©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1976	Heft 2	S. 147—182	Wien, Oktober 1976

Gefügeanalytische Untersuchungen der Magnesitlagerstätte Bürglkopf — Weißenstein bei Hochfilzen, Tirol

Von Franz Vavtar [1])

Mit 4 Abbildungen

Österreichische Karte
1 : 50.000
Blätter 122, 123

Schlüsselwörter
Nordtiroler Grauwackenzone
Kitzbüheler Alpen
Spatmagnesit-Lagerstätten
Magnesitgenese
Paläozoische Lagerstätten

Inhalt

1. Zusammenfassung 147
2. Einleitung 148
3. Bisherige Literatur 148
4. Die Lagerstätte Hochfilzen:
Geographischer Überblick 153
Geologische Situation im Rahmen der Lagerstätte 154
Stratigraphie der Lagerstätte und ihrer näheren Umgebung 156
Großtektonik und Tektonik des Lagerstättenbereiches 158
Petrographie 165
Magnesit 172
Vergleich der Gefügeregelung 177
Feinschichtmagnesit 178
5. Ergebnis 179
6. Literatur 180

1. Zusammenfassung

Aus den vorliegenden gefügeanalytischen Untersuchungen kann mit Sicherheit geschlossen werden, daß die Magnesite und Dolomite der Lagerstätte Hochfilzen von einer orogenen postkristallinen Deformation erfaßt wurden. Eine Trennung in eine ältere (variszische) und jüngere (alpidische) Phase läßt sich mit Sicherheit nicht durchführen, da Gesteine der alpidischen Ära fehlen. Wohl ergaben großtektonische Untersuchungen eine $B' \perp B$-Achsenrichtung im Dolomit-Magnesitlager, welche sich einem älteren, von der B-Achsenhauptrichtung überprägten Formungsplan zuordnen ließe. Dieser ist auch in den liegenden Wildschönauer Schiefern in Form spitzwinkelig überprägter B-Achsen zu beobachten.

[1]) Anschrift des Verfassers: Univ.-Ass. Dr. Franz Vavtar, Institut für Mineralogie und Petrographie, Abteilung Geochemie und Lagerstättenlehre, der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, 6020 Innsbruck.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Magnesiumzufuhr könnte in einem ursächlichen Zusammenhang mit einem basischen untermeerischen Vulkanismus gebracht werden. Die Untersuchungen zeigten, daß in den liegenden Wildschönauer Schiefern linsenförmige Tufflagen bis an die Liegendgrenze des Dolomit-Magnesitlagers zwischengeschaltet sind.

2. Einleitung

Im Zuge der Neubearbeitung der Lagerstätten in der Nordtiroler Grauwackenzone wurden an der Spatmagnesitlagerstätte von Hochfilzen (Tirol) im Rahmen einer Dissertation gefügeanalytische Untersuchungen durchgeführt. Aus der Reihe der Magnesitlagerstätten im Westteil der Nordtiroler Grauwackenzone wurde die Lagerstätte Hochfilzen mit dem Vorkommen am Bürglkopf und am Weißenstein ausgewählt, da dort der Magnesit im Gegensatz zu den anderen ostalpinen Magnesiten weniger grobspätig entwickelt ist und sich eben wegen der Feinkörnigkeit als sehr günstiges Untersuchungsobjekt erweist. Außerdem sind in diesem Gebiet neuere stratigraphische Untersuchungen von MOSTLER (1970 und 1973) gemacht worden, die eine genaue Einordnung der einzelnen Schichtpakete ermöglichen. Die Arbeiten wurden mit Unterstützung des „Österreichischen Wissenschaftsfonds" durchgeführt.

Herrn Univ.-Prof. Dr. O. SCHULZ gilt mein Dank für fachliche Anregungen und Diskussionen. Bedanken möchte ich mich auch bei der Österreichisch-Amerikanischen Magnesit-Aktiengesellschaft, insbesondere der Direktion des Bergbaues Hochfilzen für Entgegenkommen und Hilfe bei der Geländearbeit. Die Drucklegung dieser Arbeit wurde durch einen Kostenzuschuß des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung unterstützt.

3. Bisherige Literatur

Bezüglich der Deutungsversuche über die Genese der ostalpinen Spatlagerstätten herrscht ein kaum übersehbares Angebot, wobei immer mehr Argumente gegen eine rein alpidische Erzanreicherung angeführt werden.

W. PETRASCHEK (1926 und 1932) stellt die Magnesit-, Siderit-, Kupfer- und Nickelvorkommen, die er als einheitliche und genetisch zusammengehörende Minerogenese betrachtet, altersmäßig ins ältere Miozän. Beim Vergleich dieser Lagerstättentypen kommt er zu dem Ergebnis, daß diese weder an bestimmte stratigraphische Horizonte noch an bestimmte tektonische Einheiten gebunden sind. Als Stofflieferant käme auf Grund der regionalen Verbreitung (Karpaten, Dinariden) der Magnesit-Sideritlagerstätten ein andesitischer Vulkanismus in Frage.

R. SCHWINNER (1937 und 1949) war schon damals Gegner der unitarischen alpidischen Vererzung. Seiner Meinung nach sind die Stoffbringer der verschiedenen Erzlagerstätten auch verschiedene Magmen.

E. CLAR (1931 und 1954) gehört zur Gruppe der Artoren, welche die Magnesitlagerstätten zum unitarischen alpidischen Vererzungszyklus rechnen. Seine Korngefügeuntersuchungen an Bändermagnesiten aus Breitenau in der Steiermark brachten folgendes Ergebnis: Die Bänderung ist eine Folge der lagigen Rhythmik

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

in der Anordnung von stofflich verschiedenen Lagen und von verschiedenen Korngrößen (feinkörnig pigmentierte Lagen und grobkörnige pigmentfreie Lagen). Die Ursache dafür sei nicht ein Zeitrhythmus in der sedimentären Anlagerung, sondern ein Raumrhythmus von Umlagerungen in einem schon verfestigten Gestein. Er hat nämlich in den nichtpigmentierten Lagen ein „antipolares" raumrhythmisches Wachstumsgefüge mit der Regel „*c* parallel einer Wand (Blastetrix)" nachweisen können. Das Kornwachstum erfolgte ausgehend von dieser „Blastetrix" nach beiden Seiten senkrecht auf diese. In der Nähe der Anwachsfläche enthalten die Magnesitkörner den Rest der sedimentären Feinschichtung als färbendes Pigment (s_i).

Völlig anders ist die Korngefügeregelung in den feinkörnigen pigmentierten Lagen. Dort handelt es sich um „ . . . eine Kornorientierung, die der (Tektonit)-Regel im verdrängten Ausgangsgestein ähnelt" (CLAR, 1954, S. 59). Es soll sich also um ein schon bestehendes Gefüge handeln, welches durch Abbildungskristallisation übernommen wurde. Beide Regeln gehören dem gleichen Bildungsakt an, dabei handle es sich nicht um eine Umkristallisation eines Magnesits, sondern um eine erste Platznahme.

O. M. FRIEDRICH (1953, 1959, 1963, 1968 und 1969) nimmt in einer Reihe von Arbeiten zum Magnesitproblem verschieden Stellung. Auf Grund seiner Beobachtungen und Untersuchungen kommt er zuletzt zu dem Schluß, daß die Spatmagnesite in den Ostalpen vor der alpidischen Orogenese, zwischen Oberperm und Mitteltrias, durch Metasomatose entstanden sein sollen. Erzspender war das Sima. Während der alpidischen Orogenese erfolgte noch eine zweite Magnesia-Mobilisation durch eingeschuppte, serpentinisierte Ultrabasite.

J. G. HADITSCH (1968, 1969 und 1970) folgert „ . . ., daß es sich bei den Bändermagnesiten geradeso wie bei den Pinoliten und richtungslos körnigen Magnesiten um ein postdiagenetisch hydrothermales Paläosom im Sinne von O. M. FRIEDRICH handelt." Nach seinen Untersuchungen stellen nicht nur die pigmentierten Schichtflächen, sondern auch die postdiagenetisch entstandenen Klüfte ein Gefüge dar, welches schon vor der Magnesitmetasomatose bestanden haben müßte und von dieser durch Abbildungskristallisation übernommen wurde.

Aus dem Raum Leogang beschreiben HADITSCH und MOSTLER (1970) eine Barytvererzung, die an die sogenannte „Spielbergfazies" gebunden und paläozoisch-sedimentär ist; neben dieser auch noch eine Magnesitvererzung mit Kupfer-, Nickel- und Kobalterzen, welche an die sogenannte „Südfazies" gebunden ist. Diese Vererzung wird mit der örtlichen Überschiebungs- bzw. Aufschiebungstektonik in Zusammenhang gebracht. Die vererzenden Lösungen sollen entlang von Klüften emporgedrungen sein und die höchstsilurischen bis unterdevonischen Sedimente erfaßt haben, in denen es schon durch eine frühe diagenetische Dolomitisierung zu einer primären Vorkonzentration des Magnesiums gekommen sei. In den durch „Aufblättern" geschaffenen Hohlräumen sei es demnach zu einer horizontbeständigen, schichtkonkordanten Platznahme der Erzlösungen gekommen.

F. ANGEL und F. TROJER (1953 und 1955) verlegen die Metasomatose in den Zeitraum nach dem Devon, wahrscheinlich Unterkarbon, aber sicher vortriadisch, im Anschluß an die variszische Gebirgsbildung. Sie konnten nämlich belegen, daß

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

im Spielberg-Graben im Bereich der Brunnsink im SE vom Gasthaus „Eiserne Hand" ein fertiger Magnesit in eine polymikte vortriadische Breccie sedimentiert wurde. Bei dieser Metasomatose handle es sich nicht um sedimentäre bis diagnetische Prozesse, sondern es soll aus einem Kalkgestein über Dolomit Magnesit entstanden sein, wobei Ca abgeführt wurde. Dieser Magnesit wurde dann zum Teil wieder zu Dolomit redolomitisiert. Als Stofflieferant kämen ultrabasische Gesteine in Frage.

H. WENGER (1964) tritt in seiner Arbeit über die Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux im Zillertal für eine paläozoische Magnesitvererzung durch Metasomatose ein.

H. MOSTLER (1970 und 1973) unterscheidet im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone einen Bereich, der keine Magnesitvererzung zeigt, die sogenannte „Spielbergfazies" (Flachmeersedimente) und einen vererzten Abschnitt, die „Südfazies" (Beckensedimente).

Die Magnesiumanreicherung sei weder sedimentär, da die paläogeographischen Bedingungen ein salinares Ablagerungsmilieu ausschließen, noch soll sie synsedimentär durch einen submarinen Vulkanismus erfolgt sein, da MOSTLER sowohl zeitlich als auch räumlich gesehen keine vulkanische Tätigkeit feststellen konnte. Ebenso schließt er eine frühdiagenetische Magnesitbildung aus und auch spätdiagenetische Magnesitisierung sei nicht von lagerstättenbildender Bedeutung. Seiner Meinung nach vollzog sich die Metamorphose bei Temperaturen zwischen 350° und 450°. Dabei kam es zur Dolomit- und Magnesitsprossung und zur Neubildung von Muskovit, Chlorit und Quarz. Die dazu nötigen Magnesium- bzw. Chloridlösungen sollen nach MOSTLER aus den benachbarten Karbonaten und aus dem Porenwasser der Sedimente stammen.

Als Zeitraum der Vererzung kommt die bretonische Phase der variszischen Gebirgsbildung an der Wende Oberdevon zu Unterkarbon in Frage. Das Alter der vererzten Karbonatgesteine reicht von silurischen bis einschließlich unterdevonischen Schichten.

W. JOHANNES (1966, 1967 und 1970) kommt durch Laborversuche zum Ergebnis, daß die Spatmagnesite — abgesehen von echten sedimentären — durch eine CO_2- und durch eine Mg-Metasomatose entstanden sind, wobei die Ca- und Mg-Karbonate in chloridischen Lösungen reaktionsfreudiger sind als in karbonatischen. Die Metasomatose ist abhängig von der Temperatur und Konzentration der Lösung. Lösungen mit hoher Konzentration liegen bei ca. 200° im Stabilitätsbereich des Magnesits, verdünnte Lösungen erst oberhalb von 300°. Sollten sich Magnesite bei Oberflächentemperaturen aus dem Meerwasser ausscheiden, so müßte dieses die starke Konzentration von 5 Mol Ca und Mg pro 1000 g H_2O aufweisen. Die Zusammensetzung des Meerwassers liegt aber bei 0,01 Mol Ca und 0,052 Mol Mg pro 1000 g H_2O.

H. LEITMEIER und W. SIEGL (1954) treten für eine sedimentäre Bildung der Magnesite ein. „Nach unserem Dafürhalten sind die Spatmagnesite in der Grauwackenzone der Ostalpen paläozoische, ja für das Paläozoikum charakteristische Sedimentgesteine, die da und dort, je nach ihrer Lage metamorphe Verdrängungen der Grünschieferfazies erlitten haben und als letzte Verdrängung in einzelnen Fällen Feinmobilisierung erfahren haben können." (LEITMEIER und SIEGL, 1954,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

S. 234.) Für die sedimentäre Ablagerung spreche nach Meinung der Autoren unter anderem die Zweiphasigkeit, welche in den Magnesiten zu beobachten ist. Vor der Diagenese muß schon ein sehr feinkörniges Sediment (Nesquehonit) vorgelegen haben. In diesem kam es zu Setzungserscheinungen und als Folge dieser um einzelne früh gebildete Keime des Primärsedimentes zu einem raschen Kristallwachstum und zur Bildung großer Kristallbereiche, bedingt durch das große Angebot von freiwerdenden Kristallösungen aus dem Trihydrat. Es entstanden vor allem pigmentreiche Kristalle. Die Setzungsvorgänge führten zu Spaltbildungen, die mit pigmentfreien Magnesitkristallen wieder ausgefüllt wurden. Eine zweite Phase führte zur Bildung von pigmentfreien Kristallen, die bedingt durch das langsame Wachstum wegen der Vielzahl der vorhandenen Keime, das Pigment nicht mehr einschließen, sondern vor sich herschieben. Die Autoren plädieren für eine gleichzeitige Kristallisation von Dolomit und Magnesit aus einem Primärsediment im Zuge der Diagenese.

Z. Rohn (1950) führt einige Argumente gegen eine ausgedehnte lagerstättenbildende Metasomatose an und macht den Versuch einer sedimentären Deutung der Magnesitgenese. Die kristallinen Magnesite sind immer an sicher sedimentäre Ablagerungen gebunden, zeigen oft schichtparallele Lagerung und haben oft einen scharf abgegrenzten Kontakt zum Nebengestein (z. B. zu den Kalkschiefern im Sunk bei Trieben). Der Autor weist auch auf gleichartige Pyriteinschlüsse im Magnesit und im begleitenden Tonschiefer hin. Erzbringer soll ein submariner basischer Vulkanismus, dessen Förderprodukte mit Temperaturen von ca. 2000° an die Meeresoberfläche gelangten, gewesen sein. Dabei soll es mit den in der Nähe abgelagerten Karbonaten zu Reaktionen gekommen sein, die man auch zur Darstellung von Magnesit aus dem Meerwasser anwendet.

W. Siegl (1955 und 1964) ist der Meinung, daß die schichtigen Magnesite sedimentbedingt entstanden sind. Im Zuge der Diagenese erfolgte im schichtig angelegten Primärsediment (mikrokristalliner bis kolloidaler Nesquehonit), ausgehend von den pigmentierten Schichten, das Kristallwachstum nach unten und oben, wobei am Beginn die Kristalle das Pigment als s_1 einschließen und beim Weiterwachsen vor sich herschieben. So entsteht dann zwischen den einzelnen pigmentreichen Lagen eine zackig verlaufende Sutur. Clar (1954) erklärte das „antipolare" Kristallwachstum hingegen durch tektonisches „Aufblättern" in einem Paläosom.

W. Siegl und K. Felser (1973) erklären, daß der Magnesit von Sunk in einem schwach salinaren, sauerstoffarmen und CO_2-reichen Milieu (back-reef) mit typisch organisch kohligen Begleitsedimenten in einer labilen Beckenzone als Nesquehonit abgelagert wurde. Dieses lebensfeindliche Milieu erklärt auch die Tatsache, daß der Magnesit mit gewissen Ausnahmen — eine Thanatocoenose von Crinoiden und planktonischen Mikrofossilien — fossilfrei ist. Faltung im Kleinbereich und Risse, die mit pigmentfreiem Magnesit ausgeheilt sind, beweisen, daß zur Zeit der Sedimentation der Meeresboden in Bewegung war. Die Autoren nehmen eine solche Fazies für den Magnesit von Sunk als gegeben an und schließen nicht aus, daß das Auftreten anderer Magnesitlagerstätten auch mit solchen Faziesbereichen zusammenhängt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

R. Höll und A. Maucher (1967) beschreiben für die Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux im Zillertal eine sedimentäre bis paradiagenetische Genese, bei der Magnesit und Dolomit nebeneinander entstanden sein sollen. Im Zuge der variszischen und alpidischen Gebirgsbildung und Metamorphose kam es zu Stoffaustausch und -mobilisationen, die von anderen Autoren als lagerstättenbildende metasomatische Vorgänge angeführt werden. Conodontenstratigraphische Untersuchungen belegen ein Alter des Dolomit-Magnesit-Lagers zwischen oberstem Ludlow und unterem Ems. Erzbringer war ein submariner basischer Vulkanismus, der durch „bis 6 m mächtige Metadiabaseinschaltungen im höchsten Teil dieser Phyllitserie am ‚Wangl-Lager' ..." (Höll u. Maucher, 1967, S. 3) belegt ist. Außerdem wird dieser basische Vulkanismus belegt durch Anreicherung graphitischer Substanz im Liegenden des Magnesit-Dolomit-Lagers. Diese bituminösen Partien seien die Folge einer Vergiftung des Meerwassers durch einen submarinen Vulkanismus. Wenger (1971, mündlich) bestätigte die Existenz eines 2 bis 3 m mächtigen Grünschieferhorizontes im „Wangl-Lager" und „Wangl-Hochalm-Lager", der möglicherweise primär in seine jetzige Position gehört.

I. Lesko (1972) ist der Meinung, daß die Spatmagnesite aus wasserhältigen Magnesiumverbindungen, die in einem reduzierenden Milieu primär sedimentär aus dem Meerwasser gebildet wurden, durch Diagenese und anschließende Metamorphose entstanden sind. „Die hohe Magnesiumkonzentration dürfte dabei durch subaquatische Verwitterung magnesiumreicher Minerale oder durch eine hohe Magnesiumzufuhr vom Festland bzw. zusätzlich durch zeitweise oder dauernd bestehenden Wasserverlust hervorgerufen worden sein." (Lesko, 1972, S. 67.)

Zusammenfassend kann man nach diesem kurzen Literaturüberblick sagen, daß das Alter der Karbonate, in denen die Magnesitvererzung auftritt, durch conodontenstratigraphische Untersuchungen von Mavridis u. Mostler (1970) und von Höll und Maucher (1967) sicher belegt ist als oberes Silur bis unteres Devon. Oberdevonische und karbonische Schichten konnten in der Lagerstätte Hochfilzen nicht festgestellt werden. Daß die Vererzung vorpermisch stattfand, belegen Magnesitgerölle an der Basis der Werfener Schichten (Angel und Trojer, 1955). Fest steht auch daß typisch salinare Sedimente fehlen.

Offen ist die Frage, um welches Primärsediment es sich gehandelt hat und ob die Vererzung ein schon verfestigtes Gestein postdiagenetisch erfaßt hat, oder ob sie im Zusammenhang mit der Diagenese ablief.

Im ersten Fall könnten die bei der niedrigsttemperierten Grünschieferfazies erreichten Temperaturen von rund 400° ausgereicht haben, um ohne Stoffzufuhr von außen, das heißt also nur mit den im Gestein zirkulierenden Lösungen, eine Dolomit- und Magnesitsprossung herbeigeführt zu haben.

Sicher ist auch die Tatsache, daß es während der Diagenese und der gebirgsbildenden Vorgänge in einem so reaktionsbereiten Gestein, wie es die Karbonate sind, zu metasomatischen Umgestaltungen des Gefüges gekommen ist. Diese Metasomatose schließt aber eine synsedimentäre bis paradiagenetische Entstehung des Magnesits nicht aus.

Ungeklärt oder nur wenig überzeugend erklärt aber bleibt bei den Vertretern einer rein metasomatischen Dolomit- und Magnesitgenese die Tatsache, daß im

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lagerstättenbereich Hochfilzen der „Spielbergdolomit" keine Magnesitsprossung der im Alpenraum so typischen Art (Spatmagnesit) zeigt. Wenn er auch nach MOSTLER (1973) in einem getrennten Becken des variszischen Teiltroges abgelagert wurde, so war das Gestein während der variszischen Gebirgsbildung sicher den selben Druck- und Temperaturbedingungen ausgesetzt und sicher war auch das gleiche Angebot von Magnesium- und Chloridlösungen aus dem benachbarten Gestein vorhanden. Es ist nicht leicht verständlich, warum aus dem gleichen Ausgangsgestein unter den gleichen Bedingungen und örtlich gesehen auch in ungefähr dem selben Raum, das einmal Magnesit und Dolomit und das andere Mal nur Dolomit entstehen soll.

Im Falle einer synsedimentären bis paradiagenetischen Magnesitbildung braucht man natürlich Stoffzufuhr von „außen", oder besser von „innen" — falls man an magmatische Stoffzufuhr denkt —, da die Temperaturen der Diagenese (bis 200°) für Ausfällung des Magnesiums aus weniger konzentrierten Lösungen nicht hoch genug waren. Als Stofflieferant käme neben deszendenten Verwitterungslösungen (LESKO, 1972) ein basischer Vulkanismus in Frage. Da aber MOSTLER (1973) vulkanische Tätigkeit örtlich und zeitlich gesehen ausschließt, scheint es mir doch angebracht, einige Bemerkungen über den Vulkanismus zu machen. Die vulkanische Tätigkeit in diesem Gebiet gehört zwar zeitlich gesehen in das Ordovizium und untere Silur, reicht aber im Bereich der Lagerstätte Hochfilzen und Tux im Zillertal mit Tuffen bis an die Liegendgrenze des Dolomit-Magnesit-Lagers.

Außerdem fehlt es nicht an Erscheinungsformen, die für vulkanische Tätigkeit, welche jünger als Ordovizium ist, sprechen. So beschreibt z. B. SCHULZ (1972) aus der unterdevonischen Baryt-Fahlerz-Mineralisation im Großkogel bei Brixlegg ein auffallend vermehrtes Auftreten von besonders sericitischen Zwischenlagen gerade in den erzreichen Zonen. Das besondere Kennzeichen dieser Sericitphyllonite, die in Wechsellagerung mit den unterdevonischen Dolomiten auftreten, ist ihre Gelbfärbung. Die Ursache dieser Färbung ist keine Bleichung, sondern ein bis 10% ansteigender Gehalt an Rutil. SCHULZ weist auf die petrographische Ähnlichkeit dieser Phyllonite mit den sogenannten „Falbenschiefern" in ordovizischen Eisenspat- und Kupferkiesvorkommen hin, die dort in ursächlichem Zusammenhang mit basischen Tuffen stehen.

4. Die Lagerstätte Hochfilzen

Geographischer Überblick

Die Lagerstätte Hochfilzen liegt in den Ausläufern der Kitzbüheler Alpen nach Osten zum Bundesland Salzburg, ungefähr 5 km südwestlich von Hochfilzen bzw. südlich von Pfaffenschwendt. Die Lagerstätte ist durch zwei Erhebungen gekennzeichnet, dem Weißenstein (1686 m) mit dem Revier Weißenstein und östlich von diesem durch den Bürglkopf (1730 m) mit den Revieren Bürgl und Rettenwand.

Beide Berge sind durch den tiefen Taleinschnitt des Schwarzach-Baches — dem Hörndlinger-Graben, der in N-S-Richtung verläuft — geographisch voneinander

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

getrennt. Geologisch gehören sie zum östlichen Teil der Nordtiroler Grauwackenzone.

Die Bahnlinie Innsbruck—Salzburg bildet im Raum Hochfilzen die geographische Grenze zwischen den nördlich von ihr gelegenen schroffen und kahlen Bergen der Nördlichen Kalkalpen (Leoganger und Loferer Steinberge) und der südlich von ihr gelegenen Nordtiroler Grauwackenzone, die schon rein morphologisch ein völlig anderes Bild zeigt. Es handelt sich um sanfte Kuppen, die bis in die Gipfelregionen hinauf vegetationsbedeckt sind.

Der Magnesit wird hier von der ÖAMAG (Österreichisch-Amerikanische Magnesit-A. G.) im Tagbau gewonnen. Seit Herbst 1972 ist der Abbau nur mehr auf das Revier Weißenstein beschränkt. Der Abbau im Revier Bürgl soll in Hinkunft nur im Bedarfsfalle herangezogen werden.

Geologische Situation im Rahmen der Lagerstätte

Sieht man von den Magnesitkomponenten an der Basis der Werfener Schichten und des Buntsandsteines ab, die ja zum Teil echte Gerölle (ANGEL und TROJER, 1955), zum Teil Magnesitkonkretionen (EISBACHER, 1969) sind, liegen alle Spatmagnesitvorkommen in Tirol und im westlichen Teil des Bundeslandes Salzburg in paläozoischen Karbonatgesteinen der Grauwackenzone. Dieses mächtige E-W-streichende Gesteinspaket wurde von einer schwach epizonalen Metamorphose, im Sinne von WINKLER (1967) von der niedrigsttemperierten Grünschieferfazies, der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies, erfaßt.

Auf Abb. 1 sind die verschiedenen Gesteinsserien dieses Gebietes ausgeschieden.

Grauwackenschiefer: Diese Bezeichnung ist kein passender petrographischer Ausdruck, da sie nichts über die Beschaffenheit dieser Gesteinsart aussagt. Es handelt sich um ursprüngliche Sedimentgesteine, die im Aufschluß- und Handstücksbereich durch einen Wechsel bzw. Übergang von verschieden gefärbten, verschieden harten und verschieden stark geschieferten Sericitphylliten, Quarz-Sericitphylliten und Chlorit-Sericitphylliten auffallen. Der Farbeindruck reicht von schwarz über verschieden getöntes Grau bis hellgrün, je nachdem, ob dem Feldspat-Quarz-Sericit-Bestand „graphitische" oder chloritische Komponenten beigefügt sind. Die einzelnen Gesteinsarten sind je nach dem Verhältnis von Sericit- zu Quarzgehalt tonig oder mehr sandig ausgebildet.

Bunte Tonschiefer: Das sind gelbliche, grüne und violette Tuffe und Tuffite. Da es vielfach Übergänge zwischen Sedimentgesteinen und Tuffiten gibt, ist eine Unterscheidung dieser oft nur im Dünnschliff möglich. Vereinzelt lassen sich aber in diesen Schichten schon im Handstücksbereich neben sedimentären Komponenten Bomben, Lapilli und Bruchstücke des Nebengesteins erkennen.

Diabase: Bei den basischen Ergußgesteinen handelt es sich vor allem um körnige Diabase bis Diabasschiefer. Sie bezeugen zusammen mit ihren Tuffen und Tuffiten durch ihre linsenförmige schichtparallele Lage in den Sedimentgesteinen und durch ihren Übergang von Tuffiten zu Sedimentgesteinen einen untermeerischen Vulkanismus in z. T. noch nicht verfestigte Geosynklinalablagerungen. Dieser Vulkanismus bzw. sein Magmenherd ist auch die Ursache für eine Reihe von altpaläozoischen Kupferkies-Pyrit- und Eisenspatlagerstätten in den Kitzbüheler Alpen (SCHULZ, 1971, ILKHANI, 1971). Aus dem unmittelbaren Lagerstättenbereich ist ein Diabaszug am SE-Abhag des Bürglkopfes anzuführen.

Porphyroide bis Porphyroidschiefer: Die sauren Vulkanite und ihre Tuffe sind hellgrün gefärbt und zeigen makroskopisch erkennbare Quarzidioblasten. Das Gestein erscheint eher

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

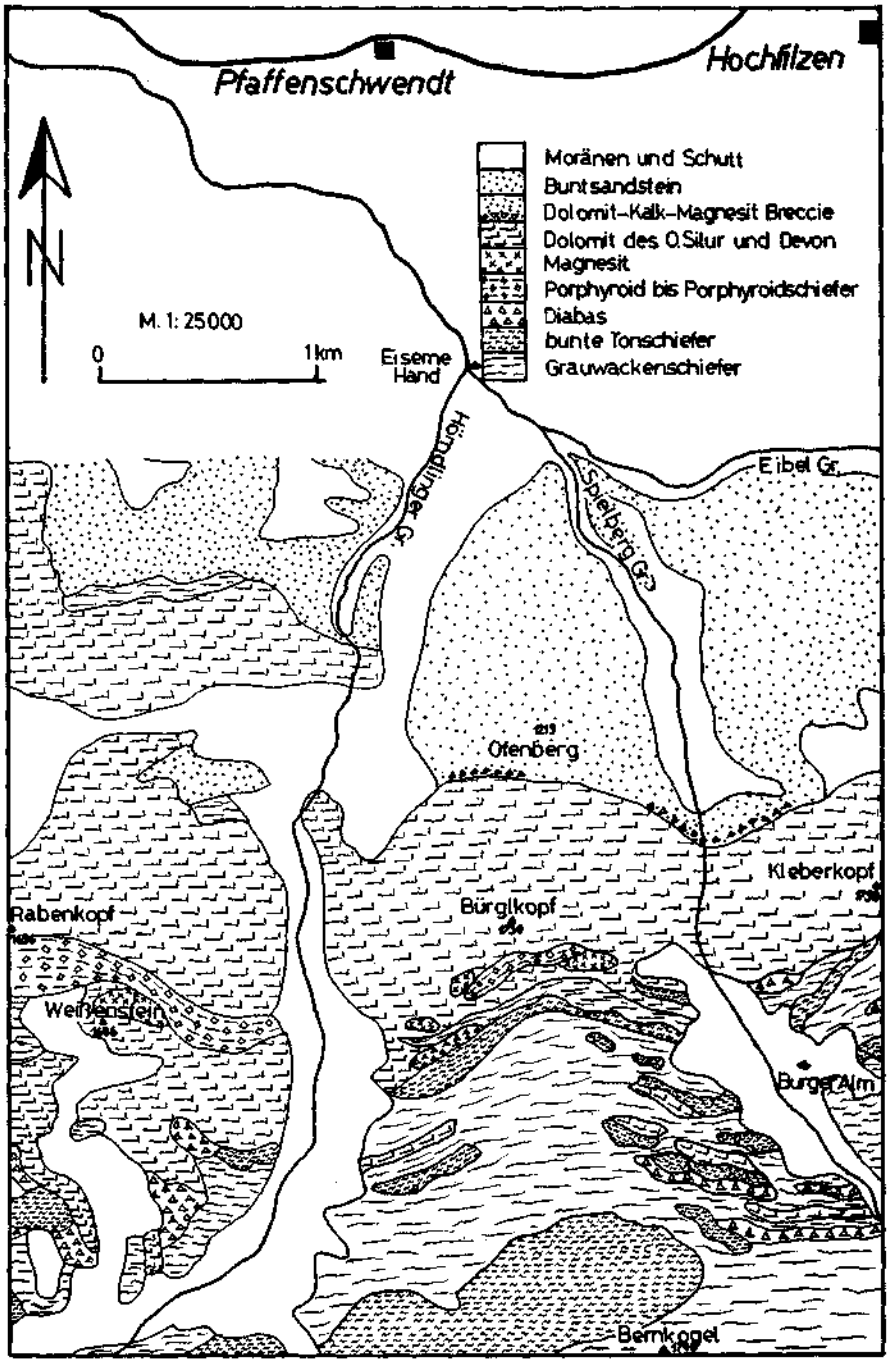


Abb. 1: Geologische Karte (vergrößert nach der Karte von OHNESORGE 1935).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

weich und ist stark geschiefert. Im Grubenbereich mußten Partien, in denen solche Gesteine angefahren sind, wegen ihrer starken Beweglichkeit, Verformbarkeit und Druckhaftigkeit meistens verzimmert werden. Im Bereich der Lagerstätte stecken diese Porphyroidschiefer tektonisch bedingt in den obersilurischen bis unterdevonischen Karbonatgesteinen und sind z. T. stark mylonitisiert.

Dolomite des Obersilur bis Unterdevon: Über den Grauwackenschiefern und den zwischengeschalteten Tuffen folgt ein mächtiger Komplex bunt zusammengesetzter Karbonatgesteine, auf die die Magnesitvererzung beschränkt ist. Im Liegenden beginnt diese Serie immer mit schwarzen Dolomiten, die tektonisch stark beansprucht und zertrümmert sind. Die Grenze zu den Wildschönauer Schiefern ist tektonisch modifiziert. Die Dolomite zeigen eine starke bituminöse Pigmentierung. Auffallend ist, daß die Magnesitvererzung sowohl in der Lagerstätte Hochfilzen als auch in den anderen Vorkommen in der Nordtiroler Grauwackenzone mit diesen schwarzen bituminösen Dolomiten beginnt (MOSTLER, 1973).

Weiters gehören zu diesem Dolomitpaket, das von der Magnesitisierung erfaßt worden ist, hellgraue Dolomite und bunte Flaserdolomite. Die Graufärbung wird hervorgerufen einerseits durch einen geringen Gehalt an tonig-bituminösem Pigment und feinst verteiltem Pyrit, andererseits durch Unterschiede in der Korngröße. Die bunten Dolomite sind rot gefärbt und zeigen eine deutliche Schichtung, welche makroskopisch durch den wechselnden Tongehalt sichtbar gemacht ist. Neben Schichtung durch Materialwechsel zeichnet diese Dolomite auch Schichtung durch Korngrößenwechsel aus. Dieser gesamte Schichtkomplex wird von MOSTLER (1970) in einer eigenen Fazies, der sogenannten „Südfazies", zusammengefaßt. Die Magnesitisierung ist ausschließlich auf diesen Faziestyp beschränkt.

Nördlich der gedachten Linie Rabenkopf—Bürglkopf wird diese Dolomitserie von faziell verschiedenen, aber gleich alten grauen bis roten Dolomiten der sogenannten „Spielbergfazies" (MOSTLER, 1970) aufgebaut.

Auf die paläozoischen Karbonatgesteine folgt direkt mit einem Basiskonglomerat der Buntsandstein.

Nördlich von Hochfilzen und Pfaffenschwendt kommen dann die triasischen Sedimente, welche die Nördlichen Kalkalpen aufbauen, zum Vorschein.

Die Stratigraphie der Lagerstätte und ihrer näheren Umgebung

Als Grundlage dienten conodontenstratigraphische Untersuchungen von MOSTLER und Mitarbeitern des geologischen Institutes der Universität Innsbruck, die eine genaue Stratigraphie dieses Gebietes erarbeitet haben. Auf Abb. 2 wird ein Idealprofil (MOSTLER, 1973), abgeändert auf den Lagerstättenbereich, dargestellt.

Eine Unterteilung der Wildschönauer Schiefer in eine tiefere Serie des Ordoviziums und eine höhere des Llandovery bis Wenlock, läßt sich im Lagerstättenbereich nicht durchführen. Erstens sind die Porphyroide tektonisch bedingt aus ihrem stratigraphischen Verband gelöst und kommen zwischen obersilurischen bis unterdevonischen Karbonatgesteinen zu liegen und zweitens reichen die basischen Eruptiva und ihre Tuffe, welche für die tieferen Wildschönauer Schiefer charakteristisch wären, bis an die schwarzen Dolomite heran. Auch MAVRIDIS und MOSTLER (1970), die das im Osten der Lagerstätte anschließende Gebiet bearbeitet haben, lassen die Frage, ob es sich um höhere oder tiefere Wildschönauer Schiefer handelt, offen.

Das stratigraphisch Liegendste der Karbonatgesteinsserie sind schwarze, laminierte Dolomite des Unter- bis Ober-Ludlow, die über den Wildschönauer Schiefern folgen. An diese Dolomite schließen hellgraue Dolomite des Gedinne bis

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Unter-Siegen an. Die Gesteine des Ober-Siegen sind bunte Flaserdolomite, die im Eifel in hellgraue Dolomite übergehen und bis Ende Givet reichen. Oberdevonische Schichten fehlen im Lagerstättenbereich ebenso wie das Karbon.

Betrachtet man die einzelnen Spatmagnesitvorkommen im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone, so fällt auf, daß die schwarzen Dolomite einen Leithorizont für die Magnesite darstellen. Obwohl diese Dolomite zeitlich gesehen in verschiedene Stufen des Mittel- bis Ober-Silur zu stellen sind (nach Untersuchungen von MOSTLER, 1973), beginnt die Magnesitvererzung mit einer Ausnahme immer mit diesen schwarzen Dolomiten. Diese Ausnahme ist das Magnesitvor-

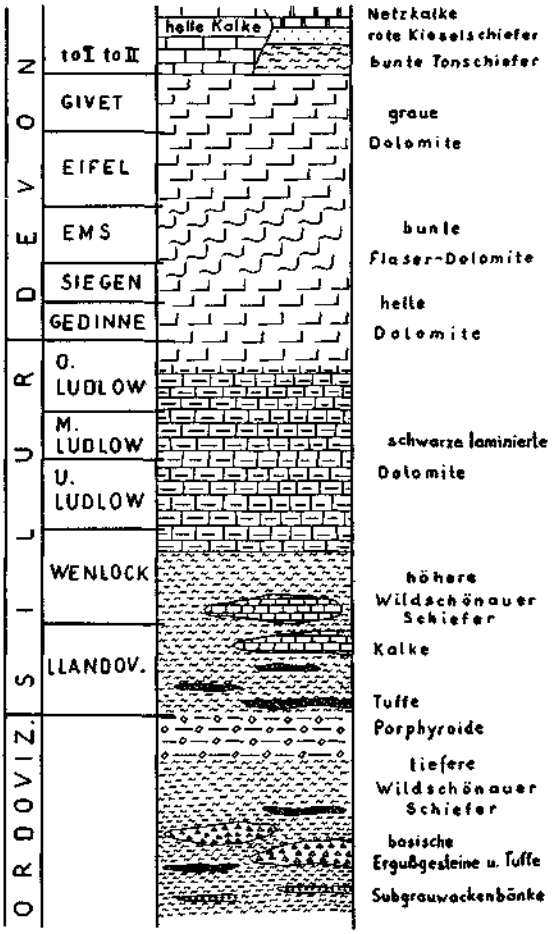


Abb. 2: Stratigraphisches Idealprofil (abgeändert auf den Lagerstättenbereich nach einem Profil von MOSTLER 1973).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

kommen der Spießnägel bei Aschau. Dort werden die schwarzen Dolomite von MOSTLER (1973) ins Wenlock gestellt, die Magnesitvererzung setzt aber erst im Unterdevon ein. Deshalb spricht MOSTLER auch nicht von schichtgebundener, sondern von faziesgebundener Vererzung.

Großtektonik und Tektonik des Lagerstättenbereiches

Die Nördliche Grauwackenzone, die von einem E-W-streichenden Zug paläozoischer Gesteine aufgebaut ist, wird im Norden begrenzt durch die Nördlichen Kalkalpen und im Süden durch die Zentralalpen. Die Grenze zu den Nördlichen Kalkalpen wird ebenso wie die zu den Zentralalpen von E-W-streichenden tektonischen Linien gebildet.

Kennzeichnend für das Gebiet der Kitzbüheler Alpen, in deren östlichen Ausläufern die Lagerstätte Hochfilzen liegt, sind N- bis W-gerichtete Überschiebungen, die gegen S bzw. SE einfallen und ein N-gerichteter Faltenbau.

EMMANUELIDIS, MAVRIDIS und MOSTLER (1969) beschreiben aus dem Raum Kitzbühel—Fieberbrunn—Hochfilzen drei große E-W-verlaufende Störungen, die durch kleinere N-S- bzw. NE-SW-gerichtete Störungen nur wenig versetzt werden.

Der Kontakt zu den Wildschönauer Schiefern ist im Lagerstättenbereich als ein tektonisch modifizierter zu erkennen. Die Wildschönauer Schiefer sind auf das invers gelagerte Dolomit-Magnesit-Lager aufgeschoben. Dabei kam es zu einer Stauchung, Faltung und Feinfältelung der plastischen Wildschönauer Schiefer und zu einer Faltung und tektonischen Zertrümmerung des liegenden, invers gelagerten bituminösen Dolomites. Zudem dürfte der Porphyroid als Schubkeil in die Karbonatgesteine verlagert, stark geschiefert und zum Teil mylonitisiert worden sein.

Die Aufschiebungsfläche streicht ca. 85° E-W und fällt mit 65° steil nach S ein.

Das Dolomit-Magnesitlager ist durch eine weitere tektonische Linie von einem unvererzten, paläozoischen Dolomit getrennt, der nach MOSTLER (1973) in die „Spielbergfazies" gehört (Abb. 3).

Schichtung und Schieferung: In den Wildschönauer Schiefern kommt die Schichtung oft durch inhomogene Pigmentierung der einzelnen Schichten im Millimeter- bis Dezimeterbereich mehr oder weniger deutlich zum Ausdruck. Auch der allgemeine Materialwechsel in der Sedimentabfolge bildet ein deutliches sedimentäres *s* (*ss*) ab. In den Dolomiten wird das *ss*-Gefüge teilweise durch zentimeterdicke, tonige Zwischenlagen verdeutlicht. Diese Lagen sind einerseits der Grund für das flaserige Gefüge der Dolomite, andererseits bedingen sie durch „graphitische" oder eisenreiche Gemengteile eine Schwarz- oder Violettfärbung der Dolomite. In dem für gewöhnlich massigen Magnesit läßt sich ein *ss*-Gefüge vereinzelt durch rote oder graue, inhomogene Pigmentierung erkennen.

Im Revier Rettenwand konnte ich an einer Stelle auch eine Wechsellagerung von Ton und Magnesit im Millimeterbereich beobachten. Mit Ausnahme der massig ausgebildeten Dolomite und Magnesite sind alle Getseine im Lagerstättenbereich durchbewegt und geschiefert. Die Schieferungsflächen fallen allgemein mit den Schichtflächen zusammen oder verlaufen zumindest mehr oder weniger parallel zu

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

diesen ($ss = s$). Der Grad der Schieferung ist abhängig von der Festigkeitsanisotropie der einzelnen Schichtpakete. Im Bereich der Lagerstätte streichen die Schicht- bzw. Schieferungsflächen E-W bis NE-SW und fallen mittelsteil nach S oder N ein.

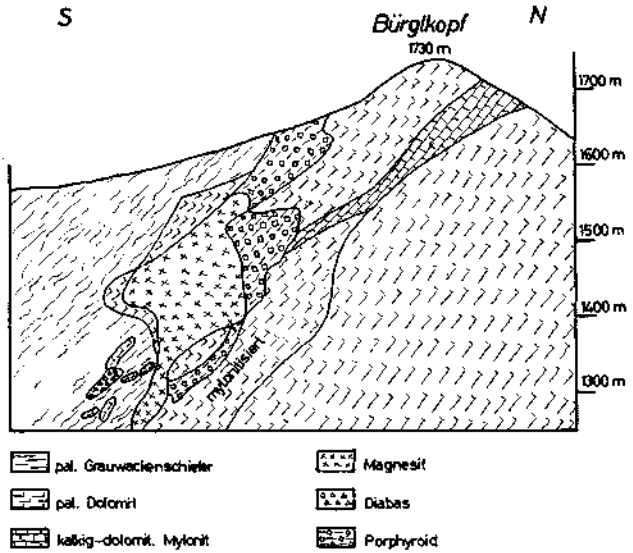


Abb. 3: Schematisierter Nord-Süd-Schnitt durch das Magnesit-Dolomitlager Bürgl mit den unmittelbaren Nebengesteinen (nach einer Wandtafel von PIRKL).

Klüfte: In den Wildschönauer Schiefern sind kleine Reißfugen (*ac*-Klüfte), die mit Quarz verheilt sind, zu erkennen. Im Dolomit-Magnesitlager fallen zahlreiche, starke Scherklüfte mit zum Teil eingeschuppten Hämatittäfelchen oder auch deutlichen Harnischrillen auf. Die Rutschstreifen tauchen mit 20° nach NE oder SW ein und lassen vereinzelt an Abrißstellen einen Relativsinn der Bewegung erkennen. Für die Scherflächen ist oft eine, im bezug auf den Magnesit, jüngere Stoffmobilisation charakteristisch. Sie zeigt sich dort, wo diese Klüfte den Magnesitkörper zerscheren, in Zentimeter-breiten redolomitisierten Partien beiderseits der Kluftflächen.

B-Achsen: Neben den *S*-Tektoniten lassen sich im Gelände auch zahlreiche *B*-Tektonite erkennen. Ihre Größenordnung reicht vom Meterbereich bis zur Feinlineation und damit bis zu Übergängen zu den *S*-Tektoniten. Manchmal ist ein spitzwinkeliges Überschneiden der linearen Elemente auffällig. Ursache für solche Überprägungen dürften verschieden alte tektonische Bewegungen sein. Die *B*-Tektonite sind vor allem auf die hochteilbeweglichen Phyllite und auf die durch tonige Zwischenlagen plastisch reagierenden Flaserdolomite beschränkt. Die Faltungs-*B*-Achsen wurden, soweit dies möglich war, direkt eingemessen. In den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

anderen Fällen wurden sie konstruktiv als β aus den verschiedenen s-Flächenlagen ermittelt. Sie tauchen mit ca. 30° nach SW oder NE ein.

Alle im Gelände erhaltenen Gefügedaten wurden mit Hilfe der flächentreuen Azimutalprojektion auf der unteren Hälfte der Lagenkugel als Pole bzw. Durchstoßpunkte dargestellt, ausgezählt und statistisch ausgewertet. Dabei wurde versucht, die tektonischen Vorgänge und ihre Ergebnisse nach genetischen Gesichtspunkten zu trennen. Als Grundlage dienten vor allem gefügekundliche Arbeiten von SANDER (1948), KARL (1953) und LUKAS (1967).

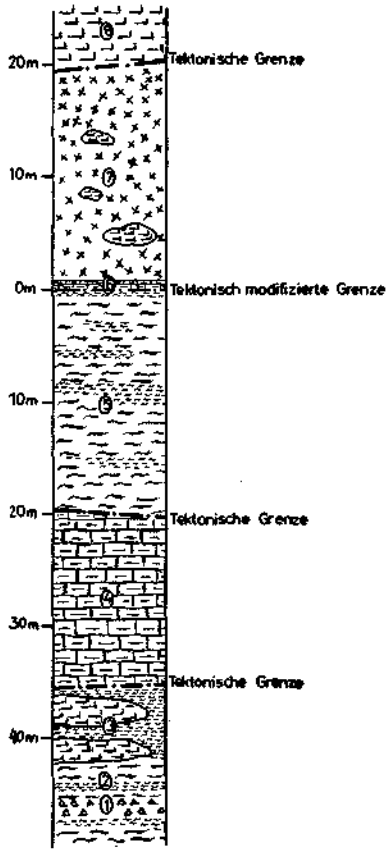


Abb. 4: Profil vom stratigraphisch Liegenden zum Hangenden. Aufgenommen auf den Etagen 0 und 1 im Revier Bürgl. 1 — Diabas bis Metadiabas. 2 — Graue Quarz-Sericitphyllite und tuffitische Sedimente. 3 — Linsen aus weißem Dolomit in violetten, grünen und gelben Tuffen. 4 — Schwarzer, tektonisch überaus stark beanspruchter Dolomit. 5 — Graue bis schwarze Quarz-Sericitphyllite in Wechsellagerung mit grünen Quarz-Chlorit-Sericitphylliten (Metatuffite) und violetten Tuffen (= Serie der Wildschönauer Schiefer). 6 — Schwarzer, laminierter Dolomit und roter Flaserdolomit mit Übergang zu Magnesit. 7 — Gelber und rötlicher Magnesit mit Dolomitnestern. 8 — Bunter Flaserdolomit und hellgrauer Dolomit, tektonisch zerbrochen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bemerkungen zu den Diagrammen D 1 bis D 5a

Diagramm D 1

Stellt ein Sammeldiagramm dar. Eingetragen sind alle im unmittelbaren Lagerstättenbereich erfaßten *s*-Flächen und *B*-Achsen. Es zeigt sich deutlich ein *s*-Flächenpolmaximum, dessen Flächen mit 40° nach S einfallen und eine zwischen 90° (E-W) und 120° streuende Streichrichtung haben. Dieses Pendeln der Streichrichtung läßt aber keinen genetischen Schluß zu, da es in allen Teilbereichen zu beobachten ist. Während die Streichrichtung für den gesamten Bereich der Lagerstätte mit E-W beziehungsweise SE-NW annähernd konstant ist, läßt sich ein im Einfallen etwas abweichendes Maximum bei 90°/10° N unterscheiden, welches aber genetisch sicher demselben Verformungsplan zuzuordnen ist wie das Hauptmaximum. Dieses Untermaximum wird vorwiegend von den *s*-Flächen der schwarzen Dolomite der Reviere Bürgl und Weißenstein gebildet. Bei den Dolomiten zeigt sich ganz allgemein, daß sie steiler nach S einfallen als die Wildschönauer Schiefer.

Die *B*-Achsen ergeben statistisch eine *B*-Achsenhauptrichtung, deren Durchstoßpunkt bei 48°/30° SW liegt und annähernd senkrecht zu dieser eine zweite statistische Mittelrichtung mit einem Durchstoßpunkt bei 302°/20° SE. Diese Achsenrichtung könnte einerseits ein syntektonisches $B' \perp B$-Gefüge darstellen, bei der infolge Querstauchung parallel zur Hauptkoordinate *a* eine zweite *B*-Achsenlage auftritt. Andererseits kann es sich aber auch um einen älteren überprägten Formungsplan handeln. Auffallend ist, daß diese $B' \perp B$-Achsenrichtung nur in den liegenden schwarzen Dolomiten deutlich ausgebildet ist.

Ordnet man dieses Sammeldiagramm dem Koordinatensystem *a*, *b*, *c* zu, so muß das *B*-Achsenmaximum und sein zugehöriges $B' \perp B$-Achsenmaximum definitionsbedingt mit der Koordinatenrichtung *b* zusammenfallen und auf dem *ab*-Kreis zu liegen kommen. Dieser Kreis entspricht der mittleren *s*-Flächenlage. Das Maximum der *s*-Flächenpole läßt sich mit einem Großkreis (*ac*-Kreis oder π-Kreis) zur Lagendeckung bringen.

Diagramm D 1 a

Es enthält die aus Diagramm D 1 konstruktiv ermittelten möglichen Trennflächen für den gesamten Lagerstättenbereich, bezogen auf die *B*-Achsenhauptrichtung.

Diagramm D 2

Ein ausgezähltes Poldiagramm aller *s*-Flächen und *B*-Achsen aus dem Dolomit-Magnesitlager. Es zeigt ein Hauptmaximum und drei Untermaxima. Alle vier Maxima sind entlang eines Großkreises, der dem π-Kreis auf Diagramm D 1 entspricht, gestreckt. Die *s*-Flächen streichen E-W (Hauptmaximum und ein Untermaximum) beziehungsweise NW-SE (zwei Untermaxima). Das Einfallen pendelt von 40° S bis zur Seigerstellung. Deutlich ist auch die *B*-Achsenhauptrichtung und die $B' \perp B$-Achsenrichtung zu erkennen.

Diagramm D 3

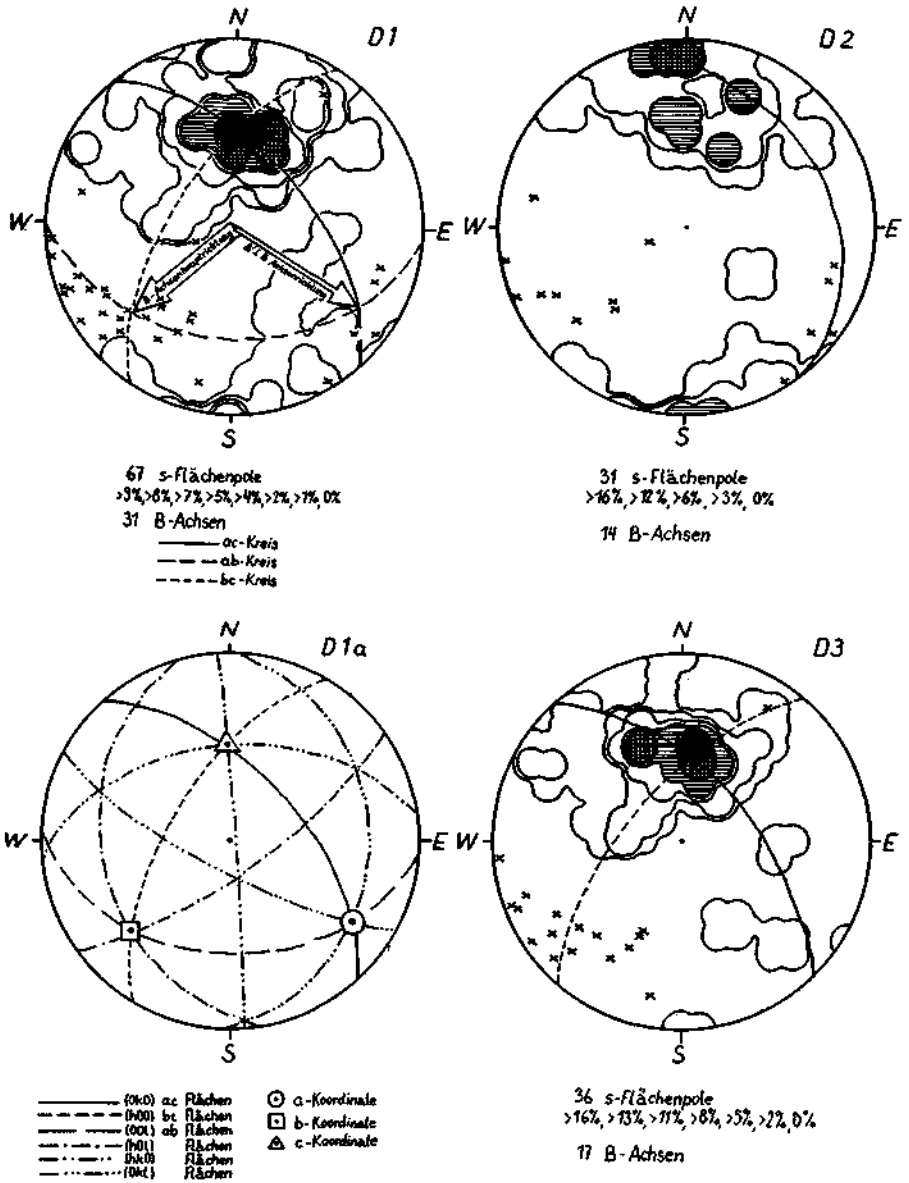
Poldiagramm der *s*-Flächen und *B*-Achsen aus den Wildschönauer Schiefern und dem Porphyroid im Nahbereich der Lagerstätte. Es läßt sich ein sehr deutliches *s*-Polmaximum von E-W streichenden *s*-Flächen, die 45° nach S einfallen, erkennen. Das Maximum ist entlang des π-Kreises und entlang eines Großkreises senkrecht zu diesem, dem *bc*-Kreis auf Diagramm D 1, gestreckt. Die *B*-Achsen fallen mit der *B*-Achsenhauptrichtung auf Diagramm D 1 zusammen. Die $B' \perp B$-Achsenrichtung fehlt.

Diagramm D 4

Sammeldiagramm aller im Lagerstättenbereich erfaßten Kluftflächen und der dazugehörigen Rutschstreifen. Versucht man das Maximum und die zwei Untermaxima der Kluftpole einer der möglichen Trennflächen auf Diagramm D1 a zuzuordnen, so fällt auf, daß die zum Hauptmaximum (9% der Pole) und zum ersten Untermaximum (8% der Pole) gehörenden Kluftflächen annähernd parallel zur *B*-Achsenhauptrichtung verlaufen. Es handelt sich also um *h0l*-Flächen, die tautozonal zur *B*-Achse liegen. Entlang dieser Klüfte kam es zu Scherbewegungen, die durch die Rutschstreifen wiedergegeben sind. Bei weiterer Beanspruchung können

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

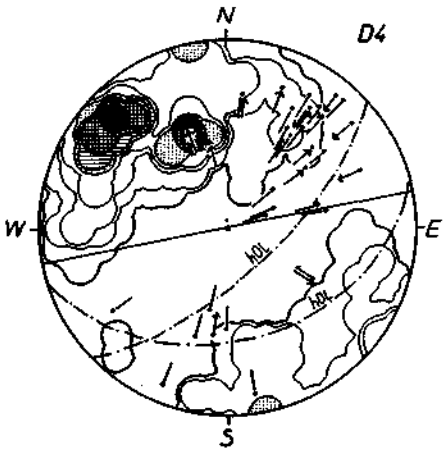
diese *h0l*-Flächen um die *B*-Achse internrotiert werden. Durch die Erfassung und Eintragung der Rutschstreifen, die flach bis steil nach Nordosten beziehungsweise Südwesten abtauchen, konnten die *h0l*-Flächen als Abschiebungs- beziehungsweise Aufschiebungsflächen identifiziert werden. Die Bewegung verlief parallel bis spitzwinkelig zur *B*-Achsenhauptrichtung. Nur ein Rutschstreifen gibt eine Blattverschiebung mit einem Bewegungssinn senkrecht zur *B*-Achsenhauptrichtung wieder.



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

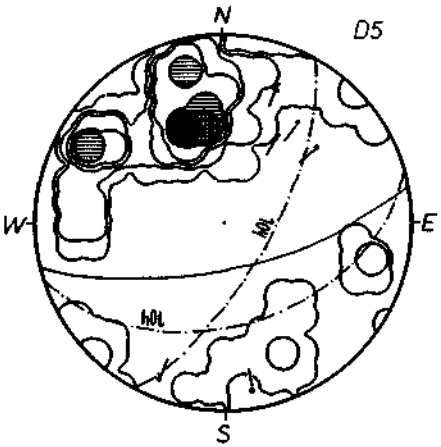
Im allgemeinen Nordost-Südwest-Streichen der Klüfte treten drei Vorzugslagen hervor:

1) Die Klüfte, deren Pole das Hauptmaximum bilden, streichen Nordost-Südwest und fallen steil gegen Südosten ein. Auf dem Diagramm zeigt sich, daß die Scherflächen paarig ausgebildet sind. Die entsprechenden Paare streichen Nordost-Südwest und fallen steil gegen Nordwesten ein.

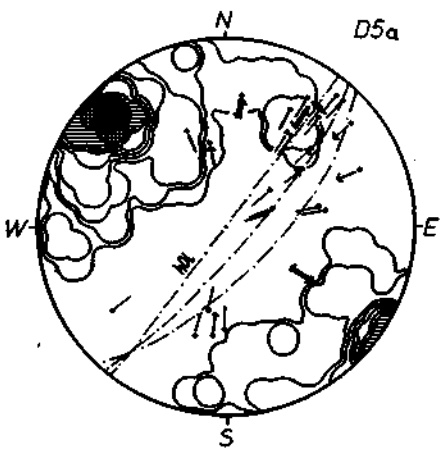


183 Kluftflächenpole
0% >5%
>1% >6%
>2% >7%
>3% >8%
>4% >9%
33 R-Pole

1:
2:
3:
4:
5:
6:
7:



53 Kluftflächenpole
0% >7%
>1% >9%
>3% >10%
>5% >16%
6 R-Pole



124 Kluftflächenpole
0% >4% >8%
>1% >5% >9%
>2% >6% >10%
>3% >7% >11%
27 R-Pole

Diagramm D 4: 1 — Rutschstreifen mit Durchstoßpunkt ohne erkennbaren Bewegungssinn. Dargestellt auf der Liegend-Scholle. 2 — Rutschstreifen mit Durchstoßpunkt; schräge Aufschiebung. Dargestellt auf der Liegend-Scholle. 3 — Rutschstreifen mit Durchstoßpunkt; schräge Abschiebung. Dargestellt auf der Liegend-Scholle. 4 — Rutschstreifen mit Durchstoßpunkt bei Seigerstellung der Schollen. 5 — Rutschstreifen mit Durchstoßpunkt; Blattverschiebung. 6 — *h01*-Kluftflächenschar nach Diagramm D 1 a. 7 — Kluftflächen, die keiner Richtung auf Diagramm D 1 a zuordenbar sind.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

2) Die Klüfte des ersten Untermaximums streichen 68° (Nordost-Südwest), fallen aber mit 45° etwas flacher gegen Südosten, beziehungsweise die dazugehörenden Paare mit 60° bis 70° nach Nordwesten ein.

3) Die Klüfte des zweiten Untermaximums stehen fast seiger und streichen mit 80° ziemlich genau Ost-West. Da dieses Untermaximum mit keiner der möglichen Kluftrichtungen auf dem Diagramm D 1 a übereinstimmt, handelt es sich vermutlich um jünger angelegte Brüche.

Diagramm D 5

Ausgezähltes Poldiagramm von Kluftflächen und Rutschstreifen, die nur im unvererzten Nebengestein gemessen werden konnten. Kennzeichnend sind *h0l*-Scherflächenpaare, die Nordost-Südwest streichen und mit 45° nach Südosten beziehungsweise die Paare mit 75° nach Nordwesten einfallen. Zu diesem Formungsplan gehört auch das erste Untermaximum mit *h0l*-Scherflächen, die ebenso Nordost—Südwest streichen aber mit 80° steil nach Südosten beziehungsweise die Paare mit 75° steil nach Nordwesten einfallen. Abweichend von diesen Maxima ist ein zweites Untermaximum mit Kluftflächen, die ziemlich genau E-W streichen und mit 75° steil nach S einfallen.

Diagramm D 5 a

Ausgezähltes Poldiagramm von Kluftflächen und Rutschstreifen, die auch das Magnesitlager erfaßt haben. Es sind zahlreiche Rutschstreifen zu sehen, die flach nach NE beziehungsweise SW abtauchen. Diese geben eine Scherbewegung spitzwinkelig zur *B*-Achsenhauptrichtung mit schräger Abschiebung beziehungsweise Aufschiebung an den Flächen wieder. Außerdem erkennt man auf diesem Diagramm ein deutliches Maximum mit *h0l*-Scherflächen, die NE—SW streichen und mit 75° nach SE beziehungsweise die dazugehörenden Paare nach NW einfallen.

Zusammenfassung

Im Lagerstättenbereich kommt das E-W-Streichen der *s*-Flächen sehr deutlich zum Ausdruck. Vorherrschend ist ein Einfallen um 45° nach S. Bei den Karbonatgesteinsserien fällt auf, daß sie steiler nach S einfallen als die phyllitischen Gesteine: Eine Folge des Anschubes an den starren Dolomitkörper der „Spielbergfazies" und der weniger hohen Teilbeweglichkeit der Dolomite im Gegensatz zu den hochteilbeweglichen Phylliten.

Die Schieferung verläuft annähernd parallel zur Schichtung. Lokal kam es auch zu Schieferung schief oder senkrecht zur Schichtung. Im Anstehenden des unmittelbaren Lagerstättenbereiches konnte eine solche Schieferung zwar nicht nachgewiesen werden, wohl aber ist an Fallstücken ein „$s \perp ss$-Gefüge" mit Scherungs-*B*-Achsen zu beobachten.

Die achsialen Elemente verlaufen NE-SW bzw. NW-SE und tauchen mit 2° bis 30° gegen SW bzw. SE ab.

Bei den Klüften handelt es sich fast ausschließlich um paarig angeordnete *h0l*-Scherklüfte, entlang derer es zu deutlicher Scherbewegung kam.

Sowohl die paläozoischen Wildschönauer Schiefer als auch die devonischen Dolomite und Magnesite zeigen in ihrer tektonischen Beanspruchung eine Gemeinsamkeit.

Nach Analyse der makroskopisch feststellbaren Gefügeelemente lassen sich die tektonischen Erscheinungsformen fast ausnahmslos dem gleichen Formungsakt zuordnen. Die deutlich ausgebildeten *B*-Achsen und die dazugehörenden Klüfte, die vor allem im Dolomit-Magnesitlager hervortreten und dort, wo sie den Magnesit zerscheren, häufig Redolomitisierung zeigen, sind sicher erst nach der Magnesitbildung angelegt worden. Sie gehören der alpidischen Orogenese an. Daneben

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lassen sich aber auch, vor allem in den Phylliten spitzwinkelig überprägte lineare Gefügeelemente beobachten, die vermutlich von einer älteren, möglicherweise der variszischen Orogenese gebildet wurden.

Petrographie

Alle Gesteine wurden von einer schwachen epizonalen Metamorphose, nach WINKLER (1967) von der niedrigsttemperierten Grünschieferfazies erfaßt. Nach petrographischen und genetischen Gesichtspunkten lassen sich drei Gesteinsgruppen unterscheiden:

1. Vulkanische Gesteine: Diabase und Porphyroide bis Porphyroidschiefer.
2. Tuffe und Tuffite.
3. Ursprüngliche Sedimentgesteine: Paläozoische Phyllite und silurische bis devonische Karbonatgesteine.

1. Vulkanische Gesteine:

a) Diabase:

Metadiabase und ihre Tuffe sind für die Wildschönauer Schiefer charakteristisch. Sie bezeugen durch ihre schichtkonkordante Lage und durch ihren primären Verband mit den Sedimentgesteinen, daß es sich um submarine Ergüsse handelt, die zu einer Zeit erfolgten, als die Geosynklinalablagerungen noch nicht vollkommen verfestigt waren (CHAZIDIMITRIADES, 1969). Im Revier Bürgl steht mehrere Zehnermeter im Liegenden des Dolomit-Magnesitlagers ein mächtiger E-W-streichender Grüngesteinszug von schwach metamorphen Diabasen an. Die Metamorphose äußert sich in der Chloritisierung der Augite.

Korngefüge: Zum Teil zeigen die Diabase ein porphyrisches Gefüge. Bei den Porphyroblasten handelt es sich um Plagioklase und Augite. Diese schwimmen in einer feinkörnigen Grundmasse aus Chlorit, Zoisit und Epidot. Typisch sind leistenförmige Plagioklase in einer chloritisierten Augitfüllmasse = ophitische Struktur. Die Diabase sind geschiefert, dabei wurden die Chlorite *s*-parallel eingerelt.

Mineralbestand: Die Plagioklaseinsprenglinge sind kataklastisch zerbrochen, durch Saussuritisierung entlang von Fugen, randlich oder zur Gänze umgewandelt in Zoisit, Chlorit und Calcit. Oft greift ein Chloritsaum fiederförmig in die Plagioklase hinein. Diese zeigen vielfach polysynthetische Zwillingsbildung und häufig auch Perthitentmischung. Die Augite sind zum Teil völlig umgewandelt in Chlorit, Zoisit und Epidot, wobei oft nur mehr der stengelige Habitus erhalten blieb. Unzersetzte Augite sind selten. Den Hauptbestandteil der Grundmasse bilden Chlorite, die als Säume um die Plagioklase auftreten und die achteckigen Stengelquerschnitte der umgewandelten Augite abbilden. Zoisit und Epidot sind Umwandlungsprodukte und kommen fein verteilt in der Grundmasse vor. Als Riß- und Fugenfüllung sind auch winzige Quarzkörner zu beobachten. Die dezimikrongroßen Pyrite sind zum Teil randlich umgewandelt in Goethit und Lepidokrokit. Vermutlich durch Martitisierung wurde der in manchen Polituren zu sehende Hämatit gebildet. Außerdem sind centimikronkörnige Rutile zu sehen. Einige solcher Rutilkörner bestehen aus einem feinen Netzwerk von Rutilnadeln, deren Zwickel mit Hämatit gefüllt sind. Der Rutil ist vermutlich hydrothermal aus Ilmenit, von dem noch einige Körner zu sehen sind, entstanden. Neben den genannten Erzmineralien zeigen sich in der Grundmasse mikrokristalline, nicht genauer differenzierbare Titanoxyde, sogenannter Leukoxen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

b) Porphyroid bis Porphyroidschiefer:

Die sauren Ergußgesteine und die dazugehörenden Tuffe sind von ihrer ursprünglichen Lage losgelöst und liegen jetzt in Dolomiten silurischen und devonischen Alters. Der im Hangenden des Dolomit-Magnesitlagers liegende Porphyroid ist stark geschiefert und gefältelt. An seiner Liegendgrenze im Revier Bürgl ist er tektonisch zu einer lehmigen Masse zerquetscht. Die Farbe des Gesteins ist ein Grün in verschiedenen Schattierungen. Im Revier Weißenstein konnte ich verschiedentlich fast weiße Fallstücke dieses Porphyroids beobachten. Die weiße Farbe dürfte auf eine Kaolinisierung der Feldspäte zurückzuführen sein. Stellenweise fällt eine intensive Rotfärbung auf. Färbendes Pigment ist feinst verteilter Hämatit, der in kleinen Spalten senkrecht oder schräg zur Schieferung zu kleinen Erzgängchen angereichert sein kann.

Korngefüge: Um farblose bis rötliche Quarz- und Feldspateinsprenglinge schmiegt sich eine feinkörnige Grundmasse herum. Zum Teil sind die Porphyroblasten von der Grundmasse angegriffen und wieder aufgeschmolzen worden (Korrosionschläuche). Die Sericite der Grundmasse sind schichtparallel eingeregelt.

Mineralbestand: Sericit ist der Hauptgemengteil der Grundmasse. Er bildet um die Einsprenglinge ein fluidales Gefüge und ist durch Sericitisierung der Feldspäte entstanden. Vereinzelt lassen sich auch Muskovittäfelchen als Neubildungen im Zuge der schwachen epizonalen Metamorphose erkennen. Da keine Biotite festgestellt werden konnten, dürfte es sich bei den Chloriten um durch Biotitumwandlung entstandene handeln. Große korrodierte Quarzkristalle bilden den überwiegenden Teil der Porphyroblasten. Oft sind diese tektonisch zerbrochen und zeigen eine intragranulare Verlagerung der *c*-Achse (undulöse Auslöschung). Quarz ist auch reichlich mit kleinsten Kornfraktionen in der Grundmasse vertreten. Ein Teil der Porphyroblasten besteht aus Alkalifeldspäten, welche durch Perthitenmischung und Sericitisierung getrübt sind, und aus Plagioklasen mit deutlicher Zwillingslamellierung. Daneben sind auch fein verteilt in der Grundmasse reichlich Feldspäte zu beobachten. Die Feldspäte erscheinen häufig umgewandelt in Sericit und Karbonat. Neben unverwittertem Pyrit sind oft Pseudomorphosen von Goethit und Lepidokrokit nach Pyritwürfeln zu beobachten. Feinstverteilte mikrokristalline Hämatitkörner bewirken eine Rotfärbung gewisser Partien. Gelegentlich kommt es auch zu einer Anhäufung von schichtparallel gelagerten Hämatittafeln. Neben reichlich Leukoxen lassen sich vereinzelt größere Körner von Titanoxyden eindeutig als Rutil bestimmen.

2. Tuffe und Tuffite:

Es ist nicht immer möglich, schon im Gelände Tuffe und ursprüngliche Sedimentgesteine auseinanderzuhalten, da es zwischen beiden Übergänge und Wechsellagerung im Zentimeterbereich gibt und die Tuffe ja schichtkonkordant in den Sedimenten liegen.

a) Diabastuffe:

Auffallendes Merkmal im Gelände ist ihre Farbe. Neben violetten und grünen Tuffen werden von CHAZIDIMITRIADES (1969) und SCHULZ (1971 und 1972) auch gelbbraune, sogenannte „Falbenschiefer", innerhalb der paläozoischen Wildschönauer Schiefer und der devonischen Dolomite beschrieben. Im Zusammenhang mit diesen Gesteinen — es handelt sich um rutilreiche Chlorit-Sericitphyllite — beschreibt SCHULZ (1972) auch eine Fahlerzvererzung in den devonischen Dolo-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

miten bei Brixlegg (Schwazer Dolomit). Solche gelbe Tuffe treten mengenmäßig im Lagerstättenbereich zurück. Nur vereinzelt kann man hier in den silurischen und devonischen Dolomiten gelbliche, millimeterdicke Sericit-Chlorphyllite als Zwischenschaltungen beobachten. Feinstverteilter Hämatit ist die Ursache für die rötlichen Farbtöne; tritt Pyrit hinzu, erscheinen die Tuffe dunkelviolett gefärbt. Grüne Tuffe sind frei von Hämatit, wie Untersuchungen mit dem Röntgendiffraktometer und mit Hilfe der Auflichtmikroskopie zeigen. Färbender Bestandteil sind die Chlorite.

Mineralbestand: Diffraktometeraufnahmen und Dünnschliffuntersuchungen an grobkörnigeren Partien ergaben einen Mineralbestand bestehend aus Chlorit, Sericit, Quarz und zerbrochenen, stark umgewandelten Plagioklaskriställchen. Die Erzminerale sind vertreten durch Pyrit, der meist zu Goethit und Lepidokrokit verwittert ist. In den violetten Tuffen tritt schichtparallel gelagerter Hämatit hinzu. Daneben fallen besonders schichtparallele Anhäufungen von Leukoxen auf, in welchem einzelne größere Körner als Rutil und Ilmenit identifiziert werden konnten.

b) Porphyroidtuffe:

Dem Porphyroid sind immer wieder Lagen mit dem für pyroklastische Sedimente typischen Gefüge (Bomben, Lapilli und mitgerissenes Material des Nebengesteins) zwischengeschaltet.

3. Ursprüngliche Sedimentgesteine:

a) Paläozoische Phyllite (Wildschönauer Schiefer):

Die paläozoischen Phyllite sind ehemalige Sedimentgesteine, die in einer schwach epizonal metamorphen Fazies als Sericit-, Chlorit-, Quarz- und Karbonatphyllite vorliegen.

Ein Wechsel in der Stoffzufuhr im ursprünglichen Sedimentationsraum hat zu einem lagenweisen Wechsel in der Sedimentabfolge geführt. Ursprünglich tonige Schichten, die jetzt als weiche, glimmerreiche Partien vorliegen, befinden sich in Wechsellagerungen mit psammitischen, härteren Lagen in Form von feinkörnigem Quarzdetritus (quarzreiche Sande mit Feldspat und Glimmer). Diese sedimentäre Feinschichtung bedingt auch ein verschiedenes Verhalten bei der tektonischen Durchbewegung wie auch Schieferung. Die glimmerreichen Lagen reagierten auf die tektonische Beanspruchung plastischer und bilden die Schieferung und Feinfältelung besser ab als die sandigen Lagen, in welchen aber im Dünnschliff intragranulare Teilbewegung zu beobachten ist.

Nach SANDER (1948) handelt es sich bei den Wildschönauer Schiefern um *S*-Tektonite mit einer *B*-Feinlineation auf den *s*-Flächen und um *B*-Tektonite mit Biegefalten im Dezimeter- bis Meterbereich.

Es gibt alle möglichen Übergänge zwischen diesen Sedimentgesteinen und den Tuffen, wobei ein erhöhter Chloritanteil und vermehrtes Auftreten von Titanoxyden als ein Hinweis auf Metatuffite gelten kann.

Korngefüge: Dünnschliffuntersuchungen zeigen, daß sowohl die Haupt- als auch die Nebengemengteile von Druckschieferung parallel zu *s*, Fältelung und mehrschariger Zerscherung schief zu *s* erfaßt wurden. Die Glimmer sind auf Grund ihres blättrigen Habitus und der vollkommenen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Spaltbarkeit nach (*001*) mit dieser Fläche in die Schieferungsflächen eingeregelt. Ebenso sind die oft stengelig ausgebildeten Quarze mit der Stengelachse schichtparallel geregelt.

Mineralbestand: Die Sericite liegen vermutlich zum Teil als primäre detritische Ablagerung vor, zum Teil sind sie wohl durch Metamorphose aus anderen Tonen entstanden. In den grünen Phylliten ist vor allem Chlorit als wahrscheinliches Umwandlungsprodukt der dunklen Bestandteile der Pyroklastika zu beobachten. Quarz kommt in verschiedener Ausbildung vor. Einmal als feinkörniger Detritus und zum anderen Mal mit stengeligem Habitus, umgeben von einem Sericit-Chloritgewebe. Die Quarzstengel sind meist zerbrochen und die so entstandenen Risse mit Sericit und kleinen rekristallisierten Quarzkörnern wieder ausgeheilt. Bei den lagenweise angereicherten Karbonaten handelt es sich um Dolomit. Relativ selten sind kleine Plagioklaskörner mit polysynthetischer Zwillingslamellierung zu beobachten. In den sandigen Einschaltungen nimmt aber der Feldspatgehalt zu. Vereinzelt sind auch Muskovittäfelchen als Mineralneubildungen festzustellen. Akzessorisch kommen noch Turmalin, Zirkon und Apatit vor. Lagenweise kommt es zu einer schichtparallelen Anhäufung des sonst homogen verteilten Pyrits. Große Körner sind oft kataklastisch zerbrochen. Häufig ist der Pyrit randlich umgewandelt in Lepidokrokit und Goethit. Fein verteilt im Sericitgewebe der Phyllite ist Rutil festzustellen. Auffallend ist wiederum ein vermehrtes, schichtparalleles Auftreten von Rutil in den grünen und besonders in den gelblichen Sericit-Chloritphylliten. Es sind winzige Rutilkörner mit gelbbraunen Innenreflexen, vereinzelt auch Anatas (bläulichweiße Innenreflexe) und Titanit, die von der tektonischen Durchbewegung erfaßt wurden. SCHULZ (1971) beschrieb Reste von Titanmineralen in rutilführenden Sericit-Chloritphylliten, die zur Erklärung berechtigen, daß die Rutile Umwandlungsprodukte von Ilmenit und Titanomagnetit tuffitischer Sedimente sind.

b) Silurische und devonische Karbonatgesteine:

Die Dolomitgesteine zeigen alle mehr oder weniger deutliche sedimentäre Schichtung infolge millimeter- bis dezimetermächtiger Sericit-Chloritzwischenschichten und eines unter dem Mikroskop zu beobachtenden lagigen Wechsels in der Korngröße. Parallel und schräg zur sedimentären Schichtung kam es zu Schieferung. Stellenweise zeigen sich in den Dolomiten auch Biegefalten mit flach eintauchenden Achsen. Das Dolomit-Magnesitlager wurde auf die Dolomite der „Spielbergfazies" aufgeschoben. Entlang dieser Aufschiebungslinie kam es zu einer tektonischen Zertrümmerung. So konnten die Verwitterungslösungen das Gestein leichter angreifen. Magnesium wurde in Lösung abgeführt, Calcium als Calcit und Aragonit zum Teil wieder ausgeschieden. Die Verwitterung des feinverteilten Hämatits und Pyrits zu Brauneisen führte zu einer Braunfärbung dieser Gesteinspartien.

Schwarze Dolomite:

Diese stecken zum Teil als tektonisch abgepreßte Keile in den liegenden Wildschönauer Schiefern, sind zertrümmert und zeigen keine Vorzugsrichtung durch Schieferung oder Sedimentation.

Für die allgemeine Angabe der Korngröße wird in den folgenden Kapiteln die gebräuchliche Einteilung in mikronkörnig (0,001—0,01 mm), dezimikronkörnig (0,01—0,1 mm) und centimikronkörnig (0,1—1 mm) verwendet. In Dünnschliffen dieser abgepreßten Keile liegen dezimikrongroße, isometrische Körner neben centimikronkörnigen. Die großen Körner, welche Reste von kleinen einschließen, sind durch Sammelkristallisation entstanden. Ihre Kornkonturen sind zerfranst, während sie bei den kleinen geradlinig verlaufen. Die großen Körner zeigen fast

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

durchwegs Zwillingslamellen, die verbogen sind. Zum Teil löschen solche Körner auch undulös aus. Dort, wo diese schwarzen Dolomite im primären Gesteinsverband liegen, sind sie deutlich gebankt, schichtparallel geschiefert und zum Teil gefaltet. Im Dünschliff zeigt sich neben einem Wechsel in der Sedimentabfolge (sericitische, quarzreiche Lagen in Wechsellagerung mit dolomitischen) auch ein lagenweiser Korngrößenwechsel. In den feinkörnigen Lagen sind immer wieder Nester von spätigen, sammel- bzw. umkristallisierten Dolomitkörnern zu erkennen. Die großen Körner sind mit ihrer Längsachse ebenso wie die Sericite schieferungsparallel eingeregelt und zeigen zum Teil undulöse Auslöschung. Vereinzelt haben die Dolomitkörner dünne „bituminöse" Lagen als s_i eingeschlossen. Die feinen postkristallin angelegten *ac*-Klüftchen sind mit pigmentfreiem Dolomit, Calcit und zum Teil auch Quarz ausgeheilt. Auffallend bei diesen schwarzen Dolomiten ist der hohe Pyritgehalt. Einerseits sind es schichtparallele Lagen aus tektonisch zerbrochenem Pyrit, andererseits handelt es sich um Framboid-Pyrit, welcher auf ein stark reduzierendes Milieu hinweist. Hervorgerufen wird die schwarze Farbe dieser Dolomite durch feinstschuppige „graphitische" Bestandteile, deren Reflexionsvermögen für ω bei 20,5% liegt. Diese Werte sprechen dafür, daß es sich eher um Schunigt, als um echten Graphit (ω = 23,5%, nach RAMDOHR, 1969) handelt.

Hellgraue Dolomite:

Auch bei diesen zeigt sich eine deutliche Schichtung durch Wechsel im Stoffbestand. Unter dem Mikroskop fällt wieder ein rhythmischer Korngrößenwechsel auf. Sie sind stark umkristallisiert. Druckzwillingslamellierung und oft undulöse Auslöschung deuten wiederum auf postkristalline Deformation hin. Quarz tritt in Nestern in den karbonatischen Lagen und schichtparallel in den sericitischen Zwischenschichten auf. Große Quarzkörner zeigen undulöse Auslöschung. Pyrit tritt mengenmäßig stark zurück und kohlige Bestandteile fehlen vollkommen.

Rote Flaserdolomite:

Die sedimentäre Schichtung wird makroskopisch durch rote, sericitreiche Lagen verdeutlicht. Unter dem Mikroskop zeigt sich Korngrößenwechsel, Sammel- und Umkristallisation und postkristalline Deformation. Neben dem Lepidokrokit färbt vor allem der Hämatit den Dolomit rot. In einigen Präparaten sind mehrere Millimeter dicke Lagen mit schichtparallel geregelten hämatitpigmentierten Hämatittafeln zu erkennen.

Bemerkung zu den Diagrammen D 6 bis D 11

Es handelt sich um Korngefügediagramme aus dem dolomitischen Nebengestein. Die Handstücke wurden zum Teil orientiert entnommen. Die Dünnschliffe wurden $\perp$ *b* (*B*-Feinlineation auf den *s*-Flächen) also $\perp$ *ab* (*s*-Fläche) angefertigt. Eingemessen wurde nur die kristallographische *c*-Achse, da Lamellen relativ selten zu beobachten waren.

Wertvolle Hinweise zur Deutung von Karbonat-Diagrammen lieferten Arbeiten von SANDER (1948 und 1950), FELKEL (1929), SCHÜLLER (1955) sowie LADURNER (1953, 1955 und 1965), und zwar bezüglich geregelter Calcit-, Dolomit-, Ankerit- und Magnesitgefüge.

FELKEL (1929) und LADURNER (1953) nehmen eine Einregelung der Dolomite mit *e* $(01\bar{1}2)$ in *hol*-Scherflächen mit Rotation um die *B*-Achse als Deutung für die Bildung von Achsengürtel $\perp$ *b*, ähnlich wie bei den Calcitdiagrammen, an. Die *c*-Achsen schließen mit den Lamellen einen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Winkel von 26° (+ 3° Fehler) ein (FELKEL, 1929, S. 40). Demnach fällt auf den Diagrammen das Lot der Flächen, nach denen die Dolomite eingeregelt sind, nicht mit den Polen der kristallographischen *c*-Achsen zusammen, sondern die *c*-Achsenmaxima liegen auf einem Kleinkreis von ca. 26° um das Lot der regelnden Fläche.

Diagramm D 6

Roter Dolomit mit schichtparallelen Hämatitlagen. Im Dünnschliff ist ein centi- bis dezimikronkörniges Dolomitgefüge mit zerfranster Korngrenze zu sehen.

U-Tischanalyse: Die *c*-Achsenmaxima liegen in einem nicht ganz geschlossenen Ring um *b* an der Peripherie des Diagrammes. Um den Pol der makroskopisch deutlich abgebildeten *s*- (*ab*-)

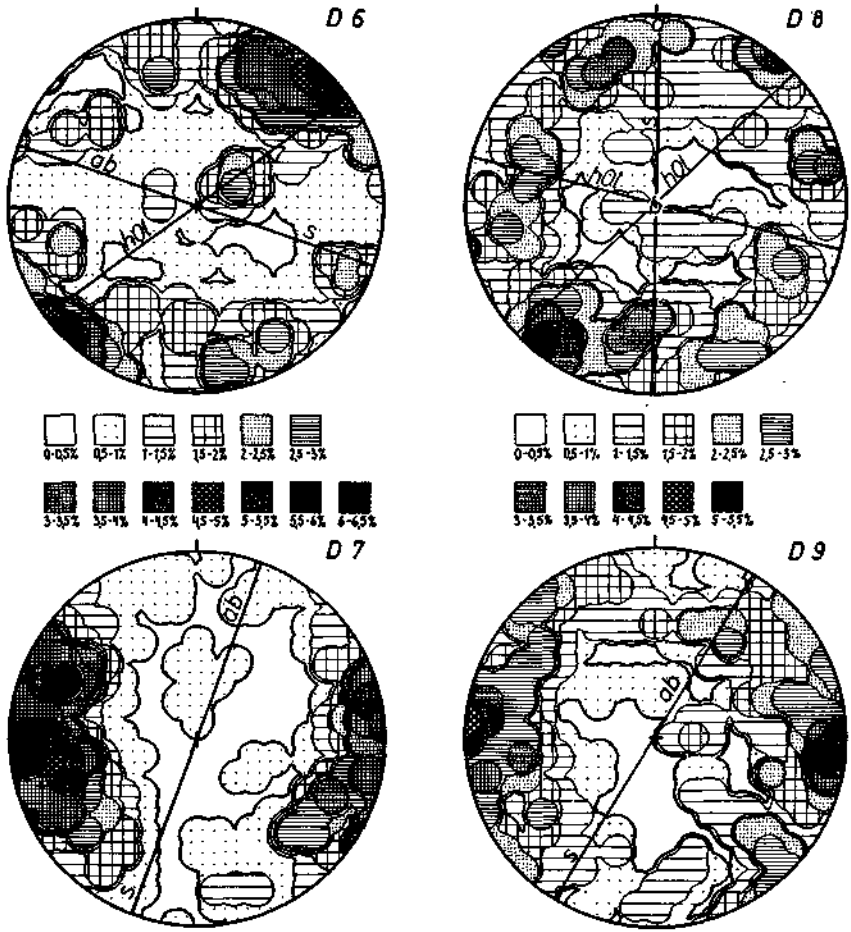


Diagramm D 6 : 306 Dolomit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *s*.
Diagramm D 7 : 306 Dolomit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *s*.
Diagramm D 8 : 300 Dolomit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *s*.
Diagramm D 9 : 276 Dolomit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *s*.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Fläche liegt in einem Kleinkreis von ca. 30° das Hauptmaximum, es ist nahe der Peripherie des Zeichenkreises gestreckt. Die anderen Achsenanhäufungen sind auf Kleinkreisen von 30° um unterbesetzte Stellen, welchen sich Pole von *h0l*-Scherflächen zuordnen lassen, angeordnet. Es handelt sich also um einen *S*-Tektonit mit linearen Gefügeelementen durch Scherungs-*B*, wobei die Dolomite mit ihren Lamellen in die *s*- beziehungsweise *h0l*-Fläche eingeregelt wurden. Abweichend vom idealen Achsendiagramm eines *S*-Tektonits ist hier eine Achsenanhäufung in der achsenarmen Kalotte von 50° zu sehen. Es sind Dolomitkörner, die mit ihrer *c*-Achse in Richtung der größten Wachstumsgeschwindigkeit = *s*- (*ab*-)Fläche eingeregelt sind. Wir haben es hier mit einer Wachstumsgefügeregelung zu tun (vgl. SANDER, 1950, S. 117—123).

Diagramm D 7

Roter Flaserdolomit mit Sericitlagen. Im Dünnschliff ⊥ *ss* zeigt sich ein lagiger Korngrößenwechsel von isometrischen Dolomitkörnern. Die größeren, spätigen Körner zeigen vereinzelt Zwillingslamellierung. Die Sericite sind schichtparallel eingeregelt.

U-Tischanalyse: Ein deutliches *c*-Achsenmaximum mit mehreren Untermaxima auf einem Kleinkreis von 30° um den Pol von *ab* = *s*. Es handelt sich um einen reinen *S*-Tektonit.

Diagramm D 8

Hellgrauer Dolomit. Grüne bis violette, metatuffitische Zwischenlagen ermöglichten die Anfertigung eines zu den Gefügekoordinaten orientierten Schliffes. ⊥ *b* ist schwach Korngrößenwechsel zu erkennen. In centimikronkörnigen Lagen befinden sich immer wieder Nester von dezimikrongroßen Dolomitkörnern. Die Kornform ist isometrisch. Manchmal sind in den größeren Körnern Zwillinglamellen zu beobachten.

U-Tischanalyse: Ein nicht ganz peripherer Achsengürtel um *b*, welcher eine achsenarme Kalotte von 45° einschließt. Innerhalb dieses Gürtels mehrere Maxima auf Kleinkreisen von 30° um unterbesetzte Stellen, denen *h0l*-Flächen zuzuordnen sind. Es handelt sich also um einen *B*-Tektonit, bei dem die Dolomitkörner mit ihren Lamellen in *h0l*-Scherflächen eingeregelt sind.

Diagramm D 9

Hellgrauer Dolomit mit Sericitzwischenlagen. Im Schliff ⊥ *b* deutlich sedimentäre Feinschichtung. Die Glimmerblättchen sind schichtparallel eingeregelt.

U-Tischanalyse: Um den Pol der deutlichen *s*-Fläche liegen die *c*-Achsenmaxima auf einem Kleinkreis von 30°. Es liegt ein typischer *S*-Tektonit mit Einregelung der Dolomitlamellen in *s* vor.

Diagramm D 10

Hellgrauer Dolomit. Im Schliff ⊥ *b* ist ein lagiger Korngrößenwechsel zu sehen. Die Körner sind isometrisch. Zwillingslamellen konnten keine beobachtet werden.

U-Tischanalyse: Das Diagramm zeigt einen nicht ganz peripheren *c*-Achsengürtel um *b* mit einer achsenarmen Kalotte von 45°. Um unterbesetzte periphere Stellen, denen sich die Lote der *ab*- beziehungsweise *h0l*-Scherflächen zuordnen lassen, sind die Maxima auf Kleinkreisen von 30° angeordnet. Es handelt sich um einen Scherungs-*B*-Tektonit mit zweischariger Scherung. Daneben zeigt sich auch Wachstumsgefügeregelung mit Einregelung der Dolomit-*c*-Achsen parallel der Gangwand, abgebildet durch die Achsenhäufungen in *b* oder beiderseits *ab*.

Diagramm D 11

Hellgrauer Dolomit. Im Schliff ⊥ *ab* (Bankung) ist kein lagiger Korngrößenwechsel zu sehen. Die Korngrenzen sind verzahnt und Zwillingslamellen relativ häufig.

U-Tischanalyse: Das Diagramm zeigt das Bild eines typischen *B*-Tektonits. Die Dolomitkörner sind mit *e* $(01\bar{1}2)$ in die *ab*- beziehungsweise *h0l*-Fläche eingeregelt.

Zusammenfassung:

Alle Diagramme weisen auf eine postkristalline Deformation hin (abgesehen von der relikthaft erhaltenen Wachstumsgefügeregelung).

Die Diagramme D 6, D 7 und D 9 sind *S*-Tektonite mit Übergängen zu *B*-Tektoniten. Bei den Diagrammen D 8, D 10 und D 11 handelt es sich um *B*-Tektonite mit *h0l*-Scherflächen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

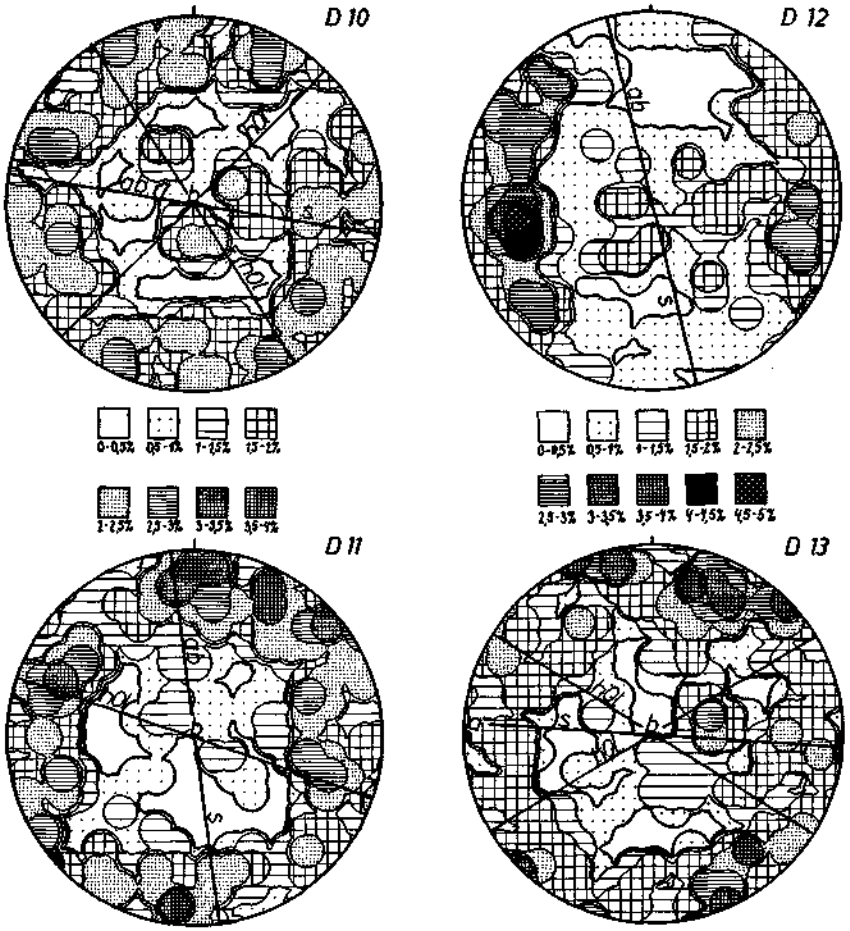


Diagramm D 10 : 340 Dolomit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *s*.
Diagramm D 11 : 300 Dolomit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *s*.
Diagramm D 12 : 308 Magnesit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *s*.
Diagramm D 13 : 260 Magnesit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *s*.

Magnesit

Der Magnesit kommt in den verschiedensten Farbvariationen vor. Es gibt alle möglichen Übergänge von eisenreichem, rotgefärbtem über orang zu gelb bis dunkelbraun und grau gefärbtem Magnesit. Es lassen sich drei markantere Typen unterscheiden:

1. Gelber bis graugelber Magnesit mit Pyrit, Goethit und Lepidokrokit.
2. Roter eisenreicher Magnesit mit Hämatit und untergeordnet Pyrit.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

3. Grauer bis schwarzer Magnesit mit Pyrit. Nach einer mündlichen Mitteilung von HERWIG PIRKL *) ist dieser Typ silikatreicher.

Aber nicht nur in der Farbe, sondern auch in der Härte unterscheiden sich die Magnesite. Massige, relativ harte sowie poröse, weichere Typen kommen nebeneinander vor.

Verschiedene Faktoren sind für das unterschiedliche Aussehen der Magnesite bestimmend:

Färbendes Pigment: Hämatitreiche Sericitlagen oder feinste Hämatitschuppen färben den Magnesit rot. Örtlich kann der Hämatit zu bänderungsparallelen Knollen angereichert sein. Pyritreiche Sericitlagen bewirken eine dunkelgraue Farbe der Magnesite. Zum Teil haben die Magnesitkörner das färbende Pigment als s_i eingeschlossen.

Verwitterung: Durch Verwitterung des Pyrits über Lepidokrokit zu Goethit wird der Magnesit braun gefärbt.

Jüngere Magnesium-Mobilisation: Entlang von Klüften läßt sich oft gelber Magnesit beobachten, der zum Teil ausgehend von solchen feinen Rissen in die Schichtung hineinreicht und dem Magnesit ein „wolkiges" Aussehen verleiht. Es handelt sich dabei um eine jüngere Mg-Mobilisation, da der sonst oft zu beobachtende lagige Korngrößenwechsel fehlt und diese Magnesite auch dort, wo sie durch pigmentierten Magnesit ziehen oder schichtparallel in diesen hineinreichen, völlig pigmentfrei sind.

Korngrößenwechsel: Auch der rhythmische Wechsel der Korngröße kann eine Grau-Gelb-Bänderung der Magnesite hervorrufen. Centimikronkörnige Lagen erscheinen makroskopisch hell, dezimikronkörnige sind dunkelgrau. Im rhythmischen Wechsel der Korngröße lassen sich aber keine polaren oder geopetalen Gefüge in Form vertikaler Kornsortierung feststellen.

Metasomatose: Wie schon einleitend angeführt, sind metasomatische Vorgänge an der Genese der Magnesite und Dolomite wesentlich beteiligt. Im Gelände fallen im Magnesit Dolomitnester mit einer Ausdehnung von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern auf. Korngefügeuntersuchungen haben gezeigt, daß in manchen Fällen Dolomit und Magnesit das gleiche erlebt haben, also vermutlich auch zur gleichen Zeit kristallisiert sind, in anderen Fällen ein verschiedenes Bild von c-Achsenmaxima aufweisen und damit zu verschiedenen Zeiten gebildet wurden. Unter dem Mikroskop konnte durch Ätzen der Polituren mit 10% Al $(NO_3)_3$ und Anfärben der Dünnschliffe mit Alizarinrot-S ebenso matasomatische Vorgänge deutlich gemacht werden. Es zeigt sich eine Dolomitmetasomatose in Form von Redolomitisierung des Magnesits, ausgehend von zum Teil *s*-parallel verlaufenden Rissen und entlang der Intergranulare. Daneben ist auch Magnesitmetasomatose festzustellen, in der Form, daß spätige Magnesitkörner mit zerfranster Korngrenze Einschlüsse von winzigen unverdauten Dolomitkörnern aufweisen. Auch

*) Dr. Herwig PIRKL, Österreichisch-Amerikanische-Magnesit-A. G.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

die Bändermagnesite mit Pigment als s_i sind möglicherweise metasomatisch entstanden, es sei denn, man sieht sie als Magnesit-Sammelkristallisate mit Kornvergrößerung an.

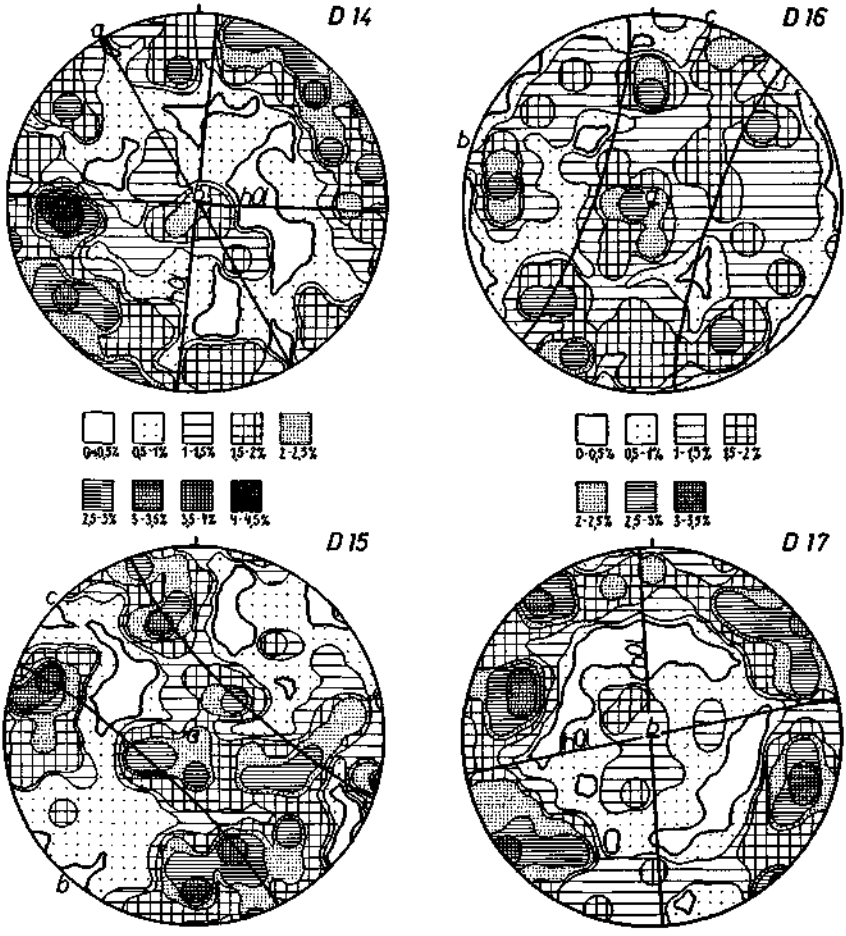


Diagramm D 14 : 320 Magnesit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *b*. Dieser Schliff steht senkrecht auf dem Schliff von Diagramm D 15.

Diagramm D 15 : 320 Magnesit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *a*. Dieser Schliff steht senkrecht auf dem Schliff von Diagramm D 14.

Diagramm D 16 : 360 Magnesit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *a*. Dieser Schliff steht senkrecht auf dem Schliff von Diagramm D 17.

Diagramm D 17 : 360 Magnesit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *b*. Dieser Schliff steht senkrecht auf dem Schliff von Diagramm D 16.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Bemerkungen zu den Diagrammen D 12 bis D 19

Diagramm D 12

Bändermagnesit mit dünnen Hämatitlagen als Bänderung. Im Schliff ⊥ *s* sind in Abständen von einigen Millimetern Hämatitlagen zu sehen, die das makroskopische *s*-Gefüge bedingen. Die dezi- bis centimikronkörnigen Magnesitkristalle zeigen isometrische Querschnitte mit geraden Korngrenzen.

U-Tischanalyse: Es ergibt sich ein *c*-Achsenmaximum, das um den unterbesetzten Pol der *ab*-Fläche auf einem Kleinkreis von 30° auseinandergezogen ist. Die Achsenanordnung zeigt eine Einregelung der Magnesitkörner mit *e* $(01\bar{1}2)$ in die *ab* = *s*-Fläche. Es handelt sich um einen *S*-Tektonit.

Diagramm D 13

Roter bis hellgrauer Bändermagnesit. Im Schliff ⊥ *b* lassen sich neben *s*-parallelen Lagen von centimikrongroßen Magnesitkörnern auch insulare Anhäufungen solcher innerhalb dezimikronkörniger Lagen beobachten. Die Kornquerschnitte sind isometrisch, Zwillingsbildungen selten und wenn, dann nur an großen Körnern zu sehen.

U-Tischanalyse: Eine achsenarme Kalotte wird umgeben von einem gespaltenen Ring von *c*-Achsenmaxima und peripheren Achsenminima. Dem Hauptmaximum und seinem peripheren Minimum läßt sich die makroskopisch sichtbare *s*-Fläche zuordnen. Andere Achsenanhäufungen gehören zu *h0l*-Scherflächen. Das Diagramm zeigt einen *B*-Tektonit mit zweischariger Scherung.

Diagramme D 14 und D 15

Gelbbrauner, massiger Magnesit. Die beiden Diagramme beziehen sich auf zwei senkrecht aufeinanderliegende Schliffe desselben Handstückes. In beiden Schliffen zeigen sich im dezimikronkörnigen Magnesit Nester mit centimikrongroßen Körnern. Die Kornformen sind isometrisch, die Korngrenzen verlaufen geradlinig.

U-Tischanalyse: Auf Diagramm D 14 liegen die Achsenanhäufungen auf einem Ring um *b* an der Peripherie des Diagrammes, und zwar auf Kleinkreisen von ca. 30° um Achsenminima. Diesen lassen sich wieder die *ab*-Fläche und *h0l*-Scherflächen zuordnen. Daneben zeigen sich auch Körner mit einer Wachstumsregelung *c* parallel der Richtung der größten Wachstumsgeschwindigkeit als Achsenanhäufung in und beiderseits der *ab*-Fläche. Auf Diagramm D 15 ergibt sich eine Anordnung der Maxima in einem deutlich gespaltenen *ac*-Gürtel, wobei die Achsenanhäufung auf Kleinkreisen im Abstand von 26° auf beiden Seiten der schwach besetzten *ac*-Ebene angeordnet sind. Damit ist sicher festgelegt, daß es sich bei diesen beiden Diagrammen um einen *B*-Tektonit handelt.

Diagramm D 16 und D 17

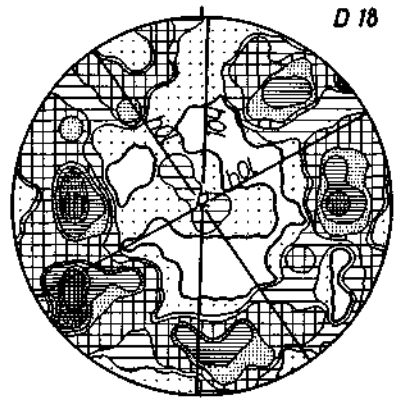
Gelber, massiger Magnesit mit spiegelglatter *h0l*-Scherfläche. Die Diagramme stammen wieder von zwei senkrecht aufeinander liegenden Schliffen. Im Schliff ⊥ *b* (Diagramm D 17) sind zwei Scherflächenscharen zu sehen. Auffallend sind insulare Anhäufungen von centimikrongroßen, isometrischen Magnesitkörnern mit vereinzelt Zwillingslamellen in einem dezimikronkörnigen Magnesitaggregat. Im Schliff ⊥ *a* (Diagramm D 16) kommt die insulare Anhäufung der Großkörner nicht so deutlich zum Ausdruck.

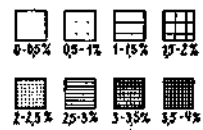
U-Tischanalyse: Diagramm D 17 zeigt einen, für die Schnittlage ⊥ *b* typischen, nicht ganz peripheren Achsengürtel. In die unterbesetzten Stellen an der Peripherie des Diagrammes lassen sich die Pole der im Handstück deutlichen *h0l*-Scherflächen legen. Um diese Minima sind die Achsenanhäufungen in Kleinkreisen angeordnet. In der Kalotte von 50° ist eine Wachstumsgefügeregelung abgebildet mit *c* parallel der *h0l*-Scherfläche. Diagramm D 16 zeigt den auf Grund von Diagramm D 17 zu erwartenden *ac*-Gürtel und eine unterbesetzte *ac*-Ebene. Nicht dem gleichen Formungsplan zuordenbar ist die Achsenanhäufung in *b*. Es dürfte sich dabei um die schon in Diagramm D 17 festgestellte Wachstumsgefügeregelung handeln. Dieser Magnesit ist also auch ein *B*-Tektonit mit relikthaft erhaltener Wachstumsgefügeregelung parallel einer *h0l*-Scherfläche.

Diagramm D 18 und D 19

Wiederum sind es Diagramme von zwei senkrecht aufeinanderliegenden Schliffen aus einem gelbbraunen, massigen Magnesit.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at





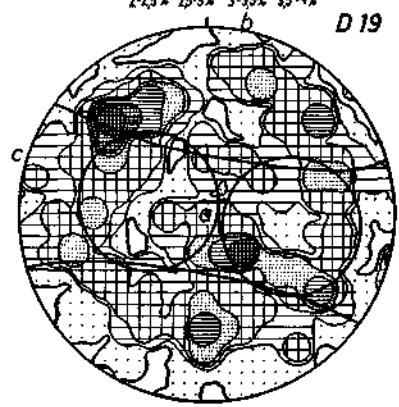


Diagramm D 18 : 320 Magnesit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *b*. Dieser Schliff steht senkrecht auf dem Schliff von Diagramm D 19.

Diagramm D 19 : 320 Magnesit-*c*-Achsen; Schliff senkrecht *a*. Dieser Schliff steht senkrecht auf dem Schliff von Diagramm D 18.

In den Schliffen ⊥ *a* und ⊥ *b* zeigt sich jeweils das gleiche Bild. Aggregate mit großen, isometrischen Körnern sind in einem kleinkörnigen Magnesitgefüge unregelmäßig im cm-Bereich verteilt.

U-Tischanalyse: Diagramm D 18 zeigt die Achsenanordnung eines Magnesit-*B*-Tektonits bei einer Schnittlage ⊥ *b*: peripherer Ring mit *c*-Achsenmaxima, unterbesetzte Stellen an der Peripherie, achsenarme Kalotte. Ordnet man den Achsenminima *b0l*-Scherflächen zu, so zeigt sich, daß die Magnesitkörner mit *e* $(01\bar{1}2)$ in diese Scherflächen eingeordnet sind.

Diagramm D 19 weist einen breiten, gespaltenen *ac*-Gürtel mit unterbesetzter *ac*-Ebene auf. Die Maxima sind auf Kleinkreisen angeordnet, welche von der *ac*-Ebene nach beiden Seiten einen Abstand von 26—30° haben. Außerdem zeigen diese Achsenmaxima noch eine ringförmige Anordnung (r = 30°). Die Mittelpunkte dieser Ringe liegen in der *ac*-Ebene. LADURNER (1965,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

S. 432): „Bei einer als gegeben angenommenen Einregelung von *e* (01$\bar{1}$2) in *s* läßt sich diese ringförmige Anordnung der *c*-Achsen durch Rotation von *e* um ihr Lot erklären." Dieses Diagramm zeigt ebenso wie die Diagramme D 15 und D 16 eine auffallende Übereinstimmung mit dem Magnesitdiagramm D 1 von LADURNER (1965).

Zusammenfassung:

Die Diagramme D 12 und D 13 beziehen sich auf Magnesite mit makroskopisch deutlich vorgezeichnetem *s*. Die Korngefügeuntersuchungen für die Diagramme D 14 bis D 19 wurden jeweils an zwei aufeinander senkrecht stehenden Schliffen durchgeführt, um aus den Diagrammen die Gefügekoordinaten *a*, *b* und *c* konstruktiv zu eruieren. Eingemessen wurde, wie bei den Dolomitdiagrammen, wiederum nur die kristallographische *c*-Achse.

Die Gefügeuntersuchungen ergaben in Diagramm D 12 einen *S*-Tektonit mit Kleinkreisbesetzung (r = ca. 30°) um den Pol von *s*. Die anderen Diagramme zeigen *B*-Tektonite mit einem gespaltenen Achsengürtel $\perp$ *b* des Gefüges und $\perp$ *a* des Gefüges zeigen die Diagramme D 14, D 16 und D 19 einen breiten, gespaltenen *ac*-Gürtel mit Anordnung der Maxima beiderseits der unterbesetzten *ac*-Ebene.

Wachstumsgefügeregelung ist in den Diagrammen D 14, D 16 und D 17 zu sehen. Beim Magnesit ergibt sich somit ebenso wie beim Dolomit eine postkristalline Deformation, sieht man von der, vereinzelt auch bei den Dolomiten zu beobachtenden, untergeordneten und relikthaft erhaltenen Wachstumsgefügeregelung ab. Bei dieser kann es sich außer um Umkristallisation auch um ein diagenetisches Primärgefüge handeln, welches von der nachfolgenden variszischen und alpidischen Beanspruchung überprägt wurde.

Vergleich der Gefügeregelung

Ein Vergleich der Gefügeregelung des Magnesits mit dem dolomitischen Nebengestein zeigt, daß beide Teilgefüge das gleiche erlebt und auf die tektonische Durchbewegung in gleicher Weise reagiert haben. Sowohl im Dolomit als auch im Magnesit konnte Tektonitregelung, wie sie LADURNER (1965) beschrieben hat, nachgewiesen werden, und zwar sowohl *S*-Tektonitregelung, zum Teil mit Übergängen zu *B*-Tektoniten, als auch *B*-Tektonitregelung. Der Grund dafür, daß sich die Tektonitregelung nicht so deutlich zeigt, wie etwa bei Calcittektoniten, liegt einerseits in der Unempfindlichkeit der Magnesite und z. T. auch der Dolomite gegenüber Deformation in bezug auf Zwillingsbildung, andererseits haben die umgebenden hochteilbeweglichen Phyllite die mechanische Deformation aufgefangen bzw. abgeschwächt. Zur Wachstumsgefügeregelung, die sowohl im Dolomit als auch im Magnesit zu beobachten ist, möchte ich mich der Auffassung von SCHULZ (1972) anschließen, der ausführt, daß die Magnesitmetasomatose im Kalk-Dolomitgestein schon im frühdiagenetischen Stadium zur Wachstumsgefügeregelung geführt haben kann, die dann durch die variszische und alpidische Orogenese überprägt worden ist. Somit kann es sich bei der beobachtbaren Wachstumsgefügeregelung nicht nur um postdeformative metasomatische Internkristallisation, sondern auch um relikthaft erhaltene, syndiagenetische Gefüge handeln.

Um auch die Gefügeregelung der Dolomitnester mit dem umgebenden Magnesit vergleichen zu können und aufzuzeigen, ob beide von derselben Deformation erfaßt wurden oder nicht, wurden gefügeanalytische Untersuchungen an Schliffen, die aus dem Dolomit und aus dem umgebenden Magnesit gleichorientiert entnommen wurden, durchgeführt. Der Vergleich der Diagramme ergab, daß es sich bei den Dolomitnestern sowohl um redolomitisierten Magnesit (die Diagramme lassen keine gemeinsame tektonische Beanspruchung erkennen) als auch um gleichzeitig

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

neben dem Magnesit gebildeten Dolomit handelt (die Diagramme lassen eine gemeinsame Deformation erkennen).

Feinschichtmagnesit

Einen auffallenden Magnesittyp konnte ich im Revier Rettenwand finden. Es ist ein Feinschichtmagnesit mit deutlicher Polarität mancher Bauzonen und mit einem extrem schönen Lagenbau, hervorgerufen durch eine Wechsellagerung im Millimeter- bis Dezimeterbereich zwischen roten Sericit-Hämatit-Lagen, rötlichen pigmentierten und gelben pigmentfreien Magnesiten. Dieser Feinschichtmagnesit wird durchzogen von feinen Haarrissen und Fugen, welche mit pigmentfreiem Magnesit und zum Teil Hämatit auskristallisiert sind.

Er keilt sowohl nach unten, also in der Einfallsrichtung, als auch nach oben aus. Eine weitreichende Fortsetzung im Streichen ist, soweit dies nach heutigen Gruben- und Tagbauaufschlüssen zu beurteilen ist, offenbar nicht gegeben. Dieser Feinschichtmagnesit bildet also nur ein kleines linsenförmiges Vorkommen mit maximal 50 cm Mächtigkeit in einem ausgedehnten massigen Magnesitkörper. Auf seinen *ss*-Flächen zeigt sich eine deutliche *B*-Achse, die mit 35° nach W eintaucht. *ss*-Streichen und Einfallen (105°/80° S) stimmen ebenso wie die *B*-Achsenrichtung mit den im Lagerstättenbereich herrschenden Gefügedaten überein. Neben der orogen angelegten *B*-Achsenrichtung läßt sich am Handstück noch eine zweite lineare Richtung feststellen. Sie ist schräg zur *B*-Achsenrichtung orientiert und die Folge einer subaquatischen Faltung.

Die vorläufigen Untersuchungsergebnisse zeigen, daß dieser Feinschichtmagnesit vor oder während einer subaquatischen Bewegung entstanden ist. Die deutliche Polarität in manchen Bauzonen, gegeben durch jeweils oben liegende Unebenheiten, welche mit Sericit-Hämatit-Schlamm gefüllt sind und glatte Anlagerungsflächen unten, bezeugen eine externe subaquatische Formung. Diese äußert sich nicht nur in welliger Verbiegung, sondern auch in Feinfältelung mit überkippten bis liegenden Fältchen, Feinzerscherung und Überschiebung im Millimeterbereich. Diese Feinfältelung ist jeweils auf e i n e Magnesitlage beschränkt, während die darüber und darunter liegenden Lagen nur eine flachwellige Verbiegung zeigen, wie sie etwa bei Sedimentation über einen unregelmäßigen Untergrund entsteht. Sollte der jetzt vorliegende lagige Magnesit nicht schon primär etwa als Nesquehonit sedimentiert worden sein, so muß es während der Diagenese und vor einer jüngeren Zerscherung und orogenen Faltung mit anschließender neuerlicher Mg-Mobilisation zu einer lagigen Magnesitsprossung gekommen sein. Dabei bildeten einerseits die Tonlagen Anwachsflächen für die pigmentfreien Magnesitlagen, andererseits sind einzelne Magnesitlagen über die Tonfeinschichten hinweggewachsen und schließen diese jetzt als s_i-Pigment ein. Die deutliche mechanische Beanspruchung der Magnesitkörner (Friktionsdetritus und undulöse Auslöschung) im Faltungsbereich weist darauf hin, daß es n a c h Anlage des Feinschichtmagnesits zu einer postkristallinen, orogenen Deformation und Zerscherung des gesamten Feinschichtmagnesits mit Bildung einer deutlichen *B*-Achse gekommen ist. Die Fugen und Haarrisse sind mit pigmentfreiem Magnesit und zum Teil neu

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gesproßtem Hämatit auskristallisiert. Verschiedentlich kam es auch zu schichtparallelen Verdrängungen des pigmentierten und pigmentfreien lagigen Magnesits, ausgehend von solchen Fugen. Dabei zeigt sich, daß die vorerst pigmentierten Magnesite vom Pigment gereinigt wurden. Die neugesproßten, bis 0,3 mm langen Hämatittafeln zeigen dort, wo sie schräg zur Schichtung gewachsen sind, Zwillingslamellierung, Verbiegung und Zerreißung der Blättchen, hervorgerufen durch jüngste Schieferung und Scherung.

5. Ergebnis

Da schon jede nur irgendwie mögliche Theorie über Genese, Alter und Stoffzufuhr der ostalpinen Spatmagnesite angeboten wird, kann das Ergebnis der vorliegenden Arbeit nur als Beweis für oder gegen eine schon bekannte Meinung gelten.

Als gesichert kann das Alter der Karbonatgesteine, an welche die Magnesitvererzung gebunden ist, angenommen werden. HADITSCH und MOSTLER (1970) kommen durch conodontenstratigraphische Untersuchungen auf Höchstes Silur bis Unteres Devon. Ebenso datieren HÖLL und MAUCHER (1967) das Dolomit-Magnesitlager von Tux zwischen Oberstem Ludlow und Unterem Ems. Gefügeanalytische Untersuchungen am Dolomit-Magnesitlager von Hochfilzen haben gezeigt, daß die Spatmagnesite nicht mehr ausschließlich ihr Primärgefüge aufweisen, wie dies von W. PETRASCHEK (1932) für eine alpidische Metallogenese gefordert wird. Aus den vorliegenden gefügeanalytischen Untersuchungen kann mit Sicherheit geschlossen werden, daß die Magnesite und Dolomite der Lagerstätte von einer orogenen, postkristallinen Deformation erfaßt wurden.

Großtektonische Untersuchungen im Nahbereich der Lagerstätte haben außerdem gezeigt, daß das Nebengestein und das Magnesitlager in ihrer tektonischen Beanspruchung völlige Übereinstimmung zeigen.

Die Magnesiumzufuhr könnte in einem ursächlichen Zusammenhang mit einem Vulkanismus gebracht werden. Die Untersuchungen zeigten, daß den Wildschönauer Schiefern linsenförmige Tufflagen bis an die Liegendgrenze des Dolomit-Magnesitlagers zwischengeschaltet sind. Diese Tuffe bis Tuffite stehen im Zusammenhang mit einem basischen untermeerischen Vulkanismus, der auch die Ursache für eine Reihe von Kupferkies-Pyrit- und Eisenspatlagerstätten in der westlichen Grauwackenzone ist und vermutlich auch der Ba-Lieferant für die, nach HADITSCH und MOSTLER (1970), paläozoisch sedimentäre Barytvererzung der „Spielbergfazies" war.

Petrographische Untersuchungen ergaben in den liegenden schwarzen Dolomiten einen hohen Gehalt an Schungit und pyritisierten Schwefelbakterien. Hinweise auf ein stark reduzierendes Milieu, das im Zusammenhang mit diesem Vulkanismus zu verstehen ist. Sericitische, chloritreiche Einschaltungen in den silurisch-devonischen Karbonatgesteinen können als mögliche Metatuffite gedeutet werden.

Metasomatose spielt bei der Genese sicher eine wesentliche Rolle und sie läßt sich auch im Kleinbereich eindeutig feststellen. Gegen eine ausgedehnte lagerstättenbildende Verdrängung von Dolomit und Calcit durch Magnesit im Zu-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sammenhang mit einer Mobilisation von Mg^{2+}, welches angeblich durch Druck- und Temperaturerhöhung frei wurde, lassen sich aber einige Argumente anführen:

Dagegen spricht, daß der devonische Spielbergdolomit, der nach MOSTLER (1973) in einem Geosynklinalteiltrog abgelagert wurde und auf den das Dolomit-Magnesitlager aufgeschoben wurde, keine metasomatische Verdrängung durch Magnesit zeigt, während in der E-W-Erstreckung der westlichen Grauwackenzone von Tux bis nach Saalfelden in den silurisch-devonischen Dolomiten immer wieder angeblich metasomatische Verdrängung durch Magnesit zu beobachten ist, die so kräftig gewesen sein soll, daß ausgedehnte Lagerstätten entstanden sind. Eine Bestätigung dieser starken Magnesiummobilisation glaubt MOSTLER (1973) unter anderem im Fehlen von Bändermagnesiten zu finden. Für den Spatmagnesit von Hochfilzen trifft diese Feststellung jedenfalls nicht zu. Hier konnte ich schöne Bändermagnesite und einen Feinschichtmagnesit finden, der durch besonders gut erhaltene Sedimentgefügemerkmale, deutliche polare Bauzonen, subaquatische Gleitung und inhomogene Parallelgefüge, bestehend aus Magnesit und einem Sericit-Hämatit-Pelit, nur auf eine schwache und begrenzte sekundäre Umwandlung des Karbonatsedimentes hinweist. Offen muß die Frage bleiben, was vor dem Magnesit abgelagert wurde, falls nicht Magnesit selbst das primäre Externgefüge darstellt. LEITMEIER und SIEGL (1954), LESKO (1972) und SIEGL (1973) sind der Ansicht, daß es zu einer primär sedimentären Ausfällung eines Nesquehonites in einem reduzierenden Milieu kam. MOSTLER (1973) schließt hingegen sedimentäre Magnesitbildung wegen einer fehlenden Salinarfazies und des hohen Biogengehaltes in den Karbonaten — den SIEGL (1973) allerdings als Thanatocoenose erklärt — aus. Es könnte demnach aber ein Calcit-Dolomit-Schlamm sedimentiert worden sein, der während der Diagenese metasomatisch in Magnesit umgewandelt wurde.

Der relativ feinkörnige Spatmagnesit von Hochfilzen dürfte während der Diagenese aus einem Karbonatsediment, in mittelbarem Zusammenhang mit einem vorangegangenen, untermeerischen basischen Vulkanismus entstanden sein. Diese großteils diagenetische Magnesitsprossung führte, abgesehen von vielleicht minimaler Externanlagerung von Magnesit, zu Wachstumsgefügeregelung, die relikthaft erhalten ist. Die nachfolgende variszische und alpidische Orogenese äußert sich in einer gemeinsamen tektonischen Beanspruchung der Wildschönauer Schiefer und des silurisch-devonischen Dolomit-Magnesitlagers und führte zur Kristallisation von nichtpegmentiertem Magnesit in Fugen und Haarrissen, teilweiser Verdrängung des diagenetisch entstandenen Magnesits und zu deutlicher postkristalliner Tektonitregelung. Jüngste postdeformative Umkristallisationen können wieder Wachstumsgefügeregelung verursacht haben.

6. Literatur

ANGEL, F., & TROJER, F.: Der Ablauf der Spatmagnesitmetasomatose. — Radex-Rundschau, H. 7/8, S. 315—334, Radenthein 1953.

ANGEL, F. & TROJER, F.: Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnesite. — Radex-Rundschau, H. 2, S. 374—392, Radenthein 1955.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

CHAZIDIMITRIADES, E.: Die Eisenspatlagerstätte Gebra bei Kitzbühel, Foidling Alm bei Fieberbrunn und Schwader Eisenstein bei Schwaz. — Diss., nichtpubliziert, Univ. Innsbruck 1969.

CLAR, E.: Die Gefügeregelung eines Bändermagnesits. — Jb. Geol. B.-A., *81*, H. 3—4, S. 387—402, Wien 1931.

CLAR, E.: Über Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., *4*, H. 1—4, S. 53—64, Wien 1954.

EISBACHER, G. H.: Neue Beobachtungen zur Deutung der knolligen Magnesite im Tonschieferkomplex des alpinen Buntsandsteins der Nördlichen Kalkalpen. — Mineral. Deposita, *4*, S. 219—224, Berlin 1969.

FELKEL, E.: Gefügestudien an Kalktektoniten. — Jb. Geol. B.-A., *79*, S. 34—86, Wien 1929.

FRIEDRICH, O. M.: Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rundschau, H. 2, S. 421—432, Radenthein 1953.

FRIEDRICH, O. M.: Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnesit-Lagerstätten. — Radex-Rundschau, H. 1, S. 393—420, Radenthein 1959.

FRIEDRICH, O. M.: Zur Genesis des Magnesits vom Kaswassergraben und über ein ähnliches Vorkommen (Diegrub) im Lammertal. — Radex-Rundschau, H. 2, S. 421—432, Radenthein 1963.

FRIEDRICH, O. M.: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. — Radex-Rundschau, H. 2, S. 113—126, Radenthein 1968.

FRIEDRICH, O. M.: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. — Radex-Rundschau, H. 3, S. 55—562, Radenthein 1969.

HADITSCH, J. G.: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. — Radex-Rundschau, H. 3, S. 188—193, Radenthein 1968.

HADITSCH, J. G.: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. Radex-Rundschau, H. 1, S. 426—438, Radenthein 1969.

HADITSCH, J. G., & MOSTLER, H.: Die Kupfer-Nickel-Kobalt-Vererzung im Bereich Leogang (Inschlagalm, Schwarzleo, Nöckelberg). — Arch. f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, *11*, S. 161—209, Leoben 1970.

HÖLL, R., & MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. — Bayer. Akad. Wiss., Mathem.-Naturwiss. Kl., Sitzungsbericht, S. 1—11, München 1967.

ILKHANI, G.: Die Erzlagerstätten südöstlich von Kitzbühel (Tirol). — Diss., nicht publ., Univ. Innsbruck 1971.

JOHANNES, W.: Bildung von Talk aus Quarz und Magnesit. — N. Jahrb. f. Min. Monatsh., Abtl. A, S. 305—365, Stuttgart 1966.

JOHANNES, W.: Experimente zur metasomatischen Magnesitbildung. — N. Jahrb. f. Min. Monatsh., Abtl. A, S. 321—332, Stuttgart 1967.

JOHANNES, W.: Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. — N. Jahrb. f. Min. Abh., *113*, S. 274 bis 325, Stuttgart 1970.

KARL, F.: Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). — N. Jahrb. Min. Abh., *85*, S. 203—246, Stuttgart 1953.

LADURNER, J.: Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomittektonite. — Jb. Geol. B.-A , *96*, S. 253—300, Wien 1953.

LADURNER, J.: Zum Verhalten von Ankerit im geschlossenen Gefüge und als Einzelkorn. — Tscherm. Min.-Petr. Mitt., *5*, H. 3, S. 215—226, Wien 1955.

LADURNER, J.: Über ein geregeltes Magnesitgefüge. — Tscherm. Min.-Petr. Mitt., *10*, H. 1—4, S. 430—435, Wien 1965.

LEITMEIER, H., & SIEGL, W.: Untersuchungen an Magnesiten am Nordrand der Grauwackenzone Salzburgs und ihre Bedeutung für die Entstehung der Spatmagnesite der Ostalpen. — Berg- u. Hüttenm. Mh., *99*, H. 11/12, S. 201—235, Wien 1954.

LESKO, I.: Über die Bildung von Magnesitlagerstätten. — Mineral. Deposita, *7*, S. 61—72, Berlin 1972.

LUKAS, W.: Die Antimonlagerstätte Schlaining im Burgenland (eine geologische, gefügekundliche und geochemische Untersuchung). — Diss., nicht publ., Univ. Innsbruck 1967.

MAVRIDIS, A., & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone, Tirol-Salzburg). — Festbd. d. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, S. 523—546, Innsbruck 1970.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

MOSTLER, H.: Ein Beitrag zu den Magnesitvorkommen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol/Salzburg). — Archiv f. Lagerstättenforschung, *11*, S. 113—125, Leoben 1970.

MOSTLER, H.: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). — Veröff. Univ. Innsbruck, *86*, S. 237—266, Innsbruck 1973.

PETRASCHEK, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. — Sitzber. Akad. Wien, *141*, S. 195 bis 242, Wien 1932.

RAMDOHR, P.: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. — 3. Auflage, 668 Abb., 1089 Seiten, Akademie-Verlag, Berlin 1960.

ROHN, Z.: Zur Frage der Entstehung des kristallinen Magnesits. — MontanZtg., *66*, H. 8, S. 96 bis 98 und 109—110, Wien 1950.

SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Teil I, Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. — 215 S., 66 Abb., Springer-Verlag, Wien und Innsbruck 1948.

SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. Teil II, Die Korngefüge. — 409 S., 153 Abb., 166 Gefügediagramme, 8 Tf., Springer-Verlag, Wien und Innsbruck 1950.

SCHÜLLER, J.: Achsenverteilungsanalyse eines Glimmermarmors (Tauernhülle Glocknerstraße). — Jb. Geol. B.-A., *98*, S. 21—31, Wien 1955.

SCHULZ, O.: Horizontgebundene altpaläozoische Eisenspatvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. — Tscherm. Min.-Petr. Mitt., *15*, S. 232—247, Wien 1971.

SCHULZ, O.: Horizontgebundene altpaläozoische Kupferkiesvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. — Tscherm. Min.-Petr. Mitt., *17*, S. 1—18, Wien 1972.

SCHULZ, O.: Unterdevonische Baryt-Fahlerz-Mineralisation und ihre steilachsige Verformung im Großkogel bei Brixlegg (Tirol). — Tscherm. Min.-Petr. Mitt., *18*, S. 114—128, Wien 1972.

SCHWINNER, R.: Die Lagerstätten kristallinen Magnesits und ihre Verteilung im Gebirgsbau der Ostalpen. — Ber. Leobener Bergmannstag, S. 206—214, Leoben 1937.

SCHWINNER, R.: Gebirgsbildung, magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — Berg- u. Hüttenm. Mh., *6*, S. 135—144, Wien 1949.

SIEGL, W.: Zur Entstehung schichtiger und strahliger Spatmagnesite. — Berg- u. Hüttenm. Mh., *1*, S. 79—84, Wien 1955.

SIEGL, W.: Die Magnesite der Werfener Schichten im Raume Leogang bis Hochfilzen sowie bei Ellmau in Tirol. — Radex-Rdsch., H. 3, S. 178—191, Radenthein 1964.

SIEGL, W., & FELSER, K. O.: Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern (Sunk bei Trieben). — Berg- u. Hüttenm. Mh., *8*, S. 251—256, Wien 1973.

VAVTAR, F.: Gefügeanalytische Untersuchung der Magnesitlagerstätte Bürglkopf Weißenstein bei Hochfilzen, Tirol. — Diss., nicht publ., Univ. Innsbruck 1974.

VETTERS, H.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich; Blatt Kitzbühel und Zell am See; M.: 1 : 75.000 — Geol. B.-A., Wien, 1935.

WENGER, H.: Die Scheelitlagerstätte Tux. — Radex-Rdsch., H. 2, S. 109—132, Radenthein 1964.

WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. — 2. Auflage, 237 S., Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York 1967.

Manuskript eingereicht im September 1975

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1976

Band/Volume: 1976

Autor(en)/Author(s): Vavtar Franz

Artikel/Article: Gefügeanalytische Untersuchungen der Magnesitlagerstätte Bürglkopf - Weißenstein bei Hochfilzen, Tirol 147-182