

## Geochemie magnesiumkarbonatischer Feuerfestrohstoffe von Vavdos-Chalkidiki / Griechenland

Ernst-Dieter Franz, Dimitrios Marazidis, Stuttgart, und Wolfgang Wetzstein, La Paz\*)

Die Magnesitlagerstätten des Reviers von Vavdos / Chalkidiki zeigen Magnesitvererzungen, die wie „Zahnwurzeln“ im serpentinisierten und frischen Ultrabasit stecken. Aus dem Erscheinungsbild der Magnesitvererzung kann man schließen, daß die Magnesitbildung durch descendente CO<sub>2</sub>-haltige Wässer erfolgte.

The magnesite deposits of Vavdos-district / Chalkidiki show the magnesite mineralization like "roots of teeth" in serpentinized and unaltered ultrabasite. The type of magnesite mineralization results in the assumption, that this magnesite was formed by descendent CO<sub>2</sub>-bearing water.

Les gisements de giobertite de la région de Vavdos / Chalkidiki présentant des minéralisations de giobertite en forme de «racines de dents» plantées dans de l'ultrabasite serpentinisée ou inaltérée. Ce type de minéralisation indique que la giobertite a été formée par des eaux descendantes contenant du CO<sub>2</sub>.

### Einleitung

Die Magnesitlagerstätten der Halbinsel Chalkidiki / Griechenland werden seit Beginn dieses Jahrhunderts abgebaut. Ihre systematische petrographisch-lagerstättenkundliche Erforschung begann bereits im Jahre 1878 durch Becke.

Magnesit im allgemeinen sind seit ungefähr dieser Zeit Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Insbesondere genetische Fragen und die Einteilung in Magnesittypen standen im Vordergrund (Redlich, 1909; Bain, 1924; Petrascheck, 1932; Redlich, 1934; Meixner, 1939; Friedrich, 1951, 1959; Angel & Trojer, 1953, 1955; Angel, 1955, 1964, und Kockel & Mollat, 1976, 1977).

In neuerer Zeit teilte Johannes (1970) anhand experimenteller Ergebnisse die Magnesitvorkommen in zwei Gruppen ein: solche, die durch CO<sub>2</sub>-Metasomatose und solche, die durch Mg-Metasomatose entstanden sind. Zu diesem Modell sollten noch die rein sedimentären Magnesitlagerstätten hinzugefügt werden, die in jüngster Zeit größere Beachtung gefunden haben (Franz & Wetzstein, 1977, Wetzstein & Zachmann, 1977, und Franz et al., 1979).

Bei Magnesitvorkommen, die durch CO<sub>2</sub>-Metasomatose entstanden sind, führte die Frage der Herkunft des CO<sub>2</sub> immer wieder zu konträren Auffassungen (e. g. Unesco-Tagung in Athen, 1980). Die Herkunft des CO<sub>2</sub> kann entweder endogen – aszendend oder exogen – descendend sein. Fragen über die Herkunft des CO<sub>2</sub> sowie geochemische Untersuchungen sind Gegenstand der vorliegen-

den Arbeit über die Magnesitvorkommen des Reviers von Vavdos / Chalkidiki.

Im Gebiet von Ajia Paraskevi – Kremasmata – Vavdos – Karkara (kurz das Revier von Vavdos) sind die Magnesitvererzungen durch die in diesem Gebiet tätige Firma Magnomin S.A. gut erschlossen. Insbesondere durch Bohrungen konnten wertvolle Einblicke in bezug auf die Tiefenerstreckung der Vererzungen gewonnen werden. Nach Kockel & Mollat (1976) tritt hier der Magnesit in Form von Stockwerkvererzungen, Gangvererzungen und als Konkretionen auf. Letztere haben jedoch keine wirtschaftliche Bedeutung.

### Geologischer Rahmen

Die Halbinsel Chalkidiki ist wohl mit eines der geologisch interessantesten Gebiete der Balkanhalbinsel. Das Bergdorf Vavdos liegt ca. 40 km Luftlinie in SE-Richtung von Saloniki (Abb. 1). Die West-Chalkidiki wird im Sinne der Renz'schen Gliederung (Renz, 1940, 1955) von der Vardar- oder Axioszone eingenommen, wogegen der öst-

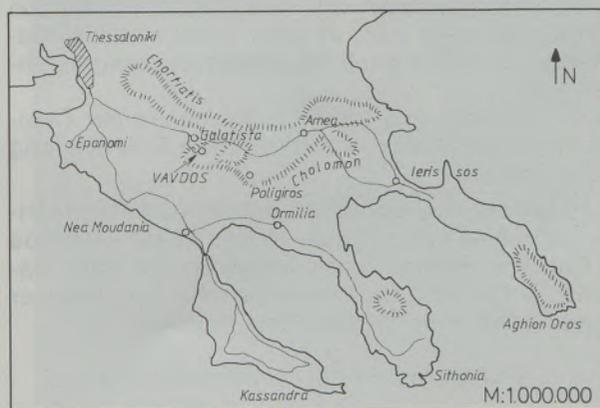


Abb. 1

Geographische Lage des Magnesitreviers von Vavdos auf der Halbinsel Chalkidiki / Griechenland

\*) Anschrift der Verfasser:

Priv.-Doz. Dr. Ernst-Dieter Franz und Dipl.-Geol. Dimitrios Marazidis, Institut für Mineralogie und Kristallchemie der Universität Stuttgart, Pfaffenwaldring 55, D-7000 Stuttgart-Vaihingen  
Dr. habil. Wolfgang Wetzstein, Casilla 1851, La Paz, Bolivien

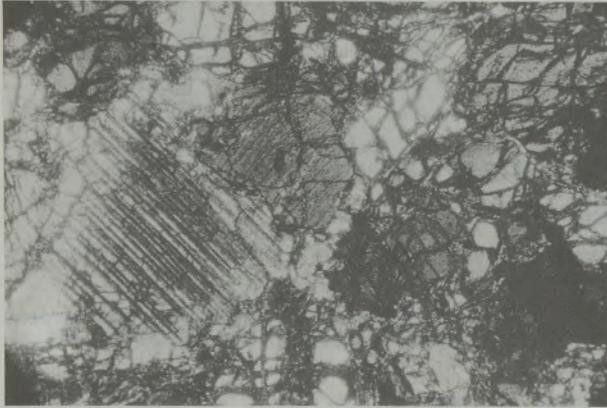


Abb. 2

Serpentinierter Olivin in einem Peridotit. Links ein Diopside. Rechts unten ein fast opakes Chromitkorn. (Vergr. ca. 24X, +Nic.)

liche und größere Teil der Halbinsel zur Rodopezone gehört.

Das generelle Streichen griechischer Gebirgszüge folgt einer NW–SE-Richtung, also dem Streichen der Helleniden, die eine Fortsetzung der Dinariden von Jugoslawien und Albanien bilden.

Mit Ausnahme des Rodope-Massivs war Griechenland im Mesozoikum ein Geosynklinalenkomplex, der quer zur großen Tethys-Geosynklinale lag. Diese Teilgeosynklinalen wurden von der alpidischen Orogenese erfaßt. Im Frühstadium der Orogenese wurden in der Phase des initialen Magmatismus ultrabasische Gesteine gebildet, die anschließend zum Teil einer Metamorphose unterlagen (Maratos, 1972). Später folgten ein synorogener saurer Subvulkanismus und ein spät-orogener subsequenter Vulkanismus. Im Gegensatz dazu steht die Meinung von Hiessleitner (1934, 1951), der die gesamten Ultrabasite der Balkanhalbinsel paläozoischem Alter zuordnet.

Der Ultrabasitzug von Saloniki, ein teils zutage austreichender, teils von transgredierendem Jungtertiär überdeckter Streifen aus Duniten, Peridotiten, Pyroxeniten und Gabbros, durchzieht die westliche Chalkidiki in NW–SE-Richtung.

Die SE-Begrenzung stellt das Gabbromassiv von Metamorphosis dar, in dem ultrabasische Gesteine und somit auch Magnesitvererzungen fehlen.

Die Magnesit- und Chromitvorkommen der Chalkidiki sind mit den ultrabasischen Eruptiva eng verknüpft.

Das Untersuchungsgebiet gehört zum Magnesitrevier von Ajia Paraskevi – Kremasmata – Vavdos – Karkara, einem Massiv innerhalb der Zone Saloniki – Ormilía, die ihrerseits eine Teilzone der zuvor genannten Vardar-Zone darstellt.

#### Petrographie der Nebengesteine

Im Nordosten des Magnesitreviers liegen niedermetamorphe Schiefer, auf die in südwestlicher Richtung Gabbros folgen. Sie sind, wie auch die

Schiefer, erzfrei. Daran schließt die eigentliche erzführende Zone an, die aus Serpentiniten und zum Teil serpentinisierten Peridotiten und Duniten besteht. Neben dem Magnesit finden sich in den Ultrabasiten auch Chromitvorkommen (Klimadsida, Kalamudi). Zwischengelagerte Pyroxenite und Gabbros sind dagegen erzfrei. Hochmetamorphe Schiefer bilden schließlich die SW-Begrenzung des Reviers.

Zum Hangenden werden die Gesteine von transgredierenden Tertiärschichten überlagert.

Mit den basischen und ultrabasischen Gesteinen dieser Region sowie mit dem sie begleitenden Gangfolge und den in ihnen auftretenden Magnesit- und Chromitvererzungen haben sich u. a. Becke (1878), Hiessleitner (1951), Hiessleitner & Clar (1951), Zachos (1957), Monod (1965), Sapountzis (1969, 1973) sowie Kockel & Mollat (1976, 1977) beschäftigt.

Im Untersuchungsgebiet bestehen zwischen Duniten, Serpentiniten und Peridotiten alle Übergänge, sodaß eine Abgrenzung im Gelände schwierig ist. Bei den Peridotiten überwiegen Klinopyroxene mit Diopside (Abb. 2). Kockel & Mollat (1976) weisen auch auf Verdrängungen der Pyroxene durch eisenarme Amphibole hin.

In Lukovitis und Siladi sind die Ultrabasite von Pegmatitgängen durchschlagen, die reich an bis zu 10 cm großen Turmalinen sind (Abb. 3).

Die Gabbros sind feinkörnig entwickelt und zeigen zum Teil ophitische Strukturen.

Im Süden und Südwesten werden die Eruptiva und Metamorphite von bis zu 10 m mächtigen, schlecht gliederbaren klastischen Sedimenten (Schluffe, Sande, Konglomerate) überlagert, die Magnesit in Form von Konkretionen enthalten.

#### Erze

Nur in Serpentiniten, Duniten und Peridotiten tritt Magnesit auf, nicht jedoch in Pyroxeniten und Gabbros. Die Magnesitvererzung als „Stockwerk“ stellt ein Netzwerk von schmalen Gängchen

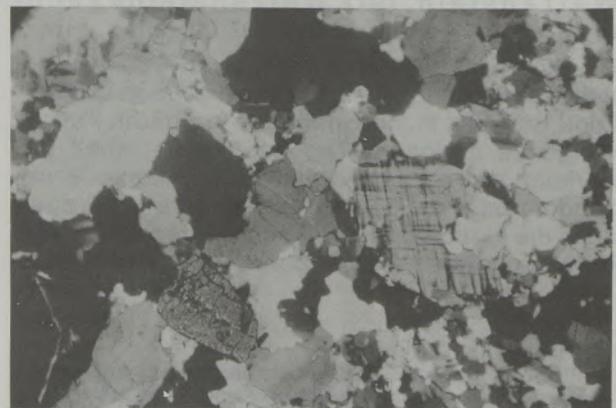


Abb. 3

Pegmatit aus Siladi mit Quarz, Feldspat, Glimmer und Turmalin. (Vergr. ca. 24X, +Nic.)

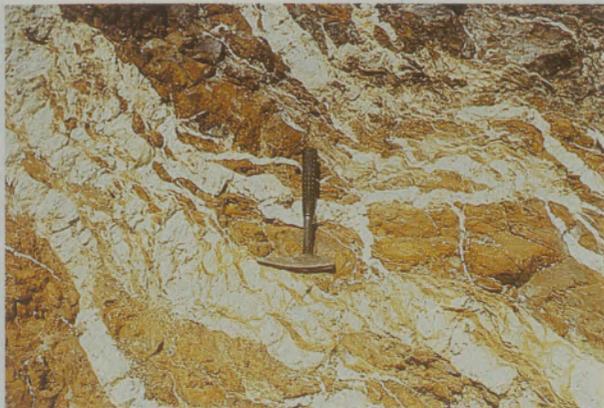


Abb. 4  
Magnesit als Stockwerkvererzung, Vavdos

dar, die sich vielfach kreuzen und gabeln, sich aufsplintern und schließlich an Quergängen enden (Abb. 4). Sie zeigen somit eine gewisse Ähnlichkeit mit einem Wurzelstock (Kockel & Mollat, 1976). Die Mächtigkeit der Stockwerkvererzung beträgt ungefähr 25 m; sie ist bei Lukovitis und Tsiornora gut aufgeschlossen. Die Gangfüllung besteht aus sehr reinem, dichtem, weißem Magnesit, der von Quarzäderchen von meist unter 1 mm Dicke durchzogen wird. Dort, wo der Magnesit knollig ausgebildet ist, treten auch Schrumpfrisse und Lösungshohlräume auf, die fast immer verkieselt sind. Auch die Oberfläche ist häufig von einer Kieselkruste überzogen (Abb. 5). Im Bereich von Ruschelzonen sind in den Magnesit Antigoritschüppchen eingequetscht. Die Mächtigkeit der Gängchen der Stockwerkvererzung geht von ca. 10 cm bis hinunter in den Millimeterbereich.

Mit zunehmender Teufe wird die Stockwerkvererzung zusätzlich von mächtigeren Gängen durchsetzt, sodaß mit Kockel & Mollat (1976) von einer Gangstockwerkvererzung gesprochen wird. Die mittlere Gangmächtigkeit beträgt ca. 1 m. Söhlig verlaufende Gänge sind in der Regel mächtiger als geneigte Gänge, saiger stehende Gänge sind selten. Als Besonderheit kann in der Teillagerstätte von Siladi ein ca. 4 m mächtiger, vertikal verlaufender Gang beobachtet werden. Wie die Stockwerkvererzung ist auch die Gangstockwerkvererzung in mehr oder weniger serpentiniertes Gestein eingelagert. Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 30 m. Die Magnesitvererzung besteht ebenfalls aus dichtem weißem Magnesit mit oftmals nierig traubigen Ausbildungen. Quarzlin sen und Quarzäderchen treten ebenfalls auf.

Die Gangstockwerkvererzung geht mit zunehmender Teufe in eine Gangvererzung mit Gangmächtigkeiten von 1 bis 2 m über. Im Gegensatz zur Stockwerkvererzung und Gangstockwerkvererzung finden sich die Gangvererzungen mit zunehmender Tiefe auch in frischem, unserpentinisiertem Gestein. Die Gänge sind von einer Verbraunungszone begleitet, die im Serpentin mit dm-Mächtigkeit besitzt, im frischen Gestein jedoch nur we-

nige Zentimeter erreicht. Vorwiegend verlaufen die Gänge in zwei etwa senkrecht aufeinanderstehenden Vorzugsrichtungen; sie sind also an tektonische Muster gebunden. Bei Joldaki beträgt die aufgeschlossene vertikale Erstreckung der Gangvererzung ca. 30 m. Neuere Untersuchungen der Firma Magnomin ergaben jedoch, daß die gesamte vertikale Erstreckung der Gänge praktisch nicht mehr als 90 m erreicht. Mit zunehmender Tiefe wird nur noch taubes Gestein angetroffen.

In horizontaler Erstreckung sind die Gänge oft weiter als 100 m zu verfolgen. Sie sind vollständig mit dichtem weißem, makroskopisch homogenem Magnesit vererzt.

Neben den Magnesitvererzungen finden sich im Untersuchungsgebiet noch untergeordnete Mengen von konkretionärem Magnesit, und zwar zwischen dem Magnesitwerk und Siladi und südwestlich vom Magnesitwerk an der Straße nach Nea Tenodos. Im Hangenden der Ultrabasite stehen tertiäre Sedimente an, die teils schluffig-sandig, teils brecciös oder konglomeratisch entwickelt sind. Der Verfestigungsgrad ist gering. In diesen klastischen Sedimenten finden sich Magnesitkonkretionen, die etwa 2 bis 3 m über der Sedimentuntergrenze einsetzen. Sie erreichen bis zu 25 cm Durchmesser, überwiegend zeigen sie etwa Faustgröße (Abb. 6).

Die Geochemie der Magnesitvererzungen ist in Tabelle 1 zusammengefaßt.

Neben den Magnesiten finden sich im Revier von Vavdos auch nennenswerte Chromitvorkommen. Sie scheinen ausschließlich an unveränderte Ultrabasite gebunden. Im Serpentin konnte Chromit nicht beobachtet werden.

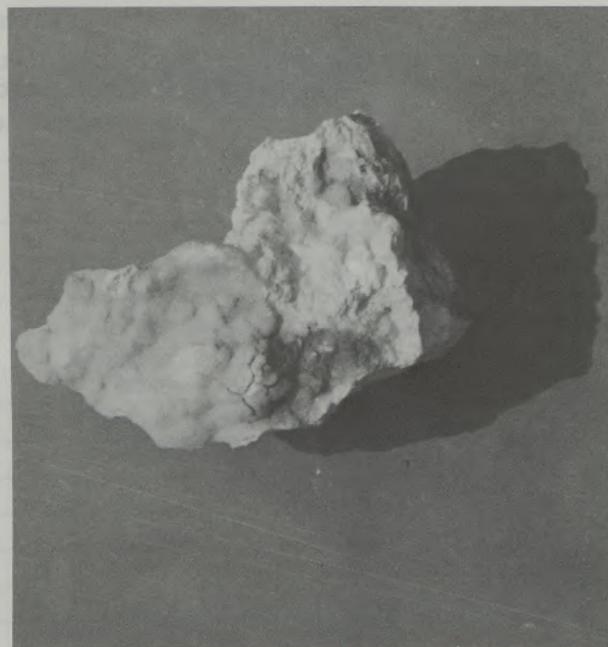


Abb. 5  
Magnesit mit Quarzüberkrustung aus der Stockwerkvererzung bei Lukovitis (ca.  $\frac{1}{3}$  natürl. Größe)

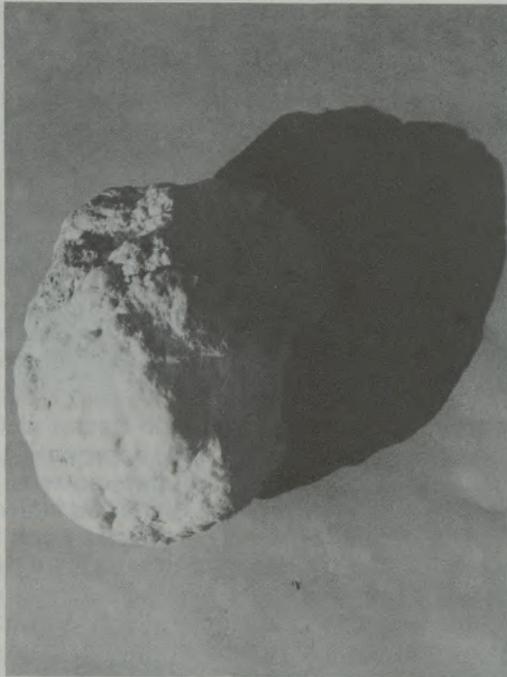


Abb. 6

Magnesitkoncretion. Vorkommen südlich des Magnesitwerks an der Straße nach Nea Tenedos (ca. 1/2 natürl. Größe)

Die Chromitvererzung, die in Form von Schlieren, Bändern und Linsen vorliegt, ist stets nur kleinräumig entwickelt, sodaß zurzeit keine wirtschaftliche Nutzung erfolgt. Die Vorkommen folgen dem Streichen des Gebirgszugs in NW-SE-Richtung. Im Dünnschliff zeigt sich der Chromit oftmals löcherig

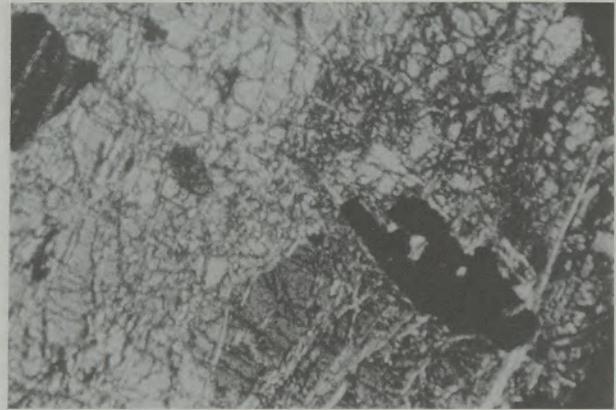


Abb. 7

Leicht umgewandelter Dunit mit löcherigem Chromit aus Joldaki. (Vergr. ca. 24X, +Nic.)

und zerfressen (Abb. 7). Auch können kataklastische Strukturen beobachtet werden, die eventuell auf tektonische Einwirkungen zurückzuführen sind.

In Angitsa liegen chromitreiche und chromitärere Wechsellagerungen vor, die nahezu saiger stehen (Abb. 8). Nach dem genetischen Modell der gravitativen Kristallisationsdifferentiation müßten diese Chromitlagen nach der Erstarrung des Nebengesteines in die heutige Steilstellung aufgerichtet worden sein.

An mehreren Stellen konnte der lilafarbene Chrompennin Kämmererit in Form von erdigen Krusten beobachtet werden.

Tabelle 1

Durchschnittswerte der Spurenelementverteilung in ppm von Magnesiten des Magnesitreviers von Vavdos mit Höhenangabe der Probenentnahmestellen

(Alle Konzentrationen in ppm angegeben)

Probe Nr.	in HCL unlösl.-%	Mg:Ca molar	Ni	Cr	Zn	Mn	Fe	Cu	Co	Ni/Cr	m ü. NN
1	6,03	99:1	228	0	24	51	0	16	0	—	640
2	3,71	98:2	124	72	10	87	93	0	0	1,71	580
3	3,18	99:1	180	36	4	70	180	20	0	5	560
4	6,71	98:2	160	43	4	34	128	19	29	3,73	520
5	6,17	98:2	367	26	9	34	373	18	0	15,85	570
6	14,44	98:2	70	0	20	32	111	0	0	—	560
7	3,49	98:2	595	51	15	73	129	36	0	11,55	555
8	1,30	97:3	76	25	29	29	177	17	0	3,04	550
9	1,33	98:2	50	71	5	121	61	15	93	0,71	600
10	1,79	99:1	0	40	9	53	91	0	48	0	550
11	0	98:2	537	35	23	80	190	20	0	15,35	570
12	3,76	90:10	85	67	22	29	41	20	0	1,26	550
13	1,68	95:5	114	0	65	49	152	28	0	—	400
14	2,67	99:1	136	66	6	78	61	0	0	2,04	450



Abb. 8

Wechsellagerung von dünnen und dickeren Chromitlagen aus Angitsa (ca. 1/2 natürl. Größe)

**Geochemie**

Dem Chemismus der Neben- und Spurenelemente von Magnesit ist bislang relativ wenig Beachtung geschenkt worden. Untersuchungen von Haas (1953) und Meixner (1953) führen zu semiquantitativen Angaben über die Begleitelemente von Magnesiten der Ostalpen und Spaniens. Analoge Untersuchungen an griechischen und türkischen Magnesiten wurden von Baumgarth & Dohr (1965) durchgeführt. Jüngere Arbeiten von Kralik (1977), Franz & Wetzenstein (1977), Wetzenstein & Zachmann (1977) und Franz et al. (1979) enthalten quantitative Angaben über Spurenelementverteilungen in Magnesiten.

In der vorliegenden Arbeit wurden die Elemente Mg und Ca sowie Ni, Cr, Zn, Mn, Fe, Cu und Co mittels Atomabsorptions-Spektralphotometrie quantitativ bestimmt. Ziel der Analysen war es, eventuelle Spurenelementvergesellschaftungen oder Konzentrationen in Tiefenabhängigkeit der Magnesitvererzungen zu finden, die Hinweise auf die Magnesitgenese im Revier von Vavdos geben könnten. Die zu untersuchenden Magnesitproben wurden in der Kugelmühle gemahlen und an-

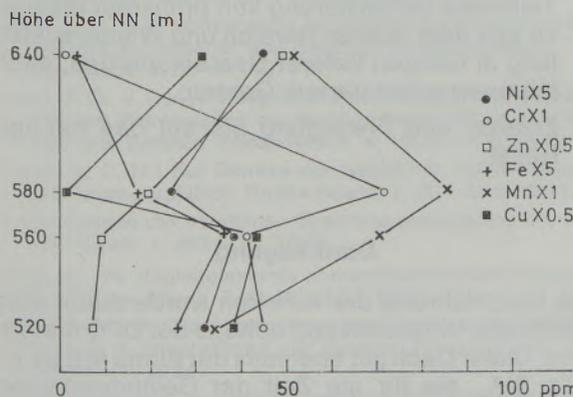


Abb. 9

Spurenelementverteilung der Magnesitlagerstätte Lukovitiss

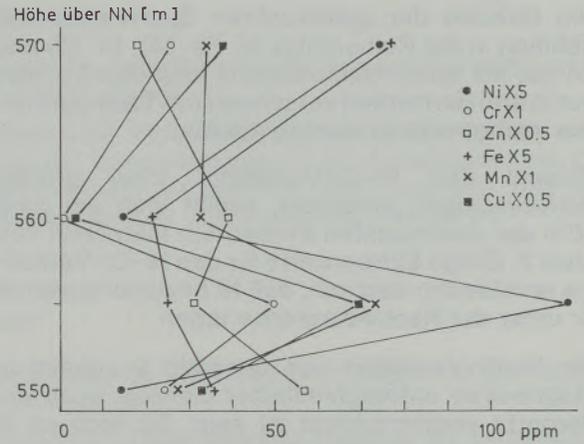


Abb. 10

Spurenelementverteilung der Magnesitlagerstätte Foti Rachi

schließend in HCl gelöst. Silikatisches Nebengestein wurde mit Flußsäure aufgeschlossen.

Tabelle 1 stellt die Durchschnittswerte der Spurenelemente von jeweils mehreren Magnesitproben aus verschiedenen Entnahmehorizonten mit Höhenangaben (m ü. NN) dar. Tabelle 2 zeigt eine Übersicht über die einzelnen Fundpunkte, ebenfalls mit Höhenangabe. In den Teillagerstätten von Lukovitiss und Foti Rachi wurden Proben aus verschiedenen Profiltiefen untersucht. Die Durchschnittswerte der Ergebnisse sind in Abb. 9 und Abb. 10 graphisch dargestellt.

Neben dem Hauptelement Mg tritt als Nebenelement Ca auf, das überwiegend an Calcit gebunden ist. Dolomit liegt nur in sehr untergeordneten Mengen vor. Das Mg-Ca-Verhältnis zeigt keine Abhängigkeit in bezug auf die Tiefe.

**Tabelle 2**

Fundpunkte der untersuchten Magnesitproben mit Höhenangabe

Fundorte	Höhe über NN
1. Magnesite aus der Teillagerstätte Lukovitiss	(640 m)
2. Magnesite wie 1. (mittlere Lage)	(580 m)
3. Magnesite wie 1. und 2. (tiefere Lage)	(560 m)
4. Magnesite wie 1., 2. und 3. (tiefere Lage)	(520 m)
5. Magnesite aus der Teillagerstätte Foti Rachi	(570 m)
6. Magnesite wie 5. (mittlere Lage)	(560 m)
7. Magnesite wie 5. und 6. (tiefere Lage)	(555 m)
8. Magnesite wie 5., 6. und 7. (tiefere Lage)	(550 m)
9. Magnesite aus der Teillagerstätte Joldaki	(600 m)
10. Magnesite wie 9. (tiefere Lage)	(560 m)
11. Magnesite aus der Teillagerstätte Siladi	(570 m)
12. Magnesite wie 11. (tiefere Lage)	(550 m)
13. Magnesite aus der Teillagerstätte Aghia Paraskevi	(400 m)
14. Magnesitkonkretion an der Straße von Magnesitwerk nach Nea Tenedos	(450 m)

Die Gehalte der untersuchten Spurenelemente nehmen in der Reihenfolge Ni, Fe, Mn, Cr, Cu und Zn ab. Mit deutlichem Abstand folgt das Co, das nur in drei Horizonten verschiedener Teillagerstätten nachgewiesen werden konnte.

Obwohl das Ni-Cr-Verhältnis lokal großen Schwankungen unterliegt, ergibt sich bei rund 50% der untersuchten Proben ein Mittelwert von etwa 2. Einige Extremwerte für das Ni-Cr-Verhältnis entstanden dadurch, daß Ni beziehungsweise Cr unter der Nachweisgrenze lagen.

Ein Ni-Cr-Verhältnis von ungefähr 2 scheint in Magnesiten unterschiedlicher Genese auch andernorts vorherrschend zu sein. So liegt es in sedimentären Magnesiten des Serviabeckens/Griechenland (Wetzenstein & Zachmann, 1977) und in Magnesiten des Alto Chapare/Bolivien (Franz et al., 1979) ebenfalls bei etwa 2. Die Nickelgehalte von Magnesiten mit Ultrabasiten als Nebengestein erreichen im Revier von Vavdos nahezu 600 ppm. Hohe Schwankungen der Ni-Gehalte von über 500 ppm konnten jedoch in der Teillagerstätte Foti Rachi bei einer Höhendifferenz von nur 5 m beobachtet werden.

Bemerkenswert erscheint weiterhin, daß in den Teillagerstätten von Lukovitis und Foti Rachi die Elemente Ni, Cr und Cu ein gewisses „Pulsieren“ zwischen höheren und tieferen Werten in bezug auf die Tiefe zeigen (Tabelle 1, Abb. 9 und 10). Dagegen nehmen die Zn-Gehalte in der Teillagerstätte Lukovitis nach der Tiefe hin kontinuierlich ab.

Ausgehend von Tabelle 1 kann gesagt werden, daß weder das Mg-Ca-Verhältnis oder das Ni-Cr-Verhältnis noch die Verteilung der anderen untersuchten Spurenelemente eine eindeutige Abhängigkeit in bezug auf die Entnahmetarife der Magnesitproben erkennen lassen.

Analysen der Ni- und Cr-Gehalte der ultrabasischen Nebengesteine im Revier von Vavdos ergaben folgende Durchschnittswerte in ppm:

	Ni ppm	Cr ppm
Dunite	2090	600
Serpentinite	1480	30

Es besteht also sicherlich ein Zusammenhang zwischen den hohen Ni-Gehalten der Magnesite und den ultrabasischen Nebengesteinen. Weiter fallen die deutlich niedrigeren Ni- und Cr-Gehalte der Serpentinite im Vergleich zu den Duniten auf. In bezug auf das Ni kann man sagen, daß die Differenz zwischen den Ni-Gehalten der Dunite und der Serpentinite größtenteils im Magnesit wiederzufinden ist. Beim Cr scheinen die Verhältnisse anders zu liegen. Es ist anzunehmen, daß bei der Analyse der Dunite das Cr im Dunit in Form von primärem Chromit vorgelegen hat. Dieser Chromit

scheint im serpentinierten Material nicht mehr vorhanden zu sein. Ein kleiner Anteil des Cr verbleibt im Serpentin als Kämmerneritneubildung. Der Verbleib des größeren Teils des Cr bleibt ungeklärt. Möglicherweise besteht aber ein Zusammenhang mit den etwa 10 km westsüdwestlich des Magnesitreviers von Vavdos auftretenden Bauxiten.

### Schlußfolgerung

Im Untersuchungsgebiet, dem Magnesitrevier von Vavdos, stellt sich die Vererzung wie folgt dar. An den Vererzungsstellen bildet der Magnesit in oberflächennahen Bereichen sogenannte Stockwerkvererzungen, die als mm-, cm- und dm-dicke Adern und Gängchen den Serpentin durchziehen. Gegen die Tiefe hin gehen die Stockwerkvererzungen – nach Durchlaufen einer Übergangszone – in mehrere Meter mächtige Magnesitgänge über, die sowohl serpentinierte als auch frische Ultrabasite durchsetzen. Durch Bohrungen der Firma Magnomin wurde nachgewiesen, daß die Magnesitgänge in ungefähr 100 m Tiefe vertauben. Das Erscheinungsbild der Magnesitlagerstätten von Vavdos zeigt somit Magnesitvererzungen, die wie „Zahnwurzeln“ im serpentinierten und frischen Ultrabasit stecken.

Das oben beschriebene Bild bekräftigt die Annahme, daß hier der Magnesit durch die Einwirkung von meteorischen Wässern als Träger des CO<sub>2</sub> gebildet wurde. Als Magnesiumspender diente das serpentinierte Nebengestein.

Somit könnte die Genese der Magnesitvererzungen der Chalkidike folgendermaßen verlaufen sein:

1. Entstehung oberflächennaher Klüfte und Gänge infolge tektonischer Beanspruchung.
2. Verwitterung im obersten Bereich. Bildung zahlreicher Klüftchen und Risse und somit gute Wegsamkeit für meteorische Wässer.
3. Serpentinisierung und Magnesitbildung durch CO<sub>2</sub>-haltige meteorische Wässer.
4. Überdeckung durch Sedimente.
5. Teilweise Mobilisierung von primärem Magnesit aus dem oberen Bereich und Wiederausfällung in Gängen tieferer Gesteinspartien, auch in unserpentinisiertem Gestein.
6. Erosion und Freilegung bis auf das heutige Relief.

### Danksagung

Die Durchführung der Arbeiten wurde durch eine finanzielle Unterstützung seitens der DFG ermöglicht. Unser Dank gilt ebenfalls der Firma Magnomin S.A., die für die Zeit der Geländearbeiten Herrn D. Marazidis eine finanzielle Unterstützung zukommen ließ.

### Zusammenfassung

Quantitative chemische Spurenelementanalysen wurden von Magnesiten des Magnesitreviers von Vavdos/Chalkidiki durchgeführt. Die Spurenelemente nehmen in der Reihenfolge Ni, Fe, Mn, Cr, Cu, Zn und Co ab. Eine eindeutige Abhängigkeit der Spurenelementverteilung von der Entnahme-

tiefe der untersuchten Proben konnte nicht festgestellt werden.

Das Ni/Cr-Verhältnis beträgt ungefähr 2. Während bei der Serpentinisierung der Ultrabasite das Cr größtenteils weggeführt wird, verbleibt das Ni weitgehend im Serpentin und Magnesit.

### Summary

Quantitative chemical trace element analyses of magnesite ores of Vavdos-district/Chalkidiki were performed. The trace elements decrease in the sequence Ni, Fe, Mn, Cr, Cu, Zn and Co. No significant dependence of trace element distribu-

tion could be observed with respect to the depth of sampling.

The Ni/Cr-ratio amounts about 2. By serpentinization of ultrabasites the Cr mostly vanishes, while Ni remains largely in serpentinite and magnesite.

### Résumé

On a effectué l'analyse chimique quantitative des éléments traces des giobertites provenant du gisement de Vavdos/Chalkidiki. Les teneurs de ces éléments décroissent dans l'ordre Ni, Fe, Mn, Cr, Cu, Zn et Co. Il n'a pas été possible d'établir une nette relation entre la distribution des éléments

traces et la profondeur de prélèvement des échantillons étudiés.

Le rapport Ni/Cr est d'environ 2. Alors que dans le cas de serpentinisation des ultrabasites le Cr est en grande partie éliminé, le Ni reste présent en quantité considérable dans la serpentinite et la giobertite.

### Literaturverzeichnis

- Angel, F.: Was machen die anderen? Joanneum, Miner. Mitt.-Bl., 2, 25-44, 1955.
- : Zur Petrographie des Chromerz- und Magnesit-Lagerstättenbereichs von Vavdos (Chalkidiki). Radex-Rdsch. 5, 266-276, 1964.
- Angel, F., u. F. Trojer: Der Ablauf der Spatmagnesitmetasomatose. Radex-Rdsch. 7/8, 315-334, 1953.
- : Zur Frage des Alters und der Genese alpiner Spatmagnesite. Radex-Rdsch. 2, 374-392, 1955.
- Bain, G. W.: Types of Magnesite Deposits and their Origin. Econ. Geol., 19, 412-433, 1924.
- Baumgarth, W., u. H. Dohr: Spurenelemente in eisenarmen Gelmagnesiten. Ber. Dtsch. Keram. Ges. 42, 111-117, 1965.
- Becke, F.: Gesteine aus Griechenland. Gesteine der Halbinsel Chalkidike. Tscherms. Min. Petrogr. Mitt., 1, 1878.
- Franz, E.-D., & W. Wetzenstein: Magnesiumkarbonatische Sedimente im mittleren und östlichen Mittelmeerraum. Radex-Rdsch. 1, 50-51, 1977.
- Franz, E.-D., J. Ponce Villagomez & W. Wetzenstein: Geochemie und Petrographie der Magnesitlagerstätten des Alto Chapara/Bolivien. Radex-Rdsch. 4, 1105-1119, 1979.
- Friedrich, O. M.: Zur Genese der ostalpinen Spatmagnesit- und Talklagerstätten. Radex-Rdsch. 7, 281-298, 1951.
- : Zur Genese der ostalpinen Spatmagnesitlagerstätten. Radex-Rdsch. 1, 393-420, 1959.
- Haas, H.: Die Begleitelemente in rhomboedrischen Karbonaten. Radex-Rdsch. 7/8, 459-467, 1953.
- Hiessleitner, G.: Zur Lagerstättengeologie des dichten Magnesits in Griechenland und Serbien. Berg-Hüttenm. Jb., 82, 24-41, 1934.
- : Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Jb. Geol. Bundesanst., Sonderband 1, Wien, 1951.
- Hiessleitner, G., & E. Clar: Ein Beitrag zur Geologie und Lagerstättenkunde (Chromerz- und Nickellagerstätten) basischer Gesteinszüge in Griechenland. Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., I, 160, 697-709. Wien, 1951.
- Johannes, W.: Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. N. Jb. Miner. Abh., 113, 274-325, 1970.
- Kockel, F., & H. Mollat: Untersuchungen an den Magnesitvererzungen in der westlichen Chalkidiki (N-Griechenland). Geol. Jb., D 16. Hannover, 1976.
- : Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100.000 (Nord-Griechenland). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1977.
- Kralik, M.: Verbreitung und Genese der Magnesitlagerstätten von Eugui (Asturra), W-Pyrenäen/ Spanien. Dissertation an der Formal- und Naturwissenschaftl. Uni. Wien, 179 S., Wien, 1977.
- Maratos, G. N.: Geologie von Griechenland (in Griechisch), Athen, 1972.
- Meixner, H.: Ein Besuch der Talklagerstätte Schellgaden im Lungau auf der Vorexkursion der Dt. Miner. Ges. am 22. Aug. 1938. - Fortschr. Miner., 23, 25-28, 1939.
- : Zur Verteilung der Begleitelemente in rhomboedrischen Karbonaten. Radex-Rdsch. 7/8, 468-470, 1953.
- Monod, O.: Etude géologique du massif du mont Chortiatiss (Macédonie). Geol. and geophys. research, 10, 4, 221-279, 1965.
- Petrasccheck, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. Sitz. Ber. Akad., math.-naturw. Kl., 141, 195-242, 1932.
- Redlich, K. A.: Die Typen der Magnesitlagerstätten. Z. prakt. Geol., 17, 300-310, 1909.
- : Die Typen der Magnesitlagerstätten, ihre Bildung, geologische Stellung und Untersuchung. Z. prakt. Geol., 42, 156-159, 1934.

Renz, C.: Die Tektonik der griechischen Gebirge. – Pragmatika Akademies Athinon 8, Athen, 1940.

–: Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. – Inst. Geol. Subsurface Res., Athen, 1955.

Sapountzis, I. S.: Petrographische und geologische Stellung der grünen Gneise von Thessaloniki. Aristotel. Univ., Thess., 11, 25–124, Thessaloniki, 1969.

–: Geochemische und petrographische Untersuchungen der Gabbrogesteine in der Umgebung von Thessaloniki. Thessaloniki, 1973 (Selbstverlag).

UNESCO: An international symposium on metallogeny of mafic and ultramafic complexes: the eastern mediterranean-western Asia area, and its comparison with similar metallogenic environments in the worlds. Abstracts. Athens, 1980.

Wetzenstein, W., & D. Zachmann: Sedimentäre magnesium-karbonatische Bildungen im Servia-Becken / Nordgriechenland. Radex-Rdsch. 1, 29–49, 1977.

Zachos, K.: Magnesite deposits of Vavdos Chalkidiki. – Geol. geophys. research, 5, 1, 1–27, Athen, 1957.