberzlager mit ihren meist grobkristallinen, z. T. auch geregelten Wachstumsgefügen sind nur von untergeordnetem wissenschaftlichen Interesse. Wie immer bei genetischen Fragen erlauben die inhomogenen Parallelgefüge viel besseren Einblick in den Anlagerungs- und Kristallisationsablauf. Je weniger Erzminerale mitbeteiligt sind und je feinschichtiger die Wechsellagerung entwickelt ist, umso aussagekräftiger sind die Befunde. Daher gilt die Aufmerksamkeit den „verunreinigten“ Randzonen und Zwischenlagen des Erzkörpers.

Makroskopisch und mikroskopisch am auffälligsten erweisen sich die Wechsellagerungen von quarzreichen, glimmerreichen und karbonatreichen, insbesondere sideritreichen Lamina. Aber auch innerhalb der Quarzitlagen und innerhalb der Karbonatlagen gibt es alle Übergänge von reinen zu unreinen Partien, so daß für die Abfolge dieser Spielarten auch Gesteinsbezeichnungen wie Sideritquarzit, Glimmer-Siderit-Quarzit, Glimmer-Siderit-Marmor, quarzitischer und glimmerführender Sideritmarmor u. a. gewählt werden können.

Bei den Karbonaten ist eine selektive Umkristallisation auffallend in der bei diagenetischen und metamorphen Prozessen allgemein bekannten Weise, daß reinere Aggregate größere, unreinere aber kleinere Korngrößen aufweisen. Die hemmende Wirkung von glimmerigen und quarzitischen Einlagerungen auf die Kristallisation kommt sichtbar zum Ausdruck. Es sei noch erwähnt, daß mit dem Auftreten von Siderit öfters auch ein lagig stärkerer, über das Durchschnittsmaß des Gesteins hinausgehender Pyritgehalt verbunden ist. Im übrigen zeigt sich, daß die mit Calcit möglichen Mineralvergesellschaftungen genauso mit dem Eisenkarbonat vorliegen.

Der Eindruck des gemeinsamen Auftretens der Fe-Karbonat mit den bekannten Vertretern der Paragenese in bevorzugt inhomogenen Parallelgefügen (Abb. 4) wird auch bei der Betrachtung der Korngefüge einzelner Mineralparagenesen noch bestärkt. So sind durch die mechanische Beanspruchung neben den für Glimmerschiefer, Schiefergneise und Gneise typischen Glimmereinregelungen auch gelängte Quarze, Quarzaggregate, ausgewalzte Feldspäte und ebenso auch in der Schieferungsfläche gelängte Calcit- und Fe-Karbonataggregate vorhanden (Abb. 5). Der Tektonitregelung entsprechende mechanische Beanspruchung der Kör-

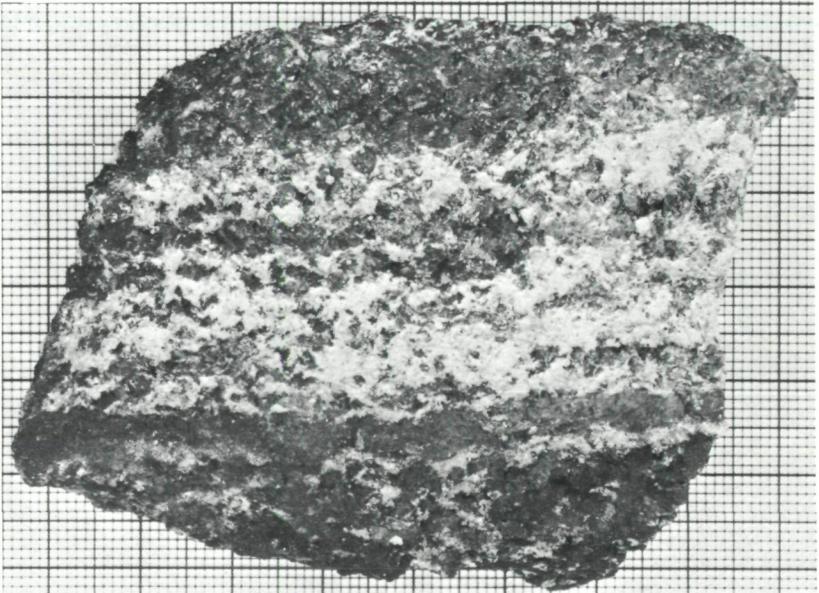


Abb. 4: Glimmer-Quarzit-Sideritmarmor. Wechsellagerung von Siderit (dunkel- und schwarzgrau) und Sericitquarzit (grauweiß) im Handstück. Die Glimmer-Quarzitlagen enthalten auch Siderit, die Sideritaggregate auch Quarz und Glimmer. Unterlage: Millimeterpapier.

ner ist auch im Gitterbereich nachweisbar. Undulöse Auslöschungen sind sowohl in Quarzen als auch in Sideriten im Durch- und Aufsicht weit verbreitet (Abb. 6). Hier zeigt sich wieder die geringe Bereitschaft der Siderite zur Zwillingslamellierung etwa im Vergleich zu Calcit. Die intragranulare Korndeformation kommt in derselben Weise wie bei den Siderittektoniten von Gebra-Lannern (SCHULZ 1971), und vom Eisenkar, Wattental (SCHULZ 1977), beschrieben, zur Beobachtung. Im Bereich der Sideritlagerstätte Bärenbach liegen allgemein S-Tektonite (SANDER 1948, 1950, 1970) vor.

Neben dem häufigen Materialwechsel in den einzelnen Grob- und Feinlagen ist nicht selten auch innerhalb des Sideritkörpers eine „Schichtung“ durch lagigen Korngrößenwechsel auffallend. Dies hängt, wie schon erwähnt, teilweise mit der Reinheit, also mit den Einschlüssen im Sideritgefüge, zusammen. Auffallende und auch makroskopisch identifizierbare Korngrößendifferenzen in den s-Flächen sind vor allem aber in den grobkristallinen geschlossenen Sideritgefügen des kompakten Erzlagerns zu finden.

Diese im Hinblick auf den Nachweis einer Tektonitregelung allerdings nicht brauchbaren Siderit-Wachstumsgefüge bestehen aus lagenförmig aufeinander zugewachsenen bzw. voneinander weggewachsenen



Abb. 5: In s gelängte Siderit-, Quarz- und Glimmer-Aggregate zufolge Tektonitregelung einer feinlamierten Abfolge. Dünnschliff, Nicols +; natürliche Größe des Ausschnittes 7×5 mm. Siderit: verschieden grau (undulös!), Quarz und Sericit weiß bis grauweiß.

Kristallrasen, mit der Regel $c //$ Wand. Es sind die bipolaren oder auch als antipolar bezeichneten Gefüge, wie sie von CLAR (1954) am Beispiel der Spatmagnesite und Siderite, von SCHULZ (1978) auch an anderen Karbonaten und vor allem an Zinkblenden beschrieben sind. Derartige, an sich gefügekundlich interessante Kristallisate sind andernorts allgemein als syndiagenetische und postdiagenetische Bildungen bekannt und daher infolge ihrer Mehrdeutigkeit auch für metamorphe Gesteine nicht unbedingt aussagekräftig. Es läßt sich lediglich eine prädeformative, syn- oder postdeformative Kristallisation, bezogen auf letzte tektonische Formungen, feststellen, was zwar als eine ergänzende Aussage wertvoll ist, aber nicht das Ereignis der primären Metellanreicherung abzuleiten erlaubt.

Wie für andere Fälle erörtert (SCHULZ 1978), sind auch im vorliegenden bipolaren Sideritgefüge lagenweise Korngrößenunterschiede feststellbar, und diese werden von der Pigmentierung der Lagen diktiert. So

ist aus den Befunden eine bevorzugte Auflösung der reineren Sideritlagen und eine Neukristallisation in Form einer freien (nicht metasomatischen) chemischen Internanlagerung im Gegensatz zu den unreinen, vom Lösungsangriff weniger beeinflussten Lamina ablesbar. Die Korngrößen liegen z. B. für die feinkörnigen um 0,25 mm, für die frontal aufeinander zugewachsenen grobkörnigen Kristalle bis 15 mm. Da teilweise die Anlagerung der Kristallrasen bereits vor einer Berührung der gegenüberliegenden Fronten zum Stillstand kam, weisen diese Sideriterztypen in s ausgeweitete, etwa um 1 mm, höchstens 1 bis 3 mm klaffende Restlumina auf. Von einem metasomatischen Stoffaustausch ist in diesen Fällen nichts zu sehen, es handelt sich im heutigen Zustand nur um Sideritgefüge. Doch sind metasomatische Konturenverlagerungen in Calcitmarmorpartien zweifellos nachweisbar.

Sammelkristallisationen in den Quarzit- und Karbonatlagen bringen es mit sich, daß vielfach ältere Stoffinhomogenitäten als Interngefüge übernommen wurden und somit eingeschlossen vorliegen. Vor allem Glimmer und Pyritkörnchen sind in den grobkörnigen Kristallisaten auch mit ihrem vor der Umwachsung geprägten Regelungszustand erhalten. So findet man im Siderit Phlogopitplättchen, die ein s₁ kennzeichnen (Abb. 6, 7) und s₂-repräsentierende Feinlagen von Pyritkörnchen. Die Befunde beweisen das Vorliegen von Umkristallisationen, vor allem Sammelkri-

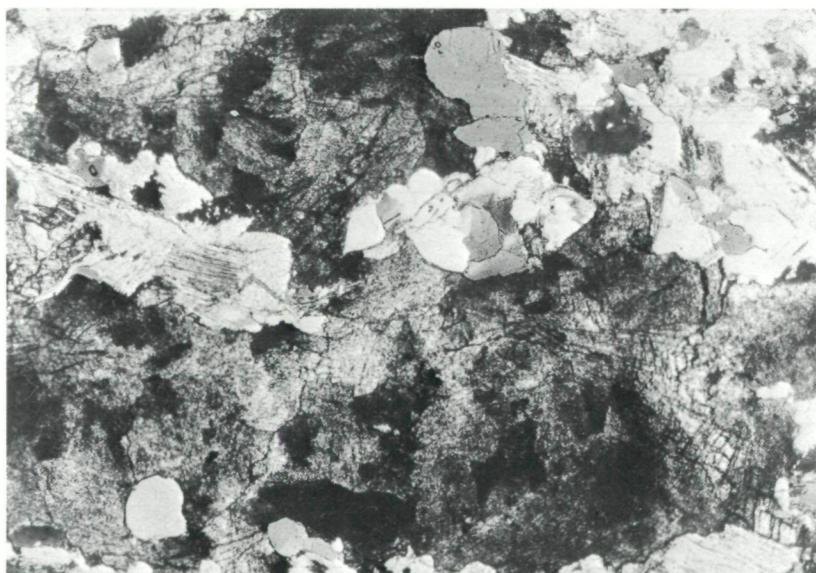


Abb. 6: Interngefüge bestehend aus Quarz (glatt, weiß bis grau), etwas Phlogopit und Sericit (grau gestreift) lagig (Mitte und unten) als s₁, in stark undulosem Siderit (rauh, grau bis grauschwarz). Dünnschliff, Nicols +; natürliche Größe des Ausschnittes 3,4 × 2,5 mm.

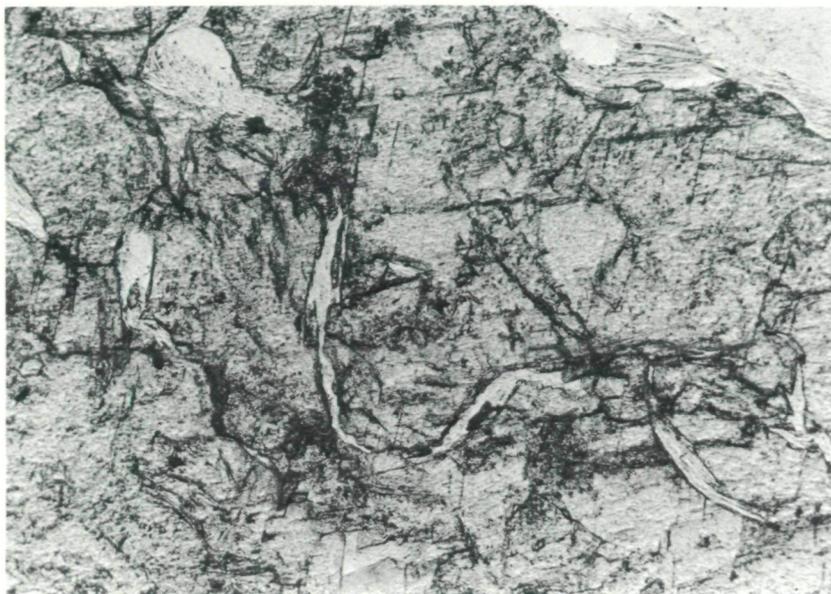


Abb. 7: Gekrümmter Glimmer (Mitte bis rechts unten) in Sideritxenoblast. Dünnschliff, Nicols -; natürliche Größe des Ausschnittes $3,4 \times 2,5$ mm.

stallisationen, nicht jedoch etwa die erste Platznahme in dieser Form innerhalb des Erzgesteins. Analoge Beispiele liefern die Calcit- und Quarztlagen.

In allen diesen aufgezählten Beispielen sollte das Gemeinsame an Kristallisationen der am Gesteinsaufbau maßgeblich beteiligten Minerale hervorgehoben werden.

6. DER „SIDERIT“ DER ERZLAGER

Das als Eisenspat bzw. Braunschat bezeichnete Erz enthielt nach einigen älteren Analysen aus den Jahren 1924 bis 1938 rund 45,3% Fe und 2,9% Mn. 24 Haufwerksanalysen von Haldenerzen ab 1973 durch die VÖEST-ALPINE AG, Bergbau Hüttenberg, erbrachten durchschnittlich 50,4% Fe-Metallgehalt. Die hohen Fe-Gehalte sind durch die starke Verwitterung der Eisenspatte zu Limonit im Haldenmaterial und allgemein auch im tagnahen Grubenbereich zu erklären, wodurch eine Fe-Anreicherung zustande kam (Abb. 8). Der theoretische Gehalt für das Erzmineral Siderit wird mit 48,3%, für Limonit mit 62% Fe angegeben (RAMDOHR und STRUNZ 1967).

Nach diesen Daten schien eine Diagnose der Mineralphasen auf Grund optischer Konstanten interessant. Manche verwitterten Stücke



Abb. 8: Stark oxydiertes Haldenerz im polierten Anschliff. Goethit (weiß), Lepidokrokit (lichtgrau), ? Maghemit (weiß), Sideritrelikte (schwarzgrau), Löcher (schwarz). Nicols –; natürliche Größe des Ausschnittes 1,2×0,9 mm.

bestehen, abgesehen von Verunreinigungen, nur aus Limonit. Aus den verwitterten Erzen isolierte unverwitterte Mineralanteile wurden im Durch- und Auflicht untersucht.

Die n_o -Brechungsindizes (durch Einbettungsmethode gemessen) liegen für größere Kristalle in Sideritderberzen, Sideritquarziten, Quarz-Glimmer-Siderit-Marmoren ziemlich konstant bei 1,842. Demnach handelt es sich nach den Tabellen von WINCHELL (1964) und TRÜGER (1971) um ein Eisenkarbonat mit etwa 80 Mol-% $FeCO_3$, welches als Sideroplesit bezeichnet wird.

Subtile Einzelheiten im Mineralaufbau werden aber im polierten Anschliff bei der Messung des Reflexionsvermögens bemerkbar. Mit dem Mikrospektralphotometer am UNIVAR-Mikroskop von REICHERT wurden Serienmessungen der Reflexion bei verschiedenen Wellenlängen durchgeführt. Die RV-Werte betragen für große Körner:

RV _o (Luft)	460 nm:	9,16	(8,92–9,47)
	540 nm:	9,02	(8,89–9,13)
	620 nm:	8,89	(8,75–9,02)
	660 nm:	8,85	(8,61–9,14)

Vom selben Material wurden VH-Mikrohärten mit dem Prüfgerät von LEITZ ermittelt. Diese VICKERS-Härten betragen (bei der Versuchsanordnung 100 p, Belastungszeit 7") im Mittel 418 VHN (bei Streuungen von 372–473 VHN).

Für dieses Erz ergab eine im Geotechnischen Institut der BVFA-Arsenal (Univ.-Prof. Dr. E. SCHROLL) durchgeführte Analyse:

Fe	36,85%	(was umgerechnet einem Gehalt von 76,45%
Mg	1,85%	FeCO ₃ entspricht)
Mn	2,08%	
Ca	0,30%	

Die angegebenen RV-Werte herrschen zwar offenbar vor, doch sind sie nicht für das ganze Material repräsentant. In manchen Feinlagen fallen nämlich auch statistisch höhere, in anderen niedrigere Werte auf. Das höhere Reflexionsvermögen betrifft großkörnige Aggregate, beträgt für den ordentlichen Strahl bei 540 nm im Durchschnitt z. B. 9,17 oder auch 9,28, was in diesem Fall einem Sideroplesit nahe Siderit entspricht. Umso bemerkenswerter ist der Befund, daß die feinkörnigen Aggregate der feinlamierten Abfolge in mehreren, der Untersuchung zugänglichen Fällen statistisch niedrigere RV₀-Werte aufweisen. Die Differenzen schwanken (jeweils im Durchschnitt beurteilt) zwischen 0,09% und 0,25%, was bei allen Wellenlängen nachweisbar ist. Diese Feststellung wird noch weitere Untersuchungsreihen an verschiedenen Sideritlagerstätten und Detailuntersuchungen der Ursachen nach sich ziehen.

Verschiedene Mineralgenerationen sind auch bei Quarz und Pyrit auf Grund von Korngestalten und der Anordnung im Gefüge nachweisbar. So treten kleine Bergkriställchen im geschlossenen Verband und in Restlumina von Sideritrasen auf. Zonar gebaute Pyrit-Idioblasten fallen durch tropfenähnliche Quarzeinschlüsse auf.

Aber auch die stark verbreiteten Limonitbildungen in der Oxidationszone liefern mineralogisch bemerkenswerte Einzelheiten. Neben den überwiegenden Goethit- und Lepidokrokite-Bildungen, die in den verschiedensten, manchmal grotesken Formen das Eisenkarbonat verdrängen, treten gar nicht selten auch stärker reflektierende, oft kugelähnliche Aggregate in Erscheinung, die sehr schwache Anisotropieeffekte erkennen lassen. Die RV-Werte entsprächen, soweit bei den sehr kleinen Aggregatgrößen (10 bis 15 µm) überhaupt verlässliche Daten ermittelt werden können, einem Magnetit (kontrolliert bei mehreren Wellenlängen). Nachdem eine Anreicherung dieser Mineralphasen gelang, konnte das Material röntgenographisch untersucht werden. Die Röntgendiffraktometeraufnahme ergibt Hämatit. Es besteht der Verdacht auf Maghemitnahe Phasen.

7. METALLANREICHERUNG UND ERZKRISTALLISATION

Die Genese von Sideriten befaßte ebenso wie die der alpinen Spatmagnesite zahlreiche Forscher. Die Auffassungen waren und sind z. T. heute noch konträr. In den letzten Jahren aber erhärten glaubhafte Erklärungen für beide Themenkreise die Ansicht einer paläozoischen

Stoffherkunft und eines gemeinsamen Auftretes mit den sedimentären, heute metamorphen Erzträgergesteinen. Das gilt vor allem für viele nur einer schwachen Metamorphosestufe ausgesetzt gewesene Spatlagerstätten.

Für synsedimentäre paläozoische Siderite brachten Gefügeuntersuchungen der Vorkommen im Kitzbüheler Lagerstättenrevier und der Tuxer Quarzphyllitzone entsprechende Hinweise (SCHULZ 1971, 1977). Einen bestechenden Beweis für sedimentäre Sideritanreicherung der Lagerstätte Radmer-Buchegg bringen BERAN u. THALMANN (1978) nach vorbereitenden Studien (BERAN 1975, 1977a, b, 1978, BERAN u. THALMANN 1977, THALMANN 1977) auf Grund des Nachweises einer feinschichtigen Wechsellagerung dreier feinkörniger Siderittypen, die sich in den Mg/Mn-Verhältnissen bzw. im Ca- und Fe-Gehalt unterscheiden. Nach diesen und weiteren Neuerkenntnissen über Rekrystallisationen schließen die Autoren auch für die Sideritgroßlagerstätte Steirischer Erzberg auf analoge Entstehung. Damit scheinen die schon von HEGEMANN (1957), HÖLL (1970), HÖLL u. MAUCHER (1976), SCHULZ (1974, 1977) vertretenen Meinungen bzw. Vermutungen bestätigt zu sein.

Eine völlig gegensätzliche Auffassung der Sideritgenese vertritt allerdings immer noch W. E. PETRASCHECK (1978), obwohl die Bestimmung der S-Isotope eines Gipses von Knappenberg (S. 83, 85) auch eine andere Deutung zulassen würde: er hält an der metasomatisch-alpidischen Lagerstättenbildung fest. Sollte nicht dennoch eine Annäherung der verschiedenen Vorstellungen möglich sein? Vor allem durch die begriffliche Trennung der Ereignisse, die 1. zu den heute vorliegenden Spatkristallisationen und gegebenenfalls 2. zur ursächlichen Anreicherung des Eisens im Gestein geführt haben. Denn gerade bei Karbonatmineralen, die zu späterer Kristallisation neigen, ist der Nachweis von primären Anlagerungsgefügen allenfalls sehr erschwert, wenn nicht so gut wie ausgeschlossen.

TUFAR (1972, 1974) vertritt auch für höher metamorphe Eisenspatlagerstätten die Meinung einer prämetamorphen Genese. Eine Gefügestudie über die Siderite von Hüttenberg bringt FUCHS (1978, 1979) und zeigt auf Grund der Korngefügebefunde der gesamten Paragenese die Wahrscheinlichkeit einer prämetamorphen, synsedimentären Eisenanreicherung auf.

Für die Erzvorkommen von Bärenbach liegen einige Befunde vor, die für eine junge, also möglicherweise alpidische Kristallisation sprechen: nämlich die grobspätigen bipolaren Sideritkristallrasen mit Wachstumsgefügeregelung. Diese sind zwar in bezug auf jüngste rupturale Deformationen dennoch als präkinematisch zu bezeichnen, doch könnten sich diese Kristallisationen und Deformationen auch während der alpidischen Orogenese und Metamorphose im Sinne von W. E. PETRASCHECK (1963,

1978), MEIXNER (1953 a, b, 1970, 1975), O. M. FRIEDRICH (1953, 1968), CLAR (1953, 1954), CLAR u. MEIXNER (1953) geeignet haben. Zugegeben dominieren auch in der kleinen Lagerstätte Bärenbach derartige grobspätige, monomineralische Sideritaggregate und sie liefern an sich keinen Beweis für eine voralpidische Fe-Anreicherung. Wer aber bewußt nach aussagekräftigen Befunden sucht und diese in Form von feinlaminierten Wechsellagerungen von Siderit mit den Hauptgemengteilen des Paragesteins findet, müßte eine syngenetische Fe-Konzentration zumindest in den Bereich der Möglichkeit ziehen. Die allgemein bekannten fein- und grobspätigen Karbonatgefüge, wie sie bekanntlich schon in diagenetischen Sedimententwicklungsstadien entstehen, die typischen Korngrößenwechsel in stofflich verschieden zusammengesetzten Feinlagen, die intragranularen Korndeformationen in den Hauptkomponenten des Gesteins, die zum Teil als s_1 vorliegenden Interngefüge und die flächig im Kilometerbereich auftretende horizontbeständige Verteilung der Sideritlager und -linsen, das alles bestärkt den Eindruck, in den „Sideritmarmoren“ von Bärenbach eine voralpidische, schichtig angelegte Fe-Anreicherung vorliegen zu haben.

Nun darf in einem Gesteinsverband mit der vorliegenden Metamorphosestufe freilich nicht der Fund von Reliktgefügen aus dem sedimentären Bildungsmilieu erwartet werden, und auch nicht von einem feinschichtigen Wechsel des Chemismus, wie dies noch in der schwach metamorphen Lagerstätte Radmer-Buchegg durch BERAN u. THALMANN (1978) hervorragend gelang. Im Gegenteil: Es ergibt sich die Frage, ob und wie der Siderit die Metamorphosen überdauern kann. Nach WEISENBACH (1975) und PILGER (1975) ist das ostalpine Altkristallin der Saualpe von einer mehrphasigen Metamorphose geprägt worden. Mehrere Kristallisations- und Deformationszyklen wurden vor allem der variszischen Faltungsära zugeordnet. So analysierte WEISENBACH nach einem früh- oder prämetamorphen Kristallisations-Deformationszyklus eine prä- und eine postkinematische statische Thermometamorphose und eine zeitlich dazwischenliegende syn- und postkinematische Druckmetamorphose. Ein weiterer Kristallisations- und Deformationszyklus wird einer jüngeren Dislokationsmetamorphose zugeordnet.

Die Erze vom Typ Bärenbach liegen nach Karten und Skizzen von WEISENBACH in einer hochmetamorphen zentralen Serie mit glimmerreichen Paragneisen, in welcher Einlagerungen von Pegmatoiden, Amphiboliten, Eklogiten, Kalksilikatgesteinen und Marmoren auftreten. Entsprechend der Disthenflasergneis-Serie nach WEISENBACH (1975) und dem noch stellenweise nachweisbaren Staurolith könnte man diese Abfolge der Disthen-Almandin-Muskovit-Subfazies innerhalb der Almandin-Amphibolitfazies vom Barrow-Typ (B.2.2. nach WINKLER 1967) zuordnen.

Die unmittelbaren Erzträgergesteine sind aber Marmore, quarziti-sche und glimmerreiche Gneise sowie Quarzite. Es ist daher mit Sicher-

heit damit zu rechnen, daß die heute anzutreffenden Sideritaggregate in Berührungsparagenese mit Quarz, Phlogopit, Sericit, Pyrit, Calcit keinesfalls etwa Relikte aus einem prämetamorphen Stadium darstellen. Doch scheinen auf Grund unterschiedlicher Sideritkornlagen bezüglich Korngrößen, Pigmentierung, Deformationszustand, wahrscheinlich auch Chemismus und ganz allgemein Internegefüge, genetisch verschiedene Kristallite, möglicherweise aus verschiedenen Kristallisations- und Deformationsphasen des komplizierten Entstehungsablaufs der Gesteine, vorzuliegen. Allenfalls müßte mit geschlossenen Systemen gerechnet werden, in denen zwar das Mineral Siderit als solches erhalten blieb, jedoch mehrfachen, und zwar selektiven Kornvergrößerungen infolge durchgreifender Umkristallisationen (Sammelkristallisationen) unterworfen war. Daß dabei sowie auch bei Neukristallisationen nach Lösungsmobilisation die im karbonatisch-tonig-quarzigen Ausgangssediment stofflich inhomogenen Bauzonen als Lagerbau erhalten geblieben sind, sollte nicht wundern.

Die weitere Frage, jene nach der Herkunft des Eisens, bildet zwar ein klärenswertes, aber angesichts der ohnehin nur mit gewisser Zurückhaltung interpretierbaren Genese doch schwer zu lösendes Problem. Festzuhalten ist einmal, daß man weder im Raum Bärenbach und der analogen kleinen Erzlager noch in der Lagerstätte Hüttenberg diskordante Erzgänge kennt, die als Zufuhrwege für Hydrothermen in Frage kämen. Die Möglichkeit einer diskreten Lösungszufuhr, deren Spuren heute nicht mehr nachweisbar wären, kann zwar nicht ganz ausgeschlossen werden, spräche aber – angenommen – eher für eine ursprüngliche submarine Zufuhr und nicht etwa für ein junges, alpidisches Ereignis.

Im Falle des Steirischen Erzberges rechnen BERAN u. THALMANN (1978) mit einem Zusammenhang von Metalllösungen mit dem im Devon und Unterkarbon in der Grauwackenzone bekannten Vulkanismus. Eine Übertragung der Situation auf den Raum Hüttenberg erscheint mir zwar nicht unmöglich, aber doch sehr vage, da die Alterseinstufung der Metamorphite bei Hüttenberg doch nicht so gesichert ist. Amphibolite als Zeugen basischer submariner Aktivitäten wären in der Gesamtgesteinsabfolge freilich bekannt.

So wird man für die mögliche sedimentäre Metallkonzentration doch auch eine CO_2 -Zone nach BORCHERT (1953) in Erwägung ziehen müssen. Das häufige gemeinsame Auftreten von Siderit mit Pyrit läßt entsprechend den Stabilitätsdiagrammen von BORCHERT (1953, 1964) und GARRELS u. CHRIST (1965) auf ein schwach reduzierendes Bildungsmilieu mit E_h -Werten etwa von 0,1 bis 0,3 V und einem Redoxpotential mit neutralen bis schwach alkalischen Bedingungen, etwa pH-Werten zwischen 6 und 9, schließen.

Die bescheidenen Geländeaufschlüsse und das relativ geringe verfügbare und stark limonitisierte Haldenmaterial der früheren kleinen Grubenbaue erlauben es meines Erachtens nicht, zur einen oder anderen

Möglichkeit der Eisenanreicherung Stellung zu nehmen. Ich halte es aber für sehr wahrscheinlich, daß die Ursache für die heutigen Sideritlager im prämetamorphen Stadium in Fe-Konzentrationen in den teils kalkigen, teils quarzigen und tonigen Sedimenten zu suchen ist. Nach den heute geltenden Ansichten über das Alter der Ausgangsgesteine würde es sich um eine wahrscheinlich alt- bis mittelpaläozoische Abfolge handeln.

Dieser Deutung entsprechend, könnte eine horizontbeständige, flächig weit ausgedehnte Sideritvererzung vorliegen, wobei allerdings über Mächtigkeitzunahme und Auskeilen der Erzlinsen infolge ungenügender Geländeaufschlüsse keine Anhaltspunkte vorliegen. Eine Reihe von kleinen, früher abgebauten Erzvorkommen allerdings kann mit den Sideritlagern von Bärenbach konstruktiv in Verbindung gebracht werden (Abb. 1).

Die Grundlagenforschung wurde im Rahmen des Forschungsschwerpunktes N 26 der Österreichischen Rektorenkonferenz durchgeführt. Ein Teil der Geländearbeiten fand im Auftrag der VÖEST-ALPINE AG, Bergbau Hüttenberg, statt.

LITERATURVERZEICHNIS

- BERAN, A. (1975): Mikrosondenuntersuchungen von Ankeriten und Sideriten des Steirischen Erzberges. – *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.* 22:250–265.
- (1977a): Die Kluftankerite des Steirischen Erzberges und ihre mögliche Verwendung als Geothermometer. – *Miner. Deposita* 12:90–95.
- (1977b): Die Mineralogie von Ankeriten und Sideriten des Steirischen Erzberges und der Radmer. – 3rd ISMIDA, Leoben 1977, Tagungsunterlagen.
- (1978): Die Bestimmung der Zusammensetzung von Dolomit-Ankerit- und Magnesit-Siderit-Mischkristallen mit Hilfe von Reflexionsmessungen. – *N. Jb. Miner. Mh.*, 12:559–565.
- BERAN, A., und THALMANN, F. (1977): Feinkörnige gebänderte Siderite im Spateisensteinbergbau Radmer-Buchegg. – *Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Anzeiger*, Jg. 1977:57–62.
- (1978): Der Bergbau Radmer-Buchegg – ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. – *Tschermaks Mineral. Petr. Mitt.* 25:287–303.
- BORCHERT, H. (1953): Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. – *Chemie der Erde*, 16:49–74.
- (1964): Über Faziestypen von marinen Eisenerzlagerstätten. – *Ber. Geol. Ges. DDR*, 9:161–300.
- CLAR, E. (1953): Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. – *Geol. Rundschau*, 41:107–127.
- (1954): Über Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten. – *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, 4:55–64.
- (1975): Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. – *Clausth. Geol. Abh. Sonderbd.* 1:187–198.
- CLAR, E., und MEIXNER, H. (1953): Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. – *Carinthia II*, 143:67–92.

- FRIEDRICH, O. M. (1953): Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau, 7/8:371–407.
- (1968): Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Archiv Lagerstättenforschung Ostalpen, 9:1–136 (Leoben).
- FUCHS, H. W. (1978): Korngefügeanalytische Untersuchungen der Sideritlagerstätte Hüttenberg, Kärnten. – Dissertation Univ. Innsbruck.
- (1979): Korngefügeanalytische Untersuchungen der Sideritlagerstätte Hüttenberg, Kärnten. – Tscherma's Min. Petr. Mitt. (in Druck).
- GARRELS, R. M., and CHRIST, Ch. I. (1965): Solutions, Minerals and Equilibria. – Harper & Row. New York–Evanston–London.
- HEGEMANN, F. (1957): Über die „alpine Metallogenese“. – Fortschr. Min., 35:34–57.
- HÖLL, R. (1970): Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nockgebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh.:201–224.
- HÖLL, R., und MAUCHER, A. (1976): The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – In: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Chapter 5 (Editor K. H. WOLF), 1–36, Elsevier, Amsterdam.
- MEIXNER, H. (1953 a): Mineralogisches zu FRIEDRICH's Lagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rundschau, 7/8:434–444.
- (1953 b): Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. – Radex-Rundschau, 7/8:445–458.
- (1970): Anschliffbeobachtungen zu verschiedenen Metasomatosen in österreichischen Lagerstätten karbonatischer Eisenerze. – Archiv f. Lagerstättenforschung Ostalpen, 10:61–74 (Leoben).
- (1975): Die Mineralvorkommen der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh. Sonderbd. 1:199–217.
- PETRASCHECK, W. E. (1963): Die alpin-mediterrane Metallogenese. – Geol. Rundschau, 53:376–389.
- (1978): Zur Altersbestimmung einiger ostalpinen Erzlagerstätten. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 68(1975):79–87.
- PILGER, A. (1975): Die zeitlich-tektonische Entwicklung des Saualpenkristallins. – Clausth. Geol. Abh., Sonderbd. 1:143–154.
- PILGER und SCHÖNENBERG (1975): Geologie der Saualpe. Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1:232 S. (Clausthal-Zellerfeld, Verlag Ellen Pilger).
- RAMDOHR, P., und STRUNZ, H. (1967): Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. – F.-Enke-Verlag, Stuttgart.
- SANDER, B. (1948, 1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I und II. – Springer Verlag, Wien
- (1970): An Introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies. – Pergamon Press, London.
- SCHULZ, O. (1971): Horizontgebundene altpaläozoische Eisenspatvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – Tscherma's Min. Petr. Mitt., 15:232–247.
- (1974): Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen. – Geol. Rundschau, 63:93–104.
- (1977): Metallogenese in den österreichischen Ostalpen. – 3rd ISMIDA, Leoben, Tagungsunterlagen.
- (1978): Kolloforme ZnS-Lagengefüge und ihre Genese in Karbonatgesteinen. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe der Erdwiss. Komm., 3:159–168.
- THALMANN, F. (1977): Zur Eisenspatvererzung in der nördlichen Grauwackenzone am Beispiel Erzberg bei Eisenerz und Radmer-Buchegg. – 3rd ISMIDA, Leoben, Tagungsunterlagen.
- TUFAR, W. (1972 a): Neue Aspekte zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten am Beispiel einiger Paragenesen vom Ostrand der Alpen. – 2nd ISMIDA, Bled 1971. Geologija, 15:141–157 (Ljubljana).
- (1972 b): Die Eisenlagerstätte von Pitten (Niederösterreich). Ein Beitrag zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten. – Joanneum, Mineral. Mitteilungsbl.:101–154.

- TROGER, W. E. (1971): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Teil 1.
– E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- WEISSENBACH, N. (1975): *Gesteinsinhalt und Seriengliederung des Hochkristallins der Saualpe*. – *Clausth. Geol. Abh., Sdbd.* 1:61–114.
- WINCHELL, A. N. (1964): *Elements of Optical Mineralogy, II: Descriptions of Minerals*.
– John Wiley-Sons, Inc., New York.
- WINKLER, H. G. F. (1967): *Die Genese der metamorphen Gesteine*, 2. Aufl. – Springer Verlag, Berlin etc.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Oskar SCHULZ, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, Abt. für Geochemie und Lagerstättenlehre, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.