

Geologische und geochemische Untersuchungen an der Talklagerstätte Lassing (Steiermark)

Von WALTER PROCHASKA*)

Mit 7 Abbildungen und 4 Tabellen

Herrn em. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. techn. O. M. FRIEDRICH
aus Anlaß der Vollendung seines 85. Lebensjahres
zugeeignet

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 98

Steiermark
Nördliche Grauwackenzone
Veitscher Decke
Industriemineralie
Talk
Hydrothermale Lagerstättenbildung
Alpidische Mobilisation

Inhalt

Zusammenfassung	99
Abstract	100
1. Einleitung	100
2. Der geologische Rahmen der Lagerstätte Lassing	100
3. Petrographische Beschreibung der Gesteine der Lagerstätte	102
3.1. Hydrothermal veränderte Grünschiefer	102
3.2. Karbonatgesteine	102
3.2.1. Weiße, grobkristalline Kalzitmarmore (unvertalkt)	102
3.2.2. Schwarze Kalzitmarmore (unvertalkt)	103
3.2.3. Unvertalkte, gebänderte Dolomite	103
3.2.4. Quarzmarmore	104
3.2.5. Magnesite (leicht vertalkt)	104
3.2.6. Gangkarbonate	104
3.2.7. Vertalkte Dolomite	104
3.3. Talk-Chloritschiefer	105
3.4. Permoskythische Evaporite und ihre Nebengesteine	105
4. Geochemische Ergebnisse	106
4.1. Hydrothermal veränderte Grünschiefer	106
4.2. Karbonatgesteine	108
4.3. Talk-Chloritschiefer	110
4.4. Permoskythische Evaporite und ihre Nebengesteine	111
5. Genese	111
Literatur	114

Zusammenfassung

Die Talklagerstätte Lassing gehört zu jenem Typ von Talklagerstätten, der an karbonatisches Ausgangsgestein gebunden ist. Die Vertalkung findet ausschließlich in karbonen Dolomiten und Magnesiten der Veitscher Decke statt wie auch in den anderen Talkvorkommen der Grauwackenzone (z. B. Semmering, Leoben, Mautern...). Alle diese Vorkommen sind tektonisch ausgesprochen stark beansprucht, für die Lagerstätte Lassing ist die Lage im Kreuzungsbereich der Liesing-Palten-

Linie und der Ennstalstörung ein besonderes Charakteristikum.

An den Störungen wird Si mit hydrothermalen Lösungen zugeführt, die dort eine Vertalkung verursachen, wo Dolomite durchschlagen werden. In den darüberliegenden Kalzitmarmoren sind dieselben Lösungen verquarzt. Da neben Talk in der Lagerstätte häufig rekristallisierter Dolomit zu finden ist, nahm die Talkbildung ihr Ende mit dem Abklingen der hydrothermalen Aktivität und dem Ende der Si-Zufuhr. Abgesehen von geringfügigen Kalzitneubildungen in alterierten Grünschiefern wird Kalzit zusammen mit dem ebenfalls durch die Reaktion neu gebildet CO₂ abgeführt. Die Möglichkeit des Abtransports von CO₂ und die ständige Zufuhr von H₂O ist die Voraussetzung für eine umfangreiche Talkbildung im Lagerstättenausmaß.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. WALTER PROCHASKA, Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben.

Abstract

The formation of the Lassing talc deposit can be ascribed to hydrothermal alteration of a carbonatic parent rock during the Alpidic tectonic and metamorphic event. Talc formation takes place in a dolomitic protolith intersected by fractures and faults belonging to the Liesing-Palten lineament. Similar deposits are the talc mine of Mautern and several magnesite mines in the Northern Greywacke Zone (e.g. Semmering, Leoben, Mautern...).

Fissures and fractures in the fault zone act as channel ways for the ingress of Si-bearing hydrothermal solutions causing talc formation in the dolomitic host rock. In the hanging wall of the deposit the veins pass through pure calcitic marbles and phyllites. There the fractures are filled with vein quartz. Calcite was not stable under the prevailing conditions, the open system of the veins allowing Ca^{2+} and CO_2 to escape, thus keeping the reaction going. Talc formation ceased with the termination of hydrothermal activity and Si-supply.

The age of the hydrothermal event is younger than the metamorphism of the host rocks. Being related to the main phase of tectonism talc formation may be of Miocene age.

1. Einleitung

Der österreichische Talkbergbau hatte in den Jahren nach dem 2. Weltkrieg einen eindrucksvollen Aufschwung zu verzeichnen. Die Produktion hält derzeit bei etwa 130.000 t/Jahr, wovon ca. 85 % exportiert werden. Nur China und die USA wiesen in den letzten Jahren höhere Exportzahlen für Talk aus.

Nach 1945 gab es in Österreich noch zahlreiche in Betrieb stehende Talklagerstätten, wovon die meisten in den letzten Jahren heimgesagt wurden. Zur Zeit ste-

hen drei Talklagerstätten in Betrieb, zwei am Rabenwald in der Oststeiermark und die Lagerstätte Lassing bei Liezen.

Da Talklagerstätten in der Vergangenheit allgemein als hydrothermale Bildungen galten, nahm man eine Zufuhr von Mg für die Talkbildung an. Es ist aber besonders im Fall der Lagerstätte Lassing sehr deutlich zu sehen, daß zwar die hydrothermale Alteration einen bedeutenden Stoffumsatz bewirkte, daß aber Mg über größere Entfernungen nicht transportiert wurde.

Es ist bisher keine geologische Detailuntersuchung der Lagerstätte Lassing in der Literatur bekannt. Die vom Typ und von der Genese sehr ähnlichen Talk- und Magnesitlagerstätten der östlichen Grauwackenzone wurden von REDLICH & CORNU (1908), METZ (1949, 1981) und FRIEDRICH (1951) untersucht.

2. Der geologische Rahmen der Lagerstätte Lassing

Die Talklagerstätte Lassing liegt am W-Ende der östlichen Grauwackenzone. Genauso wie die meisten anderen Talkvorkommen der Grauwackenzone ist auch diese Lagerstätte ausschließlich an karbone Gesteine der unteren Grauwackendecke, der Veitscher Decke, gebunden. Die Geologie der Umgebung der Lagerstätte ist bereits in der geologischen Karte 1:75.000 von GEYER & VACEK (1916) wiedergegeben. Es gibt allerdings keine umfangreicheren neueren Kartierungen die-

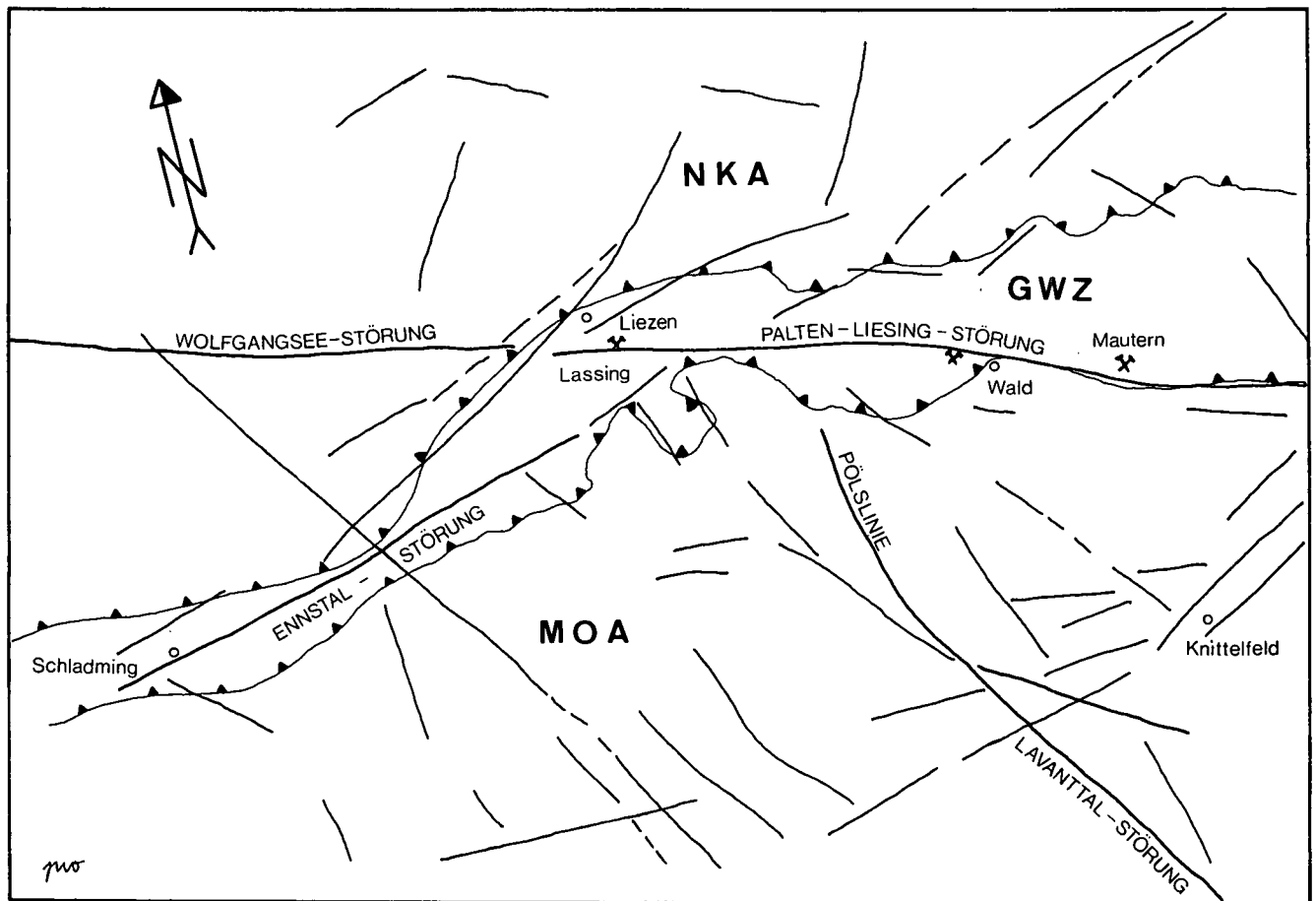


Abb. 1.
Die wichtigsten tektonischen Lineamente aus dem Satellitenbild in der östlichen Grauwackenzone.

ses Gebietes, es existiert auch keine geologische oder tektonische Detailbearbeitung der Lagerstätte Lassing.

Die karbonen Gesteinsabfolgen, die hier im Bereich von Lassing auftreten, werden allgemein mit der karbonatdominierten Entwicklung der Triebensteinfornation des Karbons des Tauernpaß-Gebietes parallelisiert (RATSCHBACHER, 1983). Demzufolge ist das Sedimentationsalter der Gesteine ins obere Visé und Namur einzuordnen. Sehr charakteristische Grünschiefer einschaltungen in den Karbonaten stehen mit diesen in primär sedimentärem Zusammenhang und belegen eine beträchtliche vulkanische Aktivität im Karbon.

Von größter Bedeutung für die Genese der Lagerstätte und gleichzeitig das tektonische Hauptelement dieses Gebiets ist die Palten-Liesing-Störung. In Abb. 1 sind die wichtigsten Lineamente für dieses Gebiet aus dem Satellitenbild herausgezeichnet. Aus dieser Abbildung ist ersichtlich, daß die annähernd E-W-verlaufende Palten-Liesing-Störung etwa von Leoben an dem Karbon der Grauwackenzone folgt und sich über die Ennstal-Linie in die nördlichen Kalkalpen in der sogenannten Wolfgangsee-Störung fortsetzt. An dieses Lineament sind die Talklagerstätten von Mautern, die vertalkten Magnesite von Wald/Schober und Trieben sowie die Lagerstätte Lassing gebunden.

Wie aus zahlreichen Grubenaufschlüssen ersichtlich ist und wie weiter unten näher ausgeführt wird, ist die Genese der Lagerstätte eng mit der Störungstektonik verbunden. In Abb. 1 ist zu sehen, daß die Lagerstätte im Kreuzungsbereich von Paltentalstörung und Ennstalstörung liegt. In der Lagerstätte werden die vertalkten Bereiche sowohl im N als auch im S von zwei E-W streichenden Störungen sehr deutlich begrenzt (Paltenstörung). Im Block zwischen diesen beiden Hauptstörungen spielen auch zahlreiche NE-SW verlaufende

kleinere Störungssysteme eine bedeutende Rolle für den tektonischen Bau der Lagerstätte.

In Abb. 2 sind die Lagerungsverhältnisse der Gesteine in diesem Abschnitt der Grauwackenzone profilmäßig wiedergegeben. Der Liezener Mitterberg nördlich der Lagerstätte besteht hauptsächlich aus Altpaläozoikum der oberen Grauwackendecke. Es handelt sich hierbei um sehr einförmige Grauwackenschiefer mit nur untergeordneten Einlagerungen von Grünschiefern, Karbonate oder Einlagerungen von Porphyroid fehlen hier.

Wie aus Abb. 2 ersichtlich ist, treten die karbonen Einheiten, an die die Vertalkung gebunden ist, sowohl am Fuß der nördlichen als auch am Fuß der südlichen Talflanke auf. Das Karbon von Lassing ist hier ein Teil jener großräumigen Karbonatantiklinale des Paltentales, die auch in Wald/Schober oder in Gaishorn fensterförmig erscheint. Im Gegensatz zum Fenster von Wald oder Gaishorn tritt allerdings im Lassinger Fenster kein Mittelostalpin zutage. Das Karbon formt hier eine steilstehende Antiklinale, deren Schenkel von der Palten-Liesing-Störung geschnitten wird. Die Störung selbst liegt in der Lassingtal-Niederung und ist obertags nicht aufgeschlossen, Grubenaufschlüsse in unterschiedlichen Niveaus zeigen aber, daß die Störung mit etwa 85° nach N einfällt. Nach TOLLMANN (1977) zeigt diese Störung einen vertikalen Bewegungssinn, die N-Scholle soll herausgehoben sein.

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang das Auftreten von Gips und permoskythischen Phylliten in Untertagbohrungen, die im Rahmen dieser Arbeit kartiert wurden. Für diese Position des Permoskyths kommt nur eine tektonische Platznahme in Betracht. Bei einer kräftigen Heraushebung der N-Scholle an der Störung im Sinne TOLLMANN's (siehe oben) könnte die

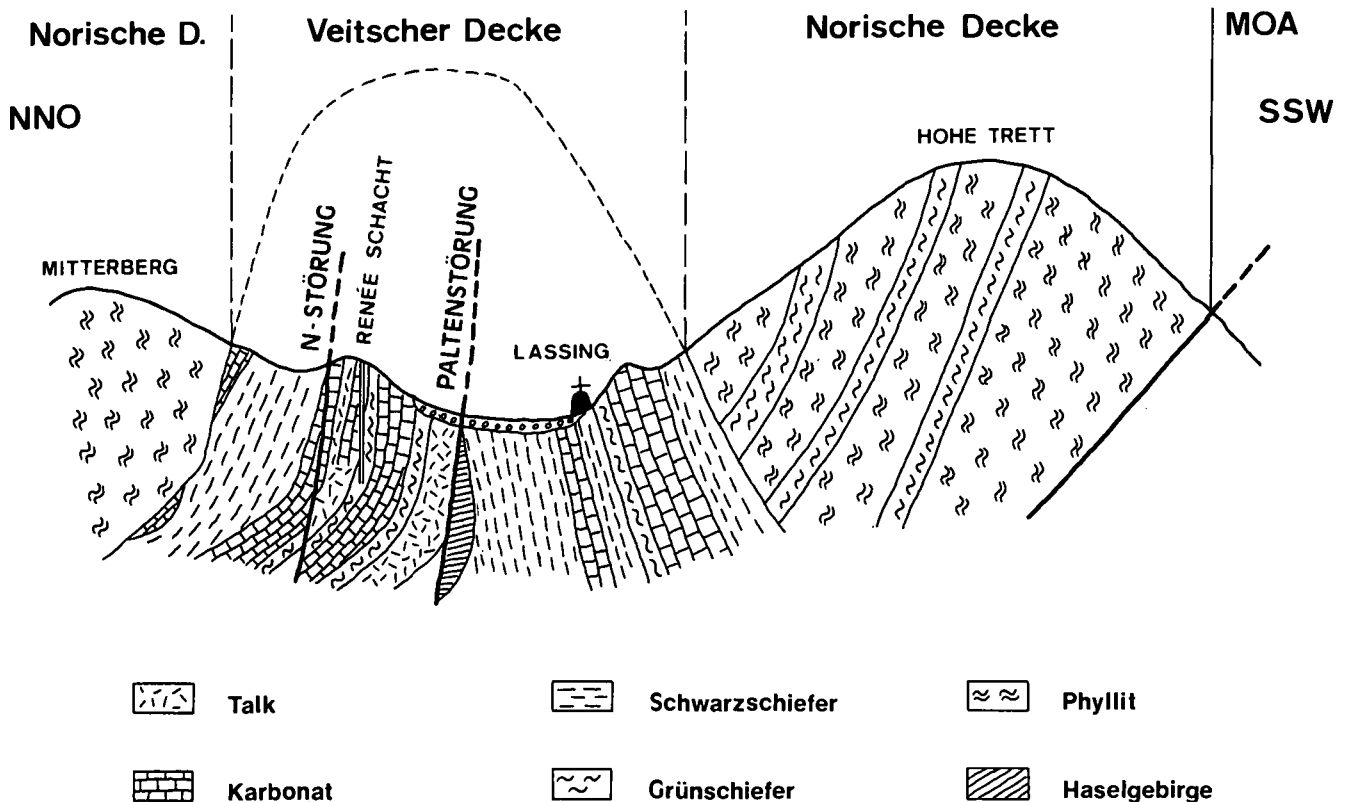


Abb. 2.
Geologisches Profil durch die Grauwackenzone im Bereich der Lagerstätte Lassing (verändert, nach TOLLMANN).

Einschuppung aus dem Hangenden (Kalkalpenbasis) erfolgt sein. Die tektonischen Strukturen unmittelbar an der Störung, die in den Grubenaufschlüssen zu sehen sind, sprechen allerdings für eine Schrägaufschubung von ca. 45°. Die nächstgelegenen Vorkommen von Haselgebirge, mit denen man diese Einschuppungen verbinden könnte, liegen jenseits des Ennstales.

Die oben erwähnte Position der Lagerstätte im Kreuzungsbereich von Ennstalstörung und Palten-Liesing-Störung ist die Ursache für einen sehr komplizierten Internbau der Lagerstätte. Es werden ein nördlicher und ein südlicher Lagerstättenbereich unterschieden, die im allgemeinen nicht miteinander in Verbindung stehen. Auffallend ist das Schichtumbiegen von einer fast saigeren Lagerung in den höheren Lagerstättenbereichen zu einem NW-Fallen (50°) der Schichten in den tiefsten Abbausohlen.

Die Lagerstätte ist durch die erwähnten Störungen im N und im S sehr scharf begrenzt. Lateral ist die Vertalkung im Streichen auf etwa 200 bis 300 m zu verfolgen, in weiterer Folge keilen die Dolomite bzw. Magnesite aus. Das ist auch die Ursache für die Begrenzung der Vertalkung in ihrer streichenden Erstreckung.

3. Petrographische Beschreibung der Gesteine der Lagerstätte

Aus dem Bereich der Lagerstätte Lassing werden in dieser Arbeit folgende Gesteinstypen beschrieben:

- Hydrothermal veränderte Grünschiefer
- Karbonatgesteine
- Talk- und Talk-Chloritschiefer
- Permoskythische Evaporite und ihre Nebengesteine

Die Grünschiefer mit ihren hydrothermalen Alterationsbereichen und die Karbonatgesteine gehören zur Veitscher Decke. In untertägigen Bohrungen wurde gipsführendes Permoskyth erbohrt, das aufgrund der Position in der Störung als tektonische Einschuppung betrachtet wird. Es wird in der Folge nur eine Kurzbeschreibung der Gesteine aus dem unmittelbaren Lagerstättenbereich wiedergegeben. Eine detaillierte Beschreibung der Grünschiefer und der damit assoziierten Phyllite, die keine hydrothermalen Veränderungen erfahren haben, wird an anderer Stelle publiziert (PROCHASKA & EBNER, 1988).

3.1. Hydrothermal veränderte Grünschiefer

Dort, wo Grünschiefer an vertalkte Störungen grenzen, findet sehr häufig eine hydrothermale Alteration statt. Dieselbe Erscheinung zeigt sich gelegentlich an den Schichtgrenzen von Grünschiefer zu vertalktem Magnesit oder Dolomit, wobei diese Schichtgrenzen aufgrund der unterschiedlichen Kompetenz der beiden Gesteine tektonisch reaktiviert sind. Diese Alterationsbereiche sind meist nur 10 bis 20 cm mächtig und zeigen einen kontinuierlichen Übergang zu den „normalen“ Grünschiefern.

Das mit freiem Auge auffallendste Merkmal der hydrothermalen Alteration der Grünschiefer ist eine deutliche Farbänderung. Im Gegensatz zu den hellgrünen, unveränderten Metabasiten zeigen die alterierten Gesteine eine hellbraune Färbung. Sie sind auch nicht

mehr so deutlich geschiefert wie ihr Ausgangsmaterial, wenngleich auch eine gewisse Parallelstruktur nach wie vor vorhanden ist. Dieses Gestein ist ebenso wie der Grünschiefer sehr feinkörnig, allerdings treten hier verstärkt Kalzitlagen oder Kalzitgängchen auf.

Das mikroskopische Bild zeigt die hydrothermale Alteration noch deutlicher: im Gegensatz zum Grünschiefer, wo man Karbonat nur akzessorisch (und wohl als primäre Lagen) findet, ist in dem hydrothermalen Äquivalent der Kalzit der Hauptgemengteil. Er bildet xenomorphe, rundliche Blasen und zeigt immer poikilitische Einschlüsse von Rutil und Muskovit.

Der zweite wichtige Gemengteil in diesem Gestein ist Albit. Ähnlich wie in den Grünschiefern tritt er auch hier in Form xenomorpher, rundlicher Kristalle auf, die aber im Gegensatz zum Kalzit ohne Einschlüsse, speziell ohne Einschlüsse von Rutil sind.

Der wichtigste Nebengemengteil in diesem Gestein ist der häufig auftretende Rutil. Die sehr kleinen (etwa 0,05 mm) Rutilnadeln sind bevorzugt lagenartig angereichert. Es handelt sich dabei möglicherweise um ursprünglich ilmenitreiche Lagen im tuffogenen Ausgangsmaterial. Dieses Gestein zeigt zwei Schieferungen, wobei die ältere (Rutilagen) dieselbe ist, die auch die Grünschiefer aufweisen. Aufgrund der schieferungsparallelen Karbonatlagen ist diese Richtung höchstwahrscheinlich auch die der primären Schichtung. Die zweite, spätere Schieferung zeigt dieselbe Richtung wie die vertalkten Störungen.

Die Tatsache, daß der Ti-Träger in diesem Gestein Rutil ist und nicht Titanit wie im Grünschiefer, ist für die genetische Interpretation dieser hydrothermalen Bildungen von Bedeutung. Die Umwandlung von Titanit zu Rutil ist Anzeiger für einen hohen CO₂-Partialdruck.

Muskovit und spärlich auftretender Quarz sind hier nur untergeordnet vorhanden. Selten findet man auch einen fast farblosen, Fe-armen Chlorit.

3.2. Karbonatgesteine

Die dominierenden Gesteine in der Talklagerstätte Lassing sind Karbonate verschiedenster Ausbildung. Es konnten im einzelnen unterschieden werden:

- Weiße, grobkristalline Kalzitmarmore
- Schwarze Kalzitmarmore
- Unvertalkte, dolomitische Marmore
- Quarzmarmore
- Magnesite (leicht vertalkt)
- Gangkarbonate
- Vertalkte Dolomite.

Von den oben angeführten Karbonattypen sind von der Vertalkung die Magnesite in geringem Ausmaß und besonders die vertalkten Dolomite betroffen. Die Gangkarbonate sind linsige Neubildungen in den vertalkten Störungen. Es wird in der Folge eine Kurzbeschreibung der einzelnen Karbonattypen gegeben.

3.2.1. Weiße, grobkristalline Kalzitmarmore (unvertalkt)

Dieser Karbonattypus tritt ausschließlich mit den oben erwähnten Grünschiefern auf und steht mit diesen in sedimentärem Zusammenhang. Die Übergänge sind allerdings immer relativ scharf und nur auf wenige mm beschränkt. Die Marmorlagen sind im Verband mit den Grünschiefern meist nur einige dm mächtig, sie

können aber selten auch eine Mächtigkeit von einigen m erreichen.

Der Kalzitmarmor ist im allgemeinen sehr rein und arm an silikatischen Verunreinigungen. Die Farbe dieses grobkristallinen, zuckerkörnigen Marmors ist fast ausschließlich rein weiß, sehr selten können leicht rötliche Varietäten beobachtet werden.

Das mikroskopische Gefüge dieses Gesteins ist ausgesprochen granular. Die Schieferung wird in dem fast richtungslos körnigen Gestein nur durch sehr schmale und selten auftretende Lagen von Hellglimmer bzw. Chlorit abgebildet. Die Kalzitkristalle sind immer druckverzwillingt und weisen eine Korngröße von etwa 1,5 mm auf. Sehr typisch für dieses Gestein ist das Auftreten kleiner, rundlicher, isolierter Quarzkörner, der Anteil der nicht deformierten und glatt auslöschenden Quarzkörner liegt hier immer unter 1 %.

Im unmittelbaren Grenzbereich der Grünschiefer zu diesen Kalzitmarmoren bzw. dort, wo sehr dünne Chloritlagen im Marmor auftreten, findet man neugesproßte idiomorphe Tremolitkristalle. Amphibol ist nur am Kontakt von Grünschiefer und Marmor zu beobachten (z. B. im Steinbruch beim Badese), selten tritt Aktinolith in den massigen Grünschiefern auf.

3.2.2. Schwarze Kalzitmarmore (unvertalkt)

Nordwestlich von Altassing ist an der Straße zum Gehöft Schwaigberger eine 20 bis 30 m mächtige Abfolge von Kalzitmarmor aufgeschlossen, der im dm-Bereich mit dunklen Phylliten wechsellagert. Sehr häufig führen diese Karbonate rekristallisierte Crinoidenstienglieder, an Schichtflächen sind immer Streuglimmer zu sehen.

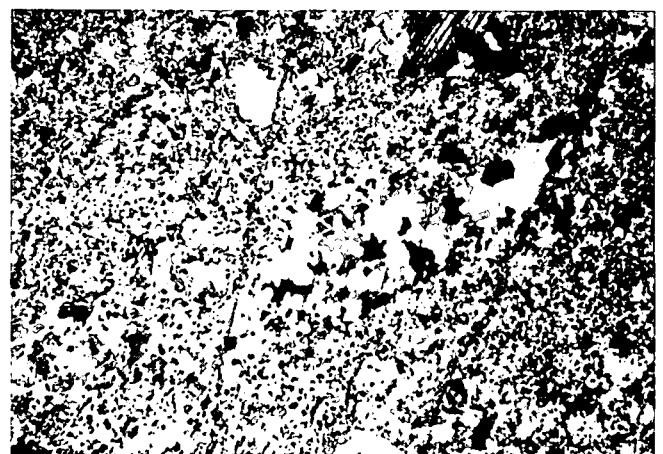
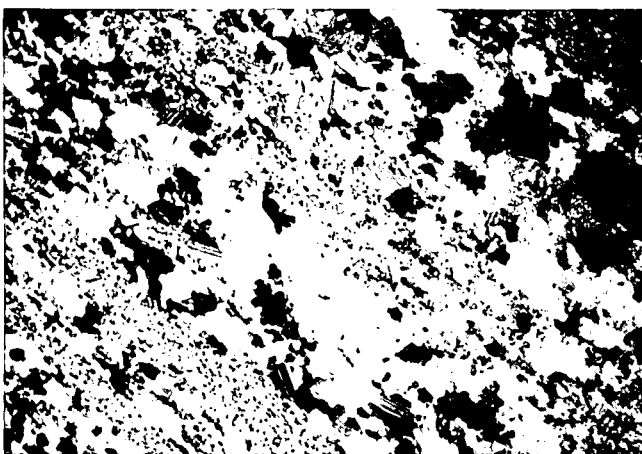
Die maximale Mächtigkeit der schwarzen Kalzitmarmore in der Grube beträgt 3 bis 4 m, auch findet man keine Fossilreste mehr. Dieser Marmor scheint hier etwas grobkörniger zu sein als in den Obertageaufschlüssen, was auf eine bessere Rekristallisation hinweist. Sehr typisch sind auch mm-mächtige Klüftchen, die von weißem Kalzit gefüllt sind.

3.2.3. Unvertalkte, gebänderte Dolomite

Dieser Karbonattypus ist in der Grube Lassing am häufigsten anzutreffen. Es handelt sich hierbei meist um feinkörnige, dolomitische Marmore, die eine Bänderung bzw. Bankung vom mm- bis dm-Bereich aufweisen. Diese Gesteine treten sowohl als taube Partien innerhalb des unmittelbaren Lagerstättenkörpers auf, man findet einen ähnlichen Typ allerdings auch noch nördlich jener Störung, die die Lagerstätte begrenzt. Hier sind die einzelnen Lagen jedoch mächtiger und nicht so scharf abgegrenzt wie in den Dolomiten der Lagerstätte.

Die Bänderung, die sich als Lagenbau im mm-Bereich abzeichnet, ist immer parallel und zeigt keine primären sedimentären Strukturen. Die einzelnen Lagen bilden keine Übergänge und sind immer scharf voneinander abgegrenzt. Hier fällt auf, daß die hellen Lagen im allgemeinen wesentlich grobkörniger, d. h. besser rekristallisiert sind. Gelegentlich kann man auch erkennen, daß die dunklen Lagen einen höheren silikatischen Anteil aufweisen und reicher an organischer Substanz sind als die hellen Lagen. In diesem Fall haben die dunklen Lagen auch einen höheren Dolomitanteil.

Alle diese Karbonate zeigen unter dem Mikroskop mehr oder weniger deutliche Rekristallisationserscheinungen. Bei den dolomitischen Marmoren, die nördlich der Lagerstätte außerhalb des stärker tektonisierten Bereiches auftreten, sind im feinkörnigen karbonatischen Grundgewebe 1 bis 2 mm große augige Aggregate von gut rekristallisiertem Karbonat zu sehen (Abb. 3a). Bei Annäherung an die Lagerstätte werden diese augigen Aggregate immer mehr ausgelängt und nehmen schließlich streifenförmigen Charakter an. Die gebänderten Dolomite zwischen der nördlichen und der südlichen Störung, also im Lagerstättenbereich im weiteren Sinn, zeigen grobkristalline, helle Lagen mit einer Korngröße der Karbonate von etwa 2 bis 3 mm (Abb. 3b). Im Dünnschliffbereich unterscheiden sich die dunklen Lagen durch eine extrem kleine Korngröße der Karbonate von den hellen, rekristallisierten Lagen. Die mittlere Korngröße der Karbonate beträgt in den dunklen Lagen 0,1 mm. Ein höherer silikatischer Anteil ist



▲ a b ▲

Abb. 3.
a) Augige Rekristallite in den unvertalkten Dolomiten nördlich der Lagerstätte.
Nicols x; Bildlänge 4 mm.
b) Rekristallisierte Lagen in den gebänderten Dolomiten im Bereich der Lagerstätte.
Nicols x; Bildlänge 6,5 mm.

hier nicht zu beobachten, gelegentlich treten allerdings vereinzelte Talkblättchen auf.

Der petrographische Befund zeigt also, daß die Bänderung in diesen Karbonaten nicht nur auf primäre stoffliche Inhomogenitäten und Verunreinigungen zurückzuführen ist, sondern meist tektonische Ursachen hat und daß diese Bänderung mit Annäherung an den stark tektonisierten Bereich der Lagerstätte rasch zunimmt.

3.2.4. Quarzmarmore

In allen Karbonattypen in diesem Abschnitt der Grauwackenzone ist Quarz nur ein sehr untergeordneter Nebengemengteil. Üblicherweise liegt der Gehalt an Quarz in den Karbonaten aus der Veitscher Decke weit unter 1 %. Abgesehen von diskordanten Quarzgängen in den hangenden Einheiten der Lagerstätte, die für Überlegungen zur Genese eine besondere Rolle spielen, tritt Quarz nur in den beschriebenen Karbonatquarziten nennenswert in Erscheinung. Unter diesem Namen werden hier die Gesteine zusammengefaßt, die ausschließlich aus Karbonat und Quarz bestehen. Da in den meisten Fällen das Karbonat überwiegt, sind die Quarzmarmore sehr häufig von den hellen Marmoren nicht gut zu unterscheiden.

Beim Abbau vor Ort ist dieses Gestein im Gegensatz zu den splittrigen und schiefrigen vertalkten Dolomiten und Talkschiefern an seiner kompakteren und massigeren Struktur zu erkennen. Da sich ein höherer Quarzgehalt in der Qualität eines Talkproduktes negativ auswirkt, wird dieses Gestein beim Abbau selektiv ausgehalten.

Die Textur der Quarzmarmore ist ausgesprochen äquigranular. Die Quarze sind sehr gut rekristallisiert, die unverzahnten, geraden Korngrenzen bilden oft einen Winkel von 120°. Nicht selten findet man Einschlüsse von kleinen Karbonatrhomboedern im Quarz. Ob es sich hierbei um primäre und eventuell später rekristallisierte Einschlüsse in ehemaligen authigenen Quarzen handelt, oder ob diese Einschlüsse während der metamorphen Neukristallisation des Quarzes entstanden sind, ist aufgrund der metamorphen Textur dieses Gesteins nicht mehr zu entscheiden. Auffallend ist jedenfalls, daß die Quarzmarmore, abgesehen von geringfügigen Talk- und Chloritneubildungen, ausgesprochen frei von mineralischen Nebengemengteilen und Akzessorien sind. Wiederholte Versuche, nach Weglösen des Karbonats Schwerminerale abzutrennen, fielen negativ aus. Das Fehlen silikatischer Akzessorien und Nebengemengteile wird als Hinweis auf eine authigene Quarzbildung gewertet, wenngleich auch die Textur dieser Gesteine durch die intensive Rekristallisation sehr stark überprägt ist.

3.2.5. Magnesite (leicht vertalkt)

An mehrere Stellen in der Grube treten unterschiedlich große, linsige Körper eines weißen, sehr grobkristallinen Karbonats auf, das von den Bergleuten als „Magnesit“ bezeichnet wird. Im Bereich des S-Feldes ist dieses Gestein recht häufig auf der tiefsten Abbau-sole (Sohle XIII) zu finden, unmittelbar an die S-Störung im südwestlichen Bereich der Lagerstätte angrenzend. Ein größerer zusammenhängender Magnesitkörper wird durch die Wendel ebenfalls im S-Feld der Lagerstätte auf Sohle X angefahren. Im Bereich des N-

Feldes ging der Abbau auf Sohle XII im äußersten W der Lagerstätte ebenfalls einige Zeit in einem sehr massiven Magnesitkörper um.

Das Auftreten von Magnesit im Lagerstättenbereich ist der Qualität des Talks nicht abträglich, sofern es sich um weißes Karbonat handelt. Diese Magnesite sind meist von sehr heller Farbe, es gibt aber allerdings selten auch Übergänge zu pinolitischen Typen, die beim Abbau ausgehalten werden. Der Magnesit im Lagerstättenbereich ist überall vertalkt. Die Umsetzung des Karbonats zu Talk ist in diesem Gestein jedoch nur an Klüften zu finden und ist bei weitem nicht so vollständig vor sich gegangen wie im Fall der Vertalkung der Dolomite.

Die mikroskopische, röntgenographische und geochemische Untersuchung zeigt, daß die Bezeichnung „Magnesit“ für dieses Gestein vom petrographischen Standpunkt aus nicht immer genau zutrifft. Es handelt sich fast ausnahmslos um ein Gemenge von Dolomit, Magnesit und Kalzit, wobei es durchaus möglich ist, daß in einem Handstück alle drei Karbonate vorkommen. Sehr häufig überwiegt der Dolomit, der auch schon makroskopisch in Form größerer, gut rekristallisierter, weißer Flecken zu sehen ist. Kalzit tritt neben Dolomit und Magnesit noch in jenen Fällen auf, wo das Gestein eine gewisse Vertalkung erfahren hat. Diese grobspätigen Dolomite entsprechen wohl den Dolomitrekristalliten in den Magnesitlagerstätten der Grauwackenzone. So beschreibt z. B. HADITSCH (1968), daß postdiagenetische Klüfte im Magnesit von Sunk bei Trieben durch ein grobes Dolomitpflaster ausgeheilt werden, was durchaus auch auf die hier beschriebene Situation zutreffen könnte.

3.2.6. Gangkarbonate

Im Kontaktbereich zwischen Karbonat und Grünschiefer treten sehr häufig aufgrund der verschiedenen Kompetenz dieser beiden Gesteinstypen vertalkte Störungen auf. Neben den oben erwähnten hydrothermalen Veränderungen der Grünschiefer findet man hier in den oft mehrere dm mächtigen Störungen Neubildungen von hauptsächlich Chlorit und Talk. Sehr auffallend sind in diesen Bereichen Linsen aus grobspätigem, bräunlichem Karbonat. Es handelt sich hierbei um einen Fe-reichen Dolomit (einige % Fe), der zusammen mit Quarz, Feldspat und Muskovit zeitgleich mit dem Talk in diesen Störungen gebildet wurde.

Sehr charakteristisch ist das häufige Auftreten kleiner Rutilkristalle, wobei das Ti für die Rutilbildung wahrscheinlich von den benachbarten Grünschiefern stammt. Die Rutillagen werden von den großen Fe-Dolomitkristallen poikilitisch umwachsen.

3.2.7. Vertalkte Dolomite

Die vertalkten Dolomite bilden gemeinsam mit den Talkschiefern die Lagerstätte, die ein ganz charakteristisches Bild zeigt. Es handelt sich hierbei um eine meist steilstehende Wechsellagerung von Talkschiefer und Dolomit. Üblicherweise beträgt die Mächtigkeit der jeweiligen Lagen nur einige cm, wobei besonders auffällt, daß sowohl die Talkschieferlagen als auch die Dolomitlagen sehr rein sind. Die Lagerstätte besteht hier also aus einige m mächtigen Störungen bzw. Störungsbündeln, wobei das Material in diesen Bereichen eine vollständige Rekristallisation erfahren hat.

Der Dolomit weist eine dichte, massige Struktur auf. Er ist allerdings im Handstückbereich intensiv von Rissen und Klüftchen durchsetzt, sodaß er durch Hammerschlag extrem splittrig bricht. Meist findet man an den Bruchflächen sehr dünne Talkhäutchen, die ebenfalls zum splittrigen Bruchverhalten beitragen. Der Dolomit zeigt eine stumpfe, hellgraue Farbe, die über den ganzen Lagerstättenbereich homogen ist. Makroskopisch wirkt das Gestein sehr dicht. Die Korngröße ist so gering, daß mit freiem Auge keine Karbonatkristalle oder auch nur Spaltflächen der Dolomitmikrostrukturen zu erkennen sind. An der Grenze zu den Talkschiefern kann man gelegentlich eine 1 bis 2 cm breite Zone erkennen, wo das Karbonat gröber kristallisiert.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein eine sehr gut ausgebildete granoblastische Textur. Die durchschnittliche Korngröße der Dolomitmikrostrukturen liegt bei etwa 0,1 mm. Die einzigen silikatischen Minerale im massigen Dolomit sind Talk und untergeordnet Chlorit, die als vereinzelte, sehr dünne, diskrete Lagen das Karbonat durchziehen und so eine gewisse Schieferung andeuten.

3.3. Talk-Chloritschiefer

Aufgrund der starken tektonischen Durchbewegung des Lagerstättenbereichs tritt in Lassing Talk nur in Form von Talkschiefer und nie in seiner massigen Form als Speckstein auf. Wie schon bei der Beschreibung der Karbonate erwähnt, ist das typische Bild des engeren Lagerstättenbereiches durch eine meist engständige Wechsellagerung von Talk und Karbonat gekennzeichnet. Diese Verwachsung geht z. T. so weit, daß dünne Karbonatlagen in talkreichen Partien makroskopisch nicht mehr erkannt werden können. Diese immer wieder auftretenden mm-dünnen Dolomitmikrostrukturen sind der Grund dafür, daß auch durch Handklaubung kein Produkt hergestellt werden kann, das z. B. den Anforderungen der kosmetischen Industrie genügen könnte. Die Talkgehalte eines handgeklauten Produkts liegen im allgemeinen zwischen 90 und 95 %. Das Material der Lagerstätte besteht also ausschließlich aus stark wechselnden Anteilen von Dolomit und Talk. Kalzit, der bei der metamorph-hydrothermalen Umwandlung von Dolomit zu Talk ebenfalls entstehen sollte, tritt hier im unmittelbaren Lagerstättenbereich nur sehr untergeordnet auf. Unvertalkte Dolomite aus den Randbereichen der Lagerstätte sind allerdings häufig durch ein intensives Netzwerk von Kalzit-gefüllten Klüften charakterisiert.

In besonders stark tektonisierten Bereichen bilden die Talke gelegentlich 1 bis 1,5 m mächtige selbständige Körper. Diese Störungen und Klüfte sind hier von einem sehr reinen, weißen, feinsplittrigen Talkschiefer gefüllt. Bei diesem monomineralischen Gestein können weder makroskopisch noch mikroskopisch Nebengemengteile bzw. akzessorische Bestandteile erkannt werden.

Das Gefüge des Talks im Handstückbereich ist ausgesprochen splittrig. Schon durch den bloßen Abbau wird der Talkschiefer aufgrund seiner geringen mechanischen Stabilität in kleine, splittrige Komponenten zerlegt, die maximal einige cm groß werden. Das mikroskopische Bild zeigt, daß diese Talkschiefer sehr stark verfaltet sind, das Gefüge des Gesteins weist deutlich auf eine starke tektonische Durchbewegung während der Talkbildung hin.

Der Talk-Chloritschiefer ist in der Lagerstätte Lassing nur auf den Randbereich und solche Zonen beschränkt, wo vertalkte Störungen unmittelbar an Grünschiefer oder Phyllite grenzen. Die Störungen und Klüfte selbst sind mit dem hier beschriebenen Talk-Chloritschiefer gefüllt, der angrenzende Grünschiefer zeigt entsprechende hydrothermale Veränderungen. Offensichtlich sind diese Gesteine an die Nähe eines Al-reichen Ausgangsmaterials gebunden.

Im Handstückbereich zeigt das Gestein eine deutliche schiefelige bzw. phyllitische Struktur und ist immer mehr oder weniger stark verfaltet. Entsprechend dem Talkgehalt wechselt die Farbe von dunkelbraun bis hellbraun.

Die Textur des Talk-Chloritschiefers ist durch die strenge paralleltexturierte Wechsellagerung der Hauptgemengteile Chlorit und Talk ausgesprochen nematoblastisch. Der Chlorit überwiegt meist den Talk, die Verwachsungen der beiden Minerale sind allerdings so intensiv, daß eine optische Auflösung dieser Verwachsung mitunter nicht mehr möglich ist. Der geringe Al-Gehalt, der in den Mikrosondenanalysen von Talk aus diesem Gestein gelegentlich zum Vorschein kommt, ist möglicherweise auf diese innige Verwachsung zurückzuführen.

Sehr typisch für dieses Gestein ist ein hoher Rutilgehalt. Gemeinsam mit den Schichtsilikatlagen bilden dünne Rutilschnüre die Schieferung ab. Eine besondere Anreicherung von Rutil findet sich allerdings in einer zweiten, späteren Schieferung, die die ältere spitzwinkelig schneidet. Es ist also Rutil in einer späteren Phase zumindest teilweise mobilisiert bzw. rekristallisiert worden. Die Rutilite erreichen nur eine geringe Korngröße, sind idiomorph ausgebildet und dunkelbraun durchscheinend.

Apatit tritt auch sehr häufig in diesem Gestein auf, ist jedoch mengenmäßig dem Rutil untergeordnet. Die großen Apatite sind idiomorph, ihr Gefüge ist eindeutig postdeformativ.

Die Talk-Chloritschiefer haben aufgrund ihres nur sehr untergeordneten Auftretens und wegen ihrer dunklen Farbe keinerlei wirtschaftliche Bedeutung, sie werden in der Lagerstätte Lassing nicht abgebaut.

3.4. Permoskythische Evaporite und ihre Nebengesteine

In untertägigen Horizontalbohrungen, die von einer Bohrnische von Sohle XII aus nach S vorgetrieben wurden, wurde die sogenannte S-Störung an mehreren Stellen angefahren. Wo die Bohrung weiter in den unmittelbaren Störungsbereich abgeteufelt wurde, konnten neben den hier vorherrschenden Myloniten feinkörnige, stark tektonisierte, bunte Tonschiefer auskartiert werden, die sehr häufig auch Gips führen. Die roten und grünen Phyllite sind extrem stark tektonisiert und deformiert und weisen zahlreiche diskordante Klüfte auf, die gelegentlich von weißem Gips gefüllt sind, der sehr rein ist.

Neben diesem Klüftgips tritt eine etwa 0,5 m mächtige Lage eines rötlichen Gipses auf. Unter dem Mikroskop fällt bei diesem Gestein eine gewisse Verunreinigung von Karbonat auf, bei dem es sich um gut rekristallisierten Dolomit handelt. Der Gips zeigt ebenfalls ein deutliches posttektonisches Gefüge, was auf eine Rekristallisation nach der Platznahme schließen läßt.

Wie die petrographische Zusammensetzung dieser Gesteinsabfolge vermuten läßt, handelt es sich hierbei um gipsführendes, an der Störung stark verändertes Haselgebirge. Diese Annahme wird durch die geochemische Untersuchung gestützt. Die heutige tektonische Position dieses oberpermischen Gesteins ist allerdings ausschließlich tektonisch bedingt.

4. Geochemische Ergebnisse

Die geochemischen Untersuchungen der Gesteine der Lagerstätte wurden durchgeführt, um neue Erkenntnisse über die Ablagerungsbedingungen der Nebengesteine, die geotektonische Position und besonders über den Mechanismus der hydrothermalen Vorgänge zu erlangen. Die diesbezüglichen Untersuchungen betreffen folgende Gesteinsgruppen:

- Hydrothermal veränderte Grünschiefer
- Karbonatgesteine
- Talk- und Talk-Chloritschiefer
- Permoskythische Evaporite und ihre Nebengesteine

Da die geologische Situation der Lagerstätte eindeutig zeigt, daß es sich hier um eine Talklagerstätte handelt, die durch hydrothermale Veränderung von Mg-Karbonaten entstanden ist, können die folgenden geochemischen Erkenntnisse als charakteristisch für diesen Lagerstättentyp betrachtet werden und bei der Untersuchung von Vorkommen unbekannter Genese zum Vergleich herangezogen werden.

4.1. Hydrothermal veränderte Grünschiefer

Wie im Kapitel 3.1. berichtet, sind an vertalkten Störungen aus dem Grenzbereich der Grünschiefer und der angrenzenden Dolomite oder Magnesite sehr um-

fangreiche hydrothermale Alterationen zu erkennen. Die Art und Weise, wie die hydrothermalen Lösungen, die die Talkbildung bewirkten, die Grünschiefer alterieren, ist in Abb. 4 dargestellt. Die Abbildung zeigt die chemische Zusammensetzung von Grünschiefern, wobei eine Probe (PR-LA-110) unmittelbar an die vertalkte Störung angrenzt, die andere Probe (PR-LA-111) ist aus demselben Gesteinspaket etwa 30 bis 40 cm von der Störung entfernt. In dieser Abbildung sind beide Proben auf die durchschnittliche Grünschieferzusammensetzung der hydrothermal nicht beeinflussten Lassinger Metabasite normiert. Sehr auffallend ist der hohe Ca-Gehalt der hydrothermal veränderten Probe, was auf eine umfangreiche Karbonatisierung dieses Gesteins zurückzuführen ist. Dementsprechend sind auch andere Elemente, die mit dem Ca gehen bzw. die im Kalzit eingebaut werden, in dieser hydrothermal veränderten Probe angereichert (PROCHASKA, 1985).

In Abb. 4 ist deutlich zu sehen, daß auch die Gehalte von Sr und Mn über den durchschnittlichen Werten dieser Gesteine liegen. Die hydrothermalen Lösungen bewirkten andererseits auch eine sehr deutliche Abfuhr von Mg, Zr, Ni, Co, Fe und Zn aus den an die vertalkte Störung angrenzenden Grünschiefern. Al scheint von diesen hydrothermalen Veränderungen nicht betroffen zu sein. Dieser Vorgang war jedoch nur sehr lokal wirksam, die Talk-Chloritschiefer sind nur einige dm mächtige Reaktionssäume zwischen Grünschiefer und Dolomit oder Magnesit, die Hauptmasse des Talks aus der Lagerstätte ist frei von Chlorit und extrem arm an Spurenelementen. Die möglicherweise durch synmetamorphe Vorgänge im Störungsbereich mobilisierten Elemente wurden zwischen Grünschiefer und dem Talkkörper fixiert.

Die Bildung von Mg-Chlorit und Muskovit, die wohl die Hauptmasse der aus den Grünschiefern mobilisierten Elemente aufnehmen, ist nur sehr lokal an diese Grungesteine gebunden. Obwohl, wie hier deutlich zu

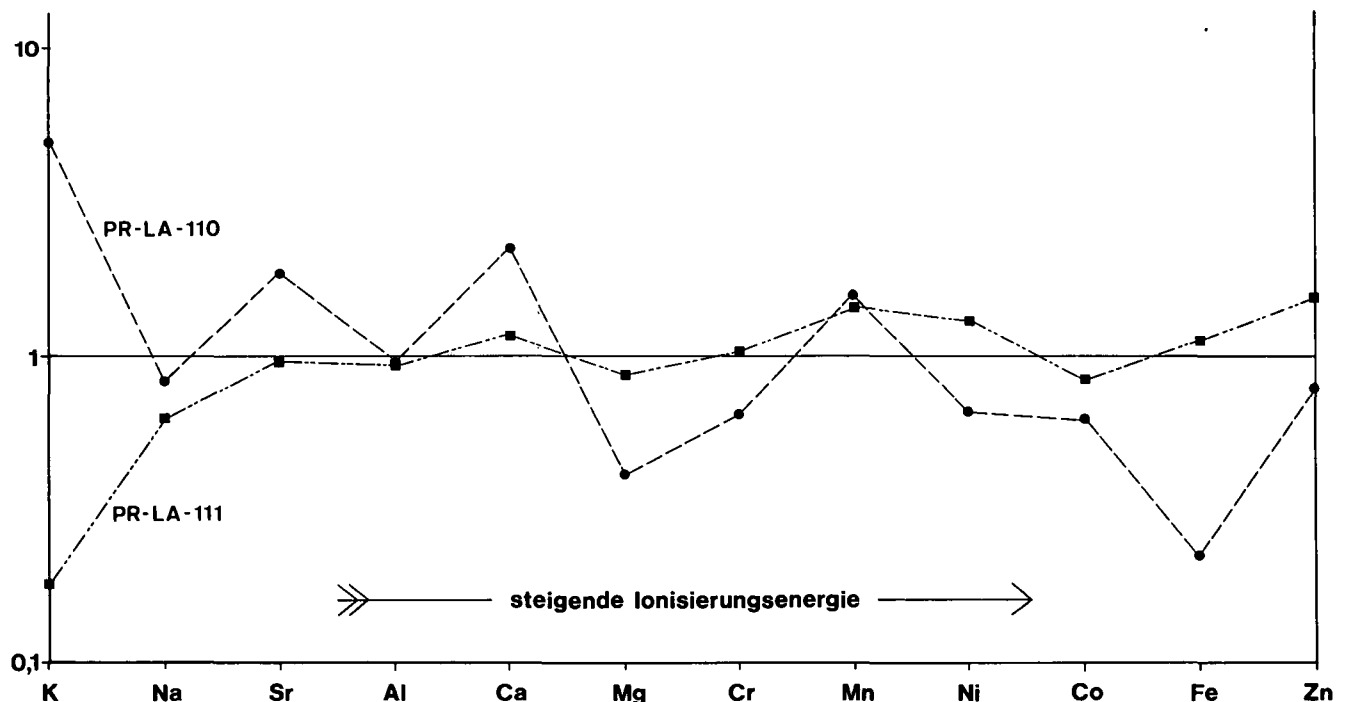


Abb. 4. Hydrothermale Veränderungen der Grünschiefer an vertalkten Störungen, normiert auf die durchschnittliche Zusammensetzung der Grünschiefer aus Lassinger (PROCHASKA, 1985).

Tabelle 1.
AAS-Analysen von Talken aus der Lagerstätte Lassing.

	Chl		Talk			
	PR-LA-30	PR-LA-38	PR-LA-40a	PR-LA-40b	PR-LA-118	PR-LA-119
MgO	30,13	30,33	32,25	31,58	30,85	33,29
CaO	3,58	0,21	0,15	0,07	5,06	3,99
FeO	2,88	0,27	0,37	0,37	1,06	0,57
Al ₂ O ₃	17,34	0,23	0,15	0,16	6,43	0,07
Sr	35	2	2	---	67	32
Mn	35	---	---	---	200	219
Zn	35	3	6	7	58	19
Ni	35	2	3	2	3	8
Co	6	0,5	1	1	---	---
Cr	36	---	3	2	5	5
Li	58	3	6	5	18	19

sehen ist, Mg stark aus den Randbereichen der Grünschiefer mobilisiert wird, liefert dieser Vorgang sicher nicht sämtliches Mg für die Talkbildung in der Lagerstätte. Die auf diese Art und Weise aus den Grünschiefern freigesetzten Elemente werden also nicht weit transportiert, so zeigen z. B. Mikrosondenanalysen von Talken aus diesen unmittelbaren Reaktionssäumen

FeO-Gehalte von 2 bis 3 %, die Talke aus dem Lagerstättenbereich weisen FeO-Gehalte im Bereich von 0,X % auf. Das Cr, das aus den hydrothermal veränderten Grünschiefern mobilisiert wird, wird in der Strömung sofort in Form eines neu gebildeten Fuchsite fixiert. Die Talke aus dem zentralen Lagerstättenbereich sind außerordentlich arm an Cr und Ni (Tab. 1 und 2).

Tabelle 2.
RFA-Analysen von Talken und Chloritschiefern aus der Lagerstätte Lassing.

	Talk					Talk + Karb.	Tr-Schiefer	Chloritschiefer		
	PR-LA-38	PR-LA-40c	PR-LA-65T	PR-LA-102	PR-LA-105	PR-LA-104	PR-LA-100	PR-LA-92	PR-LA-101	PR-LA-103
SiO ₂	62,69	61,86	51,57	60,56	59,18	49,97	25,45	43,45	30,76	37,55
TiO ₂	0,05	0,04	0,05	0,04	0,07	0,05	0,06	2,01	4,31	3,88
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	15,08	16,08	23,63
Fe ₂ O ₃	0,34	0,30	0,86	0,46	0,58	0,45	0,94	11,66	5,77	1,22
MnO	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,12	0,07	0,02	0,08
MgO	31,11	32,30	29,23	30,68	30,77	29,18	12,39	18,05	27,37	2,30
CaO	0,09	0,21	5,52	0,96	1,31	6,51	33,66	0,41	2,10	11,40
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,91
K ₂ O	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	6,70
P ₂ O ₅	0,07	0,03	0,00	0,04	0,04	0,00	0,03	0,22	0,93	0,44
GV	5,28	5,34	12,83	6,11	6,68	13,74	27,22	8,34	11,65	12,09
TOTAL	99,67	100,10	100,11	98,88	98,99	99,93	99,90	99,32	99,02	100,20
Nb	---	---	---	---	---	---	24	11	35	33
Zr	---	---	---	---	24	9	44	157	338	281
Y	---	---	---	---	---	---	24	39	65	18
Sr	---	---	83	---	---	32	262	24	39	222
Rb	---	---	---	---	---	---	28	---	---	231
Pb	---	---	---	---	---	8	56	8	10	22
Ga	---	---	---	---	---	---	31	21	26	42
Zn	---	9	123	6	6	13	42	81	23	27
Cu	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Ni	---	---	---	---	---	3	7	111	51	101
Co	---	---	---	---	---	---	11	50	31	126
Cr	---	---	---	---	---	---	---	193	17	266
V	8	10	10	18	18	21	25	323	424	592
Ce	---	---	---	---	---	---	---	21	34	237
Nd	---	---	---	---	---	---	---	9	---	---
Ba	---	---	---	---	---	---	11	96	166	2720
Sc	---	---	---	---	---	---	38	25	26	46
S	---	---	---	21	8	---	---	168	82	115

4.2. Karbonatgesteine

Da die Metamorphose, der die Karbonatgesteine der Veitscher Decke unterworfen waren, die sedimentären Strukturen weitgehend zerstörte, sollte nun mit Hilfe geochemischer Methoden geklärt werden, inwieweit ein charakteristischer Haupt- bzw. Spurenelementgehalt Aussagen auf das Ablagerungsmilieu dieser Gesteine zuläßt. In diesem Zusammenhang ist es von grundlegender Bedeutung zu erkennen, wie die ursprüngliche Zusammensetzung dieser karbonatischen Sedimente durch diagenetische und metamorphe Vorgänge verändert wurde und welche geochemische Veränderung die Vertalkung und die hydrothermale Alteration verursachte.

Wie bereits im vorigen Kapitel beschrieben, sind die untersuchten Karbonatgesteine meist Gemenge von

Kalzit und Dolomit. Demzufolge schwankt der CaO/MgO-Wert beträchtlich (Abb. 5a,b, Tab. 3). Diese Schwankungen betreffen allerdings nur die unvertalkten Karbonate aus dem Lagerstättenbereich. Die vertalkten Dolomite, die grobspätigen Dolomite aus den „Magnesitlinsen“ sowie die Fe-reichen Dolomite aus vertalkten Störungen weisen einen CaO/MgO-Wert auf, der in einem sehr engen Bereich um 1,4 liegt, was etwa der Zusammensetzung eines stöchiometrisch reinen Dolomits entspricht. Außerhalb der Lagerstätte sind also solche Dolomite nicht zu finden, eine Beobachtung, die im Kapitel Genese noch ausführlicher diskutiert werden wird. In Abb. 5a, b sind zum Vergleich auch die Karbonate aus der Magnesitlagerstätte Wald/Schober dargestellt. Es ist deutlich zu sehen, daß auch hier die Kalzitmarmore und die Magnesite eine gewisse Variationsbreite in ihrem CaO/MgO-Verhältnis aufweisen.

Tabelle 3.
AAS-Analysen von Karbonaten aus der Lagerstätte Lassing.

	Magnesit (leicht vertalkt)								vertalkte Karbonate							
	PR-LA-65M	PR-LA-98	PR-LA-112	PR-LA-113	PR-LA-114	PR-LA-115	PR-LA-116	PR-LA-117	PR-LA-28	PR-LA-31	PR-LA-34	PR-LA-85	PR-LA-104	PR-LA-109	PR-LA-123	
MgO	22,47	32,52	21,96	21,56	20,88	20,77	21,12	22,66	21,05	20,66	20,15	20,29	20,67	20,83	19,87	
CaO	28,97	16,65	30,13	30,43	30,10	30,93	30,89	28,44	30,69	31,74	31,33	31,28	30,68	30,84	31,83	
FeO	1,00	1,03	0,59	0,61	0,88	0,89	0,96	0,83	0,37	0,27	0,59	0,27	0,32	0,41	0,25	
Al ₂ O ₃	0,14	0,01	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,04	---	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,02	n.b.	
Sr	429	30	83	73	77	107	118	293	74	225	204	293	161	153	240	
Mn	401	279	522	612	937	899	730	629	277	206	561	196	252	420	176	
Zn	9	5	10	11	9	13	12	12	13	7	5	5	6	8	2	
Ni	2,1	--	0,9	1,2	1,8	1,2	0,8	0,7	0,9	2,0	1,0	2,8	3,4	1,8	2,6	
Co	0,2	--	--	--	--	--	--	--	0,3	--	--	--	--	--	--	
Cr	--	--	2	2	2	2	2	2	2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	1	n.b.	
Li	2	2	1	2	2	1	2	2	1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	1	n.b.	
K	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	23	24	15	23	n.b.	24	
Na	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	70	127	83	61	n.b.	67	
R $\bar{\bar{}}$	3,40	1,20	2,17	7,93	7,49	2,09	1,04	11,38	34,95	1,12	15,91	10,10	13,00	12,0	12,42	

	Kalzitmarmore		Quarzmarmore				unvertalkte dolomitische Marmore										Gangkarbonate	
	PR-LA-83	PR-LA-88	PR-LA-93	PR-LA-66	PR-LA-120	PR-LA-121	PR-LA-17D	PR-LA-17H	PR-LA-58D	PR-LA-58H	PR-LA-75D	PR-LA-75H	PR-LA-76	PR-LA-77	PR-LA-79	PR-LA-122	PR-LA-106a	PR-LA-106b
MgO	1,84	2,15	0,21	5,35	20,35	16,82	7,94	5,83	12,18	1,17	6,04	7,53	13,19	16,89	15,11	18,13	17,84	17,37
CaO	52,93	52,85	54,95	48,90	31,28	35,22	45,61	48,30	41,73	54,53	48,71	46,32	39,32	34,91	38,19	34,39	30,22	30,15
FeO	0,29	0,22	0,18	0,32	0,27	0,30	0,49	0,33	0,35	0,06	0,07	0,10	0,16	0,38	0,17	0,57	4,99	6,19
Al ₂ O ₃	--	n.b.	n.b.	0,02	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,60	0,72
Sr	368	1251	1107	205	220	259	824	634	476	703	522	418	395	334	316	383	167	381
Mn	376	171	684	56	135	148	408	459	77	24	98	148	167	330	220	387	3167	3702
Zn	10	7	6	9	20	4	8	6	8	4	4	5	4	8	4	10	61	66
Ni	3,4	7,2	4,3	1,8	3,1	2,0	1,0	3,8	2,2	3,0	1,0	0,8	1,2	2,7	0,4	1,6	14,3	12,2
Co	0,2	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	2,0	3,1
Cr	1	n.b.	n.b.	1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	49	43
Li	0,2	n.b.	n.b.	0,4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	9	8
K	n.b.	159	50	n.b.	35	15	38	37	125	25	30	45	28	26	19	53	n.b.	n.b.
Na	n.b.	148	148	n.b.	98	78	112	172	81	115	121	146	102	80	107	111	n.b.	n.b.
R $\bar{\bar{}}$	12,95	7,31	2,20	12,19	62,20	15,0	3,43	4,02	3,38	0,49	17,65	2,02	1,30	1,28	2,10	12,4	49,10	31,92

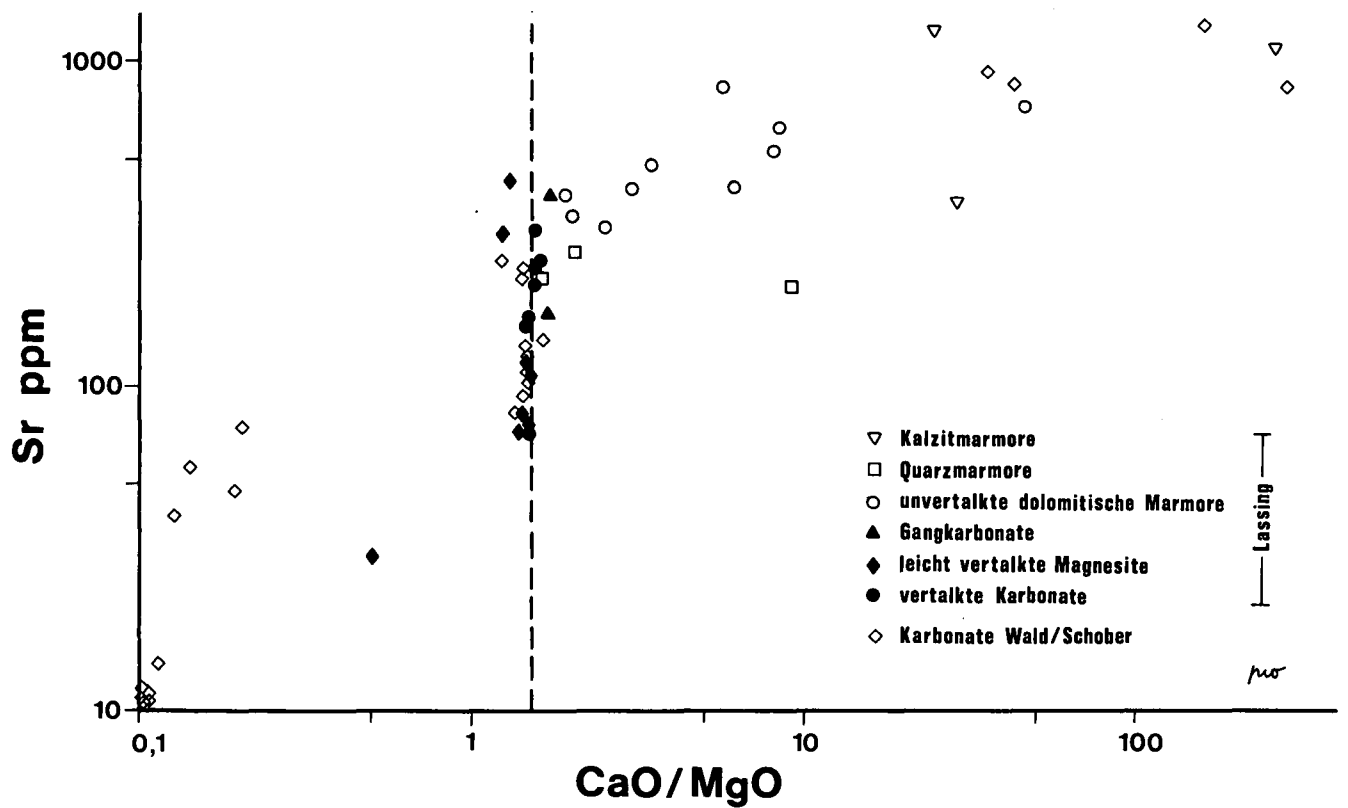
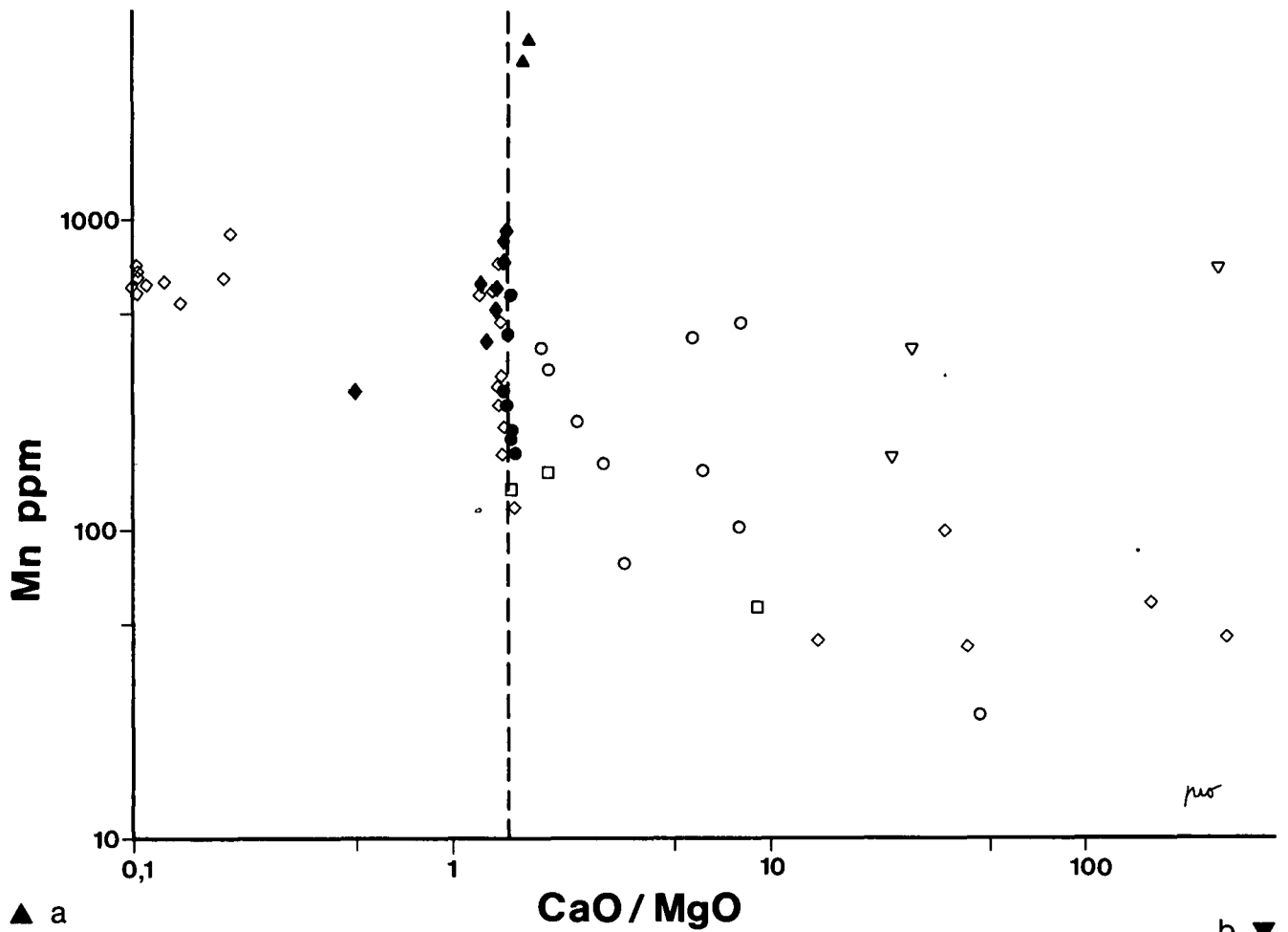


Abb. 5.
 Karbonate der Lagerstätte Lassing und von Wald/Schoberpaß.
 a) Diagramm Mn - CaO/MgO.
 b) Diagramm Sr - CaO/MgO.

Die Dolomite, die in diesem Fall wohl metamorphe Neubildungen sind (sehr grob-spätige Porphyroblasten), sind ebenfalls nur auf ein sehr enges stöchiometrisches CaO/MgO-Verhältnis beschränkt.

Der Sr-Gehalt von Karbonaten ist von verschiedenen Faktoren abhängig und wird sehr häufig bei der Interpretation des Ablagerungsmilieus herangezogen. Diagenetische und metamorphe Beeinflussungen, primär tonige und silikatische Verunreinigungen und die ursprüngliche Salinität des Ablagerungsraums sind für den Sr-Gehalt von Karbonaten verantwortlich. MÜLLER (1967) zeigt z. B., daß der Sr-Gehalt rezenter Karbonate vom Küstenbereich bis zum Tiefseebereich hin drastisch abnimmt. Rezente Karbonate weisen Sr-Werte von einigen 1000 ppm auf, bei prätertiären Karbonatgesteinen sinkt der Sr-Gehalt sehr stark. Diese Gesteine weisen nach WEDEPOHL (1970) einen Durchschnittswert von 460 ppm auf.

Bei den hier untersuchten Karbonaten der Veitscher Decke handelt es sich ausschließlich um Marmore, deren Gefüge und Mineralbestand durch eine grünschieferfazielle Metamorphose geprägt wurde. Von den im vorigen Kapitel beschriebenen Gruppen sind die Kalzitmarmore und die unvertalkten Dolomite wohl die Gesteine, die am wenigsten durch sekundäre Alterationen verändert wurden. Bei den Kalzitmarmoren liegt der Durchschnittsgehalt mit 909 ppm deutlich über dem von WEDEPOHL (1970) angegebenen Wert. Der hohe Sr-Gehalt dürfte bei jenen sehr reinen, weißen, grobkörnigen Kalzitmarmoren, die mit Grünschiefern wechsellaagern, darauf zurückzuführen sein, daß es sich hierbei möglicherweise um anorganische Aragonitausfällungen handelt, die naturgemäß einen sehr hohen Sr-Gehalt (bei rezenten Sedimenten bis 1 %) aufweisen. Die Ursache für den hohen Sr-Wert in den schwarzen Kalzitmarmoren liegt wahrscheinlich im großen Anteil an biogenen Komponenten.

Allgemein ist festzustellen, daß der Sr-Gehalt nicht vom unlöslichen Rückstand und von der silikatischen Verunreinigung der Karbonate abhängt. Der Sr-Wert der unvertalkten dolomitischen Marmore liegt zwischen 316 ppm und 824 ppm bei einem Durchschnittswert von 501 ppm. Die an sich noch hohen Werte sind möglicherweise darauf zurückzuführen, daß diese Gesteine – abgesehen von diagenetischen Vorgängen und der Metamorphose – keine späteren Veränderungen wie etwa hydrothermale Umwandlungen im Zuge der Talkbildung erfahren haben. Die hellen und die dunklen Lagen der gebänderten Dolomite zeigen bezüglich ihres Sr-Gehaltes keine signifikanten Unterschiede.

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Kalzitmarmoren und den unvertalkten, häufig gebänderten Dolomiten zeigen die Dolomite aus dem Lagerstättenbereich, die grob-spätigen Magnesite und die Gangkarbonate wesentlich geringere Gehalte an Sr. Diese Beobachtung wird ebenso wie die Tatsache, daß die durchschnittlichen Sr-Werte dieser drei Gruppen deutlich unter den von WEDEPOHL (1970) angegebenen Werten liegen, als Hinweis auf eine sehr späte postdiagenetische Veränderung dieser Gesteine (Talkbildung) gewertet. Diese Überlegungen spielen auch für genetische Betrachtungen eine große Rolle.

Im Gegensatz zu den oben diskutierten Sr-Werten, die sehr sensibel auf sekundäre Prozesse (Diagenese, Metamorphose) reagieren, werden die Mn-Gehalte von Karbonatgesteinen häufig als Indikator für das Ablagerungsmilieu herangezogen. Bei diagenetischen und me-

tamorphen Prozessen bleiben die Mn-Gehalte weitgehend unverändert (BENCINI & TURI, 1974) bzw. erfolgt bei der Diagenese eine kleinräumige Umlagerung des Mn von den silikatisch-detritären Phasen in die Karbonatphase (BUGGISCH, 1980).

Nach WEDEPOHL (1970) liegt der durchschnittliche Mn-Wert für Karbonatgesteine bei 700 ppm. Für bathymetrische Überlegungen gilt in Übereinstimmung mit rezenten Beobachtungen allgemein, daß die Mn-Gehalte von Karbonatgesteinen aus Schwellenbereichen bzw. aus küstennahen Bereichen niedrig sind (<500 ppm), in Beckenbereichen oder in küstenfernen Lagen steigen diese Mn-Werte auf einige 1000 ppm.

Die generell niedrigen Mn-Gehalte der hydrothermal unveränderten Karbonatgesteine aus der Lagerstätte Lassing deuten – wie oben ausgeführt – auf ein relativ seichtes bzw. küstennahes Ablagerungsmilieu, was durchaus in Einklang mit geologischen Beobachtungen steht (Crinoidenkalke). Der Mn-Durchschnittsgehalt der vertalkten Dolomite liegt mit 298 ppm nicht wesentlich höher als der der unvertalkten Dolomite, die grob-spätigen Magnesite und Dolomite weisen einen leicht erhöhten Mn-Gehalt auf.

Der hohe Mn-Gehalt der Gangkarbonate stammt mit großer Wahrscheinlichkeit aus den unmittelbar angrenzenden Grünschiefern, wobei das Mn im Zuge der Talkbildung durch hydrothermale Vorgänge aus den Grünschiefern freigesetzt wird und in den vertalkten Klüften und Störungen in den neu gebildeten grob-spätigen Fe-Karbonaten fixiert wird.

Die Fe-Werte der Kalzitmarmore und der Dolomite sind praktisch ident und liegen bei 0,1 %. Die Magnesite aus Lassing zeigen typischerweise höhere FeO-Gehalte um ca. 1 % und sind mit den hier untersuchten Magnesiten von Wald/Schober durchaus vergleichbar. Die Gangkarbonate sind sehr Fe-reich, was für metamorph-hydrothermal gebildete Karbonate typisch ist.

4.3. Talk-Chloritschiefer

Die Talke der Lagerstätte Lassing sind sehr rein und arm an Spurenelementen, die Talke im allgemeinen auszeichnen. Im Gegensatz zu den Serpentinittalken, die ausgesprochen hohe Gehalte an Ni, Cr, Co, Zn aufweisen, zeigen Karbonattalke nur sehr geringe Konzentrationen dieser Elemente, es sind nur Spuren von V und Zn zu beobachten. Diese geringen Gehalte an den oben erwähnten Spurenelementen stellen die Talke aus Lassing auch geochemisch in die Gruppe der Karbonattalke. Die Analysen der Talke aus Lassing sind in Tab. 1 und 2 wiedergegeben.

Vergleicht man die Talke aus Lassing, die zum überwiegenden Teil an Dolomit gebunden sind, mit den Talken aus magnesitischen Bildungsbereichen, so fällt bei den Magnesittalken ein geringer, aber signifikanter Spurenelementgehalt auf. Die Ursache dafür ist wohl eine primäre stärkere silikatische Verunreinigung des Magnesits durch Tonkomponenten, die heute als Mg-Chlorite mit den Magnesittalken auftreten. Aber auch die Al-armen Talke (d. h. jene, die keine Chloritbeimengungen aufweisen) aus den Magnesiten zeigen z. B. Ni-Gehalt von ca. 30 ppm. Diese primäre silikatische Verunreinigung war in den Dolomiten von Lassing nicht gegeben.

Die Talk-Chloritschiefer zeigen als wichtigste geochemische Merkmale hohe Gehalte besonders an V

und TiO₂. Diese Beobachtung spricht für eine Entstehung der Gesteine aus Lösungen, die von den Grünsteinen abstammen, wie schon der räumliche Zusammenhang der beiden Gesteinstypen vermuten läßt.

4.4. Permoskythische Evaporite und ihre Nebengesteine

PETRASCHECK (1975) berichtet von einem Fund von Gips bzw. Anhydrit aus der Magnesitlagerstätte Sunk bei Trieben. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von +17,6 bzw. +17,2 werden dahingehend interpretiert, daß dieser Gips zusammen mit dem Magnesit altersmäßig in das Mittelkarbon gestellt wird. Die Voraussetzung für diese Interpretation ist natürlich ein primärer Zusammenhang dieser beiden Gesteinstypen.

Daher schien es wichtig, den in der Lagerstätte Lassing gefundenen Gips ebenfalls geochemisch zu untersuchen. Die Ergebnisse sind in Tab. 4 dargestellt.

Tabelle 4.
Zusammensetzung des Gipses aus Lassing.
1 = rötlicher, massiger Gips; 2 = weißer Klufthgips.
Fe, Sr und Mn in ppm.

	1	2
CaO	32,15 %	32,75 %
MgO	1,98 %	20 ppm
Fe	3506	108
Sr	2437	175
Mn	727	8
$\delta^{34}\text{S}$ (CDT)	+ 10,9	+ 19,2

Die hohen Gehalte an Fe und Sr weisen den Gips 1 als Evaporit aus. Der Gehalt an Mg ist auf dolomitische Verunreinigung zurückzuführen. Im Gegensatz dazu ist der Klufthgips außerordentlich rein und sehr arm an diesen signifikanten Spurenelementen. Vom Gips aus der Magnesitlagerstätte Sunk/Trieben sind leider keine vergleichbaren Analysen bekannt.

Die Schwefelisotopenzusammensetzung für Gips 1 mit +10,9 entspricht einem permischen Alter. Der Wert von +19,2 für den Klufthgips spiegelt wohl nicht mehr die ursprüngliche Zusammensetzung wider und ist daher altersmäßig ohne Relevanz.

Unter diesen Gesichtspunkten wäre es auch wichtig, die oben erwähnten Evaporite aus der Magnesitlagerstätte Trieben auf ihren Gehalt an signifikanten Spurenelementen zu untersuchen. Die Interpretation eines karbonen Bildungsalters wäre natürlich nur dann zulässig, wenn es sich aufgrund dieser Untersuchungen um sicher sedimentäre Gesteine handelt.

5. Genese

Aufgrund der in dieser Untersuchung erarbeiteten Ergebnisse wird in der Folge versucht, entscheidende Fragen bezüglich der Genese der Lagerstätte zu beantworten:

- Welche sind die geologischen Voraussetzungen für die Bildung der Lagerstätte?
- Erfolgt ein Transport (Zufuhr von Mg während der Talkbildung)?

- In welchem Ausmaß werden andere Elemente transportiert?
- Woher kommt das Si für die Talkbildung?

Eines der auffallendsten geologischen bzw. tektonischen Merkmale der Lagerstätte Lassing und auch der meisten anderen Talkvorkommen der Grauwackenzone ist ihre Lage an bedeutenden tektonischen Lineamenten. Die Hauptstörungsrichtungen, die man in der Lagerstätte Lassing erkennen kann, sind E-W gerichtet und stehen eindeutig im Zusammenhang mit der Palten-Liesing-Störung. Sowohl die N- als auch die S-Grenze der Lagerstätte wird von diesen E-W-Störungen gebildet. Sie markieren in der Lagerstätte Lassing zugleich die am stärksten vertalkten Bereiche. Der Karbonat-Grünschieferkomplex zwischen diesen beiden Störungen ist je nach tektonischer Durchbewegung unterschiedlich stark vertalkt. Sehr charakteristisch ist, daß der Karbonatblock nördlich der N-Störung keine Vertalkung aufweist und auch tektonisch keinerlei Beanspruchung zeigt. Die petrographische Zusammensetzung hier entspricht aber durchaus der unvertalkten Karbonate nördlich der Lagerstätte, also außerhalb des tektonisierten Bereichs. Im Streichen findet die Lagerstätte dort ihr Ende, wo die dolomitischen Karbonate des Lagerstättenbereichs in weiße Kalzitmarmore übergehen. Hier findet man eine z. T. sehr starke Verquarzung dieser Kalzitmarmore und eine tektonische Brekzierung dieser Gesteine. Eine Vertalkung findet – wie gesagt – nicht mehr statt.

Das hier skizzierte Bild zeigt eindeutig, daß die Vertalkung an Störungen gebunden ist. Weiters tritt sie nur dort auf, wo dolomitisches Nebengestein von diesen Störungen durchschlagen wird. Die sporadisch auftretenden sogenannten Magnesitkörper der Lagerstätte Lassing (meist grobspätige Dolomite) sind nur in einem geringen Ausmaß vertalkt. Die Vertalkung ist auch hier an Störungen und Klüfte gebunden, die in diesem kompakten und starren Gestein allerdings nur sehr selten auftreten. Dieser Umstand dürfte der Hauptgrund für die geringe Vertalkung der Magnesite von Lassing sein. Die Dolomite hingegen weisen eine wesentlich intensivere Klüftung auf.

Nachstehend soll die Frage erörtert werden, ob ein genetischer Zusammenhang zwischen der Bildung der Mg-Karbonate und der Talke vorliegt, und ob das Mg für die Talkbildung in einem größeren Ausmaß an den oben erwähnten Störungen transportiert wurde.

Es gibt in der Lagerstätte zwei Typen von grobspätigen Karbonatgesteinen, nämlich die Gangkarbonate und die leicht vertalkten Magnesite:

Die Gangkarbonate sind aufgrund ihrer Struktur mit sehr großer Sicherheit metamorphe bzw. hydrothermale Bildungen, die gleichzeitig mit der Talkbildung entstanden sind. Die hohen Fe-Gehalte und die außerordentlich hohen Mn-Gehalte sprechen ebenfalls für diese Deutung.

Da die Magnesite und grobspätigen Dolomite eine völlig andere geochemische Zusammensetzung zeigen und eher mit den gebänderten (sedimentären) Dolomiten aus der Lagerstätte zu vergleichen sind, liegt die Vermutung nahe, daß diese Gesteine zur Zeit der Talkbildung bereits als Mg-Karbonate vorlagen. Möglicherweise erfolgte vor oder während der Talkbildung nur eine Kornvergrößerung und Rekristallisation dieser Gesteine zu den heute vorliegenden Magnesiten bzw. grobspätigen Dolomiten.

Die vertalkten Dolomite aus dem unmittelbaren Lagerstättenbereich zeigen ein CaO/MgO-Verhältnis, das sehr nahe der stöchiometrischen Zusammensetzung reiner Dolomite liegt (Abb. 5). Im Gegensatz dazu weisen die nicht vertalkten gebänderten Dolomite ein CaO/MgO-Verhältnis auf, das in einem wesentlich größeren Bereich streut, d. h. daß diese Gesteine eine gewisse kalzitische Beimengung zeigen. Die Kalzitkomponente dürfte während der Vertalkung von hydrothermalen Lösungen abtransportiert worden sein. Die talkbildenden Vorgänge verbrauchten das Karbonat nur unvollständig. Der Dolomit, wie er nun im Lagerstättenbereich in Wechsellagerung mit dem Talkschiefer vorliegt, ist also ein mehr oder weniger gut rekristallisiertes Relikt nach der Talkbildung. Daß diese Dolomite sehr feinkörnig sind, obwohl sie Rekristallite sind, liegt wohl darin begründet, daß der fein verteilte Talkgehalt in diesem Gestein ein Riesenwachstum der Karbonatkristalle verhinderte.

Die oben diskutierten Beobachtungen zeigen, daß eine Mg-Zufuhr für die Talkbildung nicht notwendig ist, und daß die talkbildenden Vorgänge bereits Dolomite als Ausgangsmaterial vorfanden. Bei einer Mg-Zufuhr an den Störungen müßte sich eine Vertalkung unabhängig vom Nebengestein beobachten lassen. Dort, wo die Störungen Kalzitmarmore durchschlagen, konnte allerdings keine Vertalkung beobachtet werden.

Ein weiteres Argument dafür, daß keine Mg-Zufuhr erfolgte, ist die Mg-Verarmung der hydrothermal veränderten Grünschiefer. Hier ist deutlich zu sehen, daß im Zuge der hydrothermalen Alteration das Mg von den Grünschiefern in die vertalkten Störungen mobilisiert wird, während die Nebengesteine kalzitisiert werden. Bei einer Mg-Zufuhr an den Störungen müßte man zumindest eine Dolomitisierung der Nebengesteine oder aber jedenfalls eine Mg-Anreicherung der hydrothermal veränderten Gesteine erwarten.

Bei der Talkbildung in den Lagerstätten der Grauwackenzone wird Mg nur sehr kleinräumig umgelagert. So beschreibt z. B. HADITSCH (1966) aus Oberdorf eine Vertalkung von Quarzkonglomeraten am Kontakt von Magnesit zum Nebengestein.

Wenn man also annimmt, daß ein bereits vorhandener Dolomit das Ausgangsmaterial für die Talkbildung war, so ist die nächste wichtige Frage nach der Herkunft des Si. Hier gibt es prinzipiell zwei Möglichkeiten:

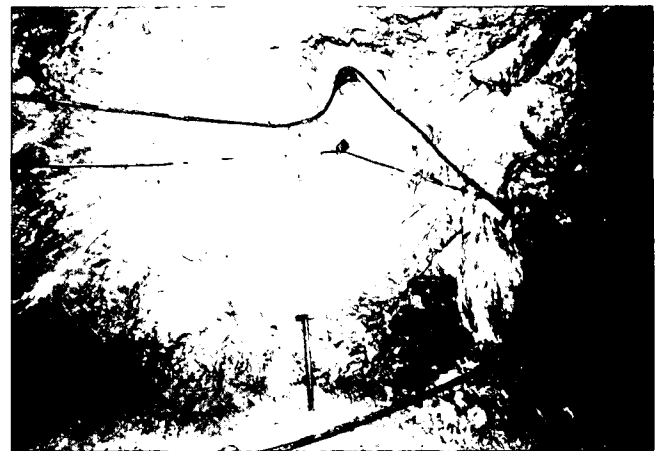
es könnte eine gewisse silikatische Verunreinigung des dolomitischen Sediments bereits vorhanden gewesen sein, oder aber Si wird durch die hydrothermalen Lösungen zugeführt.

In den Dolomiten der Veitscher Decke aus dem Raum Lassing kann gelegentlich ein sehr geringer Quarzgehalt beobachtet werden. Es gibt auch in der Lagerstätte einige dm mächtige Bänke sehr quarzreicher Gesteine, die in dieser Arbeit als Quarzmarmore beschrieben wurden. Weder in diesen Gesteinen noch in den Dolomiten, die nur sporadisch Quarz führen, kann aber eine umfangreichere Reaktion des Quarzes mit dem Dolomit zu Talk beobachtet werden. Der Grund dafür liegt wohl darin, daß in den starren, kompetenten, tektonisch unversehrten Gesteinspaketen diese Reaktion nicht oder nur unvollständig vor sich geht. Die Temperatur ist wahrscheinlich zu gering, um die Reaktion in einem geschlossenen System in Gang zu setzen.

In den stark tektonisierten Bereichen verläuft diese Reaktion wegen der besseren Mobilität der Lösungen und vor allem wegen der Möglichkeit der CO₂-Abfuhr mehr oder weniger vollständig. Dieser Umstand legt auch die Vermutung nahe, daß die Si-Zufuhr im Rahmen der hydrothermalen Aktivität erfolgte. Der im ursprünglichen Sediment vorhandene Quarz würde auch mengenmäßig für die umfangreiche Talkbildung nicht ausreichen.

Deutlich ist die hydrothermale Herkunft des Si dort zu sehen, wo die Störungen nicht dolomitisches Nebengestein durchschlagen. Hier sieht man überall, daß die Störungen und Klüfte von einem sehr reinen Gangquarz gefüllt sind (Abb. 6a). Dieser Gangquarz fehlt in den dolomitischen Gesteinen der Lagerstätte, da hier das Si vollständig zur Talkbildung aufgebraucht wurde, während Dolomit noch reliktsch übriggeblieben ist (Abb. 6b). Das Si der hydrothermalen Lösungen könnte aus den Serizitphylliten und Quarzphylliten der Rannach-Serie stammen, die das tektonisch Liegende bildet.

Eine essentielle Rolle bei der Talkgenese spielt in diesem Fall die Zusammensetzung der fluiden Phase. Ausgehend von einer relativ H₂O-reichen Zusammensetzung der Gasphase setzt bei Erhöhung des Temperaturgradienten folgende Reaktion ein:



▲ a b ▲

Abb. 6.

- a) Verquarzte Klüfte und Störungen in Kalzitmarmoren über der Lagerstätte (keine Talkbildung).
b) Vertalkte Störungen in den Dolomiten aus dem Lagerstättenbereich. Quarz tritt hier nicht auf.

Die Bedeutung chloridischer Lösungen bei der Metamorphose karbonatischer Gesteine wurde von SKIPPEN & TROMMSDORFF (1986) sowie BOWERS & HELGESON (1983) zusammengefaßt. Entsprechend diesen Autoren sind Chloride häufige und wichtige Bestandteile metamorph erzeugter Lösungen.

Die Tatsache, daß der durch die Reaktion gebildete Kalzit abtransportiert wird ebenso wie der Kalzit, der schon primär zusammen mit dem Dolomit vorhanden war, müßte eine starke Volumsverminderung während der Talkbildung bewirken. Wenngleich auch diese Volumsverminderung wahrscheinlich durch die tektonischen Vorgänge kompensiert wird, dürfte sie doch für eine gewisse Zeit eine Öffnung der Klüfte und Störungen bewirkt haben. Daher konnten wohl auch die Zufuhrwege für die Si-bringenden Lösungen zumindest für eine kurze Zeit offen gehalten werden.

BECKER & NEUBAUER (1987) postulieren für die Lagerstätte Lassing eine synmetamorphe altpalidische Talkbildung mit geringer Talkkonzentration und eine tektonische Anreicherung des Talks durch die junge Störungstektonik. Die oben ausgeführten Beobachtungen sprechen allerdings aus folgenden Gründen für eine autochthone Talkbildung in diesen jungen Störungen nach der (altpalidischen) metamorphen Prägung der Nebengesteine:

- a) Die Grünschiefer sind am Kontakt zu vertalkten Störungen hydrothermal verändert.
- b) Wie oben ausgeführt, erfolgt eine umfangreiche Talkbildung nur in einem offenen System.
- c) Regionalmetamorph tritt Talk nur äußerst spärlich und meist in Verbindung mit Tremolit auf. Letzterer ist in der Lagerstätte allerdings auch nicht in Spuren zu beobachten.
- d) Der Dolomit, der in der Lagerstätte immer in Wechselagerung mit Talk vorkommt, ist ebenso wie dieser eine hydrothermale Neubildung und tritt außerhalb der Lagerstätte nicht auf.

Welches Ereignis die hydrothermalen Lösungen erzeugte, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Da magmatische Gesteine in diesem Bereich völlig fehlen, ist die Ursache für die Entstehung dieser Lösungen möglicherweise eine Metamorphose in tieferen Krustenbereichen jedenfalls nach dem altpalidischen Ereignis. K/Ar-Datierungen an Glimmerneubildungen in diesen Störungen zur genaueren zeitlichen Fixierung dieses hydrothermalen Geschehens sind zur Zeit im Gange.

Dank

Der Autor dankt den Talkumwerken NAINTSCH Ges. m. b. H. und besonders Herrn Dipl. Ing. H. SCHMIDT für die Unterstützung bei dieser Arbeit. Besonders herzlicher Dank sei Herrn Prof. K. METZ ausgesprochen, der diese Arbeit initiierte und auch in weiterer Folge immer zu Diskussionen bereit war.

Literatur

BECKER, L. P. & NEUBAUER, F.: Strukturgeologische Untersuchungen an der Talklagerstätte Lassing – Talkkonzentration durch Duktilitätskontrast in einer Störungszone. – Unveröff. Bericht Vereinigung für Angewandte Lagerstättenforschung in Leoben, 26 S., Graz 1987.

BENCINI, A. & TURI, A.: Mn distribution in the mesozoic carbonate rocks from Lima Valley, Northern Apennines. – *Jour. Sedim. Petrol.*, **44**, 774–782, Tulsa 1974.

BOWERS, T.S. & HELGESON, H.C.: Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $H_2O - CO_2 - NaCl$ on phase relations in geological systems: Equation of state for H_2-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures. – *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **47**, 1247–1275, Oxford 1983.

BUGGISCH, W.: Die Geochemie der Kalke in den Trogkofelschichten in den Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **36**, 101–111, Klagenfurt 1980.

FRIEDRICH, O. M.: Zur Genese ostalpiner Spatmagnetit- und Talklagerstätten. – *Radex-Rundschau*, **7**, 281–298, Radenthein 1951.

GEYER, G. & VACEK, M.: Geologische Karte der Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Liezen. – Wien (Geol. R.-A.) 1916.

HADITSCH, J. G.: Die Talklagerstätte Oberdorf an der Laming. – *Archiv f. Lagerst.forsch. in den Ostalpen*, **4**, 36–83, Leoben 1966.

HADITSCH, J. G.: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. Bemerkungen zur Genese des „Kokardendolomites“ der Magnetitlagerstätte Sunk bei Trieben. – *Radex-Rundschau*, **3**, 188–193, Radenthein 1968.

METZ, K.: Die Geologie der Talklagerstätte von Mautern im Liesingtal. – *Berg- und Hüttenm. Mh.*, **94**, 149–157, Wien 1949.

METZ, K.: Geophysikalische, geologische und lagerstättenkundliche Studien in der Rannachserie des Liesingtales, Stmk. Bericht zu Projekt P29 der Steiermärkischen Landesregierung („Schwerminerale Rannachserie – Wald“). – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **42**, 95–102, Graz 1981.

METZ, P. W. & WINKLER, H. G. F.: Experimentelle Gesteinsmetamorphose VII. Die Bildung von Talk aus kieseligem Dolomit. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, 431–457, Oxford 1963.

MÜLLER, G.: Strontium distribution in recent Indian ocean sediments of the Eastern coast of Somalia. – *J. Sed. Petrol.*, **37/3**, 957–960, Tulsa 1967.

PETRASCHECK, W. E.: Zur Altersbestimmung einiger ostalpiner Erzlagerstätten. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **68**, 79–87, Wien 1975.

PROCHASKA, W.: Talk- und Leukophyllitbildung als Folge hydrothermalen Metasomatose. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **78**, 167–179, Wien 1985.

PROCHASKA, W. & EBNER, F.: Geologische Untersuchungen an Metavulkaniten der Veitscher Decke/Grauwackenzone. – *Sitz. Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, Wien 1988 (in Druck).

RATSCHBACHER, L.: Geologische Untersuchungen in hohen ostalpinen Decken (Obersteiermark – Österreich). – Unveröff. Diss. Naturw. Fak. Univ. Graz, 306 S., Graz 1983.

REDLICH, K. A. & CORNU, F.: Zur Genesis der alpinen Talklagerstätten. – *Zeitschrift f. prakt. Geol.*, **1908**, 145–152, Berlin 1908.

SCHULING, R. D. & VINK, B. W.: Stability relations of some titanium-minerals (sphene, perovskite, rutile, anatase). – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 2399–2411, Oxford 1967.

SKIPPEN, G. & TROMMSDORFF, V.: The influence of NaCl and KCl on phase relations in metamorphosed carbonate rocks. – *Am. Journ. Sci.*, 1986.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.

WEDEPOHL, K. H.: Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem faziellen und petrogenetischen Aussagegewicht. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**, 692–705, Wien 1970.