

Carinthia II	176./96. Jahrgang	S. 479–512	Klagenfurt 1986
--------------	-------------------	------------	-----------------

Zur Frage der Sideritgenese der Lagerstätten um Hüttenberg in Kärnten

Von Oskar SCHULZ, Erich SCHROLL, Kurt DIEBER, Herbert FUCHS

Mit 12 Abbildungen

Zusammenfassung: Die genetische Stellung der Lagerstätte Hüttenberg mit Sideritlagern im mesozonal-metamorphen Marmorzug des Saualmkristallins ist derzeit noch umstritten. CLAR & MEIXNER (1981) wiederholten ihre Auffassung einer alpidisch-hydrothermalen Entstehung durch selektive Metasomatose mit pseudomorpher Nachbildung von Calcitmarmorfalten und Marmorkorngefügen. Dieser Auffassung wird widersprochen und auf Grund geologischer, petrologischer, gefügekundlicher und geochemischer Befunde eine vormetamorphe, im weiteren Sinne synsedimentäre Fe-Anreicherung mit hydrothermalen Zufuhr für wahrscheinlich gehalten.

Die Sideritkörper tragen im großen das Gepräge zum Teil intensiver Verfaltung und im Korngefüge polykristalliner Teilbewegungen durch Deformationen und Kristallisationen, analog den meisten begleitenden Gefügepartnern. Die heutigen Gefüge mit meist präzise stofflich inhomogener Anordnung sind teils als ältere vorkristalline Siderittektonite mit Interngefüge gefalteter Glimmerlagen, teils als jüngere selektive Umkristallisate mit Wachstumsregelung und metasomatischen Konturenverlagerungen zu erklären. Die alpidische Scherungstektonik ist allenfalls nachkristallin.

Die geochemische Charakteristik von Hüttenberg ist mit der des Steirischen Erzberges vergleichbar, auch dann, wenn man von Unterschieden im Metamorphosegrad und der Mineralparagenese absieht. Genetische Erkenntnisse, die für die Lagerstätte des Erzberges gewonnen werden, müssen daher auch für Hüttenberg gelten. Die für die Hypothese einer metamorphogenen hydrothermalen Entstehung alpidischen Alters als Beweisstück mit-herangezogene „Gipsmetasomatose“ ist nicht nur auf Grund der Schwefelisotopendaten des Sulfates als altpaläozoische Evaporitausscheidung anzusehen.

Abstract: (To the Question of the Siderite Genesis of the Deposits around Hüttenberg in Carinthia.) The genetic position of the deposit Hüttenberg with siderite beds in the mesozonal-metamorphic marble chain of the Saualm Crystalline is still controversial. CLAR & MEIXNER (1981) repeated their concept of an alpidian-hydrothermal formation through selective metasomatism with pseudomorphic copies of calcite marble folds and marble grain fabrics. This concept is rejected and a premetamorphic, in a broad sense synsedimentary Fe-enrichment with hydrothermal supply is considered likely on the grounds of geological, petrological, geochemical, and fabric results.

Analogous to the majority of accompanying fabric partners, the siderite bodies show marks of partly intensive folding on a large scale and marks of polycrystalline componental movements through deformations and crystallisations in the grain fabric. The present fabrics with a mostly precise material-inhomogeneous arrangement can be explained partly as older

precrystalline siderite tectonites with *si*-fabrics of folded mica layers and partly as younger selective recrystallites with growth orientation and metasomatic displacements of crystal planes. The alpidian shear tectonics is at best postcrystalline.

The geochemical characterisation of the ore mineralisation of Hüttenberg can be compared with the ore mineralisation of the Erzberg in Styria, although there are differences with respect to the grade of metamorphism and the mineral paragenesis. Findings on the general model must be responsible for both deposits. The "Gipsmetasomatose" (marble metasomatised by gypsum) cannot be longer used as an argument for the model of a metamorphic-hydrothermal genesis of alpidian age for the deposit of Hüttenberg. It is evident from the data of sulphur isotopes and other observations that the gypsum bearing marble are identical with evaporitic sediments of the Early Palaeozoic.

DAS PROBLEM

Die Sideritlagerstätte Hüttenberg im Westteil der Saualm ist wegen ihrer zahlreichen, in den Schicht- und Schieferungsflächen gelegenen und deren mitunter intensiven Faltenbau folgenden Erzlagern in der Literatur ausführlich behandelt worden. Insbesondere CLAR & MEIXNER (1953) sahen eine epigenetisch-alpidische Genese des Siderits durch selektive Metasomatose in wegsamkeitsbevorzugten Lagen innerhalb des paläozoischen Erzbergmarmors. Sie folgten damit den Vorstellungen von PETRASCHECK (1947) über die alpine Metallogenese. FUCHS (1978, 1980) und SCHULZ (1979) kamen allerdings auf Grund gefügekundlicher Untersuchungen der Lagerstätte bzw. der kleinen Nachbarvorkommen im Bereich Bärenbach zu anderen Ergebnissen: Demnach wurden die Metallanreicherungen im mesozonal-metamorphen Marmorzug und in Marmoren und Quarziten einer darunter liegenden Schiefergneisserie als stofflich syn- bis syndiagenetisch angelegt erklärt und die heutigen Gefüge als verschieden alte und verschieden gebaute Sideritaggregate diagenetischer und metamorpher Umkristallisationen und lokaler Stoffmobilisation gedeutet. Auch DIEBER (1981) brachte neue wesentliche Beobachtungen, welche diese Stellungnahme stützen.

Diese Ergebnisse nahmen CLAR & MEIXNER (1981) zum Anlaß, ihre umfangreichen Beschreibungen und Meinungen von 1953 weitgehend zu wiederholen und die genetische Interpretation von FUCHS (1978, 1980) und SCHULZ (1979) anzufechten und abzulehnen.

UNSERE STELLUNGNAHME

SCHULZ (1979) und FUCHS (1980) versuchten auf der Grundlage von Gefügebefunden in Aufschlüssen unter und über Tage bis in mikroskopische Kleinbereiche eine logische Erklärung der Lagerstättenentwicklung abzuleiten und hofften, eine vermeintlich annehmbare Vermittlung zwischen den offenbar stark differierenden genetischen Auffassungen anbieten zu können, die sich schon fast 100 Jahre seit BRUNLECHNER (1891, 1893) in der Literatur finden. CLAR & MEIXNER (1981) weisen dieses Vorhaben aber zurück und halten an ihrer Auffassung von 1953 fest, nach welcher

die Eisenspatlagerstätte Hüttenberg im Rahmen einer alpidischen Metallogeneese selektiv metasomatisch durch Hydrothermen entstanden sei: S. 56/57: „... sich über wesentliche Beobachtungsbefunde hinwegsetzt. Wie gezeigt werden muß, trifft dies zu, wenn man Hüttenberg, im Sinne einer derzeit modernen Strömung der Lagerstättenlehre, mit O. SCHULZ als eine mit den Begleitgesteinen sedimentierte und mit ihnen im variszischen Gebirge metamorph gewordene Erzlagerstätte zu deuten versucht.“ Und S. 88: „... erscheint die These einer sedimentären Bildung der Hüttenberger Erze mehr als der Ausfluß eines heute verbreiteten axiomatischen Glaubens an die sedimentäre Herkunft aller lagerähnlichen Erzkonzentrationen denn als das Ergebnis einer unvoreingenommenen wissenschaftlichen Analyse.“

Es wird in Erinnerung gebracht, daß hinsichtlich der Genese alpiner Metallagerstätten seit den Fünfzigerjahren grundlegende Neuerkenntnisse erzielt wurden, die als Fortschritt zu bewerten und daher zu beachten sind. Das gilt in erster Linie für die Tatsache, daß Erzlager und -linsen, die konkordant im stofflichen Verbände lagern, oft als schicht- und als zeitgebundene Anreicherungen, einem synsedimentären Zyklus zugeordnet werden können. Die Grundlagenforschung zum Thema Blei und Zink in triadischen, nicht-metamorphen Kalk-Dolomitgesteinen bildete den Auftakt, bis heute aber sind zahlreiche schichtige Konzentrationen mit Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, W, Sb, Hg, Ni, Co, Au, U auch in metamorphen Gesteinen als synsedimentär i.w.S. bewiesen worden, und sogar die alpinen Spatmagnesite werden von PETRASCHECK (PETRASCHECK & POHL 1982) neuerdings mit Wahrscheinlichkeit als ursprüngliche Anreicherungsprodukte in einem sedimentären Zyklus anerkannt. So gesehen ist es bemerkenswert, wenn CLAR & MEIXNER auch noch 1981 am Beispiel Hüttenberg nur eine junge, einmalige, alpidische Hydrothermalzufuhr als einzige Vererzungsursache anerkennen wollen. Und dies, obwohl BERAN & THALMANN (1977, 1978) sowie THALMAN (1979) auf Grund geologischer, petrographischer und mikrochemischer Untersuchungen an der Sideritlagerstätte Radmer a. d. Hasel den Werdegang devonischer, sedimentärer Erzlager bis zum heutigen schwach metamorphen Zustand glaubhaft machen konnten; Ergebnisse, die auch in der Diskussion über den Steirischen Erzberg mit seinen im Devon gelegenen Sideritlagern als Grundlage für genetische Deutungen zu beachten sind.

Nun sei von vorneherein bemerkt, daß sich für viele von CLAR & MEIXNER (1981) angeführte Befunde sogar Übereinstimmung auch mit unseren Beobachtungen ergibt, und zum Teil wurden einige der Argumente von FUCHS (1978, 1980) und SCHULZ (1979) wohl nur mißverstanden.

Es geht uns prinzipiell darum, durch die nachfolgend nochmals genannten Gefügebefunde die heutigen Sideritgefüge als verschieden alte, z. B. variszische und alpidische Kristallite erklären zu können, und die Ursache der Fe-Anreicherung, die heutige Form und Verbreitung der Eisenkarbo-

nate als geologische Körper, mit der ursprünglichen Sedimentgenese und den späteren Gebirgsbildungen in Zusammenhang zu bringen. Ob hydrothermal oder nicht, ist eine andere Frage. Aber Beweise für hydrothermale Fe-Transporte in den paläozoischen Ablagerungsraum haben wir genauso wenig anzubieten wie CLAR & MEIXNER (1953, 1981) für alpidisch-hydrothermale Zufuhren. Wir wollen auch den Stand der geochemischen Forschung mitteilen und diese Erkenntnisse mit den petrologisch-gefügekundlichen Ergebnissen vergleichen. Schließlich soll das Für und Wider der unterschiedlichen Auffassungen herausgearbeitet werden.

Wenn in dieser Arbeit allgemein von „Siderit“ die Rede ist, so handelt es sich im einzelnen, wie bekannt, um Fe-Karbonate der Mischkristallreihe, und zwar von Pistomesit über Sideroplesit bis Siderit.

PETROLOGISCH-GEFÜGEKUNDLICHE ERKENNTNISSE

1. Form und Ausdehnung der Sideriterzlager im großen und im kleinen

Schon die Unbefangenheit von BRUNLECHNER (1891, 1893) führte auf Grund der Beobachtung des schichtigen Verbandes von Erzlagern (Abb. 1, 2) mit „oft ganz bizarren Lagerstättenformen“ (1893:307) zu seiner

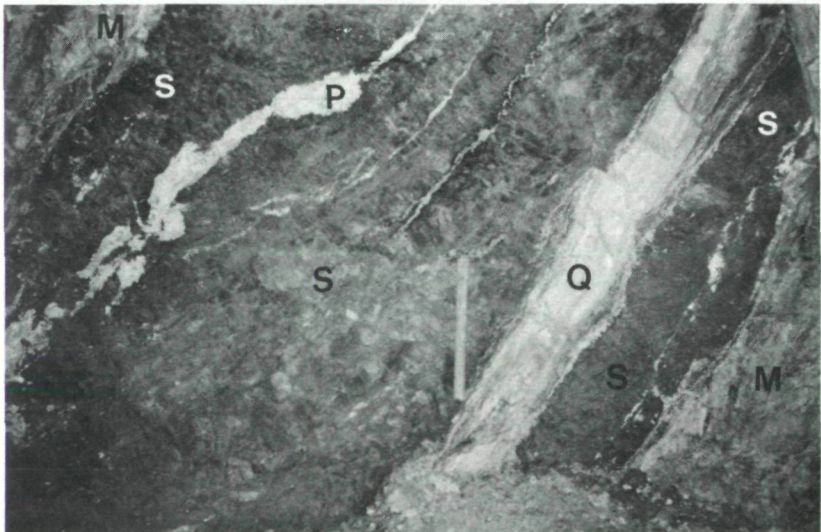


Abb. 1: Wechsellagerung von glimmerarmem Marmor (M), Siderit (S), Silikatmarmor (Q) markiert die ursprüngliche Schichtung. Im Sideritlager Pegmatitschliere (P). Ulmbild: Revier Gossen, Erbstollen, 4. Sohllauf. (Auf der Sohle im Bild unten = Hauwerk.)

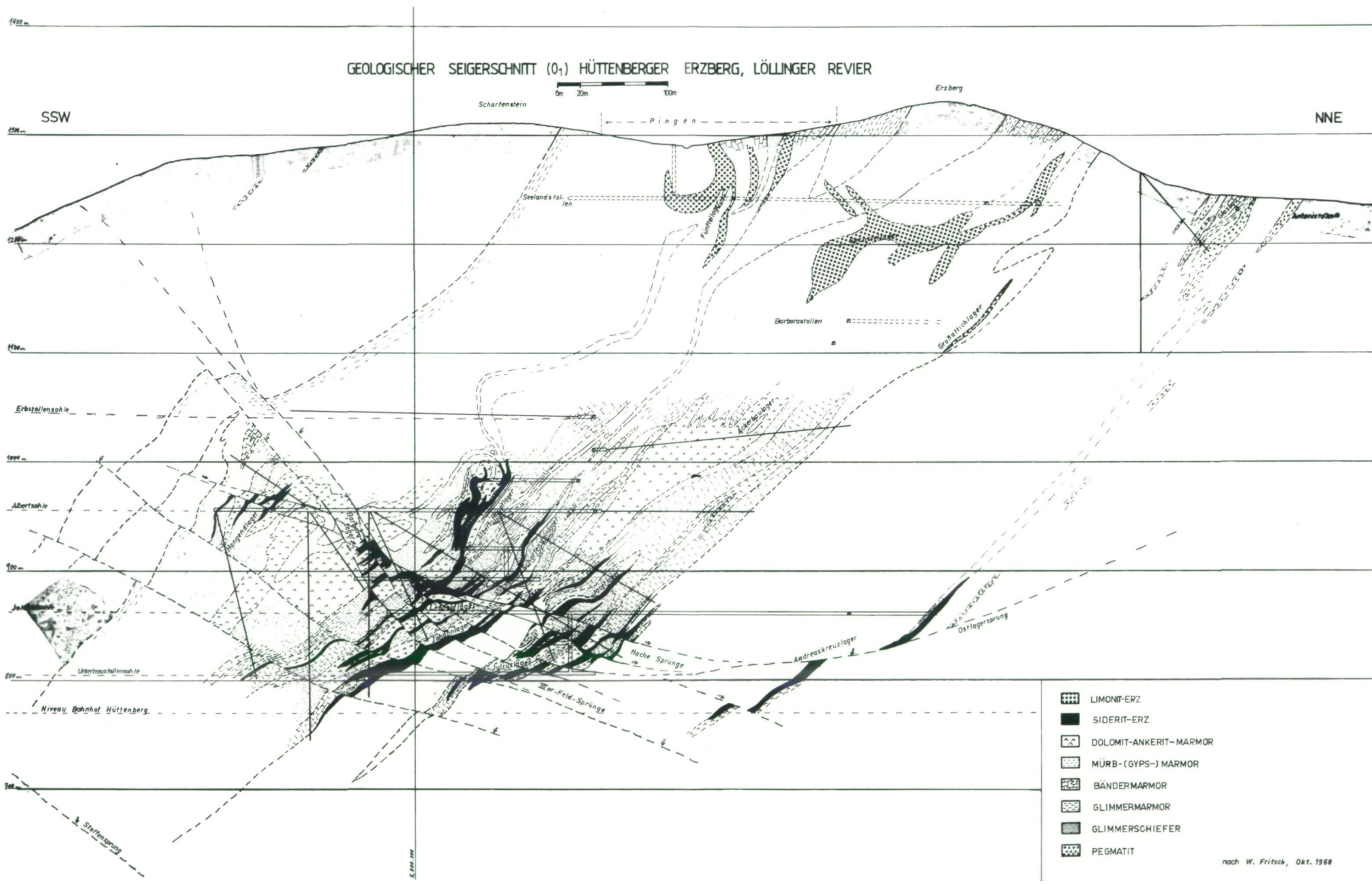


Abb. 3: SSW-NNE-Profil durch den Hüttenberger Erzberg, Revier Lölling (nach W. FRITSCH 1968 in DIEBER 1981, Tafel 2).

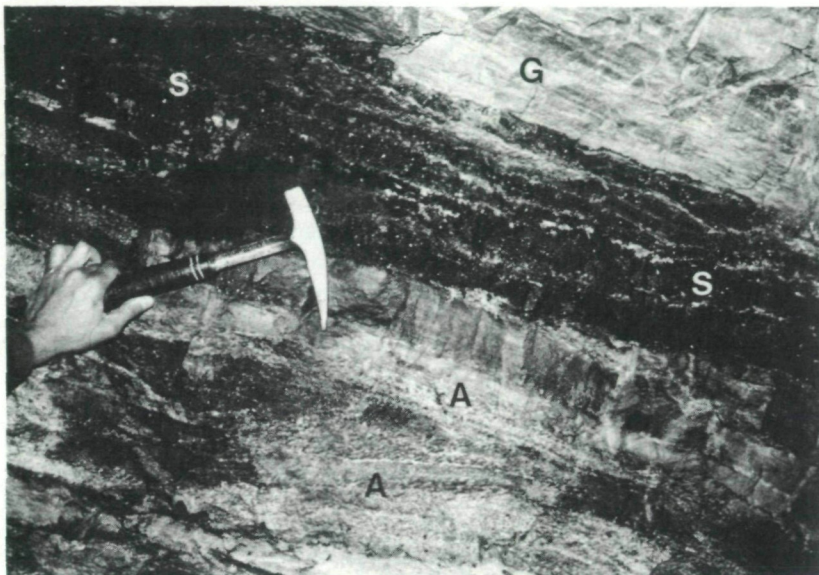


Abb. 2: Erhaltung der ursprünglichen Schichtung durch die stoffliche Abfolge von glimmerhaltigem Ankeritmarmor (A), Glimmer- und Quarz-führendem Siderit (S) und Glimmermarmor (G).
Umbild: Bergbau Hüttenberg.

verständlichen Auffassung, daß „Sedimentbildung und Verdrängung gleichzeitig primär nebeneinander stattfanden“ (S. 306).

CLAR & MEIXNER (1953, 1981), FUCHS (1980) und DIEBER (1981, mit Skizze FRITSCH, 1968, siehe Abb. 3) schildern und skizzieren die lagerparallele Form der Erzkörper, ihre schichtige Position und Abbildung jeder Biegefaltung und Fältelung (Abb. 4) in der Schichtabfolge der Bändermarmore innerhalb der „Glimmerschiefergruppe“. Dazu kommt noch der Befund, daß alle Erzkörper samt dem metamorphen Begleitgestein nachkristallin zerschert sind. Auch die typischen Scharnierverdickungen (Abb. 5) im Knie von z. T. sogar polytropen Biegegleitfalten kommen in den Sideritfeinlagen genauso wie in den anderen Gefügepartnern zur Geltung. Analoge Beobachtungen sind in den schwächer erzführenden, tektonisch etwas tiefer liegenden Paragneisen mit Karbonatzwischenlagen möglich.

Allein schon diese Befunde müßten dem nicht durch die Vorstellungen über selektive Metasomatose voreingenommenen Forscher ein Hinweis auf wahrscheinliche primäre Schichtung und stoffliche Wechsellagerung einer vormetamorph aus Karbonatsedimenten (samt Fe) mit Ton- und Quarzsandzwischenenschaltungen bzw. -beimengungen aufgebauten Sedimentabfolge sein.

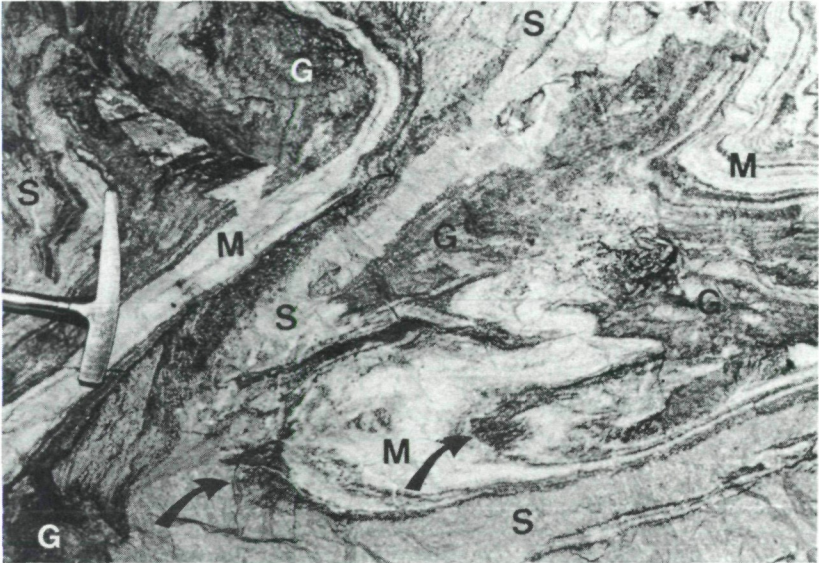


Abb. 4: Biegegleitfaltung mit Scharnierverdickung in Faltenscheiteln (Pfeile) zeigt die gemeinsame mechanische Verformung von Calcitmarmor (M), Glimmermarmor (G) und Siderit (S).

Umbild: Bergbau Hüttenberg, Unterfahrungsstollen.

Die von CLAR (in CLAR & MEIXNER 1981:80) hervorgehobene „Lineare Längung der Erzkörper in der Richtung der Faltenachsen“, die „Komplikation der Faltung“, welche von der Sideritvererzung genau zur Geltung gebracht wird, ist für uns selbstverständlich keine selektive Verdrängung älterer Formen (vgl. 6. Zur vermeintlichen selektiven Metasomatose), sondern ist im vormetamorph schon schichtig angereicherten Eisen zu suchen. Auch das Fehlen „primärer Teufenunterschiede“ (S. 82) spricht für eine Deutung in unserem Sinne.

2. Stoffliche Inhomogenitäten in Erzkörpern und im Begleitstein

Wie in metamorphen Paragesteinen zu erwarten, ist ein Lagenbau in den diskutierten Räumen sogar mit ausgeprägter Bankung bis Feinlamination entwickelt. Die Hauptschieferungsflächen folgen weitestgehend dem Makro- bis Mikrolagenbau, also der ursprünglichen Schichtung. Selbstverständlich ist der heutige Mineralbestand und das Gefüge der verschiedenen Gesteinstypen nach der polymetamorphen Entwicklung (variszische und alpidische Orogenese und Metamorphose) nicht identisch mit dem des ursprünglichen Sediments; auch nicht des von uns angenommenen, ursprünglich im Sediment grob- bis feinschichtig mitenthaltenen Fe-Erzes. Wenn von Reliktgefügen die Rede ist, so verstehen wir darunter die noch heute erhaltene Grob- bis Feinschichtung, repräsentiert durch Sideritlag-

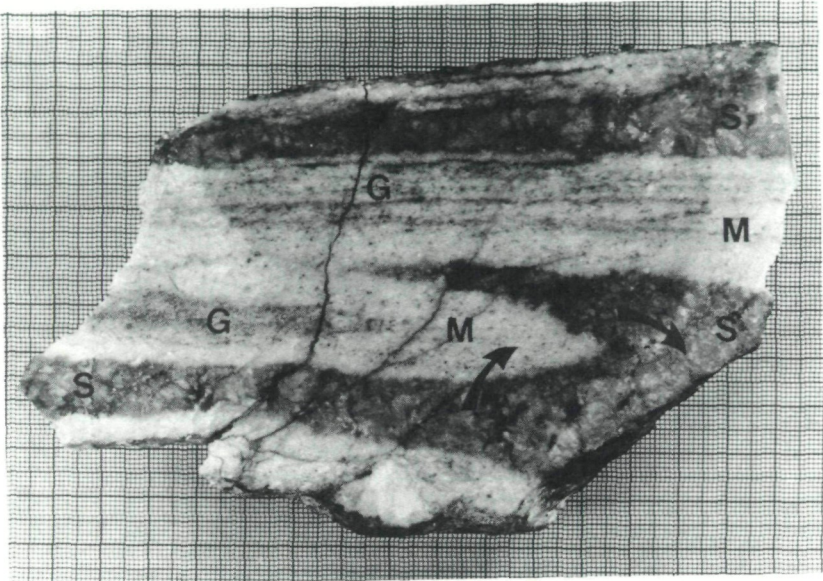


Abb. 5: Parallele Feinschichtung (oben) und Biegegleitfaltung mit Scharnierverdrückung durch Transport zum Faltenscheitel (Pfeil, Mitte). Glimmermarmor (G), Siderit (S), Calcitmarmor (M). Großanschliff; Maßstab: mm-Papier.

gregate und Hauptgemengteile wie Glimmer, Quarz, Ca-Mg-Karbonate und Nebengemengteile: ein stofflicher Lagenbau nicht nur durch den wechselnden Mineralbestand, sondern auch durch wechselnde Korngröße in monomineralischen Teilbereichen, so auch in den Sideritlagern.

Wir halten derartige Makro- bis Mikrolagengefüge sinnvollerweise für ein durch das ursprüngliche Diktat der Materialzufuhr an und in Sedimentbauzonen verursacht und nach Metamorphosen im neuen Habitus, aber alter Gefügetracht übernommen. Diese Erklärung ist vor allem angesichts z. T. oft komplizierter Faltenbilder der Biegegleitfalten naheliegend und wird durch Beweise erhärtet (vgl. „Siderit-Tektonitgefüge“ und „Zur vermeintlichen selektiven Metasomatose“).

Eine Art „Schichtfolge des erzführenden Marmorbereiches aufzustellen“ „mit oder ohne Einbeziehung der Erz-, Lager“ (CLAR in CLAR & MEIXNER 1981:70) wird so gut oder so schlecht gelingen, wie das in derart monoton wechsellagernden Metamorphiten allgemein möglich ist, und hängt von den Aufschlüssen und der Fähigkeit des Bearbeiters ab. Am Beispiel der verstreuten kleinen Erzvorkommen vom Typ Bärenbach in einer „Schiefergneis-Serie“ ergab jedenfalls die Detailkartierung eine auffallende Horizontbeständigkeit über einen Kilometerbereich. Die enorme Lagenbeständigkeit der Hüttenberger Erzlager sollte aber die Kennzeichnung eines

allgemeinen Lagenbaues ermöglichen. Die Übersicht würde, wie schon bekannt, das Vorhandensein vieler, nicht auf eine, sondern auf viele Lagerpositionen verteilte Sideriterzkörper ergeben. Und „... daß die Erzkörper überwiegend als ‚Lager‘ in der Schichtung oder Schieferung der Nebengesteine liegen und in dieser den Einschaltungen von Glimmerschiefer oder glimmerreichen Lagen geringerer Durchlässigkeit folgen“ (CLAR & MEIXNER 1981:76), ist nach unserer Auffassung ein grundlegender Hinweis auf eine primär schichtige Mitanreicherung von Fe. Somit fehlen also nicht „Anzeichen oder Belege oder Reste einer vormetamorphen, primär-sedimentären Erzanreicherung völlig“ (CLAR & MEIXNER 1981:80).

3. Die Siderit-Tektonitgefüge

Wenn wir von intragranular deformierten Karbonatkristallen, so auch von Sideritindividuen einzelner Korngruppen und Gesteinsareale berichten und dies durch statistische Untersuchungen über Lagen optischer Achsen mit Diagrammen erläutern, so handelt es sich natürlich nicht, wie CLAR & MEIXNER (1981) glauben, um streuende Achsenlagen in nebeneinandergereihten Einzelkörnern durch das Kristallwachstum. Aber auch solche gibt es, nur sind diese für den Nachweis tektonischer mechanischer Durchbewegung, was wir beweisen wollen, nicht brauchbar. Es handelt sich auch nicht um jene Wachstumsregelungen in Siderit- und Ankeritkristallrasen, die als bipolare oder antipolare Gefüge mit der Regel $c//Wand$ sehr zahlreich bekannt sind. Wenn aber die Körner im geschlossenen Gefüge, jedes für sich, unter dem Mikroskop infolge undulöser Auslöschung eine Felderteilung durch rupturöse Zerlegung in Scheiter zeigen, so ist dies durch mehrere Achsenmessungen auf Grund oft sprunghafter Lagedifferenzen unterscheidbar von jener undulösen Auslöschung, die auf kontinuierlich divergierende Achsen von Subindividuen in Kristallen beim Wachstum entstehen können. Und wenn die Gefügeregelung an schwach oder nicht undulösen Körnern mehr oder weniger deutliche Achsenhäufungen in der, für Karbonate im allgemeinen und Siderit im besonderen, charakteristischen Verteilung in einem gespaltenen Gürtel $\perp b$ zur Geltung kommt und diese zweifellose Tektonitregelung sich auch als homotaktisch mit anderen Teilgefügen wie Calcit, Ankerit und Glimmer erweist, so ist an der gemeinsamen Entwicklung der Gefügepartner ab den deformierenden Ereignissen nicht zu zweifeln. Manche der Sideritkörner weisen auch Druckzwillingslamellen auf, was bei Siderit bekanntlich sehr selten ist. Diese Ergebnisse der U-Tischmessungen werden noch gestützt durch weitere mikroskopische Beobachtungen, wonach Kornregelungen nach der Gestalt ebenfalls in manchen Karbonatlagen einschließlich Siderit und in Quarzaggregaten erkennbar sind. Die Längung markiert die durch die Glimmer auch makroskopisch verdeutlichte Schieferungsfläche. Das berechtigt, die Teilsymmetrien der vertretenen Hauptgemengteile zu einer Gesamtsymmetrie des Gesteinsgefüges zusammenzufassen. Es liegt nahe,

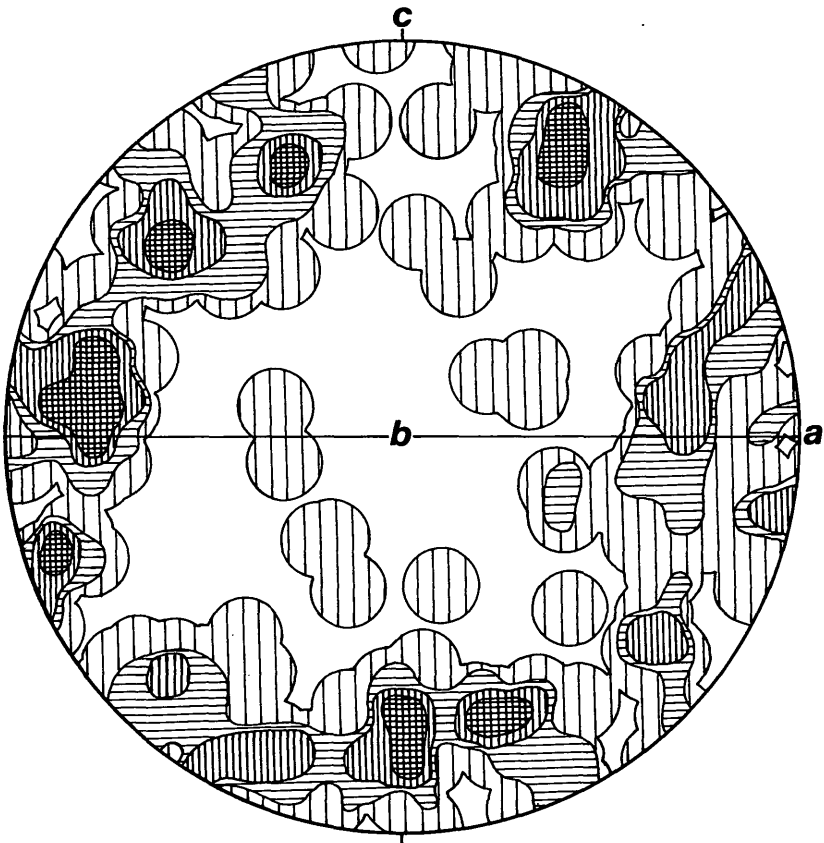


Abb. 6: Siderit-c-Achsendiagramm: Tektonitregelung. Ebene ab = Schieferungs-s. Achsenhäufung beidseits der ac-Ebene (= Kreisperipherie) mit charakteristischer Spaltung des Gürtels. 175 c-Achsen; % > 3-2-1-0. Friesach, Minachberg (nach HABENICHT 1985).

derartige komplexe Gefüge als homotaktisch und somit als gemeinsam durchbewegt zu erklären. Die untersuchten Sideritgefügebilder liegen bezogen auf die Kornverteilung im Sinne der Gefügekunde (SANDER 1930, 1948, 1950) sowohl offen als auch geschlossen vor.

Auch HABERFELLNER (1928:118) erkannte auf Grund der Gefügeunterschiede älteren grauen glimmerführenden Eisenspat mit Schiefergefüge, und jüngeren in Gängen und Drusen. Nach den Erfahrungen von MEIXNER (in CLAR & MEIXNER 1981:60) sind beide Gefügetypen „ohne belegbares geologisches Zwischenereignis“ der gleichen hydrothermalen Lösungszirkulation zuordenbar. Dieser Auffassung können wir uns wegen der im Korngefüge nachweisbaren Unterschiede nicht anschließen: im einen Fall liegen zum Teil die durch intragranulare Deformation beschädigten Sideritkörner vor (Siderittektonit, Tektonitregelung, selten Druckzwillings-

bildung, mechanische Kornlängung z. T. mit sichtbar ruptueller Beschädigung), im anderen Fall typische Wachstumsgefüge mit der Regel Siderit-c//s, auch // von Scherfugen und allgemein // einer Blastetrix; teilweise überlagern sich diese beiden Kristallisationen, was bei gemeinsamer statistischer Betrachtung zur Verwischung der Tektonitregelung führen kann.

CLAR & MEIXNER (1981:72) führen an, daß „die Verfaltung im wesentlichen vorkristallin ist im bezug auf die metamorphe Kristallisation der Marmore und Glimmerschiefer“. In diesem Falle kann auch von den, wie wir beweisen wollen, ursprünglich synsedimentären Fe-Mineralen keine andere Kristallisation erwartet werden, abgesehen von Unterschieden in der Reaktionsbereitschaft zu Umkristallisationen, Sammelkristallisationen und Lösungsumsätzen. Diese Bemerkung sollte aber eine wesentliche Annäherung der konträren Ansichten erlauben. Wir halten aber jedenfalls alle noch erhaltenen intragranularen Gitterdeformationen in allen Karbonaten durch mechanische Durchbewegung verursacht und nicht durch Neubildung in allen Details aus Vorgängerstadien nachgebildet. Um nicht mißverstanden zu werden: das betrifft nicht die Übernahme von Interngefügen wie „s;“ aus alten Lagenbauen.

CLARS Bemerkung (CLAR & MEIXNER 1981:72) über FUCHS (1978 und 1980) betreffend vermeintliche Änderung über Vorstellungen besteht zu Unrecht. Die von CLAR & MEIXNER (1981) mit falschen Seitenzahlen zitierten Textpassagen aus beiden Arbeiten bringen dasselbe zum Ausdruck: einerseits eine variszische Tektonitregelung, andererseits eine jüngere Wachstumsregelung, die aber die ältere Regelung nicht verwischt hat.

Zur weiteren Bemerkung (CLAR 1981:74), bezogen auf die Diagramme von FUCHS (1980), stellen wir fest: D 21 und 22 zeigen zwar keine leicht interpretierbare, aber wahrnehmbare Regelung von Sideroplesit- bzw. Siderit-c-Achsen; in D 22 kann allerdings eine, auf eine zweite s_2 -Fläche beziehbare starke Wachstumsregelung vermutet werden, wodurch Interferenzen mit älteren Tektonitregelungen eintreten. Warum aber gehen CLAR & MEIXNER (1981) nicht auf die deutlichen Regelungen in D 11 und 13 (FUCHS 1980) mit Pistomesit- und Ankerit-c-Achsen ein?

Wir sehen aber in diesen Punkten eine weitgehende Annäherung der Erkenntnisse über die Beschreibung der Befunde; die Differenzen bestehen jedoch in der Deutung derselben.

Und hier kommen wir zu einem ganz entscheidenden Punkt der Diskussion. In der Abhandlung „Gefügestudien zur Metasomatose“ vertritt CLAR (1932:129) die Auffassung, „daß bei Metasomatose unter strukturell verwandten Mineralien die statistische Anisotropie des Ausgangsgefüges vom neugebildeten Korngefüge durch ‚Regelung nach dem Baugrund‘ („Abbildungskristallisation“ im Sinne SANDERS 1950) in statistisch erkennbarer Weise übernommen werden kann . . .“ und will dies an Hand von „Verdrängungsstufen von Siderit nach Marmor“ nachgewiesen haben. Hiezu ist festzustellen, daß CLARS „Verdrängung“ (CLAR & MEIXNER

1981) durch Metasomatose in diesem Fall lediglich eine unbewiesene Annahme ist und somit nicht als Grundlage für den Beweis einer, durch Verdrängung vom Nachfolgeminerale übernommenen Tektonitgefügeregelung gelten kann. Hier liegt also ein schwerwiegender Irrtum vor. Denn die intragranulare, also im Gitter erfolgte Beschädigung – z. B. undulöse Auslöschung oder Zwillingsgleitung mit statistischer Einregelung von $e(01\bar{1}1)$ in die s-Fläche – ist ein Beweis für nachkristalline mechanische Beanspruchung, die mit derartigen Details von einer eventuellen nachdeformativen Umkristallisation oder einer verdrängenden Neukristallisation nicht übernommen wird. So beurteilt, bleibt also unbewiesen (CLAR & MEIXNER, 1981:76), „daß bei dieser Sideritmetasomatose . . . auch die tektonisch erworbene statistische Regelung der Kornorientierung des Marmors . . . wiedererkannt werden kann und abgebildet wird.“

4. Die bipolaren Wachstumsgefüge

Bipolare (= antipolare) Gefüge sind durch lagige, frontal gegeneinanderwachsene bzw. voneinander gewachsene Kristallrasen gekennzeichnet. Es sind typische sekundäre Wachstumsgefüge, welche Vorgängergefüge räumlich selektiv nachbilden. Sie sind bei zahlreichen Mineralen seit langem bekannt und allgemein nach dem Diktat einer Inhomogenitätsfläche deutlich geregelt. Dem Sedimentologen sind bipolare Kristallrasen in Kalk- und Dolomitgesteinen geläufig, und es ist daher nur selbstverständlich, daß solche auch in Magnesit-, Ankerit- und Sideritaggregaten entwickelt sind. Es handelt sich um belteropore Kristallite der Diagenese oder auch Metamorphose, die deutlich selektiv stoffinhomogenen Bauen, aber auch mechanischen Inhomogenitäten in Sedimenten und Gesteinen folgen und so eine Wegsamkeitsbevorzugung erkennbar machen (Abb. 7).

In den meisten Fällen geht allgemein gesehen die lagige Neukristallisation auf Grund einer wegsamkeitsbevorzugten Auflösung im s-Lagenbau, auch parallel von s-diskordanten Haarrissen, vor sich, doch muß nicht unbedingt eine reale Anwachsfläche durch die Auflösung geschaffen sein. Es genügt auch eine Blastetrix (im Sinne SANDERS 1950) für das belteropore Kristallwachstum. Reine, monomineralische Lagen reagieren bei Auflösung bzw. Umkristallisation immer empfindlicher als polymineralisch zusammengesetzte. Die Wachstumsgefüge können durch isochemische Um- oder Neukristallisation, aber auch durch neue Stoffzufuhr entstanden sein, es kann sich um ursprüngliche Gele handeln oder um geregelt gewachsene Kristallaggregate, mit und ohne Restlumen zwischen den Wachstumsfronten. Kurz, die bipolaren Gefüge sind als außerordentlich vieldeutig bekannt und können keinesfalls als Zeugen von allochemischen Lösungszuführen, von Hohlraumbildungen durch Verdrängungen infolge neu zugeführter Stoffe und schon gar nicht für metasomatische Verdrängungen bezeichnet werden. Daß also CLAR & MEIXNER (1953, 1981) derartige Siderit- und Ankeritaggregate als Beweis für eine alpidische Lagerstättenbildung durch Verdrängung anführen, erhält nicht unsere

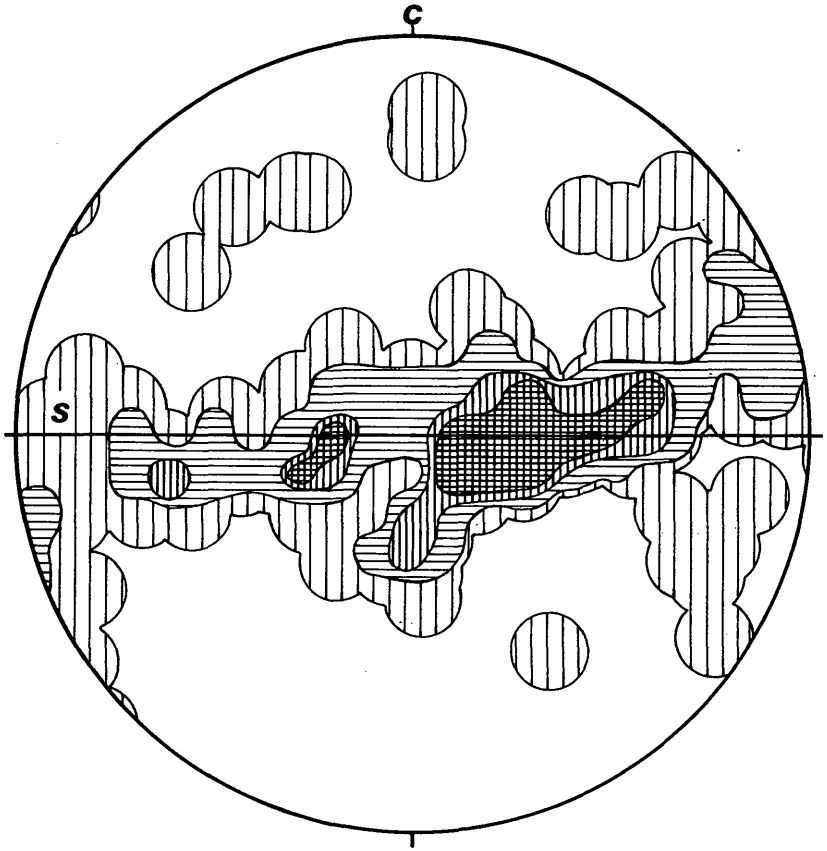


Abb. 7: Siderit-c-Achsendiagramm: Wachstumsregelung in bipolaren Kristallrasen: Statistisch bevorzugte Achsenlage parallel der Schieferungsfläche s = Anwachfläche der Sideritkristalle. 118 c-Achsen; %10-5-3;5-2-0. Hüttenberg, Juliuslager.

Zustimmung. Beweise für eine Verdrängung, wie sie durch schrittweisen lagigen Stoffersatz von Calcit durch bipolaren Siderit als Zwischenstadium zu erwarten wäre, kennen wir nicht und wurden dieserart auch von CLAR & MEIXNER (1953, 1981) nicht beschrieben. Bezogen auf den Siderit ist zu erwähnen, daß die bipolaren Sideritkristallrasen grobkörnige Wachstumsfronten darstellen, die durch Übergänge mit immer feinkörnigeren Sideritlagen verbunden sind und daher als Verdränger von älteren Sideritlagengefügen erkennbar sind. Keinesfalls sind alle in solchen Erzkörpern entwickelten verschiedenen Sideritkorntypen durch ein und denselben Kristallisationsprozeß entstanden.

5. Kornvergrößerung

Wie bei allen Karbonatmineralien ist auch beim Siderit eine Kornvergrößerung durch Sammelkristallisation schon ab der Diagenese, vor allem aber durch Metamorphose möglich. Pelitische Kornfraktionen von Siderit sind uns in Gesteinen nirgendwo bekannt. Relativ feinkörniges Spatitgefüge (\varnothing 0,02 mm) enthalten z. B. die für sedimentär gehaltenen Sideritlager im Perm vom Passo Vivione in den Bergamasker Alpen. BERAN & THALMANN (1977) beschreiben sehr feinkörnige Sideritaggregate aus „Bändererzen“ von Radmer a. d. Hasel (\varnothing 0,1 bis 0,6 mm). Wir kennen vom Steirischen Erzberg lagerförmig in glimmer- und quarzführenden Devonkalken enthaltene Sideritaggregate mit Korndurchmessern um 0,08 mm. Es gibt allerdings in diesen Lagerstätten der schwach metamorphen Grauwackenzone auch wesentlich grobspätigere Aggregate (\varnothing 10–18 mm). Vor allem aber in der Lagerstätte Hüttenberg und deren Nachbarkommen sind ausgesprochen grobspätige Sideritgefüge mit \varnothing bis 5–10–20 mm entwickelt, die wir angesichts teilweise schichtig alternierenden Korngrößenwechsels auch mit kleinspätigen Laminae sowie nesterförmig auftretenden Aggregaten als Sammelkristallite deuten. Dabei ist es oft zur Übernahme von älteren Gefügen, wie Glimmer-, Graphit-, Pyritfeinlagen gekommen, welche somit heute die in metamorphen Gesteinen häufigen Interngefüge vom Typ (s₁) darstellen. Sie sind in den Calcitmarmoren genauso entwickelt wie in den grobspätigen Eisenkarbonaten und zeigen in manchen Fällen auf Grund übernommener gefalteter s₁ eine darauf bezogen postkinematische Kristallisation an. Wir vertreten die Auffassung, daß es sich wie beim Kalkmarmor um eine metamorphe Kornvergrößerung handelt und können darin nicht wie CLAR & MEIXNER (1981) einen Beweis für eine alpidische hydrothermale Fe-Zufuhr und metasomatische Erzplatznahme sehen. Deshalb übernimmt nicht, wie CLAR & MEIXNER (1981:76) glauben, „der verdrängende Siderit ganz ohne Umlagerung . . . Strukturen des Kalkmarmors – also Falten usw. – ebenso wie die meist bänderige Pigmentierung . . . als Relikte“, sondern diese relikten s₁-Gefüge übernahm der postdeformative Sideritmarmor aus einem präexistenten Sideritgefüge im Verlaufe der isochemischen Umkristallisation. Sammelkristallisation ist auch an den begleitenden Quarzkörnern zu verfolgen. Mobilkonturierte Korngrenzen beweisen nicht die postkinematische Anlage der gesamten Erzkörper.

Wenn daher von Sideritmarmor die Rede ist, so verstehen wir in Angleichung an die Termini Calcitmarmor, Dolomitmarmor, ohne Rücksicht darauf, ob vor-, syn- oder nachdeformative Kristallite vorliegen, ein kristallines Karbonatgestein, also einen Metamorphit. Nach Vorstellungen von CLAR & MEIXNER (1953, 1981) jüngste metasomatische Mineralplatznahmen in größeren Felsarealen würden allerdings dieser Nomenklatur widersprechen.

Im allgemeinen Vergleich zwischen Marmoren fällt die mitunter enorme

Grobspätigkeit der Siderite und Magnesite gegenüber Calciten und Dolomiten auf.

6. Zur vermeintlichen selektiven Metasomatose

Bezüglich der Termini „Verdrängung oder Metasomatose“ halten wir die Empfehlung von RAMDOHR (1975:209–211) für zweckmäßig, den Begriff „Verdrängung“ ganz allgemein zu gebrauchen, nämlich für mittelbare und unmittelbare Stoffersätze jeder genetischen Stellung. „Ganz eindringlich wird aber darauf hingewiesen, daß vieles in ganz verschiedener Weise entstanden sein kann, und daß die Möglichkeit eines mehrfachen Bildungsweges auch dort sehr wohl besteht, wo wir bisher nur einen Weg kennen“ (RAMDOHR 1975:211). Den Begriff „Metasomatose“ verwenden wir für unmittelbaren ionaren Stofftausch, ohne damit ein hydrothermales Ereignis zu verbinden.

CLAR beschäftigte sich bereits 1931 mit Korngefügeuntersuchungen an „Bändermagnesiten“ und 1932 mit solchen an Sideriten. In der Veröffentlichung „Gefügestatistisches zur Metasomatose“ (1932) ist der Grundstein für zahlreiche Fehlinterpretationen betreffend die Entwicklung ostalpiner Erzlagerstätten gelegt worden. Sie liegen in einer Überbewertung der Abbildungsmetasomatose. Ursache ist der tiefverwurzelte Glaube an selektive metasomatische Verdrängungsprozesse mit allen Feinheiten von Pseudomorphosen bis in den beschädigten Gitterbau der Kristalle.

Dabei ist nicht etwa die Metasomatose als solches anfechtbar, denn sie ist ja tatsächlich in allen Karbonatgesteinen jeder Qualität, jeden Alters häufig; aber es besteht mit ihrem Nachweis nicht die Berechtigung, einen Verzervorgang – im vorliegenden Fall eine Sideritisierung – in einem Calcitmarmor zu interpretieren. Der Zeitraum für metasomatische Prozesse wird von CLAR und MEIXNER (1981) viel zu eng gefaßt und genetisch überdeutet. Die mehrphasigen Kristallisationen der Gefügepartner, insbesondere des Siderits, wurden übersehen oder bewußt vernachlässigt, unter der Voreingenommenheit für eine einmalige Lösungszufuhr, welche für alle verschiedenen Sideritgefüge selektiv verantwortlich sei.

Wir sind zwar mit CLARS Korngefügebeschreibung (CLAR & MEIXNER 1981) grundsätzlich einverstanden und bestätigen seine Befunde an Calcitmarmoren und Sideritkornaggregaten, aber unsere Kritik richtet sich auf seine Interpretation, daß grundsätzlich alles, nämlich auch die im intragranularen Bereich sichtlich deformierten Sideritgitter eine pseudomorphe Nachbildung beschädigter Calcitgitter sein sollen. Eine solche Aussage beinhaltet nur eine vorgefaßte Meinung und widerspricht den bekannten Beobachtungen, wonach neugebildete Kristalle einen möglichst idealen Gitterbau anstreben. Für richtig halten wir allerdings mit CLAR (1932) die mögliche Vermischung der Tektonitregel im Siderit mit einer Wachstumsgefügeregel im Siderit mit *c*//Bauzone oder //Blastetrix. Diese Regelung ist bekanntlich in bipolaren Karbonatrasen, so auch in den „Bändersideriten“ nachweisbar. Sie beweist aber nicht, wie CLAR & MEIXNER

(1953, 1981) glauben, eine selektive Verdrängung durch Siderit, sondern ist mehrdeutig und ist lediglich als selektive Umkristallisation, z. T. auf dem Umweg einer Lösungsphase, zu bewerten.

Die Sideritisierung und Ankeritisierung, Sideritisierung von Ankerit, MEIXNERS wertvolle Entdeckungen von Polymetasomaten, von rückläufigen „Remetasomaten“, umfangreiche Rekalzitisierungen u. ä. (MEIXNER 1963, 1970; CLAR & MEIXNER 1953) widersprechen unserer Auffassung einer paläozoisch-sedimentären Fe-Konzentration überhaupt nicht. Wir halten derartige gegenseitige Verdrängungen durch Metasomaten und Lösungsumlagerungen im Karbonatmilieu für verständlich. Dadurch verursachte Konturenverlagerungen sind allgemein schon ab frühdiagenetischen Sedimentstadien zu erwarten und in metamorphen Gesteinen keine Seltenheit. Ihr Nachweis ist mineralogisch und gefügekundlich interessant, im übrigen aber mehrdeutig und klärt daher nicht die Entstehung von Lagerstätten wie Hüttenberg.

Und wenn CLAR & MEIXNER (1981:72) mitteilen: „Manche der metasomatischen Erzkörper übernehmen dann von ihrem Wirtsgestein diese Formentwicklung“, ist dies eine vorweggenommene, unbewiesene Meinung in einer genetischen Aussage. Wir akzeptieren jedoch den wesentlichen Einfluß der ursprünglichen schichtigen Sedimentbauzonen auf die räumliche Ausdehnung der Erzkörper einschließlich eines dadurch diktierten Reaktionsraumes für metasomatische Platztauschprozesse schon ab der Frühdiagenese. Wenn neben den konkordanten auch lokal diskordante Erzkörper zu erkennen sind und „an den Enden der Erzführung im Streichen oder innerhalb mächtigerer Marmore oder in unreinem Erz“ . . . „die Grenzen von metasomatischem körnigem Siderit und Marmor diskordant oder wolkig die Schichtung, Pigmentbänderung oder die durch die Stellung der Glimmerblätter gegebene Schieferung überschneiden“ (CLAR & MEIXNER 1981:76), so widerspricht dies nicht dem aus Karbonaten allgemein bekannten Verhalten bei mobilkonturierten Umkristallisationen mit metasomatischen Reaktionsgefügen. Aber diese Gefüge sind mehrdeutig und daher nicht zwingend als Beweis für eine alpidische allochemische Stoffzufuhr anzusehen.

7. Sideritvererzte Dolomitmarmor-Deformationsbreccie

Die Beobachtung „echt gangförmiger Bildungen“ soll nach BRUNLECHNER (1893:305) im „Seelandstollen“ möglich gewesen sein und war offenbar eine Seltenheit. Auch uns war, außer einem konkordanten, vererzten brecciösen Dolomitmarmor (Abb. 8) einmal ein, zumindest lokal gesehen, s-diskordanter Erzkörper zugänglich. In diesem Fall handelte es sich um eine (Ferro-)Dolomitmarmor-Deformationsbreccie mit Siderit als Bindemittel der in sich geschichteten schollenförmigen Fragmente (Abb. 9). Der zementierenden Vererzung ging sichtlich eine rupturale Deformation des Dolomitsediments voraus. Ob es sich um eine ursächlich syndiagenetische oder um eine parametamorphe Deformationsbreccie handelt, ist nicht



Abb. 8: Siderit-verzerte Marmor-Deformationsbreccie mit lagerförmiger Ausdehnung. Calcitmarmor (M) mit Glimmerlagen und Quarz; Siderit (S).
Ulbild: Bergbau Hüttenberg.

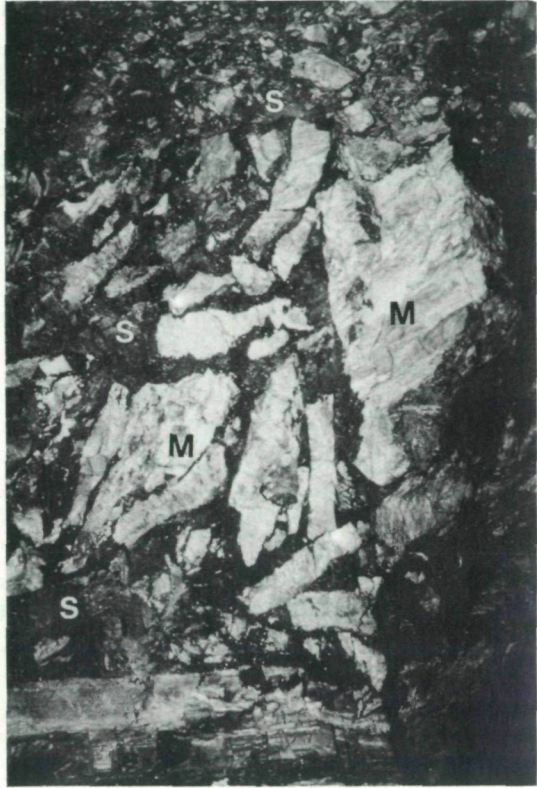
untersucht. Aus der Konturierung der Fragmente geht aber hervor, daß der selektive Vererzungsvorgang wegsamkeitsbedingt den Friktionsdetritus, also die aus Zerreibsel bestehende Matrix, verdrängt und eine eventuelle Auflockerungszone besetzt hat und daß vor dem Vererzungsvorgang bereits Dolomitschichten existiert haben. Allem Anschein nach aber handelt es sich um eine jüngere Vererzungsphase, die wahrscheinlich mit der Kristallisation bipolarer Kristallrasen zeitlich übereinstimmen dürfte.

Auch CLAR erwähnt (in CLAR & MEIXNER 1981:78) „weitverbreitete s-diskordante Schollen- und Breccien-Gefüge, bei denen reinerer, oft besonders grobspätiger und drusenreicher Siderit ein Haufwerk von meist eckigen Brocken aus grau pigmentiert gebändertem oder glimmerreichem Siderit oder auch Ankerit verbindet“. Dabei wird aber der schon von HABERFELLNER (1928) unseres Erachtens richtig gedeutete Befund, daß verschiedene Fe-Karbonat-Generationen vorliegen, nicht anerkannt. CLAR & MEIXNER (1981) sehen nämlich „ein mechanisch einheitliches Kornggefüge über eine nur durch die Verunreinigungen markierte Vorzeichnung“.

8. Postkristalline Scherungstektonik, Zufuhrspalten?

Zu CLARS Behauptungen (CLAR & MEIXNER 1981:82, 83, 84), daß „nachmetamorphe Bruchstörungen“ vom Typ der „Sprünge“ nicht ausrichtbar seien, weil der verworfene Teil des Erzkörpers nicht gefunden wurde, und

Abb. 9:
 Dolomitmarmor-Deforma-
 tionsbreccie mit s-diskordan-
 tem gangförmigem Verlauf
 mit Zementierung durch Side-
 rit (S); Dolomitmarmor (M).
 Ulmbild: Bergbau Hütten-
 berg.



zum angeblichen Wechselspiel zwischen Störungen und Platznahme des Erzes, ist aus der Bergbaupraxis aus heutiger Sicht zu erwidern: Die „Nichtausrichtbarkeit“ der Störungen ist allgemein nur für das zweischarige (hOl)-Zerschlagungssystem, also für die tonig belegten, dem generellen Schichteinfallen folgenden Gleitfugen sowie das subparallel flach NE-fallende Störungsbündel bekannt. Das hängt aber nur mit dem Unvermögen zusammen, die Verwurfsrichtung und -weite exakt vorauszusagen und so, wie auch aus bergtechnischen Gründen, einen praktischen Eingriff nicht vertretbar erscheinen läßt.

Aber das um die N-S-Richtung pendelnde, mittelsteil bis steil einfallende Bruchsystem konnte dagegen häufig ausgerichtet werden. Dies konnte besonders bei der Auffahrung des nur geringmächtigen und tektonisch überaus stark beanspruchten „Andreaskreuzlagers“ immer wieder mit einer relativ hohen „Trefferquote“ ausgenutzt werden. Die symmetrologische Bedeutung der Klüfte und die meist deutlich ausgebildete Harnischstriemung ermöglichten eine diskutabile Voraussage der Relativbe-

wegungen und so auch der Wiederauffindung der verworfenen Lagerstättenteile.

Auch der in Abb. 10 dargelegte Ausschnitt aus der Auffahrungsskizze des Andreaskreuzlagers auf Sohle Unterbau zeigt einen durch das letztgenannte Störungssystem zerstückelten und immer wieder versetzten Erzstreifen im Grundriß. Es wurde hier mit Erfolg versucht, die auf den darüberliegenden Abbausohlen beobachtete Relativbewegung – Versetzung des jeweiligen Ostteiles relativ nach N – für die Auffahrung einer geraden Förderstrecke zu nützen, ohne dabei das Erzlager zu verlieren. Der hohe Erhaltungsaufwand in dem hier sehr gebrächen Gebirge sowie der lange Förderweg bei nur geringer Erzmächtigkeit ließ ein weiteres Verfolgen dieser Vererzungszone nicht mehr zu.

Nach unseren Erfahrungen sind sämtliche Scherklüfte nachkristallin in bezug auf die letzte Kristallisation der Erzkörper betätigt worden. Somit tragen die Erzkörper das typische Gepräge auch alpidischer Zerschering. Räumlich ausgedehnte erzführende Gänge sind nie bekanntgeworden, so daß auch von sichtbaren Zufuhrkanälen nicht die Rede sein kann. Zumindest lokale Zirkulations- und Transportwege aber sind in seltenen, diskordanten sideritvererzten Deformationsbreccien markiert.

An Scherklüften mechanisch verschlepptes Lagererz aber ist mit und ohne Rekristallisation bekannt. Und wenn auf Profilen von HABERFELLNER

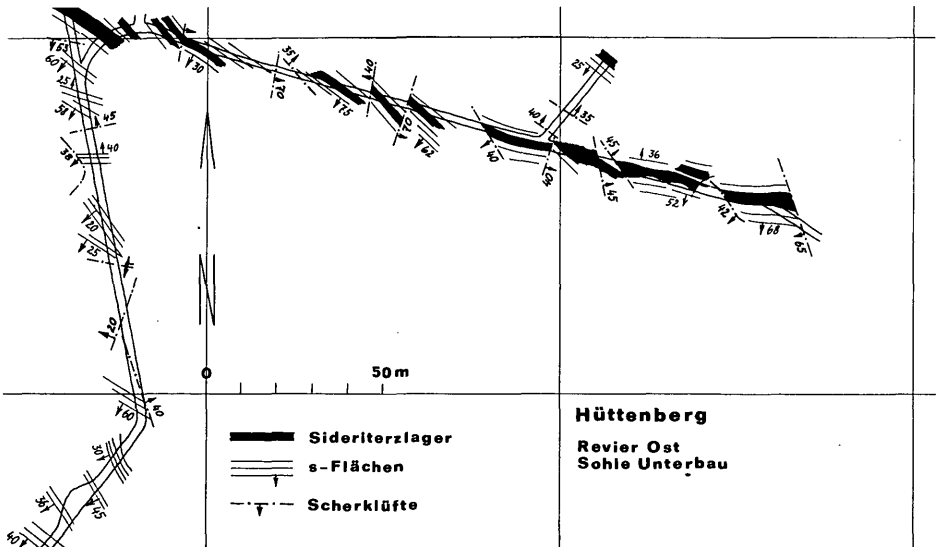


Abb. 10: Verlauf eines zerscherten Sideritlagers in der Grundrißdarstellung.

(1937) „echte Quergänge von Siderit mit Baryt und Cu-Erzen“ im Revier Gossen gesehen werden, und wenn auf Skizzen aus Lagerstätten der Bereiche Hüttenberg–Friesach (HABERFELLNER 1928) jüngere Erzgänge im Nahbereich der Lagererzbänke diese durchsetzen, so kann naheliegenderweise wohl an Sideritmobilisate gedacht werden. Aber selbst wenn Wegsamkeiten für hydrothermal zugeführte Lösungen nachgewiesen werden könnten, wären diese kein Beweis für alpidisch metasomatische Vererzung. So ist, wie auch CLAR & MEIXNER (1981) hervorheben, eine Inhomogenität in der räumlichen Verteilung der Erzlager insoferne erkennbar, als eine Häufung im Bereich eines flach nach NE fallenden Störungsbündels auffällt. Die stark von Kluftletten, z. T. über metermächtig, begleiteten Scherklüfte könnten vielleicht eine ehemalige Schwächezone verraten, die als diskreter Zubringer von Fe-Lösungen in unserem Sinne submarin wirksam gewesen sein könnte. Jedenfalls bildete diese Häufung von Erzlagern im Bergbau bis zuletzt eine wichtige Grundlage für die Ausrichtung des Hoffnungsbaues. Dieses flachliegende Störungssystem erweist sich infolge von Verwürfen durch steil stehende, etwa N-S-streichende Verwerfer als eindeutig älter.

9. Die Stellung der Pegmatoide

CLAR & MEIXNER (1981:86) betonen vehement, daß Pegmatoidkörper von den metallbringenden hydrothermalen Lösungen zersetzt worden seien und deshalb die Sideritvererzung als alpidisch zu gelten habe: insbesondere CLAR (S. 86) behauptet, daß „kein einziges Vorkommen von unzersetztem Pegmatit im Sideritzerz und kein einziger so zersetzter Pegmatit im unvererzten Marmor angetroffen worden ist“. Die Tatsachen, gestützt auf Befunde in bergbaulichen Aufschlüssen, sehen allerdings anders aus.

Besonders der Bereich der Liegendglimmerschiefer wird von Pegmatoiden durchschwärmt, die im Streichen häufig auf größere Entfernungen verfolgbar sind und meist konkordant im Schichtverband liegen. Sie können jedoch auch gangartig das Nebengestein durchschlagen und so gelegentlich auch bis in vererzte Marmorbereiche eindringen.

Diese letztgenannten Pegmatoide liegen häufig nur noch als grünlich-graue, plastische Masse vor, in der regellos Quarz, Muskowit und vor allem Turmalin eingebettet sind. Diese Erscheinung war jedoch keineswegs auf den unmittelbaren Raum in und um Erzkörper beschränkt. So konnte z. B. in den letzten Jahren der Bergbautätigkeit bei Auffahrungen im Andreas-kreuz-Liegendlager auch innerhalb von Glimmerschieferarealen, die mehrere Zehnermeter von Eisenspatvererzungen entfernt lagen, völlig zersetzte Pegmatoide mit reicher Turmalinführung aufgefunden werden. Alle in den letzten Jahren der Bergbautätigkeiten bekanntgewordenen Stöcke von zersetztem Pegmatoid standen jedoch unter dem Einfluß stark wasserführender Störungszonen. Andererseits konnten randlich und teilweise sogar innerhalb von Erzkörpern – wie z. B. im Juliuslager des Löllinger Revieres – völlig frische und unzersetzte Pegmatoide aufgefunden werden, so daß

eine enge genetische Verknüpfung von „Kaolinisierung“ der Feldspäte mit Vererzungsvorgängen nicht schlüssig erscheint.

Röntgendiagramme des Kaolinites zeigen auf Grund scharfer Reflexe eine gut geordnete Kristallstruktur an. Jüngere hydrothermale Mineralisationen sind lokal durchaus möglich (vergl. SCHROLL und SPATZEK, 1984).

MINERALPARAGENESE DER SIDERITLAGERSTÄTTE

Wenn MEIXNER (1953) aus der Paragenese der Lagerstätte rund 40 Erzminerale anführt, so handelt es sich zum Teil um seltene, nur mikroskopisch sichtbare, mitunter mineralogisch wertvolle Funde. MEIXNER unterscheidet die dem Altbestand der Gesteine zuordenbaren und die mit der Vererzung auftretenden Erzminerale. Es wird für diesen letztgenannten Fall einerseits eine Löllingit-ged. Bi-Paragenese im Siderit mit ged. Au, Ag, Bi, As, Stibarsen, Wismutglanz, Antimonit, Kermesit und Ni-, Co-sowie U-Erzmineralen und andererseits eine Bournonit-Kupferkies-Bleiglanz-Baryt-Paragenese mit Ullmanit unterschieden.

Über die Verteilung dieser charakteristischen Begleitminerale in der Lagerstätte gibt es nach CLAR und MEIXNER (1953) nur die Bemerkung, daß die beiden genannten Paragenesen in die „Endphase der Vererzung“ gestellt werden und daß eine räumliche Verteilung derselben auf verschiedene Reviere zu bemerken sei. Über eine stoffliche Lagenkonstanz liegt keine Aussage vor. Wir stellten aber fest, daß z. B. der Durchläufer Pyrit vor allem in den Sideriterzen in gewissen Zonen von Hüttenberg, z. B. in den Liegendpartien des Juliuslagers, sowie in den Lagern vom Typ Bärenbach vielfach deutlich schichtige Anreicherung zeigt. In der Hüttenberger Lagerstätte fallen auch bis zu 20 mm große Pyritidioblasten in grobspätigen, aus rund 10 mm großen Individuen zusammengesetzten Sideritderberzen auf.

Schichtige Pyriteinlagerungen sind in der Regel mit verstärkter Quarz- und Glimmerführung verbunden.

Auf Grund der manchmal den Siderit begleitenden, meist nur in geringen Mengen auftretenden Erzminerale (früher sehr kleine Abbaue von Kupferkies zur Römerzeit, von Baryt, ged. Bi-reichem Siderit und Löllingit) sehen wir keinen Beweis für eine junge alpidische Lösungszufuhr. Die Elementparagenese kann durchaus schon zusammen mit Siderit einem alten, prämetamorphen Stoffbestand angehört haben. Man kann aber mit CLAR und MEIXNER (1953, 1981) auf Grund der Paragenese ein Argument für eine hydrothermale Belieferung, und zwar nach unserer Auffassung in den ursprünglich sedimentären Ablagerungsraum, sehen.

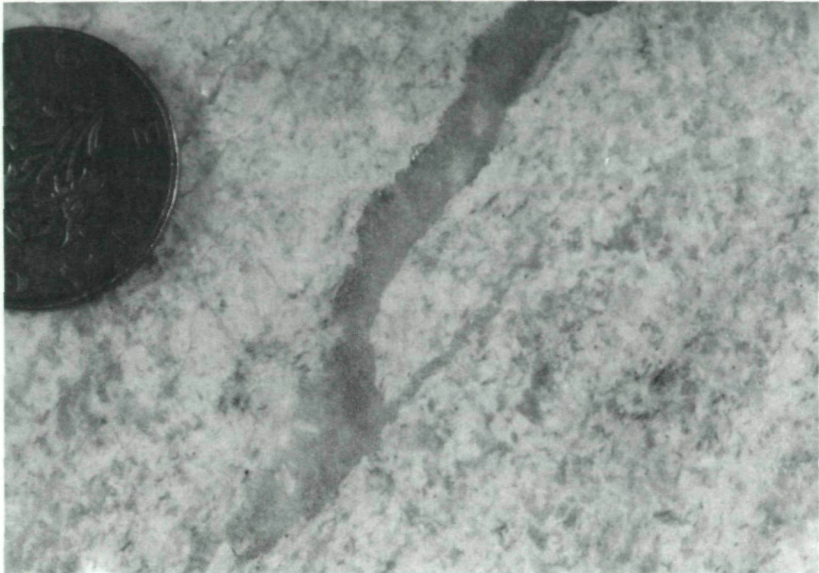


Abb. 11: Gipsmarmor (Bohrkern)
Auf der mit Wasser feuchten Oberfläche tritt der Gips mit dunkler Färbung deutlicher hervor. Das Gefüge läßt eine sedimentäre Anlage eher wahrscheinlich erscheinen als metasomatische Zufuhr.

1. Zur Frage der Sideritstabilität

Die metasomatische Genese des Siderites wird mit der Instabilität des Siderites im Bereich der mesozonalen Metamorphose begründet. Ebenso werden die experimentellen Untersuchungen zur Sideritbildung, so von JOHANNES (1969), die sich auf eine Hochtemperatur-Siderit-Magnesit-Mischkristallbildung in hochchloridischen Lösungen beziehen, als Beweis für die Wirksamkeit metasomatischer Prozesse zitiert. Beide Argumente sind kein zwingender Beweis. Experimentelle Systeme müssen nicht in der Natur verwirklicht sein.

Die Stabilität des Siderites im Bereich der Metamorphose ist höher, als üblicherweise angenommen worden ist. Nach FRENCH (1971) ist im System Fe-C-O bei hohen fluiden Drücken Siderit bis in die Nähe von 500°C stabil. WEIDNER (1972) schätzt die Stabilität von reinem Siderit bis zu PT-Bedingungen von über 600°C und 5 Kb ab. Gehalte an Magnesium, Mangan und Calcium im Siderit erhöhen außerdem seine Stabilität. Für die Lagerstätte Hüttenberg wird der Metamorphosegrad der Amphibolit-Fazies (maximal Disthen-Almandin-Muskowit-Subfazies, Barrow-Typ) angenommen, die unter 600°C und bei 6–7 Kb anzusetzen

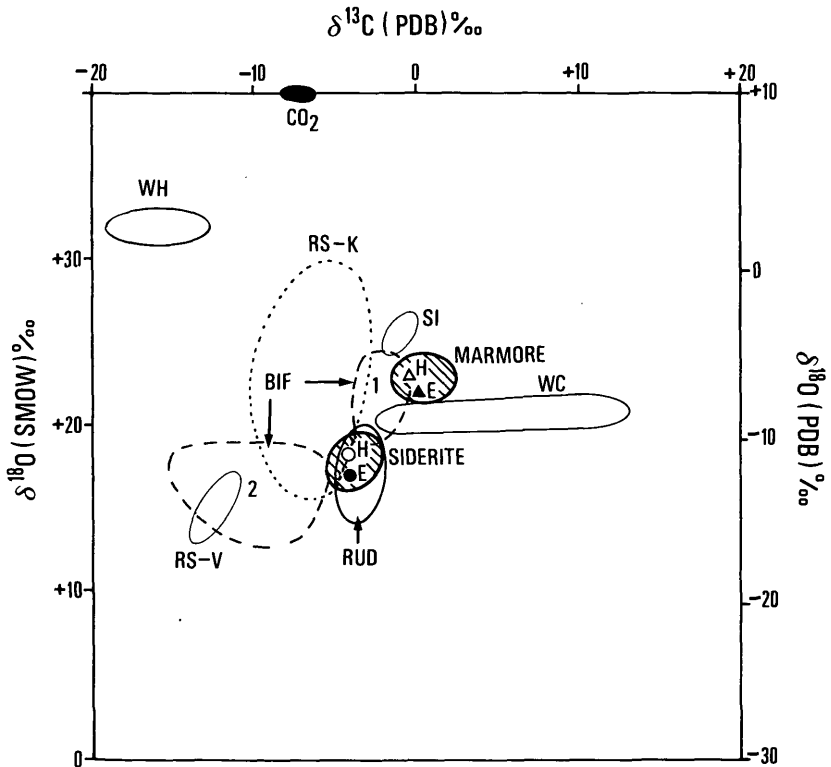


Abb. 12: $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm

Marmore und Siderite von Hüttenberg (H) und Erzberg (E) (letztere auf PDP-Standard bezogen, daher nicht auf FeCO_3 korrigierte Werte!) zeigen, auf die Mineralart-bezogen, vergleichbare Isotopenverteilung.

In das Diagramm sind ferner folgende Literaturwerte eingetragen:

- BIF Stratiforme Siderite der präkambrischen Biwaki-Formation (PERRY et al. 1973)
- SI 1 – magnetitfrei, 2 – magnetithaltig
Stratiformer Siderit von Silvermines (Irland) (ZACHMANN et al. 1984)
- RS-V Siderit aus Erzgängen des Rheinischen Schiefergebirges (ZACHMANN et al. 1984)
- RUD Siderit aus der gangartigen Lagerstätte Rudnany (Kleine Karpathen, Slowakei) (CAMBEL 1984)
- WC Geoden aus der Kreide Westkanadas (FRITZ et al. 1971)
- WH Geoden aus Jura und Kreidetonen westlich des Harzgebirges (HOEFS 1970)
- RS-K Geoden aus dem Unterdevon des Rheinischen Schiefergebirges (ZACHMANN et al. 1984)

(Siehe auch SCHROLL & PAPESCH 1986!)

ist. Es ist daher nicht abwegig, daß unter den vorgegebenen Metamorphosezuständen Siderit noch stabil geblieben ist.

TUFAR (1969, 1972) hat Beispiele von Sideritparagenesen aus den Ostalpen angeführt, die höheren PT-Bedingungen ausgesetzt waren, wie Pitten (Niederösterreich) in Glimmerschiefern und Augengneis (in Albit-Epidot-Amphibolit-Fazies) oder Buchwald bei Waldbach/Steiermark, wo Granatfels schon präexistenten Siderit in phyllitischen Schiefern verdrängt. Allerdings handelt es sich um Sideritvorkommen, die auch Magnetit enthalten.

Es muß für jeden Fall eine offene Frage bleiben, ob unter der Voraussetzung einer sedimentären Anlage dreiwertiges Eisen zur Bildung des Magnetits beigetragen haben könnte. PERRY und TAN (1973) nahmen für metamorphosierte sedimentäre Eisenerze der präkambrischen Biwabik Iron-Formation (Minnesota) an, daß schon bei der Diagenese und schwachen Metamorphose eine Reduktion durch organischen Kohlenstoff erfolgt sei, um signifikante Unterschiede in der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenverteilung zwischen magnetithaltigen und -freien Sideriterzen zu erklären (vgl. Abb. 12). Im Fall reiner Sideritabsätze bestünde keine Ursache, daß sich Magnetit vor Erreichen der Stabilitätsgrenze bildet.

2. „Gipsmetasomatose“

MEIXNER (1957, 1970) hat das Auftreten einer „höchst eigenartigen“ „Gipsmetasomatose“ im erzführenden Marmor beschrieben. Bei Tiefbohrungen bis 770 m Seehöhe wurden unter dem Niveau des Bahnhofes Hüttenberg zwar keine Erze, aber gipsführende Marmore angetroffen in gleicher Mächtigkeit wie ein hangendes Eisenspatlager. Gipsreiche Partien führten 30 bis 70 Vol%, gipsarme 5 bis 30 Vol% dieses Minerals. An- und Dünnschliffe solcher Bohrkerne zeigen auch hier neben Klüftfüllungen den im wesentlichen metasomatischen Vorgang, in dem der Gips den Kalkspat des Marmors in ganz verschiedenem Ausmaß verdrängt hat. Oft schwimmen im Gips allein eindeutige Relikte Phlogopit und Tremolit, als Zeugen der früheren Glimmer- und Silikatmarmore. MEIXNER erwähnt auch eine „Coelestinmetasomatose“. Neben dem Vorkommen von Coelestin in Klüften wurden auch bis zu 30 cm mächtige coelestinführende Marmore angetroffen.

Die Bildung von Gips ist aber nur durch tiefthermale Prozesse möglich, da dieses wasserhaltige Mineral nur unter 70°C stabil ist. Eine Zufuhr von sulfathaltigen Lösungen aus der Oxidationszone ist schon aus der Paragenese heraus auszuschließen (siehe auch Geochemische Gesichtspunkte, Schwefelisotope), eine azzendente Zufuhr schon aus Temperaturgründen. Die metasomatischen Prozesse sollten nach MEIXNER (1957) auch die Zufuhr von Strontium und auch Barium bewirkt haben.

Plausibler erscheint die Annahme, daß evaporitische Sedimente vorgelegen haben. Sulfatevaporite können eine höhergradige Metamorphose überste-

hen, wie das Beispiel vom Vorkommen von Anhydrit im Levantiner Gneis (Schweiz) gezeigt hat (Kiss, 1978).

In Abb. 11 ist ein aufgeschnittener Bohrkern abgebildet. Dem Gefüge nach kann es sich durchaus um ein Sediment gehandelt haben. Die Wasseraufnahme des Anhydrites, die sicherlich in einem jüngeren Prozeß erfolgt ist, muß mit Volumszunahme und mit „metasomatischen“ Erscheinungen der Gipsmineralisation verbunden gewesen sein.

Die mineralogische Analyse einer Bohrkernprobe zeigt neben Kalkspat und Gips als Hauptmenge auch Gehalte an Dolomit, Quarz und Glimmer. Die chemische Analyse ergab bei einem Gipsgehalt von rund 20% 1400 ppm Sr, einer Kluffüllung mit einem faserig ausgebildeten Gips jedoch nur einen Strontiumgehalt unter 100 ppm. Danach sollte die Probe noch Coelestin enthalten, der allerdings in Gehalten unter 1% in der Gesamtprobe nicht mehr nachgewiesen werden kann. Höhere Strontiumgehalte sind in marinen Evaporiten nicht ungewöhnlich. Die Umwandlung von Anhydrit in Gips kann zur Abtrennung des Strontiums und Bildung von Coelestin Anlaß geben.

GEOCHEMISCHE GESICHTSPUNKTE

1. Chemismus und Spurenelemente

Eisenkarbonate der Ostalpen, unter diesen auch Proben von Hüttenberg, wurden von DOLEZEL (1977) auf ihren Chemismus, abgesehen von den schon aus hütten technischen Gründen bekannten Nebenelementen Ca, Mg und Mn, auch auf Spurenelemente, wie Sc, Ni, Co, Cr, V, Ti, Zn oder Y spektralanalytisch untersucht. Der „Typ Hüttenberg“ ist dem „Typ Erzberg“ mit $Mn > Mg$ und $Ni/Co = 10$ vergleichbar, wenn auch das Ni/Co-Verhältnis etwas niedriger ist, und deutlich vom „Diabastyp“ der Grauwackenzone zu unterscheiden (DOLEZEL und SCHROLL 1972, 1979).

Vom Standpunkt der chemischen Charakterisierung sind Erzberg und Hüttenberg einer ähnlichen oder gleichartigen Genese zuzuordnen, die als „vulkanogen-sedimentär“ aufgefaßt worden ist.

2. Isotope

Schwefelisotope

PETRASCHECK (1978) hat als erster den Versuch unternommen, mit Hilfe der Bestimmung der Isotopenzusammensetzung des Sulfatschwefels dessen Genese zu diskutieren. Zwei Proben des Gipses von Knappenberg, Revier Gossen, ein „metasomatischer Gips“ und ein „Kluftgips“, ergaben praktisch übereinstimmende $\delta^{34}S$ -Werte von $+22,5 \pm 0,2\%$ und $+22,6 \pm 0,2\%$. Unter der getroffenen Annahme, daß es sich um ehemaliges Meerwassersulfat handelt, würde sich eine Zuordnung zu einem „ganz unwahrscheinlichen“ Devon-Alter oder ein „skytisches Alter der Metaso-

matose“ ableiten lassen. Diese Alterszuordnung erscheint jedoch durch keine weiteren Beobachtungen oder Daten belegbar.

PAK & SCHROLL (1980) haben im Rahmen umfassender Untersuchungen ostalpiner Baryte und anderer Sulfate, darunter auch der Bohrkernprobe ebendesselben gipsführenden Marmors, von Coelestin und Baryten die oben erwähnten Meßdaten bestätigt:

Gips	+ 22,2‰
Coelestin	+ 24,4‰
Baryte	+ 20,9, + 23,3 und + 23,4‰

In der Folge wurden auch Pyritproben analysiert, die eine stärkere Streuung der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte erkennen lassen (SCHROLL und PAK 1983 sowie zusätzliche Daten):

VRI 282 Pyrit, im Sideriterz schichtig eingelagert	- 1,0‰
VRI 281 Pyrit, in Klüften	- 13,1‰
VRI 1647 Pyrit, feinkörnig im Siderit, schichtig eingelagert (Gossenerlager)	- 2,3‰
VRI 1646 Pyrit, grobkörnig im Siderit schichtig eingelagert (Bärenbach)	+ 2,8‰

Dem Steirischen Erzberg fehlen Sulfatmineralisationen vollkommen. Die Verteilung der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von vier Sulfidproben mit einer Spanne von -2,2 bis +5‰ stünde ebenso in keinem Widerspruch zu dem oben erwähnten genetischen Modell (MALEKGASEMI 1979). BERAN und THALMAN (1978) finden im übrigen für Pyrite aus feinkörnigen gebänderten Sideriten des Erzberges einen $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von +4,2‰ und für grobkörnige hellgraue Siderite +2,9‰. Dies würde im übrigen auch die beobachtete Tendenz zum leichteren Sulfidschwefel im Verlauf weiterer Mineralisationsprozesse bestätigen.

Die geringe Streuung der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte aller Sulfatminerale von Hüttenberg deutet auf gleichartige Herkunft. Es ist bekannt, daß eine mesozonale Metamorphose auf die Schwefelisotopenzusammensetzung präexistierender Sulfatmineralisationen ohne Einfluß ist. Sulfatminerale aus alpinen Klüften der Westalpen weisen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte um +10‰ auf und würden größenordnungsmäßig den Werten permischer Evaporite entsprechen (unveröffentlichtes Datenmaterial). Erst im Bereich der Katazone ist eine Veränderung der Isotopenzusammensetzung von evaporitischem Sulfat in Richtung zu leichterem Schwefel festzustellen (BROWN 1973).

Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope

Erste orientierende Untersuchungen, je einer Probe des Marmorgesteines von Hüttenberg ($\delta^{13}\text{C} - 0,5$, $\delta^{18}\text{O} - 8,2$) und vom Sauberger Kalk ($\delta^{13}\text{C} - 0,7$, $\delta^{18}\text{O} - 10,5$) des Erzberges, haben keine wesentlichen Unterschiede erkennen lassen (SCHROLL & PAPESCH 1986). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte entsprechen etwa den mittleren Werten für devonische Karbonatsedimente (VEIZER & HOEFS, 1976). Diagenetische Prozesse und höhergradige Metamorphose

können zur Erniedrigung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte führen. Es wäre daher abwegig, aus den vorhandenen Daten eine Altersaussage über die Marmore von Hüttenberg ableiten zu wollen. Ebenso zeigen die Sideriterze der beiden Lagerstätten nur in sich vergleichbare Werte, da sie so wie die vergleichsweise in Abb. 12 dargestellten Sideritwerte nicht für FeCO_3 korrigiert sind.

Vier Sideritproben variieren bei einer Standardabweichung der Meßdaten von $\pm 0,2\text{‰}$ in der Isotopenzusammensetzung geringfügig: $\delta^{13}\text{C} - 4,5$ bis $-6,0\text{‰}$ ($\emptyset -5,2\text{‰}$) und $\delta^{18}\text{O} - 10,8$ bis $-11,8\text{‰}$ ($\emptyset -11,3\text{‰}$). Zwei Sideritproben aus Bärenbach, wo Siderit in Gneisen eingelagert ist, sind nicht allzu verschieden: $\delta^{13}\text{C} -6,7$ bis $-7,5$ und $\delta^{18}\text{O} -12,0$ bis $-12,3\text{‰}$ (SCHROLL et al. 1986).

Untersuchungen an Handstücken, die zentimeterstarke Einlagerungen von Siderit in Marmor mit visuell relativ scharfen Grenzen enthalten (vgl. Abb. 5) haben gezeigt, daß Siderit und Marmor geringere Unterschiede in der Isotopenverteilung erkennen lassen, als dies für die Probe eines oben erwähnten erzfernen Marmors der Fall ist:

	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
Siderit, Hüttenberg, Löllinger Revier Niveau Unterfahrungsstollen, Julius Hangendlager	$-5,6\text{‰}$	$-11,3\text{‰}$
Marmor, schwach vererzt (Siderit, Pyrit) unmittelbar am Kontakt	$-6,7$	$-12,6$
Marmor, 2 cm vom Kontakt	$-6,6$	$-12,4$
Marmor, 3 cm vom Kontakt	$-6,7$	$-12,4$

Da der Karbonatanteil des Gipsmarmors eher mit der Isotopenzusammensetzung des erzfernen Marmors ($\delta^{13}\text{C} - 0,5$, $\delta^{18}\text{O} - 11,1$) vergleichbar ist, scheint die Sideritbildung mit einer CO_2 -Zufuhr verbunden zu sein. Der Kontakt Siderit – Marmor erscheint in bezug auf Isotope „unscharf“.

Dagegen „scharf“ hinsichtlich der Isotopenzusammensetzung erscheint der Kontakt eines metasomatischen Calcites im Vergleich zum karbonatischen Nebengestein bei der magmatogen-hydrothermalen Pb-Zn-Vererzung von Keban (Türkei), wobei die Differenz der δ -Werte Calcit-Kalkstein im unmittelbaren Nahbereich des Kontaktes sehr groß ist: $\Delta\delta^{13}\text{C} 3\text{‰}$ und $\Delta\delta^{18}\text{O} 7\text{‰}$. Das Vorkommen ist nicht metamorphosiert (SCHROLL & CAGLAYAN 1986).

Siderite der Lagerstätte von Rudnany (Kleine Karpathen, Slowakei) sind vergleichbar. Rudnany wird als hydrothermale Ganglagerstätte klassifiziert (CAMBEL et al. 1984). Feinkörnige Siderite von Rudnany, die synsedimentären Ursprungs sein könnten, unterscheiden sich in der Isotopenzusammensetzung des Kohlenstoffs und Sauerstoffs nicht von den grob-

körnigen Sideriten der gangartigen Mineralisationen, die auch Baryt und polymetallische Erze führen.

Der Sulfatschwefel der Baryte (+9 bis +18‰ wird jedoch von Evaporiten devon-karbonischen bis permischen Alters und nicht von magmatogenen Quellen abgeleitet. Andererseits können stratiforme Siderite sedimentärer oder vulkanogen-sedimentärer Genese ähnliche Isotopenmuster aufweisen.

Typisch marine Karbonate haben $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um Null. Vergleichsweise hat eine siderithaltige Probe als Beispiel einer vulkanogen-sedimentären Genese einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von $-3,4\text{‰}$, hydrothermaler Gangsiderit von der Erzweis (Hohe Tauern) $-6,9\text{‰}$. (SCHROLL et al. 1986).

Sicher ist, daß die Isotopenwerte in das Feld hydrothermaler Genese fallen. Die zur Zeit verfügbaren Isotopendaten widersprechen den gebrachten genetischen Aussagen zwar nicht, lassen aber keine zwingenden genetischen Schlußfolgerungen zu.

Bleiisotope

Ältere und neuere Daten (GRÖGLER et al. 1961, KÖPPEL et al. 1983) bestätigen ein junges Modellalter für den Bleiglanz von Hüttenberg. Dieses Modellalter muß nicht unbedingt eine Aussage für die Altersstellung der Lagerstätte selbst abgeben. Wenn die Sulfidmineralisation, auch des sehr seltenen Vorkommens von Bleiglanz, nach CLAR und MEIXNER (1981) in einer jungen alpidischen Mineralphase erfolgt sein sollte, wäre das Modellalter mit dem Mineralisationsalter praktisch ident. Das errechnete Modellalter weist eher nur auf untere Altersbegrenzung.

Es mag von Interesse sein, daß Bleiglanz von Oberzeiring ein deutliches radiogenes Modellalter aufweist, während die Isotopenzusammensetzung des Sulfatschwefels des Barytes mit dem der Sulfate von Hüttenberg nahezu ident erscheint. (KÖPPEL, unveröffentlichte Daten, SCHROLL & PAK 1980).

Das Blei der rezenten Erzschlämme aus dem Roten Meer weist auf eine Herkunft aus Gesteinen des oberen Mantels (COOPER & RICHARDS 1969).

MONTANGEOLOGISCHE BEMERKUNGEN

In der Einleitung zur mehrfach zitierten Publikation von CLAR & MEIXNER (1981) wird die Schließung des Bergbaues Hüttenberg mit Versäumnissen in der Anwendung moderner Bergtechnik und im Hoffnungsbau in Zusammenhang gebracht.

Insbesondere wird das Fehlen einer Erzaufbereitungsanlage und die mangelnde Teufenuntersuchung von Marmorarealen unterhalb der Talsohle genannt.

Dazu sei prinzipiell festgestellt: der Bergbau Hüttenberg wurde nicht

wegen Erschöpfung der Erzvorräte, sondern ausschließlich aus betriebswirtschaftlichen Gründen geschlossen. Jede zusätzliche Kostenbelastung hätte also die Stilllegung des Bergbaues keineswegs verzögert, sondern eher noch beschleunigt.

Die letzte Substanzermittlung mit Stichtag Schließungstermin 30. 6. 1978 ergab (trotz Einstellung des Hoffnungsbaues bereits im Jahre 1976) eine Vorratsmenge von 1,841.000 t. Diese Substanzmenge hätte also – bei einer durchschnittlichen Jahresförderung von 200.000 t – auch ohne weitere Explorationsarbeiten eine Restlebensdauer von gerundet 9 Jahren gewährleistet.

Der Betrieb einer Aufbereitungsanlage hätte selbstverständlich die Vorratsbasis der Hüttenberger Lagerstätte erweitert, da auch unreine Vererzungsbereiche und Erzlager mit geringer Mächtigkeit abgebaut hätten werden können. Diese Bedingungen wurden besonders im sogenannten „Albert-Hauptlager“ angetroffen, das in den Jahren nach dem 2. Weltkrieg in Verhieb stand.

Investitions- und Betriebskosten für eine Aufbereitungsanlage, für die Errichtung bzw. Erweiterung der notwendigen Schlammabsatzbecken sowie die kalkulatorischen Abschreibungen für solche Anlagen hätten jedoch die Gesteungskosten des Hüttenberger Erzes um mindestens 20% erhöht. Besonders in den Jahren nach 1967, als der Bergbau unter massiven Kostendruck gelangte, wären diese Mehrkosten nicht mehr aufzufangen gewesen. Auch ohne diese zusätzliche Belastung gelang es nur unter größten Anstrengungen – Umstellung von Trocken- auf Naßbohrung, Mechanisierung von Abbau und Streckenvortrieb und zahlreichen anderen kostensenkenden Maßnahmen – die bereits damals drohende Schließung des Bergbaues um immerhin 10 Jahre hinauszuzögern. Der Vergleich mit der Situation am Steirischen Erzberg, wo Erzaufbereitungsanlagen seit Jahren erfolgreich betrieben werden, ist nicht zulässig. Am Steirischen Erzberg ist der Eisenspat in stark wechselnder Intensität mit Ankerit oft bis in den Kornbereich hinein verwachsen. Ohne Zwischenschaltung von Aufbereitungsanlagen könnte nur gerundet 45% der vorhandenen Substanzmengen den Hüttenbetrieben zugeführt werden. Unreine Erze müßten dennoch gelöst, befördert und verhaldet werden, da eine selektive Gewinnung in einem Tagbaubetrieb bergtechnisch nur sehr bedingt möglich ist (Abdeckung reicherer Erzkörper, Einhaltung der vorgeschriebenen Böschungswinkel etc.).

Die Erze der Lagerstätte Hüttenberg waren in berg- und aufbereitungstechnischer Hinsicht mit denen des Steirischen Erzberges nicht vergleichbar. In Hüttenberg waren die Grenzen der Erzkörper im Regelfall scharf und folgten meist den Schieferungsflächen. Unscharfe und wolkige Erzgrenzen, wie sie am Steirischen Erzberg infolge der metasomatischen Überprägung die Regel sind, stellten in Hüttenberg die Ausnahme dar. Zonen geringer Vererzungsintensität – wie etwa der von den Bergleuten bildhaft als

„Hamburger Speck“ bezeichnete Erztypus – können im Untertage-Bergbau – allerdings unter Verlusten an Lagerstättensubstanz – leicht ausgehalten werden.

Ein zusätzliches Problem beim Betrieb einer Aufbereitungsanlage hätte sich natürlich durch die Errichtung von Absatzbecken für die anfallenden Aufbereitungsschlämme und die Verhaltung der Anlageberge ergeben. Für beides wäre im engen Hüttenberger Talbereich wohl kaum Platz gewesen.

Eine Teufenuntersuchung der Knappenberger Marmore in Bereichen weit unterhalb der Talsohle wäre zweifelsfrei von großem wissenschaftlichem Interesse gewesen. Eine wirtschaftliche Bedeutung von eventuell aufgefundenen Erzen wäre aber von vornherein nicht gegeben gewesen. Das Hüttenberger Erz wurde über ein System von Schräg- und Seigerschächten unter Ausnutzung der Schwerkraft auf das Niveau Bahnhof Hüttenberg und weiter durch den Unterfahrungsstollen ebensöhlig – also mit geringem Energieaufwand – zur Versandanlage befördert. Ein Anheben der Erze aus größerer Tiefe hätte – abgesehen von der unvermeidlichen und aufwendigen Wasserhaltung – allein durch die hierfür aufzuwendende teure Energie eine nicht zu verkraftende zusätzliche Kostenbelastung bedeutet.

Auch ohne Berücksichtigung des hohen Prospektionsrisikos – der langjährige Werksgeologe W. FRITSCH (persönl. Mitteilungen) hielt z. B. im Gossener Marmor erst den Teufenbereich von 100 bis 300 m unterhalb der Talsohle für eventuell erzhöfzig – ist eine systematische Bohruntersuchung mit Kosten von ca. 2000 S/m Kernbohrung auf Erze, die von vornherein für eine wirtschaftliche Gewinnung nicht in Frage gekommen wären, einem um seine Existenz ringenden Bergbaubetrieb nicht zuzumuten.

Die hohen Kosten für eine weit unter die Talsohle reichende Teufenuntersuchung hätten zumindest teilweise auch durch öffentliche Mittel und Förderungen aufgebracht werden können. Das größere Problem lag jedoch in der relativ geringen Bohrkapazität des Betriebes. In den Jahren 1962 bis 1971 konzentrierten sich die Prospektions- und Explorationsarbeiten auf das Hoffnungsgebiet Maria Waitschach. Durch diese Untersuchungsarbeiten wurden zwar ausreichende Substanzmengen nachgewiesen, der sehr ungünstige Chemismus der Erze – sehr hohe Kieselsäure-Gehalte bei relativ niederen Fe-Werten, Auftreten von Stahlschädlingen sowie äußerst ungünstige Aufbereitbarkeit der limonitischen Erze – ließ jedoch eine Verwertung nicht zu. Die Konzentration des Hoffnungsbaues auf das Revier Maria Waitschach brachte es aber mit sich, daß in der eigentlichen Hüttenberger Lagerstätte 10 Jahre Aufschließungs- und Erkundungsarbeiten fehlten.

Um Versäumtes möglichst rasch nachzuholen, erschien es daher ab dem Jahre 1972 sinnvoll, die gesamte zur Verfügung stehende Bohrkapazität von ca. 3000 m/Jahr in Bereichen einzusetzen, die einerseits auf Grund

geologischer Überlegungen erhöffig, andererseits aber auch fördertech-
nisch für eine spätere Gewinnung von Interesse waren.

Aufbauend auf den wissenschaftlichen Erkenntnissen, die an der Abteilung
für Lagerstättenforschung unter der Leitung von E. CLAR und H. MEIXNER
sowie unter der langjährigen Mitarbeit von W. FRITSCH (1964) über
mineralogische, paragenetische und tektonische Zusammenhänge in der
Lagerstätte gewonnen wurden, konnte das Ziel des Hoffnungsbaues nur
sein, die jährliche Fördermenge durch Neufunde zumindest zu ersetzen
und so die Vorratsbasis dieser geologisch so schwierigen Lagerstätte zu
erhalten.

Daß dies auch weitgehend gelungen ist, weisen die nachstehend ausge-
wiesenen Substanzvergleiche aus (Vorratsangaben jeweils mit Stichtag
31. Dezember):

1960	2,219.000 t
1976 (Einstellung des Hoffnungsbaues)	2,190.000 t
Erzförderung im selben Zeitraum	3,367.300 t

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Das gemeinsame Auftreten der Siderit-Ankeritlager im schichtigen Ver-
bande mit Calcitmarmoren, Glimmermarmoren, Glimmerquarziten, die
gemeinsame inhomogene Verteilung solcher Lagenbaue nicht nur in Pa-
rallelgefügen, sondern in Form genetisch verschiedener Faltenantypen, oft
mit Prägung subtiler gekrümmter Gefüge, impliziert grundsätzlich die
Erklärung gemeinsamen primären Entstehens und gemeinsamer Entwick-
lung von primären Lagerstättenkörpern mit Verwischung der Primärge-
füge und des Mineralbestandes im Ausgangsgestein, entsprechend den
gemeinsamen, den Metamorphosebedingungen und mechanischen Defor-
mationen entsprechenden Maßen. Es fehlt nicht an Hinweisen auf diese
Entwicklung, und in der Aussage von CLAR & MEIXNER (1981), daß
„jedwede als solche belegbare Reste oder Zeugnisse einer vormetamorphen
Konzentration“ fehlen, sehen wir eine prinzipielle Abneigung, eine der-
artige natürliche Entwicklung für die Lagerstätte Hüttenberg gelten zu
lassen bzw. nicht einmal einen gemeinsamen Weg der Erklärung zu
suchen. Auch das Nebengestein und die unmittelbaren Erzträgergesteine
lassen derartige belegbare Reste „eines primär-sedimentären Absatzes“
mit Ausnahme des Lagenbaues heute nicht mehr erkennen! Sie sind
ebenfalls durch die Auswirkungen mehrerer Metamorphosen, maximal
der Amphibolitfazies, teils im Mineralbestand, teils im Gefüge, i. a. aber
nicht im Chemismus verändert worden. Eine Mobilisierung zu Lösungen
ist dabei nicht zwingend notwendig, sie hat aber teilweise tatsächlich
stattgefunden und u. a. selektiv jene jüngsten bipolaren Sideritgefüge
erzeugt. Für uns ist nicht die „Selektivität des Lösungsvorganges und des
Kristallisationsvermögens“ (S. 87) schwer vorstellbar, sondern die von

CLAR & MEIXNER (1953, 1981) allein geltend gemachte alpidische, vermeintlich nur bestimmte Schichten verdrängende Abbildungsmetasomatose mit angeblicher Übernahme sogar intragranularer Schäden der verdrängten Kristallite im Kristallgitter der Neukristallite. Diese Meinung wird auch durch Sperrdruck der Phrase „Die Lagerstätte selbst ist gewiß nicht metamorph!“ (1981:88) aus mangelnden Beweisen nicht bestätigt.

Wir stimmen aber abschließend mit CLAR & MEIXNER (1981) darin überein, „daß die in der Lagerstätte vertretene Mineralgesellschaft“ keine charakteristische „Paragenese irgendeiner Mineralfazies der Metamorphose“ darstellt, sicher kam sie im marinen Sedimentationsraum zustande, vielleicht weniger als rein sedimentär-fazielle Fe-Anreicherung in einem geochemisch bedingten Sonderbecken (z. B. mit CO₂-Zone) als vielmehr durch hydrothermale Metallzufuhr.

Übersicht der konträren genetischen Auffassungen

Thema	CLAR – MEIXNER	SCHULZ – SCHRÖLL – DIEBER – FUCHS
Inhomogenes Parallelgefüge der Gesteine	metamorphes Sediment, Schichtung	ebenso
Inhomogenes Parallelgefüge der Erzlager	selektiv metasomatische tertiäre Platzergreifung (Abbildungsmetasomatose)	metamorphes Erzsediment, z. T. metasomatische Konturenverlagerung
Gefaltete stoffliche Gesteinsabfolge	Biege- und Scherfaltung	ebenso
Gefaltete stoffliche Erzabfolge	selektiv metasomatische tertiäre Platzergreifung (Abbildungsmetasomatose)	Biege- und Scherfaltung präexistenter Erzlager
Korngefüge: Calcit, Glimmer, Quarz	im wesentlichen syn- und postkristallin deformiert (Tektonitregelung)	ebenso
Korngefüge: Dolomit, Ankerit, Siderit	selektiv metasomatische postdeformative Abbildungskristallisation, Wachstumsgefüge	teils syn- und postkristallin deformiert (Tektonitregelung), teils postdeformative Wachstumsgefüge
Postkristalline alpidische Zerschörungen	ja	ja
Fe-Anreicherung	alpidisch tertiär hydrothermal-metasomatisch, nicht metamorph	paläozoisch hydrothermal-sedimentär, metamorph
Gips/Coelestin	hydrothermaler Nachhall im Tertiär	Indizien für salinar marin-sedimentär

Die Stellung der Hüttenberger Sideriterze im Rahmen der vom Präkambrium bis ins Tertiär ausgedehnten und sehr verschieden abgelaufenen

Lagerstättenentwicklung in den Alpen, ist keineswegs als Sonderfall zu bewerten. Wenn man die, vor allem in den vergangenen drei Jahrzehnten erzielten Forschungsergebnisse berücksichtigt, so fügt sich unsere genetische Erklärung des Hüttenberger Siderits zwanglos in die Gruppe marinesedimentärer, wahrscheinlich im mittleren Paläozoikum angelegter und hydrothermal verursachter Eisenanreicherungen, wie sie an zahlreichen Lokalitäten, vor allen in der Nördlichen Grauwackenzone als Sideritlager, entwickelt sind. Hüttenberg aber kommt, analog der Spatmagnetitlagerstätte Millstätter Alpe, infolge der mesozonal-metamorphen Überprägung eine komplexere Umwandlung mit Verwischung ursprünglicher, in der marinen Entwicklungszeit angelegter Erzkörper zu.

Diese auf gefügekundliche Beobachtungen gestützte Erklärung findet durch mineralogische und geochemische Daten insofern eine Bestätigung, als die Sideritvererzungen von Hüttenberg und Erzberg eine vergleichbare geochemische Charakteristik aufweisen. Es besteht kein Zweifel, daß der Sulfatschwefel der Mineralisation vom Meerwassersulfat abzuleiten ist. Die neuerliche Untersuchung des „Gipsmarmors“ bestätigt diese Auffassung. Die bisherigen Ergebnisse an Meßdaten, die aus einigen, allerdings signifikanten Stichproben gewonnen werden konnten, stehen nach dem gegenwärtigen Wissensstand in keinem ernstlichen Widerspruch zur genetischen Deutung der Bildung im marinen Sedimentationsraum.

LITERATUR

- BERAN, A., & F. THALMANN (1977): Feinkörnige, gebänderte Siderite im Spateisensteinbergbau Radmer-Buchegg. – Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Nr. 4, 57–62 (Wien).
- (1978): Der Bergbau Radmer-Buchegg – ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. – *TMPM* 25, 287–303 (Wien).
- BROWN, J. S. (1973): Sulfur isotopes of Precambrian sulfates and sulfides in the Greenville of New York and Ontario. – *Eon. Geol.* 68, 362–370.
- BRUNLECHNER, A. (1981): Die Abstammung der Eisenerze und der Charakter ihrer Lagerstätten im nordöstlichen Kärnten. – *Carinthia* II, 81./1.:33–51 (Klagenfurt).
- (1893): Die Form der Eisenerzlagerstätten in Hüttenberg (Kärnten). – *Zeitschr. f. prakt. Geologie*, Jg. 1894:301–307 (Berlin).
- CAMBEL, B., F. I. ZUROV, L. TIMOFEJEVA-SAVCENKOV, V. SMEJKAL (1984): Isotopic composition of sulphur, carbon, and oxygen in minerals of the Rudnany siderite-barite polymetallic ores. – *Geol. Zbornik Carpathica*, Bratislava, 35, 21–37.
- CLAR, E. (1931): Die Gefügeregelung eines Bändermagnesits. – *Jb. Geol. B.-A.* LXXXI, 3–4:387–402 (Wien).
- (1932): Gefügestatistisches zur Metasomatose. – *Zeitschr. Krist. B. (TMPM)*, 43:129–143 (Leipzig).
- CLAR, E., & H. MEIXNER (1953): Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. – *Carinthia* II, 143/63:67–92 (Klagenfurt).
- (1981): Die grundlegenden Beobachtungen zur Entstehung der Eisenspatlagerstätten von Hüttenberg. – *Carinthia* II, 171./91.:55–92 (Klagenfurt).
- COOPER, J. A., J. R. RICHARDS (1969): Lead isotope measurements on sediments from Atlantis II and discovery deep areas. – In: *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*. 600 Seiten. Springer Berlin – Göttingen – Heidelberg, 499–511.

- DIEBER, K. (1981): Geologischer Überblick über die Eisenspatlagerstätte Hüttenberg. – In: „2500 Jahre Eisen aus Hüttenberg“, Kärntner Museumsschriften, Bd. 68:24–34 (Klagenfurt).
- DOLEZEL, P. (1977): Beitrag zur Geochemie der ostalpinen Siderite. – Diss. Univ. Wien.
- DOLEZEL, P., & E. SCHROLL (1972): Zur Geochemie ostalpiner Siderite. – *Proceed. 2nd ISMIDA (Ljubljana 1971)*. – *Geologija Razprave in Poročila*, 15:343–358 (Ljubljana).
- (1979): Beitrag zur Geochemie der Siderite in den Ostalpen. – *Proceed. 3rd ISMIDA (Leoben, 1977:119–125 – Verh. Geol. B.-A. 1978:293–299 (Wien))*.
- FRENCH, B. M. (1971): Stability relations of siderite (FeCO_3) in the system $\text{Fe}-\text{C}-\text{O}$. – *Am. J. Sci.* 271:37–78.
- FRITSCH, W., (1964): Geologische Kartierung der Eisenspatlagerstätte Hüttenberg. – *BHM*, 109, H. 8:264–265 (Wien).
- FRITZ, P., P. L. BINDA, F. E. FOLINSBEE & R. KROUSE (1971): Isotopic composition of diagenetic siderites from Cretaceous sediments in Western Canada. – *J. Sed. Petrol.*, 34:282–288.
- FUCHS, H. W. (1978): Korngefügeanalytische Untersuchungen der Siderit-Lagerstätte Hüttenberg (Kärnten). – Diss. Univ. Innsbruck.
- (1980): Korngefügeanalytische Untersuchungen der Siderit-Lagerstätte Hüttenberg (Kärnten). – *TMPM* 27:233–260 (Wien).
- GRÖGLER, N., M., GRÜNFELDER, E. SCHROLL (1961): Bleiisotopenhäufigkeit in Bleiglanzen der Ostalpen. – *Anz. Österr. Akad. d. Wiss.* 9, 1–5 (Wien).
- HABENICHT, W. (1985): Sideritvorkommen und -lagerstätten im Paläozoikum der Gurktaler Alpen und ihrer altkristallinen Unterlage. – Diss. Univ. Innsbruck.
- HABERFELNER, H. (1928): Die Eisenerzlagerstätten im Zuge Lölling – Hüttenberg – Friesach in Kärnten. – *Berg- u. Hüttenm. Jb.* Bd. 76:117–126 (Wien).
- (1937): Die Geologie der österreichischen Eisenerzlagerstätten. – *Zeitschr. Berg- u. Hüttenm. Salinenwesen im Dtsch. Reich*, 85:226–240 (Berlin).
- HOEFS, D. (1970): Kohlenstoff- u. Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen an Karbonatkonkretionen und umgebendem Gestein. – *Contr. Min. Petrol.* 27: 66–79 (Heidelberg).
- JOHANNES, W. (1969): Siderit – Magnesit – Mischkristallbildung im System $\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{CO}_3^{2-} + \text{Cl}^{2-} + \text{H}_2\text{O}$. – *Contr. Min. Petr.*, Bd. 21, 311–318.
- KISS, P. B. (1978): Metamorpher Anhydrit des Levantiner Gneises. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 55:217–225 (Bern).
- KÖPPEL, V., E. SCHROLL (1983): Lead isotopes of Paleozoic strato-bound to stratiform galena bearing sulfid deposits of the Eastern Alps (Austria). Implications for their tectonic setting. – *Schweiz. Min. Petr. Geol. Mitt.* 63:347–360.
- MEIXNER, H. (1957): Eine Gipsmetasomatose in der Eisenspatlagerstätte des Hüttenberger Erzberges, Kärnten. – *N. Jb. Min. Abh.*, 91, Festbd. Schneiderhöhe: 421–444 (Stuttgart).
- (1963): Die Metasomatose in der Eisenspat-Lagerstätte Hüttenberg, Kärnten. – *TMPM*, 8, H. 4:640–646 (Wien).
- (1970): Anschliffbeobachtungen zu verschiedenen Metamorphosen in österreichischen Lagerstätten karbonatischer Eisenerze. – *Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen*, 10, 61–74 (Leoben).
- MALEKGASEMI, F. (1979): Sulfiderzparagenese in Eisenkarbonaten der Nördlichen Ostalpen. – Diss. Montan. Univ. Leoben.
- PAK, E. (1974): Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut f. Radiumforschung und Kernphysik. – *Anz. Österr. Akad. d. Wiss.* 111:166–174 (Wien).
- PERRY, E. C. JR., F. C. TAN (1973): Significance of carbon isotope variations in carbonates from the Biwabik Iron Formation, Minnesota. – *Proceed. Kiew. Symp. Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits*, 299–305, New York (UNESCO).

- PETRASCHECK, W. (1947): Die alpine Metallogeneese. – Jb. Geol. B.-A., Bd. 90, Jg. 1945: 129–149 (Wien).
- (1978): Zur Altersbestimmung einiger ostalpiner Erzlagerstätten. – Mitt. Österr. Geol. Ges. 68, Jg. 1975:79–87 (Wien).
- PETRASCHECK, W. E., & W. POHL (1982): Lagerstättenlehre. – 3. Aufl. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Stuttgart).
- RAMDOHR, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – Akademie-Verlag (Berlin).
- SCHROLL, E., & E. PAK (1980): Schwefelisotopenzusammensetzung von Baryten aus den Ost- und Südalpen. – TMPM 27:79–91 (Wien).
- (1983): Sulfur isotope investigation of ore mineralisations of the Eastern Alps. – In: Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch of Europe (H. J. SCHNEIDER ed.), Springer Verlag Berlin – Heidelberg 169–175.
- SCHROLL, E., H. SPATZEK (1984): Dickit und eine Mikromineralisation aus dem Bergbau Kaiserberg, Steiermark. – Mitt. Abt. Min. Landesmuseum Joanneum, 52.:23–25 (Graz).
- SCHROLL, E., und W. PAPESCH (1986): Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenzusammensetzung einiger Sideriterze der Ostalpen. – Anzeiger Öst. Akad. Wiss. (im Druck).
- SCHROLL, E., W. PAPESCH, P. DOLEZEL (1986): Beitrag zur C- und O-Isotopenanalyse ostalpiner Sedimente. – Mitt. Geol. Ges. 78, 1986 (im Druck).
- SCHROLL, E., H. CAGLAYAN (1986): The Pb-Zn deposits of Keban (SE. Taurus Mountains) and its position in the Aegean-Tauridean metallogenetic province (im Druck).
- SANDER, B. (1930): Gefügekunde der Gesteine. – Jul. Springer, Berlin.
- (1948 und 1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I und II. – Springer Verlag Wien.
- SCHULZ, O. (1979): Die Sideritlager in den Paragneisen von Bärenbach bei Hüttenberg, Kärnten. – Carinthia II, 169./89.:37–57 (Klagenfurt).
- THALMANN, F. (1979): Zur Eisenspatvererzung in der nördlichen Grauwackenzone am Beispiel des Erzberges bei Eisenerz und Radmer/Bucheck. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1978:479–489 (Wien).
- TUFAR, W. (1969): Das Problem der ostalpinen Metallogeneese, beleuchtet am Beispiel einiger Erzparagenesen vom Alpenostrand. – Sitz. ber. österr. Akad. d. Wiss., math.-natw. Kl., 177:1–20 (Wien).
- (1972): Neue Aspekte zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten am Beispiel einiger Paragenesen vom Ostrand der Alpen. – Fortschr. Min., Bd. 48:95–96 (Stuttgart).
- VEIZER, J., J. HOEFS (1976): The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks. – Geochim. Cosmochim. Acta, Oxford etc. 40:1387–1365.
- WEIDNER, J. R. (1972): Equilibria in the system Fe-C-O. Part I: Siderite – magnetite – carbon – vapor equilibrium from 500 to 10.000 bars. – Am. J. Sci 272, 735–775.
- ZACHMANN, D., R. JUNGMANN (1984): C- und O-Isotopenuntersuchungen an sideritischen Konkretionen des Rheinischen Schiefergebirges. – N. Jb. Geol. Paläont. Mitt., 689–708 (Stuttgart).

Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. O. SCHULZ, Institut für Mineralogie und Petrographie, Abt. Geochemie und Lagerstättenlehre, A-6020 Innsbruck, Innrain 52; W. Hofrat Univ.-Prof. Dr. E. SCHROLL, BVFA Arsenal, Geotechnisches Institut, A-1030 Wien, Postfach 8; Dr. K. DIEBER, VOEST-ALPINE A.G., Bergbau Eisenerz, A-8790 Eisenerz, Freiheitsplatz 1; Dr. H. W. FUCHS, Institut für Mineralogie und Petrographie, Abt. Geochemie und Lagerstättenlehre, A-6020 Innsbruck, Innrain 52.