

METASOMATISCHE SIDERIT-LAGERSTÄTTEN HEUTE

von

W. Pohl \*)

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft  
gemeinsam mit der Österreichischen Geologischen Gesellschaft  
am 7. März 1988.

Siderit-Lagerstätten sind im Vergleich zu oxydischen Eisenerzen weltweit von geringer Bedeutung; sie sind nicht nur generell eisenärmer und darum weniger wirtschaftlich, sondern auch ungleich seltener. Siderit ist allerdings in vielen geologischen Milieus als Nebengementeil häufig, besonders als diagenetisches Mineral in vielen Sedimenten, vor allem natürlich auch in sedimentären und exhalativen Eisenerzen. Monomineralische Sideritkörper von Lagerstättendimension gibt es nur als stratiforme Exhalite, als epigenetische Gänge und als metasomatische Massen in Karbonaten. Diese Letzteren sollen hier behandelt werden, wobei ein Überblick und eine Zusammenschau des derzeitigen Wissensstandes angestrebt werden, vor allem in Bezug auf die Entstehung dieser Lagerstätten.

Metasomatische Sideritlagerstätten in Karbonaten werden traditionell als epigenetische, hydrothermale Bildungen interpretiert (BOTTKE 1981; PETRASCHKEK & POHL 1982). In vielen, einzelne Distrikte oder Lagerstätten betreffenden Arbeiten der letzten Jahre aber wurden andere, vorwiegend sedimentär-syngenetische Deutungen vorgebracht, wobei oft auch eine spätere Mobilisation durch Metamorphose, Spät-Diagenese oder Verkarstung angenommen wurde. Vertreter dieser Lagerstättengruppe gibt es in sehr unterschiedlichen geologischen Bereichen (z.Bsp. Erzberg/Ostalpen, HüggeI im Niedersächsischen Tektogen, Bilbao im Biscaya Becken, Ouenza und Jerissa/Atlas/Nordafrika). Eine gemeinsame Betrachtung dieser Gruppe sollte es erlauben, generell zutreffende Aussagen zu machen, obwohl natürlich jeder Distrikt und jede Lagerstätte individuelle Merkmale haben.

Geologische Charakteristik

Die Nebengesteine metasomatischer Siderite sind immer marine Karbonate epikontinentaler Plattformen präkambrischen bis mesozoischen Alters, welche mit klastischen Sedimenten sowie oft Evaporiten und zurücktretend basischen Vulkaniten wechsellagern. Die Karbonate sind auch in einzelnen Lagerstätten verschiedener Fazies, so etwa in Jerissa Riff- und Beckenkalk. Eine tektonische Kontrolle der Vererzung ist häufig; in Bilbao sind das syndimentäre Störungen eines Rift-Beckens im Alb-Cenoman (MESCHÉDE 1987), am HüggeI Dehnungsbrüche der Ilse der Phase (Oberkreide) und in Nordafrika Störungen im Dach aufsteigender Salzdiapire triassischer Evaporite. Auffallend ist weiters die Häufung von Lagerstätten eines Distriktes in bestimmten stratigra-

---

\*) Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. Walter Pohl  
Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität  
Pockelsstr. 4, D-3300 Braunschweig

phischen Etagen, etwa die Zechsteinkalke am Hüggel und in Thüringen, Unterkreidekalke (Urgon) in Bilbao und Nordafrika, und überwiegend devonische Kalke im weiteren Umkreis des Erzberges.

Die Erzkörper sind gewöhnlich quergreifend stockförmig oder schräg bis parallel zur Schichtung liegende wolkige Linsen, oft auch mit Siderit-(Quarz-, Baryt-, Fluorit-, Pb-Zn-) Gängen verbunden, welche als wenig spätere Bildungen Erz und Nebengesteine durchschlagen (Nordafrika, Bilbao, Hüggel).

Grenzen zum unveränderten Karbonat sind immer metasomatisch, wobei etwa in Jerissa noch einige Meter im Siderit Rudisten, Schichtflächen und Styolithen deutlich erkennbar sind. Weiter innen allerdings findet man dort monomineralische, feinkörnige massige Siderite, die zum Teil in reichlich auftretenden Drusen grobkristallinen Kalzit enthalten. Anderswo (Erzberg) sind nach außen Ankerit-Dolomithalos entwickelt. Hangend- und/oder Liegendgrenze werden oft durch gering permeable und inkompetente Nebengesteine gebildet. Überall fehlt diesen Lagerstätten die Zonierung nach Oxyd-, Karbonat-, Silikat- und Sulfidfazies (JAMES 1954), die in synsedimentären Eisenlagerstätten sowohl horizontal wie auch vertikal die Regel ist. Die umgebenden Karbonate sind gewöhnlich sehr eisenarme, reine Kalke; nichts deutet darauf hin, daß das Eisen sedimentär vorangereichert gewesen wäre.

### Geochemie

Außer den bergbaulichen Erzanalysen, die natürlich auf wenige wirtschaftlich wichtige Elemente beschränkt sind, gibt es für diese Lagerstättengruppe keine vergleichbare Datenbasis, insbesondere fehlen überall vergleichende Analysen von Erz und Nebengestein. Immerhin ergibt sich aus den Erzdaten, daß die Phosphorgehalte metasomatischer Siderite wie jene hydrothermaler Ganglagerstätten generell unter 0,1% liegen (Ausnahme Bilbao 0,2%), wogegen sedimentäre Eisenerze deutlich phosphorreicher sind (POHL 1986).

Neben- und Spurenelemente erlauben oft wichtige genetische Folgerungen. DOLEZEL & SCHROLL (1979) haben Mg, Mn, Ni, Co und Sc von Sideriten verschiedener Genese vergleichend untersucht. Daraus ergibt sich, daß Mg und Mn den Siderit des Erzberges nicht von sedimentären Sideriten unterscheiden; Co und Sc sind gegenüber durchschnittlichen Krustenwerten stark verarmt, was jedenfalls eine Ableitung aus basischen Magmatiten unwahrscheinlich macht. Gleiches gilt für die Ni-Gehalte. Eine klare Aussage zur Genese des Erzberges ist daraus aber nicht abzuleiten. SCHMIDT (mündl. Mitt. 1988) hat Erze und Nebengesteine im Bereich Hüggel untersucht und eine positive Korrelation von Fe mit Ni-Co-As-Sb festgestellt; auch hier aber sind genetische Schlußfolgerungen nicht unmittelbar möglich, da am Hüggel der Sideritbildung eine ausgeprägt epigenetische Buntmetallvererzung folgt und die erstere somit geochemisch überlagert.

BERAN & THALMANN (1978) und BERAN (1979) differenzierten die Karbonate des Erzberges durch Mikrosondenanalysen im System  $(\text{Fe, Mn})\text{CO}_3\text{-MgCO}_3\text{-CaCO}_3$ . Dabei wurden mehrere Ankeritgenerationen unterschieden. Feingebänderte Siderite der kleinen Lagerstätte Radmer, die als Schollen in grobkörnigen massigen Sideriten und Ankeriten schwimmen, wurden als sedimentäre Vorläufer interpretiert. Da im unmittelbaren stragraphischen Verband auch grüne (chloritisierte?) Tonschieferfragmente häufig sind, könnte es sich aber auch um Produkte einer im Ungleichgewicht verbliebenen Abbildungsmetasomatische pelitischer Karbonate handeln.

Verteilungsspektren der Seltenen Erden sind oft wertvolle petrogenetische Indikatoren. Zwei Sideritproben vom Erzberg ergaben eine Verteilung ähnlich jener der marinen Karbonate, allerdings mit starker Verarmung der leichten SEE (POHL 1986). Dies könnte auf hydrothermale Entstehung hindeuten.

Hier soll auch darauf verwiesen werden, daß in metasomatischen Sideritlagerstätten niemals Goldanreicherung festgestellt wurde, obwohl beide Elemente siderophilen geochemischen Charakter haben und eine solche Assoziation in vielen präkambrischen exhalativen Sideriten bekannt ist. Solche "sideritische Eisenformationen" werden mehrfach als Golderze abgebaut (Zimbabwe, Kanada).

Genetische Aussagen ermöglicht auch die Fraktionierung stabiler Isotope. Im Siderit kommen dafür vor allem O und C in Frage, obwohl natürlich in nicht-metamorphen Lagerstätten auch das Wasser der Flüssigkeitseinschlüsse untersucht werden sollte. Die O-Isotopen sollten erwartungsgemäß die Equilibrierung mit den Siderit-bildenden Wässern widerspiegeln; Das C könnte aus den Karbonaten, oder zum Teil aus anderen Sedimenten bzw. einer tieferen Quelle stammen. TIMOFYEVA et al. (1976) haben gezeigt, daß die Sauerstoffisotopen metasomatischer Siderite der UdSSR jenen von hydrothermalen Ganglagerstätten entsprechen, wogegen sedimentäre und exhalative Siderite deutlich schweren Sauerstoff enthalten. Ähnlich sind die Ergebnisse von SCHRÖLL et al. (1986) für den Erzberg im Vergleich zu einer großen Zahl anderer Siderite; hier wurde auch festgestellt, daß die C-Isotopen von den Karbonaten gegen leichtere, durchschnittliche Krustenwerte im Siderit verschoben sind. Dies ist infolge des metamorphen Milieus des Erzberges allerdings schwer genetisch zu interpretieren. Vereinzelt Schwefelisotopendaten aus metasomatischen Sideritlagerstätten erlauben keine allgemein gültigen Aussagen. Vermutlich handelt es sich meist um Schwefel der umgewandelten Nebengesteine. SCHMIDT (mündl. Mitt. 1988) hat Pb-Isotopen der die Siderite des Hügels begleitenden bzw. überlagernden Sulfidmineralisation untersucht. Die Bleimodellalter liegen demnach zwischen 120-240 Ma, mit stark schwankenden  $\mu$ -Werten. Dies läßt den Schluß zu, daß das Blei aus verschiedenen stratigraphischen Horizonten im Liegenden der Lagerstätte stammt, jedenfalls nicht aus einer homogenen (magmatischen) Quelle.

Wichtig sind schließlich die Sr-Isotopenanalysen von FRIMMEL (in Druck), der an Sideriten des Erzberges gegenüber devonischem Meerwasser stark erhöhte  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte mit großer Schwankungsbreite festgestellt hat. Dieser Befund läßt sich am besten durch eine hydrothermale Entstehung erklären.

#### Eisenführende hydrothermale Wässer

Interim sei hier festgestellt, daß neben den früheren, nicht entkräfteten geologischen Beobachtungen auch die Ergebnisse vieler moderner Methoden für eine epigenetisch, hydrothermalmetasomatische Entstehung der betrachteten Lagerstättengruppe sprechen. Was kann man dann zu Natur und Herkunft solcher Wässer aussagen?

Lange bekannt ist, daß Eisen in chloridischer Lösung besonders leicht transportiert wird. Zwar sind auch Fe-Karbonate löslich, doch sind solche Lösungen in der Natur viel seltener als jene im (vereinfachten) System  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ . In solchen Wässern korreliert die Löslichkeit von Fe positiv mit der Salinität (KWAK et al. 1986) und der Temperatur, negativ aber mit pH und  $f\text{O}_2$ .  $\text{FeCl}_2$  kann in Wasser bis 39,2% gelöst sein, doch führen natürliche Hydrothermen im Temperaturbereich bis 250° wohl nur wenige Zehntel Prozent Fe. Das Ausfallen des Eisens aus solchen Lösungen würde durch Temperaturab-

fall, rasche Abnahme der Salinität (etwa durch Mischung mit oberflächennahen Wässern), plötzliche Erhöhung des  $fO_2$  (wohl ebenfalls oberflächennah) sowie durch schockartiges Ansteigen des pH-Wertes (in Reaktion mit Karbonaten) bewirkt.

Da Siderite für die Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen mit thermometrischen Methoden nicht gut geeignet sind, gibt es vom eigentlichen Erz keine Daten. An begleitenden Quarz-Baryt-Fluorit-Gängen haben POHL et al. (1986) Bildungstemperaturen bis 210°C bestimmt; manche Einschlüsse waren durch NaCl-Tochterkristalle charakterisiert. Damit sind erhöhte Temperaturen und Salzgehalte auch für die Bildung der Siderite wahrscheinlich. Die Herkunft solcher Wässer könnte wie folgt sein:

- \* magmatisch
- \* diagenetisch-metamorph
- \* meteorisch-marin tief-zirkulierend

Wie oben gezeigt, ist eine magmatische Entstehung der metasomatischen Siderite auszuschließen. Meteorische oder marine, tief-zirkulierende Wässer, die etwa an Riftstörungen absinken, mögen hier in Frage kommen. Infolge der großen Gesteinsvolumina, welche für die Bildung einer Eisenerzlagerstätte von mehreren 100 Millionen Tonnen Fe-Inhalt durchflossen werden müssen (POHL 1987), ist aber eine diagenetisch-metamorphe Herkunft der Eisenlösungen am wahrscheinlichsten. Auch die häufige Assoziation der metasomatischen Sideritlagerstätten mit evaporitführenden Sedimentfolgen (Nordafrika, Bilbao, Hüggel) bekräftigt diese Deutung. KULKE (1976) hat gezeigt, daß die Diagenese der nordafrikanischen Evaporite in den Diapiren und deren Dachgesteinen durch reduzierte, saure Lösungen erhöhter Temperatur gesteuert wird. Wo große Mengen solcher Lösungen fokussiert in Karbonate eintreten, kann die Bildung metasomatischer Siderite erfolgen.

Ist somit eine Herkunft der Eisenlösungen aus der "Beckenentwässerung" durch Diagenese und beginnende Metamorphose mächtiger Plattformsedimentserien wahrscheinlich, stellt sich die Frage nach Erklärung des unbedeutenden Buntmetallgehaltes. Schließlich werden die Pb-Zn-Lagerstätten des Mississippi-Typs ähnlich gedeutet. Die für diese verantwortlichen Erzlösungen sind gut bekannt (ROEDDER 1984); sie sind von eisenreichen Lösungen wohl vor allem durch niedrigere Temperatur (unter 150°C) und höheren pH unterschieden. Vor allem aber muß angenommen werden, daß für die Bildung von metasomatischen Sideritlagerstätten um ein Vielfaches größere Lösungsmengen anzunehmen sind, so daß die Buntmetalle darin stark verdünnt werden. Weiters bilden sich Buntmetallagerstätten natürlich dort, wo reduziert Schwefel für die Sulfidbildung zur Verfügung steht; da Siderite aber offenbar in sehr schwefelarmer Umgebung gebildet wurden, mußten die Buntmetalle mit den abfließenden Wässern abtransportiert werden.

#### Diskussion und Schlußfolgerungen

Die Bildung von Sideritlagerstätten in Karbonaten wird insgesamt als hydrothermal-metasomatisch bestätigt. Dabei ist es aber durchaus wahrscheinlich, daß einzelne Distrikte und Lagerstätten eine im Detail unterschiedliche Entwicklung genommen haben. Insbesondere gibt es wohl früh- und spät-diagenetische Vererzung, vielleicht sogar Übergänge zu exhalativen Eisen-Buntmetallerzen, falls ein Teil der Lösungen seinen Inhalt erst im Meerwasser über den Karbonaten ausgeschieden hat.

Die eisenreichen Lösungen stammen wohl vorwiegend aus der diagenetisch-metamorphen Entwässerung klastischer Sedimente, tiefe Zirkulation meteori-

schen oder marinen Wassers an großen Störungen ist aber ebenso denkbar. Die Herkunft des Eisens muß in den Sedimenten gesucht werden, magmatische Gesteine kommen nach den vorliegenden geochemischen Daten nicht in Betracht.

Metasomatische Sideritlagerstätten liegen in marinen Karbonaten, die auf epikontinentalen Plattformen abgelagert wurden. Dabei gibt es oft evaporitische Anteile des Sedimentstapels, sowie synsedimentären basischen Vulkanismus in Verbindung mit Bruchtektonik. In Norddeutschland (Hüggel) ist die zeitliche und räumliche Bindung an eine basische Tiefenintrusion (Bramscher Massiv) nachgewiesen (STADLER 1971).

Die geodynamische Position dieser Lagerstättengruppe liegt demnach im kratonischen Bereich, wo in epikontinentalen Sedimentbecken Dehnungstektonik (Rifting) und Sedimententwässerung durch starke Absenkung und/oder magmatische Aufheizung eintritt. Eine Fokussierung der aufsteigenden Lösungen durch tiefreichende Störungen oder Salzdiapire kontrolliert den Ort der Vererzung.

#### Literatur

- BERAN, A. & THALMANN, F. (1978): Der Bergbau Radmer-Buchegg – ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. – *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 25, 287–303.
- BERAN, A. (1979): Die Stellung der Ankeritgesteine im Rahmen der Genese von Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone. – *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 26, 217–233.
- BOTTKE, H. (1981): Lagerstättenkunde des Eisens. – 202 pp., Verlag Glückauf, Essen.
- DOLEZEL, P. & SCHRÖLL, E. (1979): Beitrag zur Geochemie der Siderite in den Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.* (1978), 3, 293–299.
- FRIMMEL, H. (in Druck): Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps. – *Mineral. Deposita*.
- JAMES, H. L. (1954): Sedimentary facies of iron-formations. – *Economic Geol.* 49, 235–293.
- KULKE, H. (1976): Diagenese, beginnende Metamorphose und Mineralneubildungen der Karbonat-, Ton- und Sandsteinfolge im Trias-Salz des Diapirs Rocher de Sel de Djelfa (Algerien). – *Geol. Jb. D* 19, 3–73, Hannover.
- KWAK, T. A. P., BROWN, W. M., ABEYSINGHE, P. B. & TAN, T. H. (1986): Fe solubilities in very saline hydrothermal fluids: their relation to zoning in some ore deposits. – *Economic Geol.* 81, 447–465.
- MESCHÉDE, M. (1987): The tectonic and sedimentary development of the Biscay synclinorium in northern Spain. – *Geol. Rundsch.* 76/2, 567–577.
- PETRASCHEK, W. E. & POHL, W. (1982): Lagerstättenlehre. – 341 pp., Schweitzerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- POHL, W. (1986): Comparative metallogeny of siderite deposits. – *Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.* 8, 271–282.

- POHL, W. (1987): Evaporite-related metalliferous mineralisation. - BHM Berg-Hüttenm. Mh. 132/12, 575-576.
- POHL, W., AMOURI, M., KOLLI, O., SCHEFFER, R. & ZACHMANN, D. (1986): A new genetic model for the North African metasomatic siderite deposits. - Mineral. Deposita 21, 228-233.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusions. - Reviews Mineral. 12, 644 pp., Mineral. Soc. America.
- SCHROLL, E., PAPESCH, W. & DOLEZEL, P. (1986): Beitrag der C- und O-Isotopenanalyse zur Genese ostalpiner Sideritvorkommen. - Mitt. Österr. Geol. Ges. 78, 181-191, (Festschrift W. E. Petraschek).
- STADLER, G. (1971): Die Vererzung im Bereich des Bramscher Massivs und seiner Umgebung. - Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 18, 439-500, Krefeld.
- TIMOFEYEVA, Z. V., KUZNETSOVA, L. D. & DONTSOVA, Y. I. (1976): Oxygen isotopes and siderite formation. - Geochem. International 13, 5, 101-112.