

Die Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern und ihr geologischer Rahmen

Fritz EBNER & Walter PROCHASKA

Inhaltsübersicht

Zusammenfassung (Summary)	64
1. Magnesit in der Steiermark	65
1.1. Magnesit- (Talk-)bezirk Veitscher Decke	66
2. Der geologische Rahmen der Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern	68
3. Veitscher Decke im Raum Sunk/Hohentauern	70
3.1. Schichtfolge	70
3.2. Faziesinterpretation	72
3.3. Geodynamik und Fazies	74
3.4. Tektonik und Metamorphosegrad	75
4. Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern	78
4.1. Allgemeines	78
4.2. Schichtfolge im Tagebau	79
4.2.1. Kokardendolomit (KD)-Bank	82
4.2.2. Magnesittexturen	85
4.3. Mineralführung in der Magnesitlagerstätte Sunk/ Hohentauern	87
4.4. Tektonik in der Lagerstätte Sunk/Hohentauern	88
4.5. Lagerstättenmodellierung	90
5. Geochemie	91
6. Genetische Modelle für Spatmagnesite und aktuelle Trends in der Magnesitforschung	93
6.1. Zur Genese der Magnesitlagerstätte Hohentauern: Fakten – Diskussion . . .	94
7. Literatur	98

Zusammenfassung: Die Beschreibung der Spatmagnetitlagerstätte Sunk/Hohentauern und ihres geologischen Rahmens beruht auf der Basis eines umfangreichen veröffentlichten und unveröffentlichten Datenmaterials. Die von 1907–1991 abgebaute Lagerstätte liegt in klastisch beeinflussten marinen Karbonatgesteinen (Steilbachgraben Formation, Visé) der Veitscher Decke der Grauwackenzone. Diese oberostalpine Einheit erfuhr während der alpidischen Orogenese in der Kreide ihre tektonische und metamorphe Überprägung in Grünschieferfazies; im Tertiär folgte eine intensive Bruchtektonik.

In der Lagerstätte ist Spatmagnetit (meist Pinolitmagnetit) an drei Lager (Liegend-, Mittel-, Hangendbank) gebunden. Die Wirtsgesteine sind Flachwasserorganismen (Korallen, Brachiopoden) führende marine Karbonatgesteine (Kalke, Dolomite), die von Lagen graphitischer klastischer Gesteine getrennt sind. Die einzelnen Magnetitlager scheinen in die alpidische Tektonik eingebunden zu sein. Zur Tiefe lösen sich die oberflächlich mit ca. 30–40° nach NW abtauchenden Lager in zylindrische und linsenartige Körper auf, deren Einfallen sich in der Tiefe mit Annäherung an die Basisüberschiebung des Oberostalpins zunehmend verflacht.

Nach der Darstellung von Genesemodellen für Spatmagnetite werden einzelne Fakten in ihrer Relevanz für die Genese der Lagerstätte Sunk/Hohentauern diskutiert.

Summary: The magnesite deposit of Sunk/Hohentauern. The paper represents a comprehensive collection of available data of the sparry magnesite deposit of Sunk/Hohentauern (mine activities 1907–1991) and its geological surroundings. The deposit is situated in the Viséan Steilbachgraben Fm. of the structural base (Veitsch nappe) of the Upper Austroalpine Greywacke zone of the Eastern Alps (Styria/Austria). The deposit is one of the numerous sparry magnesite deposits/occurrences within the Veitsch nappe magnesite(talc)district of the Eastern Alps. This district is hosting the type localities of the Veitsch type magnesite deposits. The deposit and the Veitsch nappe were exclusively deformed and metamorphosed (greenschist metamorphic facies) during the Cretaceous Alpine orogenic events followed by intensive Tertiary fault tectonics.

In the deposit the sparry magnesite (mostly pinolitic magnesite = coarse grained, light elongated magnesite crystals in a dark graphitic matrix) is mainly bound to three layers („Liegend-“, „Mittel-“ and „Hangendbank“). The host rocks are shallow marine carbonatic sediments (with corals, brachiopods) separated by clastic graphitic sediments. The individual magnesite bodies seem to be incorporated within in the Alpine tectonic fabric. In accordance to a 3-D model the magnesite layers of the open pit (dipping 30–40° to the NW) are changing to cylindrical and lenticular geometries to the depth and much more shallow dipplings by approaching the Middle-/Upper Austroalpine thrust plane.

We are far away from a genetic model including all relevant parameters. After a short review of genetic models for sparry magnesite deposits some constraints were discussed in relation to their importance for a genetic model of the Sunk/Hohentauern magnesite deposit.

1. Magnesit in der Steiermark

Magnesit ist untrennbar mit der Steiermark verbunden. Die Steiermark ist die Typusregion von zwei auch in der internationalen Lagerstättenforschung bestens eingeführten Lagerstättentypen: des an paläozoische Kalke gebundenen Spatmagnesits „Typus Veitsch“ und des mit ultrabasischen Gesteinen assoziierten kryptokristallinen (Gel-) Magnesits vom „Typus Kraubath“ (REDLICH, 1909; MÖLLER, 1989; POHL, 1989).

Konzentriert sind Lagerstätten und Vorkommen¹ von Spatmagnesit in karbonaten Karbonatgesteinen in der Veitscher Decke (Grauwackenzone). Heute werden davon nur noch die Lagerstätten Wald am Schoberpass und Oberdorf/Laming (Styromagnesit) abgebaut. Nach dem Krieg standen in der Steiermark folgende Magnesitbergbaue in Betrieb (Jahr der Betriebstilllegung): Lassing (1964), Veitsch (1968), Hohentauern (1991).

Eine weitere im Abbau befindliche Spatmagnesitlagerstätte liegt in der Breitenau (Veitsch Radex) am Nordrand des Grazer Paläozoikums im Verband mit silurisch/unterdevonischen vulkanoklastischen Einheiten der Lauffnitzdorf-Gruppe.

Im Jahr 2000 betrug in der Steiermark die Gesamtproduktion an Spatmagnesit 531.742 t. Der steirische Anteil an der gesamten österreichischen Magnesitproduktion (725.832 t) belief sich im Jahr 2000 auf 73 %. Der außersteirische Anteil des in Österreich geförderten Magnesits stammt ebenfalls aus Spatmagnesitlagerstätten. Diese sind in Hochfilzen/Weissenstein (Tirol; 114.946 t) an altpaläozoische karbonatische Gesteinseinheiten der Grauwackenzone und in Radenthein/Kärnten (79.144 t) an das Mittelostalpine Kristallin gebunden.

In der Weltrangliste stand Österreich im Jahr 2000 mit 5,88 % der Weltproduktion an 5. Stelle (WEBER & ZSAK, 2002). Für diesen Rang reicht auch die steirische Produktion (4,31% der Weltproduktion). Trotz der massiven heimischen Förderung wurden im Jahr 2000 45.710 t nach Österreich eingeführt. Von heimischen Magnesiten wurden im Jahr 2000 1.643 t exportiert, der Rest wurde im Lande einer Verwendung zugeführt (Österr. Montanhandbuch, 2002).

Magnesit aus der Breitenau wird als Rohstoff in der Feuerfestindustrie (Formsteine) verwendet. In der Hütte Oberdorf wird Rohmagnesit kaustisch gebrannt und zur Herstellung von Zementmassen für Industrieböden genutzt. Weitere Einsatzbereiche liegen in der Düngemittel-, sowie der chemischen und pharmazeutischen Industrie. Die in Wald am Schoberpaß abgebauten geringen Mengen (ca. 20.000 t/Jahr) werden ebenfalls in Oberdorf verarbeitet.

Die schwarz-weiß, ornamentartig gezeichneten Pinolitmagnesite stellen einen durchaus attraktiven und gut polierbaren Dekorstein dar, der u.a. für Stiegenaufgänge und Fenstergesimse im Stift Admont Verwendung fand. Nach der Schließung des Magnesitbergbaues in der Veitsch erfolgt am Sattlerkogel nur die Gewinnung von Spatmagnesit als Wasserbaustein (Kiesunion).

1 Unabhängig von einer wirtschaftlichen Nutzung wird in der Arbeit nicht zwischen Lagerstätten und Vorkommen differenziert und daher ausschließlich von Lagerstätten gesprochen.

1.1. Magnesit-(Talk-)bezirk Veitscher Decke

Typische Rohstoffe der aus Karbongesteinen aufgebauten Veitscher Decke der Grauwackenzone sind Magnesit (Veitsch Typ) mit Bindung an Karbonatgesteine der Steilbachgraben Formation und Talk, der häufig an tektonische Grenzbereiche und Störungszonen im Magnesit bzw. an tektonische Zonen in Dolomitgesteinen (z.B. Lassing) gebunden ist (Magnesit-/Talkbezirk Veitscher Decke; WEBER et al., 1997). Die von anderen faziellen und genetischen Kriterien gesteuerten Graphite werden einem separaten minerogenetischen Bezirk (Graphitbezirk Veitscher Decke) zugeordnet. Ein eigenes metallogenetisches Ereignis stellen jungalpidische Sulfid-(Fahlerz-, Kupferkies-, Pyrit-) Gangvererzungen dar, wie sie beispielsweise in der Magnesitlagerstätte Veitsch auftreten.

In den Erläuterungen zur metallogenetischen Karte Österreichs (WEBER et al., 1997) und im Interaktiven Rohstoff Informationssystem (IRIS) werden für den Magnesit-(Talk-)bezirk Veitscher Decke eine Vielzahl von lager- und stockförmigen Spatmagnesitlagerstätten genannt. Die Jahreszahlen (in Klammer) geben den Zeitpunkt der Schließung einiger Bergbaue nach dem 2. Weltkrieg an. Ein Teil der Lagerstätten liegt bereits in Niederösterreich (von W nach E; Abb. 1):

Steiermark:

St. Martin am Grimming, Lassing (1964), Hohentauern (1991), Schwarzbeeralm/Schober, Wald/Schoberpaß, Wald/Sulzbachgraben, Jassing II, Leoben/Häuselberg, Oberdorf/Kaintaleck-Hohenburg, Oberdorf/Wieser, Oberdorf/Angerer, Lercheck (Lärchegg), Pretal-Stübming, Veitsch/Greitbauerbruch, Veitsch/Sattlerkogel-Dürrkogel (1968), Arzbach, Arzbachgraben.

Niederösterreich:

Klamm/Schottwien, W Gloggnitz: Stranzerbrüche bei Aue, Ehrenbeckbruch, Kirchnerbruch, Eichberg-Weißbach.

Am bekanntesten in der internationalen Lagerstättenliteratur ist wohl die Lagerstätte Sattlerkogel/Veitsch (Einstellung des Abbaues 1968) als Typuslokalität für alpine Spatmagnesitlagerstätten vom Typus Veitsch.

Die für den Magnesit-(Talk-)bezirk Veitscher Decke wesentlichen Charakteristika sind (SCHROLL, 1997):

- Bindung an marine Karbonatgesteine (Kalk, Dolomit) einer fossilführenden (Crinoiden, Korallen, Brachiopoden) marinen Flachwasserabfolge, höchstes Unterkarbon.
- Lagerstättenform: Lager-, linsen- bis stockförmig.
- Grobkristalliner hellgrauer bis gelblichgrauer Magnesit. Die Magnesitkristalle sind ungeordnet bis rosettenartig angeordnet. Weitverbreitet ist auch Pinolit- (große

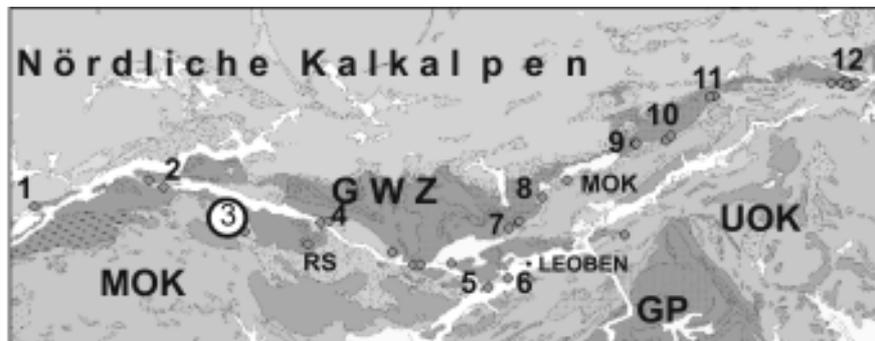


Abb. 1: Der Magnesit-(Talk-)bezirk Veitscher Decke in der östlichen Grauwackenzone (Ausschnitt aus der minerogenetischen Karte Österreichs, Weber 1997).

GWZ: Grauwackenzone, MOK Mittelostalpinen Kristallin, RS Rannach Serie, UOK Unterostalpinen Kristallin, GP Grazer Paläozoikum. Magnesitlagerstätten/Vorkommen, Steiermark: 1 St. Martin/Grimming, 2 Lassing, **3 Sunk/Hohentauern**, 4 Wald/Schoberpass, 5 Jassing, 6 Leoben/Häuselberg, 7 Oberdorf (Kaintaleck, Wieser, Angerer), 8 Lercheck, 9 Pretal-Stübmung, 10 Veitsch/ Greitbauerbruch, Sattlerkogel-Dürrkogel, 11 Arzbach, Arzbachgraben. Niederösterreich: 12 Klamm/Schottwien, Stranzerbrüche bei Aue, Ehrenbeckbruch, Kirchnerbruch, Eichberg-Weißenbach, Furth. Punkte ohne Nummern: Talklagerstätten.

Piniensamen ähnliche helle Magnesitkristalle in einer schwarzen, an organischem Pigment reichen, feinkörnigen Matrix; (Taf. 2, Fig. 2) und Bändermagnesit.

- Die Magnesitkörper sind häufig von Dolomitsäumen umgeben. Postmagnetisch gebildeter Dolomit ist in mehreren Generationen zu finden [große, teilweise idiomorphe Dolomitkristalle finden sich als Einschlüsse im Magnesit (Rosszähne) und in Form von postmagnetischen Klüftchen].
- Chlorit/Leuchtenbergit und Talk sind meist an tektonische Bewegungszonen bzw. Randbereiche der Lagerstätten gebunden. Der Talk wurde zeitweilig auch bergmännisch genutzt.
- Gang-Sulfidzparagenesen (Tetraedit, Kupferkies, Pyrit; z.B. Veitsch/Sattlerkogel) stellen in den Magnesitlagerstätten ein eigenes, jüngeres (jungalpidisches), metallogenetisches Ereignis dar.
- Metamorphe Überprägung der Lagerstätten-Trägergesteine im Bereich der Grünschieferfazies.

Die Genese der Spatmagnesite ist auch nach 140 Jahren Magnesitforschung ein brandheißes Thema der Lagerstättenkunde. Es ist untrennbar mit Lagerstätten in der Veitscher Decke der Grauwackenzone verknüpft. In der seit Jahrzehnten z.T. vehement geführten Diskussion um die Genese der Spatmagnesite kristallisieren sich zwei kontraversielle Modell-Gruppen heraus. Modelle mit einer synsedimentären bis fröhdiagenetischen Magnesitbildung versus jener einer epigenetisch/metasomatischen Magnesitbildung (vgl. Kap. 6).

2. Der geologische Rahmen der Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern

Das Bergbauggebiet von Sunk/Hohentauern liegt in der Grauwackenzone, die mit mehreren alpidischen Decken und Schuppen die Basis des oberostalpinen Deckensystems darstellt. In der östlichen Grauwackenzone treten zwischen der liegenden Veitscher und der hangenden Norischen Decke lokal noch zwei weitere tektonische Einheiten (Silbersberg Decke und Kaintaleck Decke) auf (SCHÖNLAUB, 1979; NEUBAUER et al., 1994). Schwerpunktmäßig sind die letztgenannten Decken von Leoben ostwärts bis zum obertägigen Ende der Grauwackenzone bei Gloggnitz verbreitet. Westlich von Leoben tritt nach übersichtsmäßigen Kartendarstellungen meist nur die Veitscher- und die Norische Decke auf. Das Fehlen der beiden mittleren Decken- (Schuppen-) elemente ist hier aber eventuell auch eine Folge des Bearbeitungsstandes. Das Auftreten dieser Deckenelemente westlich von Leoben wird in der Literatur durch Ausscheidungen wie „Silbersberg-schichten“ angedeutet bzw. die Zuordnung des Kalwanger Gneiskonglomerates zu den Kaintaleckschuppen angezeigt (NEUBAUER et al., 1994). Ein weiteres Problem sind die höher metamorphen Gesteinsserien (sensu METZ, 1940), die mitunter in Position der Silbersberg Decke auftreten und im Raum Hohentauern auch Teile der Norischen Grauwackendecke bzw. des dem mittelostalpinen Kristallin auflagernden klastischen Permomesozoikums („Alpiner Verrucano“) enthalten können (RATSCHBACHER 1983, 1984).

Die Veitscher Decke ist aus marinen, karbonatischen und teilweise basisch vulkanogen beeinflussten Sedimenteinheiten des höchsten Visé und Oberkarbons aufgebaut. Sie wird in drei Formationen (Stellbachgraben, Triebenstein und Sunk Formation) gegliedert, deren Typusprofile im Raum Sunk/Hohentauern sind (RATSCHBACHER 1983, 1984, 1987a). Erstmals tritt sie bei St. Martin/Grimming (ebenfalls mit Spatmagesit) auf und streicht unter den höheren tektonischen Elementen der Grauwackenzone an ihrer Basis bis Gloggnitz im Osten durch. Im Bereich Lassing bildet sie eine antiklinale Fensterstruktur unter der Norischen Decke (PROCHASKA, 1989), bei Gaishorn (Flitzenschlucht) und Wald formt sie den Fensterrahmen zum klastischen Permomesozoikum, das dem mittelostalpinen Kristallin auflagert. Weiter nach Osten ist die Veitscher Decke immer in einer dem Deckenschema von TOLLMANN (1977) entsprechenden Position über dem Mittelostalpinen Kristallin mit dem ihm auflagernden Permomesozoikum und unter den o. g. höheren tektonischen Elementen der Grauwackenzone anzutreffen (EBNER, 1997).

Der Überschiebungskontakt zum Mittelostalpin ist kretazischen Alters. Die Deckentransporte weisen NW und anschließend wieder NE gerichtete Bewegungen auf. Als Stirnplatte des oberostalpinen Paläozoikums wurde die Veitscher Decke abschließend von den anderen Decken- bzw. Schuppenelementen der Grauwackenzone überfahren (SCHÖNLAUB 1979).

Die Metamorphosebedingungen für die Veitscher Decke werden im Bereich der Grünschieferfazies bei 450°C und 3–4 kbar angegeben (NIEVOLL, 1983; RATSCHBACHER & KLIMA, 1985). Die penetrative Deformation erfolgte bei der (eo)alpidischen Orogenese in der Kreide. Sie führte zu einer Krustenverkürzung bis zu 60 % senkrecht zum Streichen

sowie nach zuerst NW und anschließend nach NE gerichteten Translationen (RATSCHBACHER, 1987 b).

Variszische Struktur- und Metamorphoseprägung, wie sie in den anderen Strukturelementen der Grauwackenzone auftreten, sind für die Veitscher Decke unbekannt (RATSCHBACHER, 1987 a). „Postvariszische“ Sedimentauflagerungen auf dem Karbon der Veitscher Decke sind lediglich in Form von rötlich gefärbten Schiefen und Sandsteinen aus dem Raum Bruck/Mur bekannt (NEUBAUER, 1983).

Höher metamorphe Gesteine des Mittelostalpins (Granitgneise und Biotitschiefergneise = Kernkomplex NEUBAUER & FRISCH, 1993) bauen das Bösensteinmassiv auf. Dieses wird durch die dextrale, tertiäre Pölsstörung von der Veitscher Decke um Sunk/Hohentauern-Triebsstein getrennt. Der Grenzbereich ist durch pleistozäne Moränenablagerungen verhüllt.

Am Lärchkogel treten ebenfalls höher metamorphe Gesteine auf (Serpentinite, diaphthorische Kristallinschollen). METZ (1940, 1967) sieht sie im Verband mit der Grauwackenzone und trennt sie mit annähernd N-S streichenden Störungszonen von der östlich liegenden Masse karboner Gesteine von Sunk/Hohentauern und dem westlich liegenden Karbon des Höllerkogels ab. Nach KÜRZL (1982) setzt sich das Altkristallin des Lärchkogels aus Amphiboliten (Prasiniten) und serpentinitisierten Metaduniten (Cumuluspartie eines Ophiolithkörpers) zusammen und liegt über einer stark diaphthorischen Basis (Aplitgneis, Augengneis, ca. 100 m mächtig).

Darüber lagern basisch vulkanogen beeinflusste klastisch/karbonatisch ausgebildete Metasedimente und zentralalpines Permomesozoikum. RATSCHBACHER (1983) stellt dieses Kristallin zum Mittelostalpin. Unter Berücksichtigung dieser Annahme und der lithologischen Abfolge ist eine Korrelation des Lärchkogelkristallins mit den ophiolithischen Resten des Speikkomplexes (NEUBAUER & FRISCH, 1993) und somit den Serpentiniten des Hochgrößen und von Kraubath möglich. Die Ostgrenze des Lärchkogelkristallins zum Karbon der Veitscher Decke sieht RATSCHBACHER (1983) als eine listrische Fläche im Zusammenhang mit der Pölsstörung. Am W-Hang liegen Serizitquarzite, die nach RATSCHBACHER (1983) der permischen Rannach Serie angehören. Problematisch ist weiter die tektonische Zuordnung der darunter auftretenden phyllitischen Gesteine, Grünschiefer und Diaphthorite (vgl. METZ, 1967; MEIXNER & CLAR, 1953; KÜRZL, 1982; RATSCHBACHER, 1983).

Im Bereich Sunk/Hohentauern ist die Veitscher Decke im NE von der Norischen Decke überschoben. Lithologisch besteht diese aus mehrfach deformierten altpaläozoischen Phylliten und plattigen Grünschiefern, die in einem Steinbruch W der Sunkbrücke auch als Werkstein (Fa. Gscheider, Steirischer Naturstein/Hohentauern) abgebaut werden. Aufgrund der intensiven Fallentektonik nach dem Deckenbau liegt die Veitscher Decke im Bereich Sunk örtlich topographisch über der Norischen Decke (Abb. 6).

N von Hohentauern wird die Veitscher Decke von grünschieferfaziell metamorph überprägten Gesteinen (phyllitische Quarz-Serizit-Chlorit Gesteine) tektonisch unterlagert. Diese wurden nach METZ (1967) der „höher metamorphen Gesteinsreihe“ der Grauwackenzone zugeordnet. Aufgrund identer Schwermineralspektren wurden sie je-

doch als Bestand des mittelostalpinen Permomesozoikums erkannt („Rannach Serie“; RATSCHBACHER, 1983, 1984).

3. Veitscher Decke im Raum Sunk/Hohentauern

Auf der Basis detailliert untersuchter und gut dokumentierter Profilserien wird die Veitscher Decke in drei lithostratigraphische Einheiten (Formationen) untergliedert (RATSCHBACHER, 1983, 1984, 1987 a). Die Typusprofile dieser Formationen befinden sich im Raum Sunk/Hohentauern. Ihre Ausbildung kann zumindest für den Westabschnitt der Veitscher Decke als repräsentativ angesehen werden.

3.1. Schichtfolge

Die Mächtigkeit dieser ohne erkennbare Schichtlücken und Diskordanzen vorliegenden Schichtfolge wird mit 650 m rekonstruiert. Ihr stratigraphisch Liegendes ist nicht abgeschlossen. In der folgenden Beschreibung sind alle nicht metamorphen Gesteinsbezeichnungen im Sinne ihrer grünschieferfaziell metamorphen Äquivalente zu verstehen. In der älteren geologischen Literatur wurden neben dem grobspätigen Magnesit (Pinolit-Magnesit) und den mit ihm assoziierten Kalkschiefern, Dolomiten und div. klastischen Gesteinen für das Karbon der Veitscher Decke um Sunk/Hohentauern plattige hellgraue Kalke (Triebensteinkalk) und dunkle, z. T. Graphit führende Metaklastite (Schiefer, Sandsteine, Quarzkonglomerate) erwähnt (MEIXNER & CLAR, 1953; METZ 1940, 1953). Der Alterumfang wird aufgrund von Korallen aus den tieferen karbonatischen und Pflanzen aus den hangenden klastischen Schichtgliedern mit Visé bis Westfal angegeben (FELSER 1977; TENCHOV, 1980; EBNER, 1997; KRÄINER, 1992, 1993).

Steilbachgraben Formation

Über der tektonischen Basis zum Mittelostalpinen Kristallin beginnt die Schichtentwicklung der Veitscher Decke mit einer bis 230 m mächtigen, klastisch-karbonatischen Schichtfolge (Steilbachgraben Formation; Typuslokalität im Steilbachgraben NE Hohentauern), die von den Kalken des Triebensteins überlagert wird. Sie setzt sich überwiegend aus feinkörnigen, teils laminierten Metasedimenten zusammen. Eingeschaltet sind detritäre Feldspäte (Einzellagen bis zu 50 %) führende Sandsteine, Dolomite und Spatmagnesitstöcke, sowie -lagen und -linsen. Die Klastika führen mitunter graphitreiche Lagen. Die Schichtabfolge aus dem Bereich der Magnesitlagerstätte wird später detaillierter behandelt. Generell treten in der tektonisch stark beanspruchten Schichtfolge im Tagebaubereich der Lagerstätte drei dickbankige Magnesitpakete (Liegend-, Mittel-, Hangendbank) auf, die durch dunkelgefärbte feinklastische Zwischenmittel („Graphitphyllite“) getrennt werden. Randlich gehen die Magnesite in graue

Dolomite über. 1974 wurden in zwei Bohrungen aus dem NW-Lagerstättenende in einer Profilabfolge von Magnesit, Kalk- und Tonschiefern zwei Bereiche mit Gipslagen angetroffen (Taf. 2, Fig. 1).

Die bereichsweise reichlich gefundenen Fossilien (Crinoiden, rugose Korallen, dünnschalige Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden) weisen auf ein marines Milieu normaler Salinität hin. In den gebankten Übergangsschichten zu den Triebensteinkalken sind Korallen relativ häufig. RATSCHBACHER (1984) korreliert die Faunen aus diesem Übergangsbereich mit Korallenfaunen, die von HERITSCH (1917) dem höheren Visé zugeordnet wurden. Das Schwermineralspektrum ist durch Zirkon dominiert bei wechselnden Anteilen von Turmalin, Rutil, Apatit (RATSCHBACHER & NIEVOLL, 1984).

In anderen Bereichen der Veitscher-Decke sind in der Steilbachgraben Formation auch basische Metavulkanite und -tuffe eingeschaltet, die aufgrund geochemischer Parameter als Abkömmlinge tholeiitischer Intraplattenbasalte zu deuten sind (PROCHASKA & EBNER, 1989).

Triebenstein Formation

Die über der Steilbachgraben Formation liegende Abfolge von gebankten und teilweise fossilführenden Kalkmarmoren wird samt ihren geringmächtigen pelitisch/psammitischen Einschaltungen als Triebenstein Formation zusammengefasst (RATSCHBACHER, 1983, 1984, 1987 a). Örtlich sind mächtige, massige Kalkmarmore eingelagert. Nach Rückformung der Faltendeformation erreicht die Triebenstein Formation im Bereich der Sunkmauern eine Maximalmächtigkeit von 300 m. Am NE Grat der Sunkmauer in einer lateralen Entfernung von ca. 1 km dünnt sie faziell auf 35–70 m aus (RATSCHBACHER, 1983, 1984).

Bereichsweise treten neben Crinoiden reichlich andere Fossilien (meist Korallen) auf. Diese werden dem höheren Visé (*Dibunophyllum*-Zone) zugeordnet: *Gigantoproductus giganteum*, *Carcinophyllum lonsdaleiforme*, *Caniniophyllum archiaci*, *Palaeosmilia carinthiaca* (HERITSCH, 1908, 1917, 1933; FELSER, 1977).

Sunk Formation

In Hangenden der Triebensteinkalk Formation folgt eine „coarsening upward“-Sequenz von Graphit führenden Metapeliten und Metapsammiten mit geringmächtigen Kalkein-schaltungen (Sunk Formation, RATSCHBACHER, 1983, 1984, 1987 a). Das Hangende wurde infolge der Norischen Überschiebung tektonisch abgetrennt.

Die aus mehreren Kleinzyklen aufgebaute „coarsening upward“-Sequenz erreicht eine Mächtigkeit von 50–150 m. Sie beginnt mit karbonatischen Gesteinen, die von tonigen, siltigen bis sandigen siliziklastischen Gesteinen und schließlich Konglomeraten überlagert werden. In den Schwermineralspektren dominiert Turmalin bei Abnahme von Zirkon und Apatit (RATSCHBACHER & NIEVOLL, 1984).

Von mehreren Lokalitäten der östlichen Veitscher Decke (Kaisersberg, Wurmalpe, Semmeringgebiet) wurden dem Westfal A-C zuordenbare Pflanzenfossilien gefunden (zuletzt genannt bei TENCHOV, 1980, KRÄINER, 1992, 1993). In der Sunk wurden ledig-

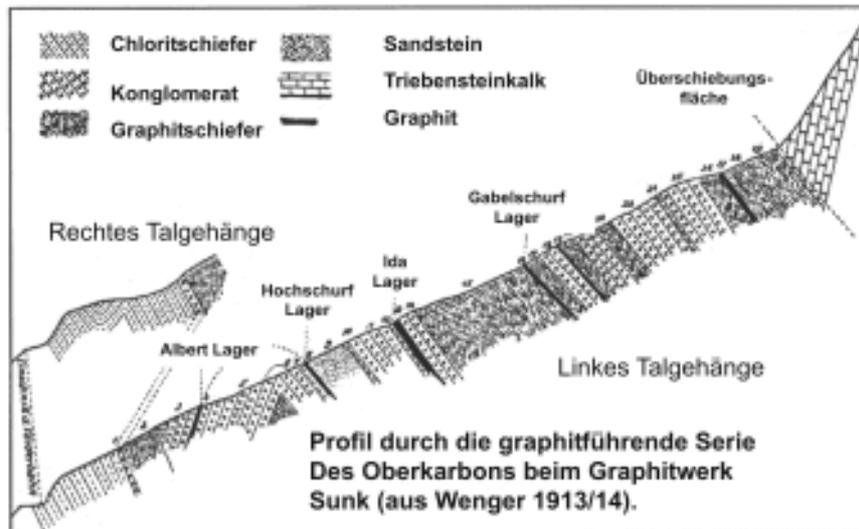


Abb. 2: Profil durch die Sunk Formation beim Graphitbergbau Sunk (nach Wenger 1913/1914).

lich im Bereich des Lärchkogel NE-Abhanges in feinklastischen Abschnitten ein Bruchstück von *Calamites* sp. und weitere nicht bestimmbare Pflanzenreste gefunden (RATSCHBACHER, 1984).

Die innerhalb der Sunk Formation eingelagerten Graphite wurden von 1871 bis 1992 abgebaut. Die in drei Flözen (Liegend-, Mittel- und Zubaufköz) auftretenden Graphitkörper wiesen linsenförmige Ausbildung auf. Die mittlere Flözmächtigkeit betrug um 1,5 m, lokal konnte sie bis 3 m anschwellen. Nach PEER (1980) sind die abgebauten Graphite überwiegend an konglomeratische Profilabschnitte gebunden. Ihr Kontakt ist meist tektonisiert.

Der Modalbestand der in der Veitsche Decke auftretenden Sandsteine ist in Abb. 3 dargestellt. Der Geröllbestand der Konglomerate umfasst Gangquarz, Quarzit, feldspatführenden Quarzit, Grauwacken, Arkosen, Pelite, schwarzen Lydit, dunklen (ophitisch durchstäubten) Gangquarz und saure plutonische Gesteine. Der Rundungsgrad liegt im Bereich „rounded“; generell übersteigen die größten Komponenten 5 cm nicht (RATSCHBACHER, 1984).

3.2. Faziesinterpretation

Die Interpretation des Ablagerungsraumes ist für die Spatmagnetit-Genesemodelle wesentlich, die auf eine sedimentäre bis frühdiagenetische Magnetitbildung abzielen (vgl. Kap. 6).

Für die überwiegend klastische Abfolge der Steilbachgraben Formation samt ihren karbonatischen Einschaltungen fehlen weitgehend fazieskritische Merkmale (RATSCHBACHER, 1984). Ihre Deutung als flachmariner Schelfbereich stützt sich auf Crinoiden und Korallen in den höheren Anteilen. Die Verzahnung mit hypersalinaren Lagunenbereichen ist z. T. hypothetisch. Sie wird von der Annahme einer syndimentären bis fröhdiagenetischen Bildung von Magnesiten getragen (PETRASCHECK, 1978). Laminierte Dolomite mit Trockenrissen neben Stockkorallen (*Lonsdaleia duplicata*) in der Liegendbank (FELSER, 1977) und die in der Hangendbank stratiform eingelagerte (sedimentär bis fröhdiagenetisch interpretierte) Kugeldolomit-(Kokardendolomit)-Lage (HADITSCH, 1968; SIEGL & FELSER, 1973) wurden von den genannten Autoren als Belege für zeitweiliges Trockenfallen mit Aufarbeitung des Ablagerungsraumes gewertet.

Die Triebenstein Formation ist eine subtidale karbonatische Schelfentwicklung, in der die linsenförmigen, massigen Karbonatkörper als vereinzelte Bioherme angesehen werden (Abb. 4). Ausschlaggebend dafür ist die Linsengeometrie und die Reinheit des Karbonatgesteinskörpers sowie der Fossilreichtum (Korallen) der basalen Übergangspartien zur Steilbachgraben Formation (RATSCHBACHER, 1983, 1984, 1987 a; KRAINER, 1992, 1993). Die stark schwankenden Mächtigkeiten dieses Schichtgliedes im sonstigen regionalen Verlauf der Veitscher Decke sind auf diese Faziesverhältnisse rückführbar.

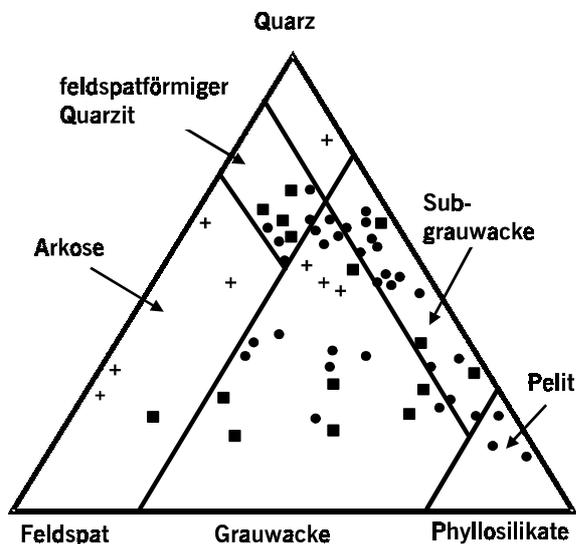


Abb. 3: Modalbestand klastischer Gesteine und von Lithoklasten aus dem Karbon von Sunk/Hohentauern (aus Ratschbacher, 1983, 1984); volle Quadrate: Klastika der Steilbachgraben Fm., volle Kreise: Klastika der Sunk Fm., Kreuze: Lithoklasten aus der Sunk Fm.

Die Sunk Formation enthält die Bildungen einer regressiven Strandlinie, in der Kalke, Schiefer und Siltsteine als „distributary bay deposits“ und die Konglomerate als Channel-Füllungen interpretiert werden (RATSCHBACHER, 1983, 1984, 1987 a; KRAINER 1992, 1993). RATSCHBACHER spricht für die Sunk Formation gesamtheitlich von einer „river dominated“ Deltafazies.

3.3. Geodynamik und Fazies

Aus dem zeitlichen Hiatus zwischen den Korallenfaunen des Visé und Pflanzenfunden des Westfal leitet TOLLMANN (1977) für die Veitscher Decke der Grauwackenzone eine Schichtlücke im Namur im Zusammenhang mit der sudetischen Faltungsphase ab.

KRAINER (1992, 1993) sieht in den Ablagerungen der Veitscher Decke und auch dem Karbon von Nötsch (das aus lithofaziellen und faunistischen Gründen häufig mit der Veitscher Decke korreliert wird; FLÜGEL, 1977, NEUBAUER & VOZAROVA; 1990, EBNER et al., 1991; EBNER, 1992) synorogene Bildungen. Im Modalbestand der Klastika und den Schwermineralspektren fehlen jedoch innerhalb der gesamten Schichtfolge sprunghafte Veränderungen. Dies spricht gegen gravierende orogene Abläufe im Hinterland und für einen durch tektonische Prozesse ungestörten, ± kontinuierlichen, marinen Sedimentationsablauf (STATTEGGER, 1982; RATSCHBACHER & NIEVOLL, 1984; RATSCHBACHER, 1984).

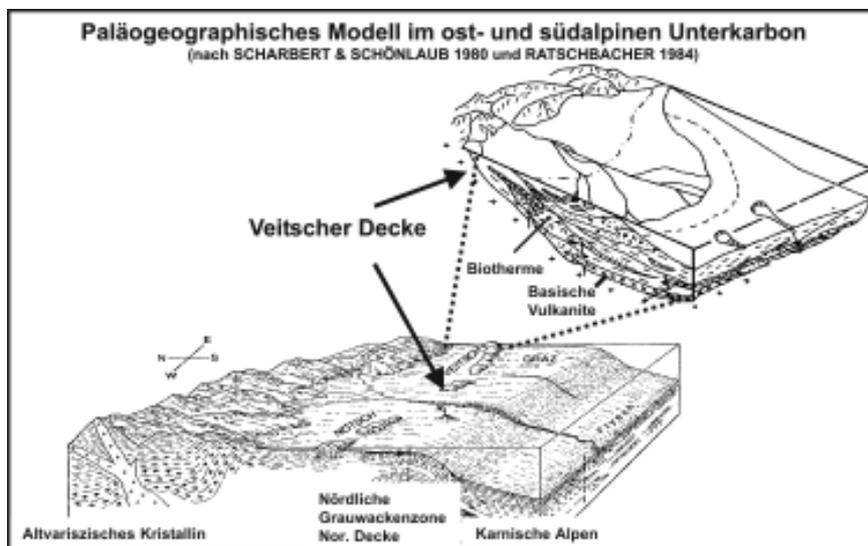


Abb. 4: Paläogeographisches Modell für das höhere Unterkarbon der östlichen Ostalpen und der Südalpen. Kleines Blockmodell: Veitscher Decke mit basischen Vulkaniten in der Steilbachgraben Formation, Biohermen in der Triebenstein Formation und der regressiven Küstenentwicklung der Sunk Formation.

Die im Visé einsetzende Sedimentation der Veitscher Decke wird daher als marine Molasse nach dem ersten tektonothermischen Höhepunkt („bretonische Phase“) der variszischen Orogenese gesehen (FÜGEL, 1977; SCHÖNLAUB, 1979; NEUBAUER & VOZAROVA, 1990; EBNER, 1992; NEUBAUER & HANDLER, 2000). Aus dem Schwermineralspektrum ist ein von anatektischen Granitoiden dominiertes Hinterland anzunehmen (RATSCHBACHER, 1984, 1987 a; RATSCHBACHER & NIEVOLL, 1994). Devonische Alter detritärer Hellglimmer sind als Hinweise auf ein prä-unterkarbones metamorphes Liefergebiet zu werten (NEUBAUER & HANDLER, 2000).

Dieses post-bretonische, marine Veitsch/Nötsch-Sedimentationsbecken, das bis ins Westfal mit molasseähnlichen Sedimenten gefüllt wurde, stand nach SE mit den übrigen ost- und südalpinen Karbonvorkommen in Verbindung (Abb. 4). Letztere werden in sudetischer-asturischer Zeit in Orogenprozesse einbezogen, wodurch auch die für die alpidische Zeit relevante paläogeographische Anordnung hergestellt wird. Die Veitscher Decke wurde variszisch dagegen weder von stärkerer Interdeformation noch von Metamorphoseprozessen betroffen (RATSCHBACHER, 1983, 1984, 1987 a; NEUBAUER, 1988; FRISCH & NEUBAUER, 1989; EBNER, 1992).

3.4. Tektonik und Metamorphosegrad

Der tektonische Bauplan der Veitscher Decke ist ausschließlich alpidisch. Er wird im Großen bestimmt durch

- (1) Deckentektonik (Grauwackenzone mit Veitscher Decke über Mittelostalpinem Kristallin),
- (2) einen Falten-Muldenbau mit mittelsteil nach NW abtauchenden Achsen und
- (3) eine Bruchtektonik.

Voralpidische Deformation ist zusätzlich im Altkristallin und der Norischen Decke (erste Schieferung, Quarz-Karbonat-Albit-Gänge, Isoklinal-Kleinfalten, Zerschierung von Quarzgängen) festzustellen (RATSCHBACHER, 1983).

Aufgrund detaillierter Untersuchungen zum Deformationsstil und zur Deformationsgeschichte (RATSCHBACHER; 1983, 1985) wird in der Veitscher Decke für die kretazische Deckenstapelung eine von der Schichtung nur in kompetenten Konglomeratlagen geringfügig abweichende Schieferung („slaty cleavage“) erkannt. Diese kommt im Korngefüge zum Ausdruck. Aus Streckungslineationen in Richtung der größten Zugspannung wird die Richtung des Deckentransportes von SE nach NW rekonstruiert. Die erste Schieferung (s_1) liegt parallel zur Basisüberschiebung der Grauwackenzone und auch zur Norischen Überschiebung. Die Überschiebung und die damit verbundene erste Schieferung erfolgte vor dem Metamorphosehöhepunkt.

In der Veitscher Decke wird der tektonische Baustil und die Orientierung der Schicht-/Schieferungsflächen vor allem durch einen aufrechten bis NE vergenteten Faltenbau (mit

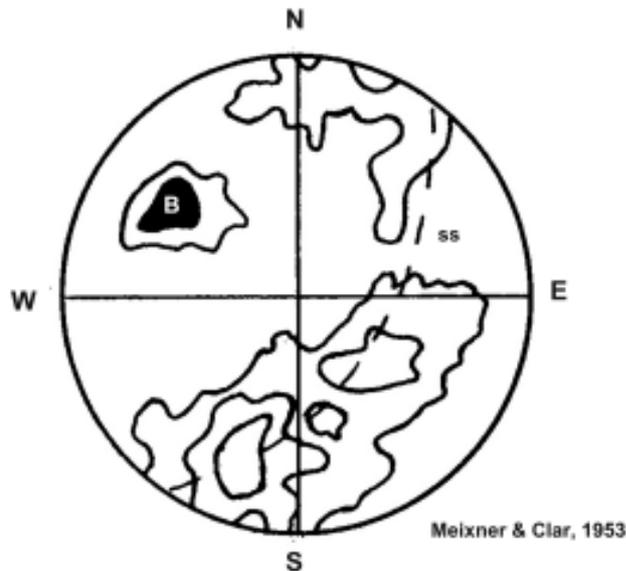


Abb. 5: Diagramm der Schichtflächenpolpunkte und mittelsteil nach NW abtauchenden Faltenachsen der zweiten Deformationsphase im Raum Sunk/Hohentauern (aus MEIXNER & CLAR, 1953).

mittelsteil nach NW fallenden Achsenebenen) bestimmt (Abb. 5). Die Amplituden der Falten liegen im cm bis 100er m Bereich, der Öffnungswinkel der Faltenschenkel variiert zwischen 20° und 80° . Neben offenen zylindrischen Falten sind auch Knickfalten ausgebildet. Kompetenzunterschiede bewirken ein Streuen der Achsenlagen und Variationen in der Faltenform. Durch diese Faltungen werden auch die Hauptdeckengrenzen (Mittelostalpin/Grauwackenzone; Norische Überschiebung) betroffen und Teilbereiche der Veitscher Decke invertiert (z.B. Sunk Formation; tektonische Position der Veitscher Decke topographisch über der Norischen Decke E Sunk; Abb. 6). Die Streuung der Schichtflächen (mit SW–NE Fallen) zeigt Abb. 5 (MEIXNER & CLAR, 1953).

Eine nur in inkompetenten Gesteinen ausgebildete, weitständige zweite Schieferung (s_2) ist steilstehend zu s_1 . Ihr geht eine parallel s_1 orientierte duktile Internverkürzung voraus, der später feine Runzeln und Mikrofaltungen folgen. Sie stehen als Achsenflächenschieferungen („crenulation cleavage“) senkrecht auf die zur Faltung führenden Verkürzungsrichtung. In den Faltenscheiteln sind die s_2 -Flächen teilweise in Fächerstellung. Dazwischen treten Glimmer auf, deren Knickstellen im s_1 wieder ausgeheilt sind. Dies beweist einen Ablauf des 2. Deformationsaktes im absteigenden Ast nach dem oberkretazischen Metamorphosehöhepunkt (RATSCHBACHER, 1983).

RATSCHBACHER (1983) nimmt nach einem weiteren nur schwer erkennbaren Faltungsakt ein letztes kühles Faltungsereignis mit offenen Kleinfalten (im dm-Bereich) und N-S bis NE-SW liegenden Faltenachsen an.

Die abschließende bruchhafte Störungs-(Kluft-) tektonik entstand nach fast völliger Abkühlung. Ein Großteil lässt sich als ac-Flächen geometrisch mit der Großfaltendeformation in Verbindung bringen. Eine weitere Schar streicht mit steilem W-Fallen N-S und verläuft somit parallel zum Pöls-Störungssystem.

Die Hauptfalten sind Großstrukturen der 2. Deformationsphase. Sie sind z. B. in der Sunkmauer und der Geißmauer zu erkennen. Dieser Faltungsakt betrifft auch die Deckengrenzen und bewirkt im in Abb. 6 dargestellten Profil im Osten in einer NE-vergerten Struktur die inverse Lagerung der Veitscher Decke über der Norischen Decke. W der Geißmauer ist die Sunk Formation synklinal in die Triebenstein Formation eingefaltet. N von Hohentauern tritt direkt über der Basisüberschiebung der Grauwackenzone (über dem mittelostalpinen Permoskyth der Rannach-Serie) die Steilbachgraben Formation mit den basalen Schichten der Veitscher Decke und der eingelagerten Magnesitlagerstätte zu Tage.

Kompetenzunterschiede der massigen Karbonatgesteinskörper und Schiefer fördern die Störungstektonik. Einzelne beobachtbare Falten (mit mittelsteil nach NW abtauchenden Achsen) lassen Schichtwiederholungen als möglich erscheinen. Die Großfaltung mit Achsenlagen von durchschnittlich 30–40° Einfallen nach NW und die annähernd in dieselbe Richtung erfolgte Streckung führte in den Kalken im großen und kleinen teilweise zur Bildung von B-Tektoniten („Stengel“, walzenförmige Falten).

Kompliziert wird die Situation durch NNW-SSE bis N-S streichende Störungen, die \pm parallel zur Pölsstörung verlaufen. Deren Hauptast streicht westlich des Höllerkogels und Schobers durch und ist von Moränenablagerungen verdeckt. Als listrische Fläche im Zusammenhang mit der Pölsstörung wird auch die Ostbegrenzung des Lärchkogel-

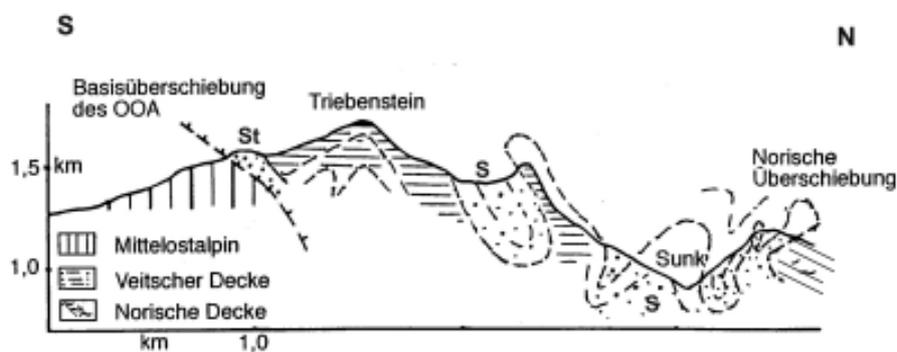


Abb. 6: N-S Profil im Raum Sunk/Hohentauern (nach RATSCHBACHER, 1983, 1984). Beachte die Lagerung der Veitscher Decke an der Basis der Grauwackenzone über dem Mittelostalpinen Kristallin und unter der Norischen Decke. Durch den Großfaltenbau der 2. Deformationsphase ist die Norische Überschiebung teilweise überkippt. N der Profillinie ist in die Steinbachgraben Formation (St) die Magnesitlagerstätte eingeschaltet; horizontale Striche Triebenstein Formation, S = Sunk Formation.

kristallins gesehen (RATSCHBACHER, 1983). Der Sunkmauerbruch ist eine NE-SW Störung, an der die im NW anschließende Sunk Formation gegen die Triebenstein Formation abgesenkt ist. Da diese Störung nach N ausläuft sind ihr nur relativ geringe Höhenverstellungsbeträge zuzuordnen. Die Lagerstättengrenze im NE bzw. N wird ebenfalls durch Störungen gebildet.

Die metamorphe Überprägung alpidischen Alters liegt im Bereich der Grünschieferfazies (RATSCHBACHER & KLIMA, 1985). Der Graphitisierungsgrad der organischen Substanz wird hauptsächlich von Faktoren wie Temperatur, Druck, Zeit und Scherspannung gesteuert. Quantitativ können diese Parameter durch auflichtmikroskopische, elektronenmikroskopische und röntgendiffraktometrische Untersuchungen sowie durch die Evaluation von Ramanspektren erfasst werden.

Erste Daten von G. RANTITSCH (mündliche Mitteilung) zeigen, dass der Graphit im Bereich Trieben röntgenographisch als D1-Graphit (LANDIS, 1971) bezeichnet werden kann. Im Auflicht und unter Ölimmersion wird eine maximale Reflexion von ca. 10 % und eine minimale Reflexion von ca. 1 % gemessen. Dies definiert das Semigraphitstadium der organischen Metamorphose. Die Ramanspektren zeigen die typischen Merkmale der fortgeschrittenen Graphitisierung (WOPENKA & PASTERIS, 1993). Es ergeben sich Hinweise, dass der Graphitisierungsgrad im Bereich der Magnesitlagerstätte Hohentauern (untersucht an der Graphitmatrix eines „schwarzen Magnesites“) höher als im Bereich der Graphit-Lagerstätte Sunk ist. Vergleicht man die beobachteten Ramanspektren mit Daten nach dem bei BEYSSAC et al. (2002) angegebenen Verfahren, so sind Metamorphosetemperaturen im Bereich von 400 °C bis 500 °C anzunehmen. Dies wird auch durch thermometrische Daten aus den in gleicher tektonischer Position befindlichen Graphiten der Lagerstätten Kaisersberg und Leims bestätigt (RAITH & VALI, 1998; RAITH & POSTL, 2000). Diese weisen auf Metamorphosebedingungen von 360 °C bis 410 °C bei einem Minimaldruck von 2 kbar hin.

4. Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern

4.1. Allgemeines

Der von 1907–1991 in Betrieb stehende Magnesitbergbau Sunk/Hohentauern befindet sich 2 km NW von Hohentauern am Eingang des Sunkdurchbruches auf 1162 m Seehöhe. Der Abbau erfolgte im Tage- und im Tiefbau. Der Tagebau wurde 1975 nahezu eingestellt, danach wurden im Tagebau weniger als 1.000 t/Jahr gewonnen.

Die Hauptmasse der Lagerstätte liegt am NW-Fuß des Triebsteins (1810 m). Im Sunkdurchbruch verschwindet der Sunkbach in einer Bergsturzmasse im Bereich der Saugrube um nach ca. 500 m in Nachbarschaft des ehemaligen Graphitbergbaues wieder an die Oberfläche zu gelangen. Die Saugrube war der tiefste Punkt von dem (durch einen in SW Richtung verlaufenden Stollen) ein Tagzugang zu den tieferen Gruben-

bauen möglich war. Im Bereich des Sunkdurchbruches erreicht die quartäre Talfüllung über den Berbbaubereichen eine Mächtigkeit bis zu 80 m. Ein Teil der Lagerstätte („Linke Bachseite“) liegt im Gehänge NW des Sunkbaches östlich der Ochsenkarbach-einmündung.

Die Magnesitkörper der Lagerstätte sind durch (graphitische) Schiefer, Dolomit und Kalkschiefer getrennt. Damit ergibt sich obertags und im Bereich des ehemaligen Untertagebaues die Unterscheidung einer Liegend- (LB), Mittel- (MB) und Hangendbank (HB). Die Korrelation ober- und untertägiger Lager war mitunter jedoch nicht eindeutig, da sich die Lager zur Tiefe hin in einzelne Teilkörper aufspalten können. Durch den Taleinschnitt des Sunkbaches ist die Lagerstätten bis auf Sohle 100 in einen orographisch rechten SE-Teil (Lagerstätte „Rechte Bachseite“) und orographisch linken NW-Teil (Lagerstätte „Linke Bachseite“) getrennt.

Im Tagebau der „Rechten Bachseite“ existieren an der Triebensteinflanke 14 Etagen. Die unterste (XIV. Etage = entsprechend Sohle 0) liegt auf Seehöhe 1062,6 m = Niveau der Bergarbeiterhäuser. Untertage ging der Bergbau von den Sohlen 50, 100, 170 und 250 m aus. Sohle 50 auf Höhe der Saugrube war die letzte Sohle, die von obertags aus zugänglich war. Zuletzt erfolgte der Abbau ausschließlich untertage. Auf jeder Sohle gab es mehrere Erschließungsstrecken, von denen Kernbohrungen zur Ausrichtung des Bergbaues niedergebracht wurden. Die durch systematische Bohrungen tiefsten nachgewiesenen Magnesitkörper liegen auf ca. 800 m Seehöhe. Eine Strukturbohrung verblieb bis auf die Höhe von Trieben in Gesteinen der Veitscher Decke ohne jedoch weiteren Magnesit anzutreffen.

Obertage wurden die Lagerstättenbereiche auf der rechten Bachseite nach den einzelnen Etagen (XIV–I) und den einzelnen Bänken bezeichnet. Untertage wurden die Magnesitlager nach der Sohle, auf der sie angetroffen wurden, benannt; die orographisch links (NW) auftretenden Lagerstättenteile wurden nach ihrer Position zum Sunkbach als „Linke Bachseite Süd“ (LBS) oder „Linke Bachseite Nord“ (LBN) bezeichnet. Eine Korrelation der Lagerstättenteile der „Linken Bachseite“ mit jenen der „Rechten Bachseite“ ist nicht möglich.

4.2. Schichtfolge im Tagebau

Beschreibungen der Schichtabfolge im Tagebau sind bei REDLICH (1935), FELSER (1977) und RATSCHBACHER (1983, 1984) zu finden. Entsprechend der derzeit verwendeten lithostratigraphischen Gliederung liegt die Lagerstätte in der Steilbachgraben Formation. In dieser verzahnten mächtige Magnesite des Tagebaues mit den SE von Hohentauern auftretenden klastisch dominierten Abfolgen. Dolomit und Magnesit sind hier nur bankweise in die Klastika eingelagert.

Die Lagerstätte der **Rechten Bachseite** wird in eine Liegend- (LB), Mittel- (MB) und Hangendbank (HB) gegliedert (Abb. 7, 8). Das Liegende der Lagerstätte bilden graphitische, plattige, gegen das Hangende sandiger werdende Tonschiefer mit Ein-

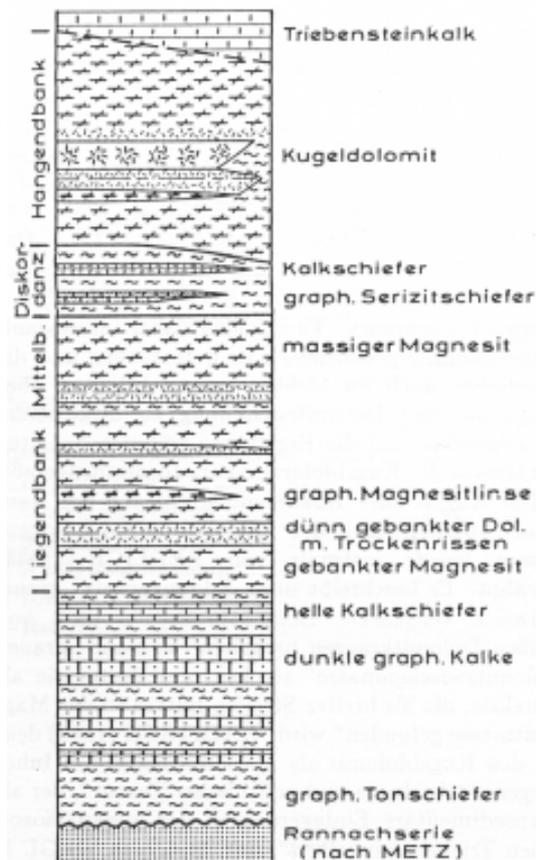


Abb. 7: Ideale Profilabfolge der Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern (ehemaliger Tagebau) der Rechten Bachseite (nach Felser, 1977 aus Kralik & Kiesel, 1992).

schaltung von dunklen Kalkschiefern und Dolomiten. Aus ihnen stammen Fossilfunde des höheren Visé. An der Grenze zur Liegendbank sind helle Kalkschiefer ausgebildet.

Die Liegendbank setzt über Serizit- und Quarzitschiefern mit gebankten Magnesiten ein. Nach einigen m folgt dünn gebankter, lamellierter z.T. rauchwackenähnlicher Crinoiden- und Stockkorallen- (*Lonsdaleia duplicata*) führender Dolomit (mit Trockenrissen; FELSER 1977). Im Liegendbereich des nun folgenden dickbankigen bis massigen Magnesits ist eine Linse mit schwarzem graphitischem Magnesit und in höheren Teilen abermals Dolomit eingelagert.

Graphitische Tonschiefer und zuerst dünn, dann dicker gebankte Dolomite bilden die Basis der massigen, grobkristallinen pinolitischen Magnesite der Mittelbank.

An der Grenze zur Hangendbank liegt eine stark tektonisierte Zone von serizitschen Schiefern und hellgauen, feinkristallinen Kalkschiefern. Diesen folgt auf Höhe IX des

alten Tagebaues mit tektonischem Kontakt in NE-Richtung die Triebenstein Formation. In den Liegendteilen der Hangendbank sind wiederum Linsen von schwarzem Magnesit zu beobachten. Darüber folgen gebankte Dolomite und die stratiform eingelagerte Kokardendolomitbank (REDLICH, 1935; HADITSCH, 1968; SIEGEL & FELSER, 1973; KRÁLIK & KIESL, 1992). Die obersten Anteile der Hangendmagnesite sind wiederum deutlich gebankt. Diese wie auch die Kokardendolomite enden auf Etage IX an einer Störung gegen die Triebenstein Formation.

Die Lagerstättengrenze gegen das stratigraphisch Hangende und die topographisch höheren Anteile im NE ist somit eine tektonische, die den Lagerstättenkomplex schräg abschneidet und gegen die Triebenstein Formation begrenzt.

In der Lagerstätte der **Linken Bachseite** treten zwei Magnesitstöcke, Linke Bachseite Süd (LBS) und Linke Bachseite Nord (LBN) auf. LBS tritt obertags in einer schmalen Rippe E des Ochsenkarbaches in steiler Lagerung zutage. In Bohrungen von Sohle LBS/170 nach W wurde nach Kalkschiefern ein Magnesitkörper angefahren, der nach oben hin bald auskeilt. Danach folgen in Kalk- und Tonschiefern zwei Gipslagen (Taf. 2, Fig. 1). Nach mikroskopischen Untersuchungen, die Petrascheck (1978) an zwei Kernstücken durchführen konnte, wurde in einer Probe Anhydrit in der anderen Gips nachgewiesen:

Anhydrit: regelloses Gemenge feinsten Körner (\emptyset 0,5–1 mm) mit nicht deformierten Zwillingslamellen. Auftreten von Gipsnestern, die den Anhydrit verdrängen.

Gips: Feinkörnig, nicht deformiert; stellenweise parallel-faserig ausgebildet. Vereinzelt Auftreten von Calcit und Serizit.

Die lithologische Abfolge im Schichtverband mit der Steinbachgraben Formation und S-Isotopenwerte ($\delta^{34}\text{S}$ -Werte ‰) weisen auf ein karbonates Alter (PETRASCHECK, 1978):

Anhydrit: + 17,2 (\pm 0,2)

Gips: + 17,6 (\pm 0,2)

Obertags schließt NE des Magnesitkörpers LBS ein Bereich mit tektonisch stark deformierten Kalk- und Graphitschiefern an, denen nach Störungskontakt ein Spatmagnesitkörper (LBM; „Linke Bachseite Mitte“) folgt. Dieser leitet randlich im dm-Bereich über einen Saum spätmager Dolomite in feinkörnige, fossilführende Dolomite und fossilführende Kalke (Korallen, Brachiopoden) über. Diese Übergänge befinden sich in der Bruchwand schräg (SW) unter Graphit- und Kalkschiefern, die auffallende gelbe Mineralausblühungen (Slavikit) nach der Pyritverwitterung zeigen. Der kompakte Magnesitkörper der LBN ist massig und grobkristallin ausgebildet.

4.2.1. Kokardendolomit (KD) -Bank

Die Kokarden(Kugel-)dolomit (KD)-Bank ist im Lagerstättenbereich der Rechten Bachseite von Etage XIV bis IX zu verfolgen. Dort wird sie von einer Störung abgeschnitten. Die folgende Charakteristik geht auf HADITSCH (1968) und SIEGL & FELSER (1973) zurück:

Namengebend für die Lage sind überwiegend im Hangenden der Bank auftretende, mm bis dm-große, hell anwitternde Dolomitaggregate, die in einer grauen feinkörnigen Dolomitmatrix eingebettet sind. Sie zeigen konzentrisch lagenförmigen und teilweise radialstrahlig strukturierten Aufbau (Kokarden). Die mm-dicken, hellen, konzentrischen Lagen bestehen aus Dolomitmikrokrystallen, die unregelmäßig geformte, eckige Kerne aus dunklem feinkörnigem Dolomit oder Spatmagnetit-Fragmenten umgeben. Im Liegenden der Bank sind relativ große, eckige Magnetitkerne eingeschlossen. Die im Hangenden regellos auftretenden Kokarden haben nur vereinzelt Magnetit-Fragmente als Kerne. Diese sind geringer dimensioniert als die eckigen Magnetittrümmer an der Basis der Bank.

Gute Aufschlüsse von Kokardendolomit finden sich derzeit noch beim ehemaligen Abbau in der Hangendbank auf Höhe der Etage XI. Hier ist die KD-Bank ca. 1 m mächtig und schichtkonkordant (30/340) in Pinolitmagnetit eingelagert. Nach N abwärts in Richtung Etage XIV verliert sie sich. Beobachtungen im Aufschluss auf Etage XI und an Sturzblöcken auf der Etage XIV vervollständigen das von HADITSCH (1968) und SIEGEL & FELSNER (1978) skizzierte Bild:

Top der KD-Bank (ca. 20 cm)

Hellem Dolomit aus dichtgepackten, cm-großen Kokarden folgt ein lagig aufgebaute Abschnitt (ca. 5 cm) aus hellgrauem, dichtem Dolomit, feinkörnigen schichtparallelen Säumen und Kleinkokarden (mm-Bereich), deren Korngröße nach oben abnimmt. Die KD-Bank wird entlang einer welligen Fläche von Spatmagnetit überlagert. Schräg zur Schichtgrenze verlaufen im Magnetit mm-breite Risse, die mit zwei Dolomitgenerationen verfüllt sind. Mitunter zweigt \pm senkrecht zur Schichtfläche ein mm-dicker Seitenriss mit identer Dolomitfüllung ab. Derartige mit Dolomit zementierte, laminierte und parallel zur Spaltenbegrenzung verlaufende Risse treten auch an anderen Stellen im Nahbereich des KD-Dolomits in den Magnetiten auf.

Ca. 3 m unter der schichtparallelen KD-Bank

Schichtparallele Lage von grauem, dichtem Dolomit mit einem schlauchartigen Nest von Kokardendolomit. An der Liegend- und Hangendgrenze der grauen Dolomite Auftreten laminiertes, schichtparalleles, wenige cm dicker, heller Dolomitlagen. Unter der laminierten Hangendlage tritt ein längliches (einige dm langes) Fragment von Spatmagnetit auf.

„Block 1“ auf Etage XIV

Detailprofil ca. 1 m mächtig: „Über“² Spatmagnetit mit Spalten (\pm parallel zu den übrigen Materialgrenzen) mit laminierten, hellen Dolomitfüllungen folgt ein einige cm mächtiger, hellgrauer, dichter Dolomit mit welliger Hangendgrenze, dann eine Dolomit-

² Da es sich um Blöcke bzw. Platten handelt, die sich nicht mehr im ursprünglichen Schichtverband befinden, kann das primäre „Oben“ und „Unten“ nur vermutet werden.

brekie mit Komponenten vorgenannter Dolomite und abschließend heller, dichtgepackter Kokardendolomit.

„Block 2“ auf Etage XIV

Eine dm-mächtige Lage mit unregelmäßig ausgebildeten Kokarden wird gegen den Pinolit von cm-mächtigen, hellen, laminierten Dolomitsäumen begrenzt. Zwischen dem Kokardendolomit und dem Saum findet sich an einer Stelle ein längliches Magnesitfragment. Die Kokardenlage keilt lateral aus, im Spatmagnesit sind die beiden dolomitischen Randsäume aber immer noch vorhanden.

In der Sammlung des Landesmuseums Joanneum (Referat Geologie und Paläontologie) fanden sich einige polierte Platten mit Kokardendolomit, die eindrucksvolle Bilder zeigen (Taf. 1, Fig. 1, 2):

Taf. 1, Fig. 1 (a–c: Markierungen in der Tafelabbildung):

- a) Gut ausgebildete Kokarden, zum Teil mit dunklem Dolomit oder Magnesit als Kern. Die Kerne sind konzentrisch von Säumen radialstrahliger Dolomite umgeben; nach außen werden die Säume heller. Zwickelbereiche zwischen einzelnen Kokarden sind mit dolomitischem Blockzement oder grauem, feinkörnigem Dolomitsediment gefüllt. Die Kontakte der Kokarden zueinander sind teilweise als geradlinige Drucklösungssutturen ausgebildet. Diese bilden an Triple-Punkten Y-Muster, die den einzelnen Kokarden z.T. polygonale Umrisse verleihen.
- b) Die dichtgepackten Kokarden werden teilweise von hellgrauen, feinstkörnigen, lagigen Säumen (max. 8 mm dick) umkrustet. Mitunter umschließen diese Säume auch Nester mit mm-großem Gesteinsdetritus, Kleinkokarden und dichte Dolomitmatrix.

Tafel 1

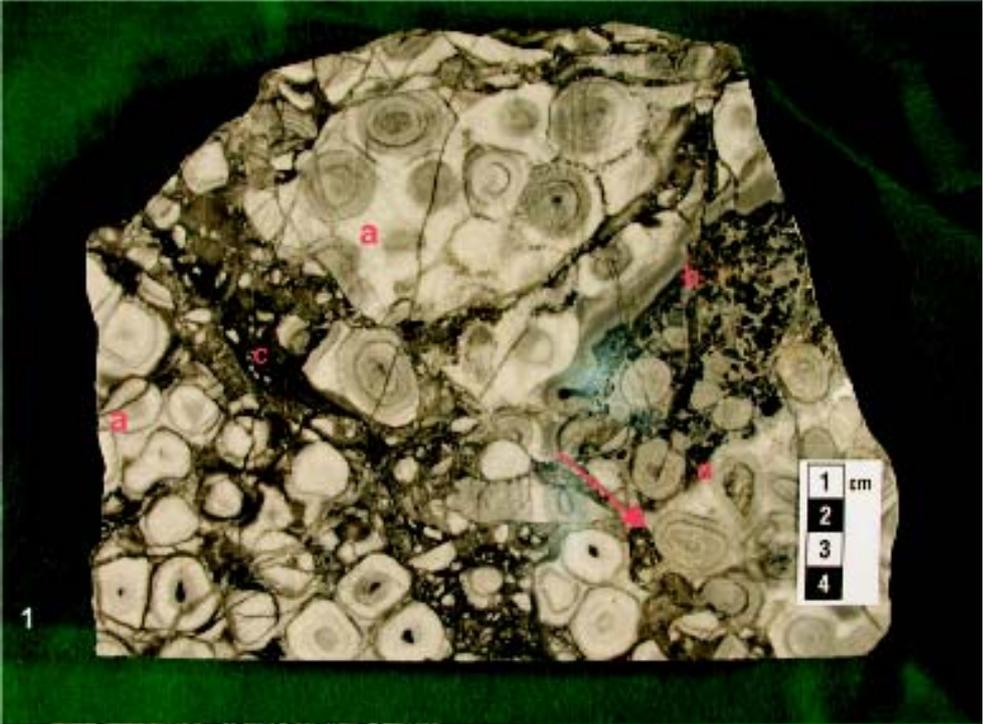
Kokardendolomitplatten aus der Sammlung Referat Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum.

Fig. 1: a) Gut ausgebildete Kokarden, zum Teil mit dunklem Dolomit oder Magnesit als Kern.

b) Hellgraue, feinstkörnige, lagige Säume um Kokarden und Nester mit Gesteinsdetritus. *c)* Zone mit zerbrochenen Kokarden in dunkler dolomitischer Matrix. Der Pfeil weist auf die Grenze dieser Fragmentierungszone, die auch Kokarden kappt.

Fig. 2: Platte mit Lagen locker gepackten Großkokarden in einer feinkörnigen, dunklen Dolomitmatrix. *a)* Lage mit locker gepackten Großkokarden in einer dunklen dolomitischen Matrix.

b) Lage mit Großkokarden und einem länglichen Groß-Aggregat (mit gelblichem Magnesitkern) und asymmetrischen Anwachssäumen. *c)* Lage mit Großkokarden (mit asymmetrischen Anwachssäumen), Kleinkokarden in den Zwickeln und Korngrößenabnahme in der Matrix nach „Oben“ und Andeutung eines Lagengefüges.





- c) Zwischen Bereichen mit eng gepackten und gut zementierten Kokarden (a) tritt eine max. 5 cm breite Zone auf, in der in einer dunklen dolomitischen Matrix eckig zerbrochene Kokarden und Fragmente einiger noch miteinander verbundener Kokarden auftreten. Die Grenze dieser Fragmentierungszone zu den dichtgepackten Kokarden ist scharf, und wellig ausgebildet. Sie kappt auch einzelne Kokarden (Pfeil in Taf. 1, Fig. 1).

Taf. 1, Fig. 2 (a–c: Markierungen in der Tafelabbildung): Platte mit locker gepackten Großkokarden in einer feinkörnigen, dunklen Dolomitmatrix mit Andeutung eines Lagenbaues:

- a) Lage mit locker gepackten Großkokarden in einer dunklen dolomitischen Matrix.
- b) Lage mit Großkokarden (\emptyset bis 5 cm) und einem länglichen Aggregat (mit gelblichem Magnesitkern $14 \times 2,5$ cm) und asymmetrischen Anwachssäumen.
- c) Lage mit Großkokarden (asymmetrische Anwachssäume) mit Kleinkokarden in den Zwickeln und Korngrößenabnahme in der Matrix nach „Oben“ und Andeutung eines Lagengefüges.

Eine detaillierte geochemische Bearbeitung der Kokardendolomite (Haupt-, und Spurenelemente) wurde von KRÁLIK & KIESL (1992) durchgeführt (vgl. Kap. 5).

4.2.2. Magnesittexturen

Die Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern ist durch das Auftreten attraktiver Magnesittexturen bekannt. Diese sind auch für die Verwendung des Magnesits als Bau- und Dekorstein verantwortlich. Zur Demonstration der Texturvielfalt werden nachfolgend einige Typen dokumentiert (Taf. 2). In der Vergangenheit wurden diese Texturen in der Diskussion um die Genese der Magnesite sowohl als Argumente für syn- bis diagenetische wie auch für epigenetisch/metasomatische Bildungsmodelle verwendet (FRIEDRICH, 1968; SIEGL & FELSER, 1973).

Die Anordnung der Magnesitkristalle ist meist richtungslos; Kristallorientierungen liegen nur vereinzelt vor. Fraglich ist, inwieweit lagige Texturen primär sedimentär angelegte Vorzeichnungen nachprägen. Bemerkenswert ist, dass keinerlei tektonische Deformation oder Einregelung erkennbar ist. Die Untersuchung von polierten Platten (Plattendicke 3,5 cm) zeigt auch, dass sich die Texturtypen im Kleinbereich (im Bereich der Plattendicke von der Vorder- zur Kehrseite) ändern können und die feinkörnige Lagenstruktur durch das unregelmäßige Aufsprossen von Grobkörnern verdrängt werden kann. Die Verdrängung eines feinen Lagenmagnesits durch Sprossung von Großkristallen zeigt auch Taf. 2, Fig. 4.

Bekannt ist die Lagerstätte Sunk/Hohentauern durch das häufige Auftreten von *Pinolit* (RUMPF 1867, 1873) mit einem grobkristallinen Magnesit-Wachstumsgefüge mit „Eisblumentextur“ (W. PETRASCHECK, 1932). Dieses entstand dadurch, dass bei der

Kristallsprossung Pigment und tonige Verunreinigungen zwischen den oft cm-großen Pinienkern(Pignolien)-förmigen hellen Magnesitkristallen ein dunkles Intergranularnetz formten (Taf. 2, Fig. 2, 3). Große Pinolitkristalle können graphitische Bestandteile, Quarzkörner, Kiesflitter und Reste von Dolomit umwachsen. Variationen der Pinolittextur sind:

„Mandeltyp“ (Taf. 2, Fig. 3): cm-große, längliche, mandelförmige weiße bis gelblich-graue Magnesitkristalle, die regellos in einer feinkörnigen Grundmasse aus kleinen weißen Magnesitkristallen und einer feinkörnigen pigmentreichen, dunklen Matrix eingelagert sind.

„Lagenmagnesit“ (Taf. 2, Fig. 4, 6): FRIEDRICH (1969) beschreibt lagenförmig texturierte Magnesite mit folgenden Kristallanordnungen:

Auf einer schwarzen graphitischen Tonhaut sitzt eine Lage von bis zu 25 mm langen und 4 mm breiten palisadenartig angeordneten Magnesitkristallen, die nur von feinen Pigmenthäuten getrennt werden. Nach einer spärkeren Pigmentlage um die Spitzen der „Palisaden“ folgt eine Lage mit unregelmäßigen Grobkörnern und dann wiederum eine Lage mit bipolar ausgebildeten „Palisaden“ (insgesamt ca. 6 cm). Es folgen 3 cm feinkörniger Lagenmagnesit (8–9 Lagen, Größe der Kristalle im mm-Bereich; darin oft dunkelgrauer Kern mit weißem Saum) und Nester regelloser Grobkörner, deren Pigmentumhüllung auch die sonst geradlinige Begrenzung der feinkörnigen Magnesitlage stören oder innerhalb der Nester angereichert sein kann. Die Nester leiten dann zu einer weiteren Schicht von feinkörnigem Lagenmagnesit über, der wieder von Grobmagnesitnestern abgelöst wird.

Schwarzer Magnesit: Bereichsweise treten Lagen und Linsen von schwarzem Magnesit auf. Der einheitlich „schwarze“ Eindruck wird vor allem durch den Blick auf die Schicht-/Schieferungsflächen hervorgerufen, entlang derer eine gute Ablösbarkeit der von Suturen begrenzten Magnesitkristallagen möglich ist. Die durch Pigment dunkel gefärbten Kristalle haben meist geringe Größe. Sie sind oft in parallelen Lagen orientiert. In „Boxen“ treten dann größere, regellos wachsende Kristalle auf, die frei von Pigment sind (SIEGL & FELSER, 1973).

Schwebender Pinolit (Sternmagnesit) (Taf. 2, Fig. 5): Aus stark pigmentierten Serizitschiefern werden isoliert gewachsene („schwebende“) Magnesiteinzelkristalle und

Tafel 2

Fig. 1: Bohrkern mit Anhydrit (Knollen) und Gips (Klüfte) aus der Bohrung von der Sohle 170 LBS nach W.

Fig. 2–6: Texturen von Spatmagnesiten der Lagerstätte Sunk/Hohentauern. *Fig. 2*: Grobkörniger Pinolitmagnesit ohne Orientierung eines Kristallwachstums. *Fig. 3*: Große helle Magnesitkristalle in einer Grundmasse aus feinkörnigen Magnesitkristallen („Mandeltyp“). Länge der Magnesitkristalle bis 4 cm. *Fig. 4*: Zwei Lagen von grobkörnigem (bis 3 cm Kristallgröße) Pinolitmagnesit, die von feinkörnigem Lagenmagnesit unterbrochen werden. In dieser Lage sprossen in einem „Nest“ Großkristalle auf. *Fig. 5*: Sternmagnesit und „schwebend“ wachsende Einzelkristalle in einer stark pigmentierten dunklen Matrix mit kleinen Magnesitkristallen. *Fig. 6*: Lagenmagnesit mit gegenseitig zu einem dunklen Pigmentsaum wachsenden „Magnesitpalisaden“.





Pinolitaggregate beschrieben, in denen die Magnesitkristalle sternförmig (Sternmagnetit) angeordnet sind (SIEGL & FELSER, 1973).

Dunkle Lagen der Magnesite: Diese bestehen aus im Mikroskop optisch nicht weiter auflösbarem Pigment, in dem feinste Quarz- und Dolomitmörnchen sowie feinstschwammiger Eisenkies (meist zu Limonit verwittert) schwimmen. Örtlich sind diese Lagen reich an Pseudomorphosen von Dolomit nach einem Schichtsilikat (vermutlich Leuchtenbergit). Diese wachsen auch von den pigmentreichen Lagen in die angrenzenden Magnesitkörner hinein, durchsetzen sie teilweise und werden ihrerseits aber auch vom Magnetit angelöst und verdrängt (FRIEDRICH 1969).

4.3. Mineralführung in der Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern

Die charakteristische Ausbildung des Magnesitgesteins mit großen, den Pignoliensamen ähnlichen Magnesitkristallen in einer dunklen feinkörnigen Matrix (Taf. 2, Fig. 2, 3, 4) war maßgeblich für die von RUMPF (1867, 1873) eingeführte Bezeichnung Pinolit (Pinolitstein, Pignolienstein).

Bekannt aus der Sunk sind klare teilweise verzwilligte Dolomiddoppelspatkristalle, die in Hohlräumen und Klüften auftreten, die bei der Metasomatose durch die dabei auftretende Volumsreduktion entstanden und Größen bis zu 15 cm erreichen. Die gleichen Klüfte beherbergen mitunter auch Bergkristall und Bergleder. Schuppiger, gelblicher Leuchtenbergit bedeckt hie und da die Dolomit- und Bergkristalle (CLAR et al., 1965). MEIXNER & CLAR (1953) verweisen mit Angabe kristallographischer Details auf einige Mineralfunde, die bis dahin als Kluftebildungen aus der Lagerstätte bekannt wurden. Als Unterschied zu den übrigen alpinen Spatmagnetitlagerstätten der Veitscher Decke verweisen sie auf das Fehlen jeglicher sulfidisch-arsenidischer Mineralisationen. Mittlerweile wurde die Kenntnis der Mineralparagenese durch rege Sammlertätigkeit wesentlich (auch in Bezug auf sulfidische Mineralisationen) erweitert. Die Minerale der Lagerstätte Sunk/Hohentauern sind nun aufgrund ihrer Ausbildung weit über die Landesgrenzen hinaus bekannt und stehen in ihrer Vielfalt jener der Magnesitlagerstätte von Oberdorf in nichts nach (POSTL, 1993).

Ohne Hinweis auf genetische Aspekte heben MÖHLER (1981) und POSTL (1993) die riesigen (auch verzwilligten) Dolomitkristalle, durchsichtig bräunlich rosa gefärbte, flächenreiche, tafelige Apatitkristalle, Bergkristallstufen (nicht selten auch als Szepter- oder Babylonquarze; als Rarität Japanerzwilling und Phantomquarz), cm-lange Haarbüschel von Boulangerit, Bergleder (Sepiolith), Gersdorffit, Rutil, Leuchtenbergit, cm-große Albitkristalle in Klüften und Skelettkristalle von Pyrit hervor.

Sekundärmineralisationen nach der Pyritverwitterung in Graphitschiefern sind gelbe Ausblühungen von Slavikit und feinfaserige weiße Krusten von Pickeringit.

Zusammengefasst ist nun folgende Mineralparagenese bekannt (MÖHLER, 1981; POSTL, 1993): Graphit, Chalkopyrit, Sphalerit, Millerit, Pyrit, Galenit, Markasit, Pyrrhotin, Pentlandit (z.T. als „Flammen“ im Pyrrhotin), Gersdorffit, Boulangerit, Fluorit, Quarz

(Bergkristall, Amethyst), Hämatit, Rutil, Magnesit, Dolomit, Calcit, Aragonit, Baryt, Anhydrit, Gips, Pickeringit, Slavikit, Apatit, Albit, Muskovit, Fuchsit, Talk, Chlorit (Leuchtenbergit), Uranylsilikat.

4.4. Tektonik in der Lagerstätte Sunk/Hohentauern

Die Lagerstätte besteht aus mehreren \pm in das Schicht- und Faltengefüge eingelagerten Magnesitkörpern, die durch dunkle Dolomite, Kalke und Schiefer getrennt sind. Zwischen Magnesit und Kalk sind bis einige m mächtige Dolomitsäume ausgebildet. Das präexistente Kalkgefüge ist in den Magnesiten nur lokal andeutungsweise durch eine schwache Bankung erkennbar. Andererseits ist die Großform der Magnesitkörper durch das Schicht- und Achsengefüge kontrolliert (MEIXNER & CLAR, 1953). Die Erkenntnis, dass die Magnesitkörper in Richtung der B Achsen (ca. 30/40° NW) gelängt sind und sich vom Tagebau im Bereich der Rechten Bachseite über den Sunkbach als Linsenkörper in den Bereich der Linken Bachseite absenken, hat 1945 die Tieferentwicklung des Bergbaues eingeleitet. NE-streichende, der Richtung des Sunkbaches folgende Saigerklüfte stellen nach METZ (1940) Zerrklüfte (ac-Richtung zu den Großfalten) dar, ohne dass eine Verschiebung entlang der Strukturen erfolgt ist. Diese Richtungen entsprechen auch dem Sunkmauerbruch. Im dort gegen den Triebensteinkalk abgesenkten Block tritt „Graphitkarbon“ auf, das in weiterer Folge wiederum tektonisch an das Lärchkogel Altkristallin grenzt.

Im N begrenzt ein grob E-W streichendes Störungssystem die Lagerstätte gegen die Triebenstein Formation (Bändermarmore). In hohen Bereichen des Tagebaues der Rechten Bachseite stehen Teilstörungen dieses Systems (mit Anzeichen für subhorizontale bis flach nach NW gerichtete sinistrale Bewegungen) an. Zur Tiefe scheint dieses System in Richtung NE zu verflachen. Im Saugrubenstollen wird der vermutete Störungsbereich bereits nach ca. 100 m angetroffen. W davon werden auf ca. 220 m z. T. stark verfaltete schwarze Kalkschiefer, Tonschiefer und geringmächtige dolomitische Magnesite angetroffen, bis die Hangendbank einsetzt. Diese Schichten müssten bei Annahme einer \pm zusammenhängenden Schichtfolge das Hangende der Steilbachgraben Formation darstellen. Allerdings werden sie durch das Einfallen der Störung nach E tektonisch abgeschnitten, so dass sie obertags nicht mehr auftreten.

Eine schematische Übersicht über die Lagerstätte zeigt Abb. 8 (abgeändert nach REDLICH, 1935). Die Lagerstättenkörper A, B und C der Rechten Bachseite entsprechen der Liegend-, Mittel- und Hangendbank. Im Lagerstättenteil der Linken Bachseite (LB) entspricht D dem Lagerstättenteil LBS, E dem Lagerstättenteil LBM und F dem Lagerstättenteil LBN. Der Bereich G (auf Sohle XV) wurde nie abgebaut. Nach Auskunft von Herrn Dipl. Ing. Krisch konnte er im Gelände auch nicht verifiziert werden (möglicherweise ist dieser Bereich unter Schutt in einer Lawinenrinne begraben). Bereich H sind zwei flachliegende Magnesitlinsen, die auf der Höhenkuppe 1220 m Kalken (? der Triebenstein Formation) auflagern.

REDLICH (1935) löst die Tektonik im Tagebaubereich der Rechten Bachseite folgend: Er betrachtet die Magnesitstöcke als inkompetente Gesteine eingefaltete bzw. tektonisch eingeschuppte Körper. Die Schiefer im Hangenden der Magnesite, die der Mittelbank (B in Abb. 8) zuzuordnen sind, werden als Einschuppungen von Liegend-schiefern entlang einer grob E-W verlaufenden Störung (mit horizontalen Rutschstreifen) betrachtet. Diese Störung begrenzt die Lagerstätte auch im NE. Über diesem Bereich folgt eine Parallelstörung, wieder begleitet von Liegendschichten. Über dieser Störung stellt sich die Hangendbank (C in Abb. 8) ein, die in den hangenden Teilen verflacht und dadurch wieder von der letztgenannten Störung abgeschnitten wird.

Randlich sind immer wieder Blöcke aus den Magnesitlagern abgerissen, boudiniert und in die Tonschiefer verwalzt. Dies ist eine Folge der Kompetenzunterschiede, die auch runde und spitze Ausbißgeometrien („cusate-lobate“ Strukturen; RAMSEY & HUBER, 1987) hervorrufen (WALTER, 2001).

Der Lagerstättenbereich Links des Baches (LB) mit oberflächlich NE-fallenden Magnesiten ist mit dem Tagebaubereich der Rechten Bachseite nicht korrelierbar. Die Lagerstättenkörper LBS (D in Abb. 8) und LBN (F in Abb. 8) setzen sich als steilgestellter zylindrischer Körper in die Tiefe fort. LBS biegt in der Tiefe schüsselförmig nach N um. Der Magnesitkörper des LB Mitte (E in Abb. 8) ist nicht in die Tiefe zu verfolgen. In seiner Position treten dann auf Sohle 100 und 170 isolierte Magnesitkörper auf. Zwischen den Bereichen E und F tritt nach REDLICH (1935) eine Störung auf, die die Blöcke gegeneinander versetzt; Block F verflacht ebenfalls nach N.

Weiter im NE schließt nach steilstehendem Störungskontakt der Lagerstättenkörper LBN als Rippe an, und wird im NE gegen die Triebenstein Formation ebenfalls von einer Störung begrenzt.

Problematisch ist die Lage der Magnesitkörper G und H. An den Magnesitkörper F schließen nach einer Störung intensiv antyklinal verfaltete Kalke mit Magnesiten (Bereich G) an (HERITSCH, 1907; REDLICH, 1935). Möglicherweise ist dieser Bereich mit den Magnesitkörpern im Eingangsbereich des Saugrubenstollen korrelierbar. Der E-W streichende Magnesitkörper H auf Höhe der Geländekuppe 1220 m ist ebenso wie der Bereich G nur schwer tektonisch einzugliedern.

N der Geländekuppe (Seehöhe 1220 m) und des Magnesitkörpers H folgt in der Einsattelung eine NW fallende Störung. Diese wurde im Bergbau in der Tiefe als „Wasserführende Kluft“ immer wieder angetroffen. In einer Horizontalbohrung von Sohle 170 LBN aus wurden nach dem Magnesitkörper ab Bohrmeter 37 immer wieder Wasserzutritte und bei Bohrmeter 60 die unter Druck stehende „Wasserführende Kluft“ mit Zuflussmengen von 100 l/min angetroffen. Danach folgen nach Kalk- und Tonschiefer (Bohrmeter 230–240), nochmals Magnesit und bis Bohrmeter 301 Tonschiefer. In ihrer W Fortsetzung streicht die Störungszone von der Einsattelung N Kuppe 1220 m direkt in die Konradhöhle, eine aktiv Wasser führende Karsthöhle im Triebensteinkalk.

4.5. Lagerstättenmodellierung

Nach Schließung des Bergbaues wurde nach Aufarbeitung aller Unterlagen und Tiefbohrungen im Rahmen einer Diplomarbeit an der FU Berlin ein 3 D Modell der Lagerstätte erstellt (WALTER, 2001). Die Datenbasis dazu waren Übersichtspläne der Zentralmarkscheiderei (M 1:500), waagrechte Schnitte auf Höhe der einzelnen Sohlen und darin eingetragen der Stand des Abbaues, Ansatz und Länge der Bohrungen (tlw. mit Profilen), z.T. die zu erwartenden Grenzen der Magnesitkörper und lithologische sowie geochemische Daten aus den Bohrungen. Insgesamt wurden 463 Bohrungen berücksichtigt. Die gesamte verarbeitete Bohrlänge betrug ca. 40 km, davon 23 km im Magnesit.

Die Datensätze zu den Bohrungen enthalten:

- Beschreibung des Standortes (Koordinaten; Seehöhe) Richtung und Neigung der Bohrung, Teufe der Bohrung, geologisches Schichtprofil (M 1:200), geologische Informationen, bei Magnesit Bezeichnung des Magnesitkörpers.
- Geochemische Analysedaten (Analysewerte für SiO_2 , CaO , Fe_2O_3).
- 52 vertikale Profile M 1:500 selten 1:1000, die auf Basis der Bohrungen während der Betriebstätigkeit mit Einzeichnung und Benennung der zu erwarteten Magnesitkörper erstellt wurden. Seitlich des Profils verlaufende Bohrungen wurden mitunter in die Profilebene projiziert.

Die Modellierung der Lagerstätte (Taf. 3) erstreckt sich auf die durch die Bohrungen erschlossenen Lagerstättenteile mit 11 als bauwürdig angesehenen Magnesitkörpern. Die Ausbißflächen der Körper an der Oberfläche sind durch die Geländemorphologie geprägt, untertags sind ihre Geometrien jedoch kugelig (LBM 170 und LBM 250), linsig (HB 100), schüsselförmig (HB 170) bis lang-zylindrisch (LBN 100 und LBN 170).

Lagerstättendimensionen

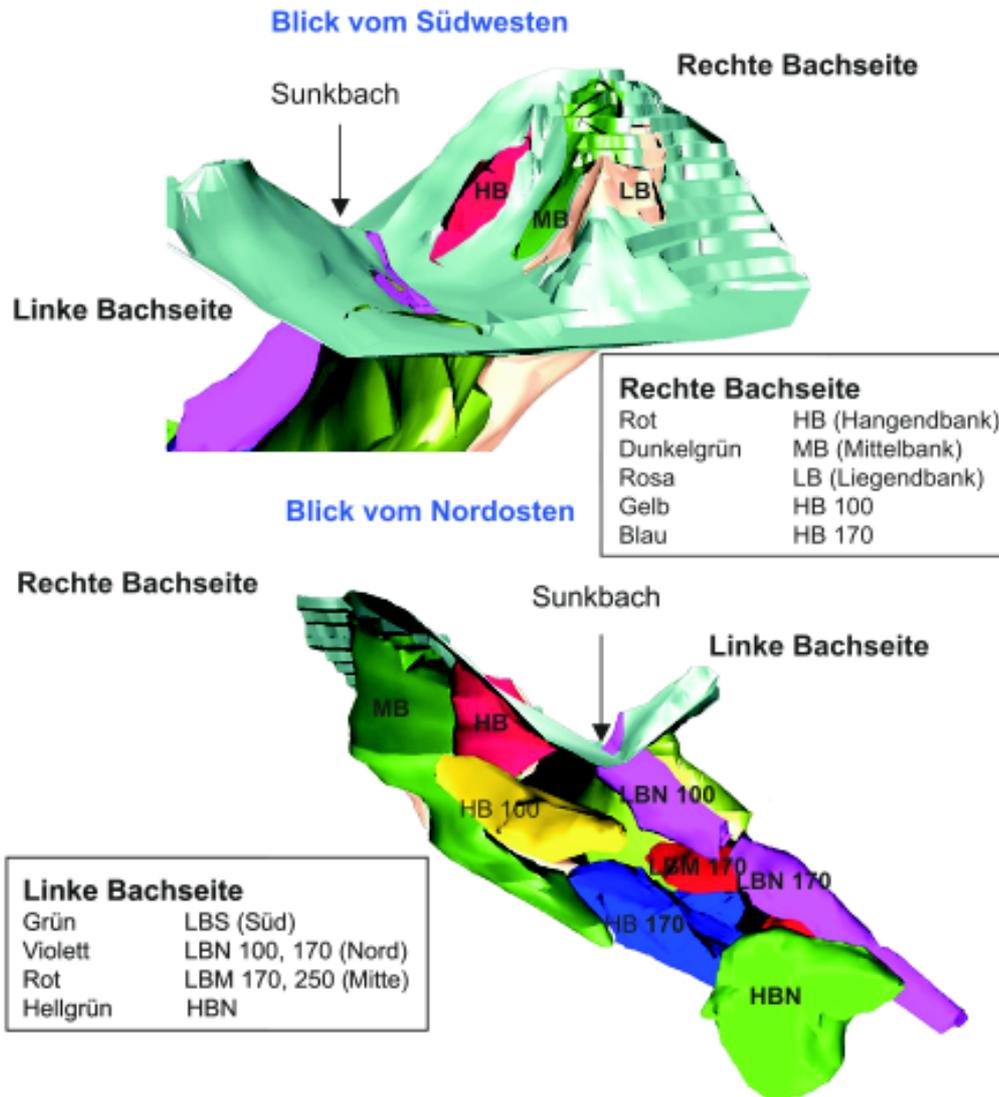
Ausdehnung des Magnesitkörpers: Länge >750 m; Breite: maximal 450 m. Auf LBN 170 ist das Lagerstättenende noch nicht erreicht.

Teufenersteckung: ca. 500 m; Nachweis des tiefsten Magnesits durch Bohrung auf ca. 800 m Seehöhe.

Gesamtvolumen: $13 \times 10^6 \text{ m}^3$

Ein Vergleich der Geländeaufnahmen mit dem Lagerstättenmodell (Taf. 3) zeigt, dass die Störungszonen (REDLICH, 1935) nicht als Einzelflächen vorhanden sind. Sie werden zur Tiefe hin breiter und duktiler. Der Magnesitkörper B (Mittelbank) von REDLICH biegt im Bereich der Sohle 50 nach N um und wird ausgedünnt. Das Umbiegen ist auch am Körper A (Liegendbank) zu beobachten; der starre Magnesitkörper wird zerschert und möglicherweise in Einzelkörper aufgelöst. Die Störungszone übt ihren Einfluß im ge-

3 D-Modellierung Magensitlagerstätte Sunk/Hohentauern (Walter, 2001)



Tafel 3

Teilbereiche aus dem 3 D-Modell der Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern (Walter, 2001).

Fig. 1 (oben): Blick auf die Lagerstätte und den Tagebaubereich der Rechten Bachseite von Südwesten aus.

Fig. 2 (unten): Blick auf die Lagerstätte von Nordosten. Beachte die nach NW abtauchende Lagerstätte und im Bereich der Linken Bachseite das Auflösen der Liegend-, Mittel- und Hangendbank der Rechten Bachseite in \pm isolierte Lagerstättenkörper.



samen Magnesitkomplex aus. Hangend ist noch die von MEIXNER & CLAR (1953) ermittelte Einfallrichtung der Magnesitkörper erkennbar, die mit der Lagerung des Nebengesteins übereinstimmt. Ab Sohle 50 m knicken die Körper ab, der Einfallswinkel verringert sich auf ca. 37°. Dieser Winkel stimmt mit der Lage der Überschiebung des Ostalpins überein. Die Lage der Magnesitkörper kann dadurch beeinflusst sein (WALTER, 2001).

Durch die Modellierung muss die Vorstellung eines einheitlich durchstreichenden Magnesitkörpers METZ (1940) zu Gunsten der Vorstellung einzelner Körper revidiert werden (Ausschnitte in Taf. 3 dargestellt). Nicht erklärt das Modell, ob die Mechanismen der Magnesitbildung mehrere Körper erzeugten oder diese tektonisch durch Boudinagen angelegt wurden. Es zeigt sich auch, dass die Lagerstättenkörper LBN 100 und LBN 170 boudiniert sind und dadurch ein ursprünglich langer zylindrischer Körper in zwei Teile (LBN 100 und LBN 170) zerlegt wurde.

5. Geochemie

Der „Durchschnittsmagnesit“ aus der Lagerstätte bestand bei einem Glühverlust von 49,8 % aus MgO 43,3 %, CaO 2,5 %, SiO₂ 2,0 % und Fe₂O₃ 2,4 %. In der Liegendbank der Rechten Bachseite zeigen die Magnesitkörper relativ höhere SiO₂- und Al₂O₃ Gehalte als in der Mittelbank, während die Hangendbank bei Zurücktreten der Pinollittextur höhere CaO-Gehalte aufweist.

Während des Abbaues wurden an der Ortsbrust im Raster 1 × 1 m Bohrschmantproben gezogen, die im Betriebslabor mittels RFA analysiert wurden. Die Ergebnisse (Mittelwert) wurden dann als repräsentativ für den gesamten Block angesehen und als Basis für die den hohen Qualitätsanforderungen erforderlichen Materialmischungen genommen. Der limitierende geochemische Faktor war vor allem ein SiO₂-Gehalt > 2 %.

Zur näheren Untersuchung der Genese zur Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern wurden in den letzten Jahrzehnten eine Reihe von geochemischen Untersuchungen durchgeführt. Das Ziel bei diesen Untersuchungen ist meist, die wohl wichtigste Frage im Zusammenhang mit der Magnesitenstehung – die Herkunft der mineralisierenden Lösungen – zu klären. Methodisch fanden dabei die Analyse der stabilen Isotope (besonders C- und O- Isotopie), Strontiumisotopie und Spurenelementgeochemie (z. B. die Analyse der Seltenen Erden) Verwendung.

Stabile Isotope

Eine Zusammenfassung der Verhältnisse der stabilen Isotope aus den ostalpinen Magnesitlagerstätten wurde von KRÁLIK et al. (1989) und von SCHROLL (1997) publiziert. $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ und $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ Daten von den Magnesiten aus der Lagerstätte Sunk/Hohentauern wurden von GUILLOU & LETOLLE (1986) publiziert. Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte liegen bei 0 ‰, die $\delta^{18}\text{O}$ Werte schwanken in einem engen Bereich zwischen –15,4 und –13,3 ‰. Damit ist die Isotopenzusammensetzung der Magnesite von Sunk/Hohentauern praktisch ident mit

jener der Magnesite vom Typus Veitsch. Die O- und C-Isotopenzusammensetzung scheint jene der karbonatischen Nebengesteine widerzuspiegeln, wobei die Unterschiede in der O-Isotopenzusammensetzung in den verschiedenen Lagerstätten vom Typus Veitsch wohl im unterschiedlichen Metamorphosegrad begründet sind.

Sr-Isotopie

An instabilen Isotopen liegen einige Werte von FRIMMEL (1988) vor. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Werte der Magnesite liegen zwischen 0,7087–0,7103, die der dolomitischen und kalzitischen Nebengesteine zwischen 0,7083–0,7085. Alle diese Werte liegen nahe bzw. über dem Bereich des karbonen Meerwassers (0,7076–0,7081), d. h. dass zumindest bei den Magnesiten eine geringe Zufuhr von radiogenem Sr stattfand.

SEE- Geochemie

Umfangreiche Untersuchungen zu den Verhältnissen der Seltenen Erden in den Magnesiten der östlichen Grauwackenzone einschließlich von Proben der Lagerstätte Sunk/Hohentauern wurden von KRÁLIK & KIESL (1992, 1994) durchgeführt. Wegen der generell höheren Gehalte an Seltenen Erden der Dolomite und Magnesite im Vergleich zum karbonatischen Nebengestein und wegen der unterschiedlichen Verteilungsmuster postulieren KRÁLIK & KIESL (1994) ein epigenetisches Modell für die Magnesitentstehung, demzufolge metamorphogene, hochsalinare, hydrothermale Lösungen die Mineralisationen in den normal marinen Karbonkalken verursacht hätten.

Bemerkenswert sind auch die Ergebnisse über die Untersuchungen der Seltenen Erden Verhältnisse der Kokardendolomite im Magnesit von Sunk/Hohentauern. Die Verteilungsmuster in den Dolomitkokarden und der dolomitischen Matrix sind flach und weisen geringe negative Ce- und Eu-Anomalien auf. Ähnliche Muster zeigen die gelegentlich auftretenden Magnesitkerne in den Kokarden, die sich allerdings deutlich vom üblichen Seltenen Erden Muster der Pinolitmagnesite von Sunk/Hohentauern unterscheiden. Offensichtlich erfuhren die Magnesitkerne der Dolomitkokarden eine sekundäre Veränderung während oder nach der Bildung der Kokardendolomite.

Die Kokarden bestehen aus Dolomit (nur untergeordnet Calcit), die dunkle Dolomitmatrix ausschließlich aus Dolomit. Die Pinolitmagnesite im Kern der Kokarden weisen unterschiedlich zu den „Lagerstättenmagnesiten“ als Hauptgemengteil einen hohen Anteil (30–40 %) an Dolomit auf. Dies wird auf eine Redolomitisierung der Pinolitkerne durch Einwirkung Mg-hältiger Lösungen von außen bei der (frühdiagenetischen) Dolomitisierung der zuerst calcitischen Kokardenbanksedimente zurückgeführt.

Flüssigkeitseinschlüsse

Die Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen kann ebenfalls einen wertvollen Beitrag zur Frage der Herkunft der mineralisierenden Lösungen liefern. Derartige Untersuchungen an den Magnesiten von Sunk/Hohentauern liegen bis dato noch nicht vor. WENINGER (1981 fide SCHROLL 1997) bringt Einschlussdaten aus Quarzen der Lagerstätte, die Homogenisierungstemperaturen von 221 °C aufweisen. Die $\text{H}_2\text{O-NaCl-CO}_2$ dominier-

te fluide Phase ist mit 19,2 Gew. % NaCl äquivalent hochsalinar. Ungeklärt ist allerdings die Frage ob dieses Fluid, das in den Quarzeinschlüssen vorliegt, mit den Magnesiten in einem genetischen Zusammenhang steht.

6. Genetische Modelle für Spatmagnesite und aktuelle Trends in der Magnesitforschung

Die wissenschaftlichen Veröffentlichungen über die Genese der Magnesite, besonders der alpinen Spatmagnesite, sind Legion, und eine annähernd vollständige Wiedergabe der relevanten Literatur würde den hier gegebenen Rahmen bei weitem sprengen. Eine ausführliche Zusammenfassung jüngerer Datums über das Thema „Magnesit“ wurde von POHL und SIEGL (1986) verfasst. Eine Monographie über Geologie, Mineralogie und besonders über die damalige Kenntnis der geochemischen Parameter der Magnesite wurde von MÖLLER (1989) herausgegeben. Entsprechend dem heutigen Stand des Wissens unterscheidet man folgende genetisch unterschiedliche Magnesittypen:

- a) Spatmagnesite vom Typus Veitsch
grobkristalline Magnesite meist stockförmig in Karbonatserien
- b) Typus Kraubath
feinkörnige Magnesite als Gänge in Ultramafititen
- c) Typus Bela Stena
massige oder laminierte Magnesite in limnischen Sedimenten („Sinterkörper“)
- d) Typus Greiner
Magnesit metamorpher Entstehung in und an Rändern von Serpentiniten
- e) Typus Hall
„salinärer Typus“ von Magnesit

Abgesehen vom Typus „Bela Stena“ in Serbien liegen alle Typlokalitäten im Bereich der Ostalpen in Österreich. Dies liegt wohl darin begründet, daß Magnesit als Industrie- rohstoff schon seit Mitte des vorigen Jahrhunderts in Österreich abgebaut wurde. Bereits vor der ersten industriellen Verwendung als bedeutender Industriemineralrohstoff setzte auch die wissenschaftliche Bearbeitung ein. Die Typusbezeichnungen stammen von den frühen Bearbeitern (z. B. REDLICH, 1909) und sollten aus Gründen der Priorität trotz der heutigen geringeren wirtschaftlichen Bedeutung dieser Lokalitäten auch im internationalen Schrifttum beibehalten werden.

Die Diskussion um die syngenetische oder hydrothermal-epigenetische Entstehung der Spatmagnesite wird bis heute mit Vehemenz geführt und man ist von einer übereinstimmenden Meinung weit entfernt. Die frühen Bearbeiter bevorzugten epigenetische Bildungsmodelle, d. h. dass der Magnesit nach der Ablagerung der Nebengesteine durch hydrothermale Lösungen gebildet worden ist (z. B. REDLICH, 1909; PETRAS-

CHECK, 1932; FRIEDRICH, 1969; etc.). Später setzten sich syngenetische Modelle durch. Diese postulierten, dass der Magnesit gleichzeitig mit seinen Nebengesteinen abgelagert worden sei (z. B. DE LLARENA 1953, etc.). Man stützte sich im wesentlichen auf strukturelle, texturale und fazielle Beobachtungen. In den letzten Jahrzehnten wurden wieder verstärkt Argumente für die epigenetische Bildung der Spatmagnesite publiziert. Nach HADITSCH (1969) und HADITSCH & MOSTLER (1979) seien metamorphogene Lösungen aus kühleren, tektonisch überschobenen Einheiten in höheren, höhertemperierten Stockwerken für die Magnesitbildung in Karbonaten verantwortlich. Umfangreiche chemische Untersuchungen, im besonderen die Chemie der Seltenen Erden (MORTEANI et al., 1982; BAU & MÖLLER, 1992) in den letzten Jahrzehnten brachten keine Einigung auf diesem Gebiet, lieferten aber Hinweise für die hydrothermal-metasomatische Entstehung der Spatmagnesite.

Die Charakterisierung der magnesitbildenden Fluide kann wichtige Argumente zur Genese der ostalpinen Spatmagnesite liefern. Zur Zeit liegen nur sehr wenige Untersuchungen zum Chemismus der mineralisierenden Fluide der Magnesite von Sunk/Hohentauern vor. Diese scheinen sich jedoch nicht wesentlich von den anderen Magnesiten der östlichen Grauwackenzone zu unterscheiden. Es zeigt sich, dass die Zusammensetzung der Einschlussfluide der Magnesite in einem sehr engen, stark fraktionierten Bereich liegt, der typisch für evaporitische, residuale Laugen ist (PROCHASKA, 1999).

6.1. Zur Genese der Magnesitlagerstätte Hohentauern: Fakten, Diskussion

Eine umfassende geowissenschaftliche Bearbeitung der Lagerstätte Sunk/Hohentauern mit Berücksichtigung aller für ein allgemein anerkanntes genetisches Lagerstättenmodell erforderlicher Teilaspekte fehlt. Die vorliegende Darstellung ist eine umfassende Dokumentation aller bekannter Fakten. Sie soll die Ausgangsbasis für eine umfassende lagerstättenkundliche Neubearbeitung darstellen. Für ein genetisches Lagerstättenmodell ist dabei zu berücksichtigen:

- Schicht- und Zeitgebundenheit der Magnesite an Karbonatgesteine des Karbons der Steilbachgraben Formation,
- Stratigraphie, sedimentäre Fazies und paläogeographische Position der Lagerstätten-Trägergesteine,
- Lithologie und Geochemie der Lagerstättengesteine,
- Genese des Kokardendolomits,
- Auftreten von Gips/Anhydrit in der Lagerstätte,
- Kontakt: Kalk-Dolomit-Magnesit,
- Gesamtmineralparagenese,
- Magnesittexturen,
- Isotopengeochemie,

- Zusammensetzung und Herkunft der Gesteins- und Magnesitfluide,
- Diageneseprozesse,
- Mineral- und Fluidthermometrie, Metamorphosegrad,
- Form der Lagerstättenkörper,
- Alter der Tektonik, Metamorphose und Mineralisationen,
- Aufschlussinformationen durch den Bergbau, 3 D-Lagerstättenmodellierung,
- Interntektonik der Lagerstätte und Einbau in den regionalen geologischen Bau mit Bezug zur alpidischen Falten-, Decken- und Störungstektonik,
- Verhalten rigider Magnesitkörper und grobspätiger Magnesite bei duktiler und bruchhafter Deformation,
- Spätvariszische und alpidische Geodynamik in den Ostalpen.

In der Folge werden beispielhaft einige Fakten und Ansichten mitgeteilt, die neben den in der Arbeit zusammengefassten Daten in einem Lagerstättenmodell zu berücksichtigen, begründen oder zu entkräften sind:

- Die Magnesitkörper treten ausschließlich im Verband mit dunklen Karbonatgesteinen und Schiefen der Steilbachgraben Formation (ob. Visé) auf.
- Die Fazies der Steilbachgraben Formation ist zumindest für die Korallen führenden Bereiche eine normal marine. Die ein Evaporitmilieu indizierenden erbohrten Gipse sind Bestand der Steilbachgraben Formation. Ihre ³⁴S-Werte (PETRASCHECK, 1978) sind daher als Karbon zu interpretieren. Das liegend der Veitscher Decke auftretende mittelostalpine Permoskyth (Rannach Serie) ist im regionalen Rahmen frei von Evaporiten. Ein hypersalines Evaporitmilieu wird für Teile der Steilbachgraben Formation angenommen.
- Dolomite innerhalb der Steilbachgraben Formation sind unterschiedlich ausgebildet. Die spätigen Dolomite am Rand der Magnesite sind mit diesen mit unregelmäßigen Übergängen verbunden und spätdiagenetischer oder epigenetischer Natur. Feinkörnige, fossilführende Dolomikrite sind ebenso fröhdiaagenetische Dolomitbildungen wie die Dolomite der KD-Bank.
- Unterschiedliche Interpretation des Kokardendolomits: tektonische Brekzie (REDLICH, 1935), synsedimentäre Inhomogenitätsbrekzie mit oolithischer Textur (HADITSCH, 1968). Die Kerne wurden gebildet, als die Sedimente in Emersionsbereiche herausgehoben wurden und sich Brekzien nach Trockenrissbildungen formten. Bei späteren Überflutungen wurden die eckigen Bruchstücke von den weißen Dolomitkokarden umwachsen und z. T. auch in tiefere Positionen umgelagert bzw. in feinklastisches Sediment eingelagert (SIEGL & FELSER, 1973). Die Kokardendolomite zeigen außer in den Magnesitkernen kein Magnesitkristallwachstum.

- SIEGL & FELSER (1973) interpretieren die in den Magnesitkernen der Kokardendolomite teilweise auftretenden gelblichen Farben als Oxidationserscheinungen an den subaerisch exponierten Magnesiten bevor diese aufgearbeitet und danach im Sedimentationsraum die Kerne der Ooide/Onkoide bildeten.
- Die Kokarden bilden sich als Ooide bzw. Onkoide um bereits verfestigtes im Auftauchbereich aufgearbeitetes Sediment- und Magnesitmaterial (HADITSCH, 1968; SIEGEL & FELSER, 1973). Ein hypersalines Milieu kann für derartige Bereiche angenommen werden. Die Beteiligung von Blau-/Grünalgen an der Bildung von großen Onkoiden ist in derartigen Bereichen nicht ungewöhnlich. Die feinkörnigen parallel-laminierten Lagen und Krusten sind als Algenlagen/-matten zu interpretieren, die teilweise auch Sedimentdetritus (Tempestitsedimente) stabilisierten. Asymmetrisch ausgebildete Lagen der Kokarden weisen auf Umlagerung bzw. „Wendung“ der Onkoide. Das teilweise erkennbare Lagengefüge und Gradierungen können als Hinweise für ein sedimentäres Milieu gewertet werden (Taf. 1, Fig. 1).
- Eine Interpretation der Kokardendolomite als frühdiagenetisch dolomitisierte syndimentäre Bildungen impliziert durch das Auftreten der Magnesitkerne, dass die Magnesitbildung und deren Aufarbeitung vor der Kokardenbildung erfolgte. Das Auftreten von Pinolitmagnesit in den Kokardenkernen widerlegt die von HADITSCH (1968) geforderte Ereignisabfolge, in der eine Magnesitmetasomatose als eines der letzten Ereignisse gefordert wurde.
- Bildungsraum der Spatmagnesite: marines, schwach salinares, O-freies, CO₂-reiches Milieu (Fe- und z. T. H₂S-hältig). Diese Bedingungen sind an schlecht durchlüftete Lagunen- bzw. Stillwasser- (Back reef-)bereiche gebunden. Die heute beobachtbaren Magnesittexturen sind diagenetischer Natur (SIEGL & FELSER, 1973).
- Die bei SIEGEL & FELSER (1973) diskutierten Modelle für ein (mehrphasiges) Magnesitkristallwachstum mit möglicher Übernahme des sedimentären Lagenbaues, der Orientierung von „Startbahnen“ und „Boxenwachstum“.
- Verdrängungsstrukturen und das Aufsprossen von Pinolitmagnesitkristallen in einer dunklen pigmentreichen Matrix werden sowohl als Hinweise für eine frühdiagenetische wie auch epigenetisch/metasomatische Magnesitbildung gewertet.
- Umwandlung von Fossilien in Dolomit und Magnesit; das Übergreifen des Magnesits auf tektonisch verwalzte Tonschiefer, Einlagerung von Pinolit in Dolomite und Verdrängung des Kalkes durch Magnesit (REDLICH, 1909, 1935).
- Für Spatmagnesite verweist FRIEDRICH (1951) darauf, dass Magnesitlagerstätten nirgends „normal“ auskeilen. Soweit die Grenze nicht tektonisch bedingt ist (z. T. mit

Vertalkung) treten immer wieder Verzahnungen des Magnesits mit dem umgebenden Kalk und Dolomit auf. Die Pinolitttextur ist ein Hinweis für Magnesitbildung in Zeiten relativer tektonischer Ruhe, die bei Belebung der Tektonik in eine Talkbildung umschlug.

- METZ (1938) betont, dass alle Magnesite von tektonischen Flächen umgeben, selbst aber nicht tektonisch durchbewegt sind.
- In der östlichen Grauwackenzone mit intensiver alpidischer (kretazischer) Decken- und Schuppentektonik und grünschieferfazieller Metamorphose ist Spatmagnesit ausschließlich an Gesteine der Veitscher Decke gebunden. Dies spricht gegen eine epigenetisch/metasomatische Bildung der Magnesite nach dem alpidischen Decken- und Schuppenbau. In der Lagerstätte Sunk/Hohentauern ist auffällig, dass die Magnesitkörper in den klastisch stark beeinflussten Liegendabschnitten der Karbonabfolge (Steilbachgraben Formation) und unter der einheitlich karbonatisch ausgebildeten Triebenstein Formation liegen, die frei von jeglichen Magnesitbildungen ist. Im Fall epigenetischer Mineralisationen haben die dafür verantwortlichen Fluide die Triebenstein Formation nicht betroffen.
- Die kompetenten Magnesitkörper wurden bei der alpidischen Tektonik boudiniert und von den feinklastischen inkompetenten Schichten „umflossen“, die als Fluidbarrieren fungieren können. Dies spricht für eine prätektonische Mineralisation. Da die Veitscher Decke keine variszische Deformation erfuhr (RATSCHBACHER 1983, 1984, 1987 a), steht daher für die Magnesitbildung ein relativ langer Zeitraum (Karbon bis Mittelkreide) zur Verfügung.
- Die Magnesitkristalle sind von keiner Deformation betroffen. MEIXNER & CLAR (1953) werten daher die Magnesitprossung als postmetamorph und postkinematisch. Lediglich die letzte Spröddeformation war jünger. Ohne dies als einen genetischen Zusammenhang zu werten, wird auf die räumliche Nahbeziehung der Lagerstätte zur tertiären Pölsstörung und auf die lagerstättenbildende Relevanz vergleichbarer Störungssysteme (Oberzeiring, Mittelkärnten) verwiesen.
- Spatmagnesit und Talkbildung sind Teile eines metasomatisch-hydrothermalen Vorganges mit möglichen Beziehungen zu den Eisenspatvererzungen. Die erbringenden Fluide stehen im Rahmen der alpidischen Orogenese mit dem basischen, penninischen Magmatismus oder metamorphogenen Prozessen im Zusammenhang (FRIEDRICH, 1951).
- Talk ist immer jünger als Magnesit und auch höhertemperiert (z. B. Lassing; PROCHASKA, 1989).

- Verantwortlichkeit von Fluidströmen bei der Deckentektonik (MORTEANI & NEUGEBAUER, 1990) bzw. Metamorphoseprozessen (HADITSCH & MOSTLER, 1979) für die epigenetische Spatmagnesitbildung.
- Wie schon die Fossilführung der karbonen Kalke der Veitscher Decke zeigt, weist auch die Fluidzusammensetzung dieser Nebengesteine der Magnesitstöcke normal marine Verhältnisse auf. Der abrupte Wechsel im Fluidchemismus zwischen den marin-sedimentären Kalken und den von hydrothermalen, evaporitischen Fluiden gebildeten Dolomiten und Magnesiten tritt im mm-Bereich auf und ist im oben beschriebenen Sinn ein Beweis für die epigenetische (spätdiagenetische) Natur der Spatmagnesite. Ein Umschlag von normal marinem Milieu zu extrem evaporitischen Verhältnissen müsste Übergangsstadien zeigen.
- Die Wegigkeiten für die evaporitischen Laugen könnten durch ein permisches Rifting angelegt worden sein (FRANK & WEBER, 1997). Wo diese Lösungen die unterlagernden (meist) karbonen Karbonate antrafen, wurden durch metasomatische Prozesse in den reaktiven Kalken stockartige, metasomatische Spatmagnesitkörper gebildet. Diese spezielle Fluidcharakteristik ist ein eindeutiges Argument für eine epigenetische Magnesitbildung durch evaporitische Fluide (PROCHASKA, 2000). Eine evaporitische (allerdings frühdigenetische) Genese wurde u. a. von POHL & SIEGL (1986) postuliert.

7. Literatur

- BAU, M. & MÖLLER, P. (1992): Rare element fraction in metamorphogenic calcite, magnesite and siderite. – *Mineralogy and Petrology*, **45**: 231–246, Wien.
- BEYSSAC, O., ROUZAUD, J.-N., GOFFÉ, B., BRUNET, F., CHOPIN, Ch. (2002): Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microscopy and HRTEM study. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**: 19–31, Springer, Heidelberg.
- CLAR, E., FRIEDRICH, O.M. & MEIXNER, H. (1965): Exkursion B/III, Steirische Lagerstätten. – *Fortschr. Miner.*, **42**: 173–183, Stuttgart.
- DE LLARENA, J.G. (1953): Über die sedimentäre Entstehung des ostalpinen Magnesits „Typus Veitsch“. – *Montan-Zeitung*, **69**: 55–62, Wien.
- EBNER, F. (1992): Correlation of marine Carboniferous sedimentary units of Slovakia, Hungary and Austria. – *Spec. Vol. IGCP Project No. 276*, 37–47, Dionyz Stur Inst., Bratislava.

- EBNER, F. (1997): Die geologischen Einheiten Österreichs und ihre Rohstoffe. – In: L. Weber (Ed.): Metallogenetische Karte von Österreich (1: 500.000) und Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **19**: 49–229, Wien.
- EBNER, F., KOVACS, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1991): Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn – ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen. – Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Geol. B.A., 263–294, Wien.
- FELSER, K.O. (1977): Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – BHM, **122**: 17–23, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1977): Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**: 659–674, Stuttgart.
- FRANK, W. & WEBER, L. (1997): Lagerstättenbildung im Zusammenhang mit Metamorphosevorgängen. – In: L. WEBER (Ed.): Metallogenetische Karte von Österreich (1 : 500.000) und Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Arch. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **19**: 542–544, Wien.
- FRIEDRICH, O.M., (1951): Zur Genese ostalpiner Spatmagnetit- und Talklagerstätten. – Radex-Rundschau, **1951**: 281–298, Radenthein.
- FRIEDRICH, O.M., (1969): Beiträge über das Gefüge von Spatmagnetitlagerstätten, IV. Teil. – Radex Rundschau, **1969**: 550–562, Radenthein.
- FRIMMEL, H. (1988): Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps. – Mineralium Deposita, **23**: 268–275, Berlin.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terrane and tectonic zoning in the eastern Alps. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **230**: 91–100, Athens/Georgia.
- GUILLOU, J.J. & LETOLLE, R. (1986): Origine mixte chimique des depots de magnesite anterieurs au Jurassique en milieu marin confiné, marginal litoral. – C.R. Acad. Soc. Paries, Ser. II, **303**: 207–212, Paris.
- HADITSCH, J.G. (1968): Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten (Bemerkungen zur Genese des Kokardendolomites der Magnesitlagerstätte Sunk bei Trieben). – Radex-Rundschau, **1968/3**: 188–193, Radenthein.
- HADITSCH, J.G. (1969): Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. Untersuchungen an Bändermagnetiten von Asturetta (Spanien) und Dienten (Salzburg). – Radex Rdsch., **1969**: 426–438, Radenthein.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1979): Genese und Altersstellung der Magnesitlagerstätten in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1979**: 357–367, Wien.
- HERITSCH, F. (1907): Unterkarbonische Korallen aus dem Sunk bei Trieben (Grauwackenzone von Obersteiermark). – Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, **70**: 76–82, Graz.
- HERITSCH, F. (1908): Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone von Obersteiermark. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **1**: 396–401, Wien.
- HERITSCH, F. (1917): Korallen aus dem Kalk des Triebenstein-Sunk bei Hohentauern etc. – Mitt. Geol. Ges., Wien, **9**: 151–158, Wien.
- Heritsch, F. (1933): Unterkarbonische Korallen aus dem Sunk bei Trieben (Grauwackenzone von Obersteiermark). – Mitt Naturw. Ver., **70**: 76–83, Graz.

- INSTITUT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN (2001): Berichte und geologische Karten 1: 10.000 der geologischen Kartierungsübung 2001 im Raum Triebental-Hohentauern. – unveröffentl. Ber., Montanuniversität, Leoben.
- KRAINER, K. (1992): Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. – Jb. Geol. B.-A., **135**: 99–193, Wien.
- KRAINER, K. (1993): Late- and Post-Variscan Sediments of the Eastern and Southern Alps. – In: J.F. Raumer & F. Neubauer (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 537–564, Springer, Berlin.
- KRALIK, C. & KIESL, W. (1992): Geochemische Untersuchungen an Kugeldolomiten der Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern (Steiermark/Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **38**: 31–39, Wien.
- KRALIK, C. & KIESL, W. (1994): Geochemische Untersuchungen an Spatmagnesiten der östlichen Grauwackenzone. – Mitt. Österr. Min. Ges., **139**: 324–327, Wien.
- KRALIK, M., AHARON, P. et al. (1989): Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites: a review. – Monogr. Ser. On Mineral Deposits, **28**: 197–223, Borntraeger, Stuttgart.
- KÜRZL, H. (1982): Der Serpentin vom Lärchkogel bei Trieben/Steiermark – eine geowissenschaftliche Analyse. – Unveröff. Diss., Montanuniversität, 252 S., Leoben.
- LANDIS, C.A. (1971): Graphitization of dispersed carbonaceous materials in metamorphic rocks. – Contrib. Mineral. Petrol. **30**: 34–45, Berlin/Stuttgart.
- MEIXNER, H. & CLAR, E. (1953): Die Magnesitlagerstätte im Sunk bei Trieben (Obersteiermark). – Miner. Mitt.-Bl., Landesmus. Joanneum, **1953/1**: 1–6, Graz.
- METZ, K. (1938): Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. – BHM, **86**: 105–113, Wien.
- METZ, K. (1940): Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1**: 161–220, Wien.
- METZ, K. (1953): Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **44**: 1–84, Wien.
- METZ, K. (1967): Geologische Karte der Republik Österreich, 1: 50.000. Blatt 130 Oberzeiring und 131 Kalwang, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MÖHLER, D. (1981): Die Magnesitlagerstätte Sunk bei Hohentauern und ihre Mineralien. – Die Eisenblüte, **Sb. 2**, 52 S., Graz.
- MÖLLER, P. (1989): Magnesite - Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates. – Mongr. Ser. On Mineral Deposits, 300 S., Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- MORTEANI, G., MÖLLER, P. & SCHLEY, F. (1982): The Rare Earth Element Contents and the Origin of the Sparry Magnesite Mineralizations of Tux-Lanersbach, Entachen Alm, Spiessnägel and Hochfilzen, Austria, and the Lacustrine Magnesite Deposits of Diani-Kozani, Greece, and Bela Stena, Yugoslavia. – Econ. Geol., **77**: 617–631.
- MORTEANI, G. & NEUGEBAUER, H. (1990): Chemical and tectonic controls on the formation of sparry magnesite deposits - the deposits of the northern Greywacke Zone. – Geol. Rundschau, **79**: 343–344, Stuttgart.
- NEUBAUER, F. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Rennfeld- und Gleinalm-Kristallin und in der Grauwackenzone auf Blatt 134 Passail. – Jb. Geol. B.-A., **126**: 315–316, Wien.

- NEUBAUER, F. (1988): The variscan orogeny in the Austroalpine and South-alpine domains of the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt., **68**: 339–349, Zürich.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993): The Austro-Alpine Metamorphic Basement E of the Tauern Window. – In: J.F. RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, S. 515–536, Springer, Berlin.
- NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G. (1994): Revised lithostratigraphy and structure of the eastern Greywacke Zone (Eastern Alps). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **86**: 61–74, Wien.
- NEUBAUER, F. & HANDLER, R. (2000): Variscan orogeny in the eastern Alps and Bohemian Massif: How do these units correlate. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**: 35–59, Wien.
- NEUBAUER, F. & VOZAROVA, A. (1990): The Nötsch-Veitsch North Generic Zone of the Alps and Carpathians; Correlation, paleogeography and significance for Variscan orogeny. – Festive Volume: Thirty years of geol. Cooperation between Austria and Czechoslovakia, Ústr. Ústav geologický, Praha, 167–170, Praha.
- NIEVOLL, J. (1983): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen in der Grauwackenzone bei Veitsch (Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 150 S., Graz.
- ÖSTERREICHISCHES MONTANHANDBUCH (2002): 2001, 337 S., Bundesministerium f. wirtschaftl. Angelegenheiten, Montanbehörde, Wien.
- PEER, H. (1980): Die Graphitlagerstätte Trieben/Stmk.- Unveröff. Ber., Leoben.
- PETRASCHECK, W. (1932): Die Magnesite und Siderite der Alpen. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. Abt. 1, **141**: 195–242, Wien.
- PETRASCHECK, W.E. (1978): Zur Altersbestimmung einiger ostalpinen Erzlagerstätten. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68**: 79–87, Wien.
- POSTL, W., (1993): Mineralschätze der Steiermark. – Begleitheft zur Ausstellung im Schloß Eggenberg, 93 S., Joanneum Verein, Graz.
- POHL, W. (1989): Comparative Geology of Magnesite Deposits and Occurrences. – Monogr. Ser. Mineral deposits, **28**: 1–13, Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- POHL, W. & SIEGL, W. (1986): Sediment-hosted magnesite deposits. – In: WOLF, K.H. (Ed.): Handbook of strata-bound and stratiform deposits, **14**: 223–310, Elsevier, Amsterdam.
- PROCHASKA, W. (1989): Geologische und geochemische Untersuchung an der Talklagerstätte Lassing (Steiermark). – Arch. F. Lagerst. Forsch. Geol. B.-A., **13**: 111–112, Wien.
- PROCHASKA, W. (1999): Die Bedeutung der chemischen Zusammensetzung von Einschluffluiden und laugbaren Salzen für die Genese von hydrothermalen und sedimentären Karbonatgesteinen der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **90**: 175–183, Wien.
- PROCHASKA, W. (2000): Siderite and magnesite mineralizations formed during initial rifting of the Alpine cycle. – In: F. Ebner et al. (2000): Mineral Resources in the Eastern Alps and Adjoining Areas. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**: 157–184, Wien.
- PROCHASKA, W. & EBNER, F. (1989): Geochemische Untersuchungen an Metavulkaniten der Veitscher Decke/Grauwackenzone. – Sitz. Ber., **197**: 191–205, Wien.
- RAITH, J.G., VALI, H. (1998): Fibrous chlorite and muscovite from the Kaisersberg graphite mine, Styria, Austria. – The Canadian Mineralogist **36**: 741–754, Ottawa.
- RAITH, J.G. & POSTL, W. (2000): "Asbest" aus der Graphitlagerstätte Kaisersberg und vom Leimsgraben bei Mautern, Steiermark, Österreich. – Joannea Min., **1**: 65–86, Graz.

- RAMSEY, J.G. & HUBER, M. (1987): Modern Structural Geology, Bd. **2**, Folds and Fractures, Academic Press, London.
- RATSCHBACHER, L. (1983): Geologische Untersuchung in hohen ostalpinen Decken (Obersteiermark, Österreich). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 306 S., Graz.
- RATSCHBACHER, L. (1984): Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**: 423–453, Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1985): Strukturgeologische Grundlagenforschungsaspekte als Prospektions- und Abbaurichtlinien am Beispiel Graphitbergbau Sunk/Trieben (Paltental, Steiermark). – Arch. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **6**: 81–84, Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1987 a): Stratigraphy, tectonics and paleogeography of the Veitsch nappe/ Graywackezone, Eastern Alps, Austria: A rearrangement. – Mineralia Slovaca, Monogr., **1987**: 407–414, Bratislava.
- RATSCHBACHER, L. (1987 b): Strain, rotation and translation of Austroalpine nappes. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 236–243, Deuticke, Wien.
- RATSCHBACHER, L. & KLIMA K. (1985): Übersicht über Gesteinsbestand und Metamorphose in einem Querprofil vom Altkristallin zur Kalkalpenbasis (Obersteiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **128**: 151–173, Wien.
- RATSCHBACHER, L. & NIEVOLL, J. (1984): Die Aussagekraft von Schwermineraldaten aus der Veitscher Decke (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**: 455–469, Wien.
- REDLICH, K.A. (1909): Die Typen der Magnesitlagerstätten. – Z. prakt. Geologie, **17**: 300–310, Berlin.
- REDLICH, K.A. (1935): Über einige wenig bekannte kristalline Magnesitlagerstätten Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **85**: 101–133, Wien.
- RUMPF, J. (1867): Über steirische Magnesite. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **13**: 91–96, Graz.
- RUMPF, J. (1873): Über krystallisierte Magnesite aus den nordöstlichen Alpen. – Min. Mitt., **1873**: 263–272, Wien.
- SCHARBERT, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1980): Das Paläozoikum und Variszikum. – In: Oberhauser, R. (Ed.) Der geologische Aufbau Österreichs, 4–20, Springer, Wien, New York.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nichtmetamorpher und metamorpher Abfolgen. – Abh. Geol. B.-A., **33**: 5–124, Wien.
- SCHROLL, E. (1997): Geochemische und geochronologische Daten und Erläuterungen. – In: L. WEBER (Ed.): Metallogenetische Karte von Österreich (1: 500.000) und Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Arch. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **19**: 395–538, Wien.
- SIEGL, W. & FELSER, K.O. (1973): Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohen-tauern (Sunk bei Trieben). – BHM, **118**: 251–256, Wien.
- STATTEGGER, K. (1982): Schwermineraluntersuchungen in der Östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. – Verh. Geol. B.-A., **1982**: 107–121, Wien.
- TENCHOV, Y. (1980): Die paläozoische Megaflora von Österreich. Eine Übersicht. – Verh. Geol. B.-A., **1980**: 161–174, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Die Geologie von Österreich, Bd. **1**, Die Zentralalpen, 765 S., Deuticke, Wien.

- WALTER, S.H.G. (2001): 3D-Modellierung der Magnesitlagerstätte Hohentauern. – Diplomarbeit, FU Berlin, Inst. Geologie, Geophysik und Geoinformatik, 57 S., Berlin.
- WEBER, L. et al. (1997): Metallogenetische Karte von Österreich (1: 500.000) und Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **19**, 607 S., Wien.
- WEBER, L. & ZSAK G. (2002): World-Mining Data, **17**, 230 S., Wien.
- WOPENKA, B. & PASTERIS, J.D. (1993): Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. – American Mineralogists **78**: 533–557, Lawrence, Kansas, USA.

Anschrift der Verfasser:

Univ.-Prof. Dr. Fritz Ebner, Univ.-Prof. Dr. Walter Prochaska
Institut für Geowissenschaften
Montanuniversität Leoben
Peter Tunner Straße 5
A-8700 Leoben
fritz.ebner@unileoben.ac.at
prochask@unileoben.ac.at