

# Die Magnesite in der steirischen Grauwackenzone und die Auswahl geeigneter Prospektionsgebiete nach geologisch-faziellen und lagerstättenkundlichen Kriterien

Karloskar FELSER und Walter SIEGL, Leoben

## Zusammenfassung

Die bisherigen Forschungen im Bereich der bekannten Magnesitvorkommen in der steirischen Grauwackenzone lieferten folgende wichtige Gesichtspunkte:

1) Alle Magnesitvorkommen liegen in einem gleich alten und gleichartig ausgebildeten Schichtpaket des marinen Visé (Unterkarbon) — oft verbunden mit terrestrischem Westfal (Oberkarbon) im Hangenden — das fast ausschließlich in überkippter Abfolge vorliegt. Im Unterkarbon können zwei Faziesbereiche: einmal Flachmeer und zum anderen Lagunärbildung unterschieden werden (siehe dazu FELSER 1977).

2) Da die Magnesite also meist in einer überkippten Schichtfolge des Unterkarbon (oft mit Oberkarbon) auftreten, könnten nach genauer Definition der Schichten auf Grund geologischer, stratigraphischer und fazieller Gesichtspunkte Hinweise auf neue Prospektionsgebiete gegeben werden. Diese Arbeiten sind derzeit noch nicht abgeschlossen und sollen mit Hilfe weiterer Spurenelement-Analysen und mikropaläontologischer Untersuchungen fortgeführt werden.

3) Auf Grund der geologisch-faziellen und lagerstättenkundlichen Kriterien ist eine sedimentäre Entstehung der Magnesite der unteren Grauwackendecke (steir. Grauwackenzone) als gesichert anzunehmen. Mit diesem Problem soll sich dieser Beitrag im wesentlichen befassen.

## Einleitung

Es konnte auf Grund der bisherigen Forschungen beobachtet werden, daß die Magnesitlagerstätten der unteren Grauwackendecke (die sich perlschnurartig entlang des Mürz-Mur-Palten-Liesingtales bis ins Ennstal auf eine Erstreckung von etwa 159 km aneinanderreihen) stets stratiform in einer mehr oder minder vollständigen Schichtfolge des Visé (Unterkarbon) — häufig auch begleitet von Oberkarbon — eingelagert sind. Oft sogar verzahnen sich die Sandsteine, Schiefer und Dolomite faziell — nicht tektonisch — mit den Magnesiten; oder man findet einen allmählichen Übergang von graphitischen Schiefen über dunkle Kalke zu Dolomiten und Magnesiten. Diese Tatsachen und noch weitere, die ausführlich in den Arbeiten über den „Kokarden-

dolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern/Trieben“ (SIEGL & FELSER 1973) und die „stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone“ (FELSER 1977) dargestellt sind, führten zur Annahme, daß auch die Magnesite genau wie ihre gleichalten Begleitgesteine, sedimentärer Entstehung seien. Eingehende weitere Studien führten zur folgenden Erkenntnis über die Genese der Magnesite.

## Zur Genese der Magnesitlagerstätten

Allgemein ist bekannt, daß die Ausscheidung von Magnesit und auch von Dolomit unter normalen Bedingungen im Meerwasser sehr gering ist. Dies hängt mit der hohen Löslichkeit und andererseits mit der relativ geringen Reaktionsfähigkeit der  $Mg^{2+}$ -Ionen im Meerwasser zusammen. Dies dokumentiert auch das Fehlen von Magnesiten in den meisten marinen bis strandnahen Sedimenten. CHILLINGER (1960) konnte jedoch in Versuchen nachweisen, daß bei entsprechenden biogenetischen und physikochemischen Bedingungen, die dann als Katalysatoren wirken, in einem speziellen Milieu sich aus mit  $Mg^{2+}$ -Ionen übersättigten Lösungen diese als metastabile Minerale oder Mineralpaare ausfällen können. Dieses spezielle Milieu unserer Auffassung nach (SIEGL 1969) ist reduzierend,  $O_2$ -arm und  $H_2S$ -,  $NH_4$ - und, als wesentlicher Faktor,  $CO_2$ -reich. Es ist dann gegeben, wenn ein größerer *Flachmeerbereich* durch besondere Verhältnisse vom offenen Meer abgetrennt wird. In einem semiariden Klima (siehe als rezente Beispiele: Golf von Persien, Caroong-Lagunen/Australien und Sebkh-Bildungen an der Küste Nordafrikas) steigt hier — allein durch die Verdunstung und die Unmöglichkeit des Zurückfließens der absinkenden, spezifisch schweren Laugen — das Mg/Ca-Verhältnis an. Die dadurch ebenfalls ansteigende Salinität bedingt zwar die Erhöhung der chemischen Reaktionskraft und die Erleichterung der Dehydration der  $Mg^{2+}$  Ionen, wesentlich ausschlaggebender ist aber das Ansteigen des  $CO_3^{2-}$  Ionengehaltes. Letzteres erfolgt in der *Lagune* allein schon durch Verwesung von Organismen (sehr häufig Algenrasen bei Verschlechterung der Lebensbedingungen) mit Hilfe sulfatreduzierender Bakterien in einem schlecht durchlüfteten Bodenwasser. Die Organismen dieser Lagunen besitzen außerdem nachgewiesenermaßen in ihren Schalen und Geweben einen erhöhten Mg-Gehalt und reichern auch dadurch den Bodenschlamm mit  $Mg^{2+}$ -Ionen an. Insbesondere wird dies auch in unserem Falle dadurch erfolgen, daß überdurchschnittliche Mengen von Crinoidenstielgliedern in den Sedimenten am Beginn der Magnesitabfolge der östlichen Grauwackenzone — wahrscheinlich durch Zusammenschwemmen im *Tidal-Bereich* — angereichert werden. Allgemein bekannt sind diese Verhältnisse von der Lagerstätte Veitsch, aber auch Wald/Schoberpaß und Hohentauern/Trieben zeigen das gleiche Bild. Dazu kommt noch, daß im Flachmeer vor der Lagune, durch auch hier herrschende erhöhte Temperaturen, bereits ein Großteil des  $CaCO_3$  ausgefällt wird („Vorbecken“ nach GUILLON 1970). Die Tiefe der Lagune oder des abgeschnürten Beckens sowie auch der dazugehörige Flachmeerbereich waren sicher gering im Gegensatz zum Schema, wie es SIEGL (1969) für die Bildung der Magnesite vom Typ Entachen annimmt. Dies zeigt sich schon in der Wechsellagerung von organ. dunkelgefärbten Schiefen (mit hohem Mn-Spurengehalt) und Kalken als

Einleitung des Sedimentationszyklus vor der Lagune. Erst nahe der Schwelle zur Bucht treten hellere, meist dünngebankte Kalke auf. Die Schwelle selbst kann dann ein Flachriff — wie wahrscheinlich in der Veitsch — oder ein grobsandiger, toniger Rücken im Tidalbereich — wie etwa in Hohentauern — sein, um nur zwei typische Beispiele zu nennen.

Als Vergleich für die Verhältnisse innerhalb der Lagune konnten GARRELS et al. (1960) nachweisen, daß  $Mg^{2+}$ -Ionen bei einem genügend erhöhten Mg/Ca-Verhältnis und dem Vorhandensein der aktivierenden Koeffizienten  $HCO_3^-$  und  $CO_3^{2-}$  im Wasser bereits als Ionenpaar  $MgCO_3$  aneinander gebunden sind und bei einem erhöhten  $CO_2$ -Partialdruck schon bei normalen Temperaturen (etwa  $25^{\circ}$ ) zunächst als wasserhaltige Magnesiumkarbonate ausgefällt werden können. Es ist also in diesem Stadium keine zweimalige Anreicherung der  $Mg^{2+}$ -Ionen durch Subsolution und Mobilisation (MOSTLER 1973) erforderlich. Es genügt das durch natürliche physiko-chemische und biogenetische Vorgänge angereicherte überdurchschnittliche Angebot von  $Mg^{2+}$ -Ionen in der Lösung und im Bodenschlamm. Während der Sedimentation oder der Frühdiagenese — je nachdem wie man diese Begriffe definiert — wandeln sich durch Abgabe des Wassers diese Verbindungen in  $MgCO_3$  um. Andererseits können die mit  $Mg^{2+}$  oder auch schon mit dem Ionenpaar  $MgCO_3$  angereicherten Lösungen in den noch weichen Bodenschlamm, der ursprünglich vorwiegend aus Aragonit, Magnesia-Calcit und Dolomit besteht, eindringen. Durch die erhöhte Reaktionskraft der  $Mg^{2+}$ -Ionen — mitbedingt durch die meist vorhandenen Katalysatoren:  $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $NH_4$ , aber auch  $NaCl$  und  $MgCl_2$ , sowie dem erhöhten pH Wert — können diese noch instabilen Verbindungen verdrängt und in  $MgCO_3$  umgewandelt werden. Man könnte diesen Vorgang als syndimentäre bis syndiagenetische Metasomatose bezeichnen. Unter Berücksichtigung dessen, daß der gesamte Ablagerungsraum mehrmaligen, lang andauernden Aktivitäten unterworfen war, sowie der unterschiedlichen Kompaktion von Magnesit und den unterlagernden Sedimenten, kann man sich einerseits die oft beträchtlichen Mächtigkeiten der Magnesite und andererseits die mehrmalige Wiederholung der Sedimentationsserien erklären. Wenn man weiters bedenkt, daß nach Feststellungen von FAIRBRIDGE (1967) die *Syndiagenese* = die Phase während der Sedimentation, eine Zeitspanne bis zu 100.000 Jahre und eine Tiefe bis zu 100 m umfaßt, die Phase der *Kompaktion* = die eigentliche Diagenese, jedoch Millionen von Jahren dauern und bis in eine Tiefe von 10.000 m reichen kann, dann erkennt man, daß bisher die Begriffe Sedimentation und Diagenese zu eng umrissen wurden. Es ist zu erwarten, daß während der Phase der Syndiagenese (nach FAIRBRIDGE) sich aus den — eine gewisse Rhythmik enthaltenden vormagnesitischen Sedimenten — als nächstes Stadium entsprechend abgeänderte Magnesite entwickeln.

Diese Bänderungen entsprechen einer ursprünglich-rhythmischen Sedimentation, deren kürzere oder längere Rhythmen jedenfalls von nicht saisonalen Bedingungsänderungen abhängen: entweder Hebungen oder Senkungen mit Zufuhr größerer Mengen Meerwasser. Der größere Rahmen des Sedimentationsablaufes wird sicherlich mit epirogenen Bewegungen in Verbindung zu bringen sein.

Auch an in längeren Perioden auftretende Klimaänderungen wäre zu denken. Es gibt dafür eine Reihe rezenter Beispiele sogar im Zusammenhang mit Algenrasenbildungen in einem subtropischen Klima — dies würde auch die an organischen Stoffen reichen, dunklen Zwischenlagen erklären — oder die Sebkh-Gebiete unter subari-

den Witterungseinflüssen, die nur periodischen Überflutungen ausgesetzt sind. Es sind auf alle Fälle aber immer Zonen, die im supratidalen Bereich liegen, wie die Lagunen des Persischen Golfes, die Sebkhaf Nordafrikas, die Caroong-Lagunen Australiens, sowie ähnliche Bildungen auf den Bahamas oder der Florida Bay [vergleiche dazu auch GINSBURG & HARDIE (1975) oder MILLIMAN (1974)]. Dagegen ist es während der Kompaktion genauso gut möglich, daß durch das Eindringen von mit  $Mg^{2+}$ -Ionen gesättigten Porenwässern entlang von Setzungsrissen oder Schichtungsinhomogenitäten in das noch nicht gänzlich verfestigte Sediment, Sammelkristallisationen und Strukturen auftreten, wie sie bisher als Ergebnisse einer hydrothermalen Metasomatose gedeutet wurden (Einzelheiten und Abb. siehe SIEGL & FELSER, 1973). Nachdem die erste Anlage der Magnesite der östlichen Grauwackenzone synsedimentär und stratiform mit den Ablagerungen des Visé erfolgte, haben diese ein unterkarbonisches Alter. Sie mußten also bis heute mehrere Orogenphasen über sich ergehen lassen und waren den gleichen Beanspruchungen wie ihre Begleitgesteine ausgesetzt. Jedenfalls entspricht die Metamorphose der Epizone, denn die Begleitgesteine wurden in Serizit- bzw. Chloritschiefer, in quarzitisches Sandsteine und Konglomerate, sowie in leicht kristalline Kalke und Dolomite umgewandelt. Die Talkbildung in den meist tektonisch beanspruchten Randzonen des Magnesites dürften ebenfalls hier in Wechselwirkung mit den meist kieselsäurereichen Nebengesteinen ihren Ursprung haben. Die alpidische Tektonik erfaßte die Schiefer und Kalke naturgemäß stärker als die Magnesite, die nur als starre Blöcke durch Brüche verstellt oder in dem einen oder dem anderen Falle um ihre Längsachse gewalzt wurden, wobei die Magnesitkristalle auf Grund ihrer mineralogischen und physikalischen Eigenschaften keinerlei tektonische Beeinflussung zeigen. Bemerkenswert ist in diesem Falle die Beobachtung von LESKO (1960), der in der Lagerstätte Oberdorf zweierlei Hauptstörungsrichtungen messen konnte. Vielleicht deutet dies auf die mehrmalige orogenetische Beanspruchung (spätvariszisch-alpidisch) der Unterkarbonfolge einschließlich der stratiform eingelagerten Magnesite hin.

Abschließend darf noch einmal kurz zusammengefaßt werden: Das Ausfällen von Magnesium Karbonat im Meerwasser ist abhängig von dem erhöhten Mg/Ca-Verhältnis und dem Vorhandensein bestimmter Katalysatoren — insbesondere des erhöhten  $CO_3^{2-}$ -Angebotes — bedingt durch die speziellen Verhältnisse des Bildungsraumes. Die Salinität ist dabei nicht von ausschlaggebender Bedeutung, denn es genügt bereits die Erhöhung des Mg/Ca-Verhältnisses von 5,3 im normalen Meerwasser auf etwa 8. Bei erhöhter Salinität allein würde es nämlich nur zur Ausscheidung von Kalzit-Dolomit-Anhydrit-Gips etc. kommen. Daß diese letzteren Abfolgen auch während der Zeit des Unterkarbon vorkommen, zeigt der Fund von Anhydrit-Gips-linsen in den Begleitgesteinen in unmittelbarer Nachbarschaft der Magnesite des Bergbaues Hohentauern (Aufschlußbohrung im dortigen Tiefbau). Ein ursprünglicher Sulfatgehalt im Sediment war also sicherlich vorhanden. Darauf deuten auch die immer wieder in der Nachbarschaft der Magnesite gefundenen Zellendolomite oder rauhwackenähnliche Erscheinungen hin.

Die Magnesite selbst wurden also in jedem Falle in einem speziellen Milieu (SIEGL 1969) ausgefällt und schon bei der Kompaktion des Sedimentes zu wasserfreiem  $MgCO_3$  umgewandelt. Bereits hier können dann je nach Primärsediment frei schwelbende Kristalle oder massiger Magnesit entstehen. Erst die spätere metamorphe Überprägung und Stoffmobilisation schafft dann die heutigen Erscheinungsbilder

unserer Lagerstätten im großen Rahmen. Sie können dann typische metasomatische Erscheinungen, Re- und Dedolomitisierung, sowie jüngere, sekundäre Vererzungen etc. zeigen.

Die bisherigen Ergebnisse der Spurenelemente-Analysen zeigen im Magnesit und seinen unmittelbaren Nachbargesteinen vorwiegend einen sehr geringen Anteil an Spurenelementen. Dies könnte darauf hindeuten, daß sie nur aus dem Meerwasser bezogen wurden. Der einzig erhöhte Mn-Gehalt könnte auf Lagunär- bis Flachmeerbildung der Sedimente hinweisen. Die von KRALIK begonnenen Untersuchungen auf C- und O-Isotopen deuten bei einer Anreicherung der schweren C-Isotopen auf eine Entstehung der Magnesite von Eugui (die sehr gut mit unseren Magnesiten des Typus Veitsch vergleichbar sind) im evaporitischen Milieu hin.

## Schlußbemerkung

Für eine weitere Prospektion im Bereich der Unteren Grauwackendecke mit ihrer meist überkippten Schichtfolge, wäre jetzt noch die einwandfreie Erkennung der Zugehörigkeit der graphitischen Schiefer: entweder zur Unterkarbonfolge mit Magnesiten oder zum Oberkarbon, zu klären. Oberkarbonschichten sind derzeit nur dort einwandfrei zu definieren, wo man pflanzenführende Schichten findet. Da sie jedoch auch ohne Pflanzenfossilien häufig im stratigraphisch Hangenden (in der Natur aber im Liegenden) der Magnesitabfolge auftreten und dann ganz ähnlich ausgebildete graphitische Schiefer und Sandsteine aufweisen können wie die Unterkarbonfolge, ist eine Verwechslung im Gelände leicht möglich. Als einziger Anhaltspunkt galt bisher, daß im Oberkarbon keine Kalke oder Dolomite gefunden wurden. Es soll deshalb mit Hilfe weiterer Spurenelementeanalysen eine sichere Trennung zwischen terrestrisch oder marin entstandenen graphitischen Schiefer versucht werden. Die bisher untersuchten Spurenelemente gaben noch keine sicheren Hinweise. Es ist deshalb geplant, nun ein charakteristisches Element zu finden und neuerlich die Proben noch auf die Spurenelemente Ni, Cu, Cr, eventuell auch Jod untersuchen zu lassen. Auch eine mikropaläontologische Untersuchung auf Sporen könnte zum Erfolg führen.

Auf Grund unserer Vorstellungen führte PFEFFER Untersuchungen in der Mg-Lagerstätte Oberdorf/Lamming durch. Es sollte geklärt werden, ob jenseits des NE Sprunges, der die Lagerstätte gegen E begrenzt, in der Tiefe noch Mg zu erwarten sei. Die geologisch-tektonischen Untersuchungen ergaben jedoch nur, daß lediglich eine abgesicherte Kalotte des Magnesitlagers jenseits des NE Sprunges in die Tiefe versetzt zu erwarten sei.

Es würde dies bestätigen, daß die Schichten östlich des Sprunges dem Oberkarbon zuzurechnen wären.

Um dies jedoch mit größerer Sicherheit sagen zu können, wären die oben angeführten Untersuchungen ebenfalls von Bedeutung.

## Literaturnachweis

- FELSER, K. O.: Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone. — BHM, 122. Jg., SH. 2a, Wien 1977, sowie die darin angeführte Literatur.  
Außerdem:
- GINSBURG, R. N. & HARDIE, L. A.: Tidal and Strom Deposits, Northwestern Andras Island, Bahamas, — in GINSBURG, R. N.: Tidal Deposits, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1975.
- MILLIMAN, J. D.: Recent sedimentary carbonates (Part 1 Marine carbonates). — Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1974.

Anschrift der Verfasser: a. o. Prof. Dr. W. SIEGL und Dr. K.-O. FELSER, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität, A-8700 Leoben.